MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE
ȘI GEOFIZICĂ

B·I.G

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

STRATIGRAFIE

VOL. 70-71
1983; 1984

4

BUCUREȘTI
ROMÂNIA
1986

Institutul Geologic al României

Coperta : Cristian Vasile

Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. 70-71
(1983 ; 1984)

4. STRATIGRAFIE

142566

BUCUREȘTI
1986

Institutul Geologic al României

Coordonator științific : dr. FL. MARINESCU

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

CUPRINS

PALEOZOIC

1. Paraschiv D., Vinogradov C., Popescu M. — Contributions to the Study of the Vlașin Formation (Paralic Carboniferous) of the Moesian Platform, North of the Danube 5
Contribuții la studiul formațiunii de Vlașin (Carboniferul paralic) de pe cuprinsul platformei moesice, la nord de Dunăre (Rezumat) . 15
2. Seghedi A., Oaie Gh. — Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de nord): faciesuri și structuri sedimentare 19
The Carapelit Formation (North Dobrogea): Facies and Sedimentary Structures (Summary) 33
3. Stănoiu I., Stan N. — Litostratigrafia molasei permian-carbonifere din regiunea Munteana-Svinița-Tîlva Frasinului (Banatul de sud) . . . 39
Lithostratigraphy of the Permian-Carboniferous Molasse in the Munteana-Svinița-Tîlva Frasinului Region (South Banat) (Summary) . . 47
4. Strusievicz O., Strusievicz E. — Contribuții la stratigrafia formațiunii de Oslea între Valea de Pești și valea Tusu (munții Vîlcan) . . . 51
Contributions à la stratigraphie de la formation d'Oslea entre Valea de Pești et la vallée Tusu (monts Vîlcan) (Sommaire) 59

MEZOZOIC

5. Bucur I. I., Pomârjanschi D. — Microfacies, Diagenesis and Geochemistry of the Carbonate Rocks in the Surroundings of Reșița 63
Microfaciesurile, diageneza și geochimia rocilor carbonatice din împrejurimile Reșiței (Rezumat) 75
6. Năstăseanu S., Avram E. — Une nouvelle sous-division de la formation de Svinița: la sous-formation de Pîrîul Țiganilor 79
O nouă subdiviziune în cuprinsul formațiunii de Svinița: subformațiunea de Pîrîul Țiganilor (Rezumat) 84
7. Pop Gr. — Les zones de Calpionelles tithoniques-néocomiennes de la région de Svinița (Carpathes Méridionales) 87
Zonele de calpionele tithonic-neocomiene din regiunea Sviniței (Carpații Meridionali) (Rezumat) 104
8. Pop Gr. — Les formations néocrétacées de Soarbele (Carpathes Méridionales) 109
Formațiunile neocretacice de la Soarbele (Carpații Meridionali) (Rezumat) 126
9. Ștefănescu M., Szász L., Bratu E., Ștefănescu M., Rusu A., Piliuță A.-M. — Geology of the Titești Depression 133
Geologia depresiunii Titești (Rezumat) 144

Institutul Geologic al României

10. Szász L. — Biostratigraphy and Correlation of the Turonian in Romania on the Basis of Ammonites and Inoceramids 147
Biostratigrafia și corelarea Turonianului din România pe bază de amoniți și inocerami (Rezumat) 171
11. Szász L. — Coniacian in Romania : Boundaries, Subdivisions, Ammonite and Inoceramid Assemblages and Their Importance for Global Correlations 175
Coniacianul din România : limite, subdiviziuni, asociații de amoniți și inocerami și importanța lor pentru corelări globale (Rezumat) . 200

NEOZOIC

12. Andreescu I. — Observations on the Pliocene Coal Formation Conditions from the Dacic Basin with Special Regard on the Coal Complex of Oltenia 203
Observații privind condițiile de formare a cărbunilor plioceni din bazinul dacic cu privire specială asupra complexului cărbunos din Oltenia (Rezumat) 217
13. Andreescu I., Rădan S., Rădan M. — Magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian Deposits of the Lupoaia Quarry (Motru Valley, North-West Oltenia) 219
Magnetostratigrafia depozitelor dacian-romaniene din zona Lupoaia (Valea Motrului, Oltenia de nord-vest) (Rezumat) 225
14. Bombiță G., Baltres A. — Contributions à l'étude des calcaires lacustres éocènes de Transylvanie 227
Contribuții la studiul calcarelor lacustre eocene din Transilvania (Rezumat) 243
15. Borcoș M., Popescu Gh., Roșu Em. — Nouvelles données sur la stratigraphie du volcanisme tertiaire des monts Métallifères 245
Date noi privind stratigrafia și evoluția vulcanismului terțiar din Munții Metaliferi (Rezumat) 258
16. Mărunțeanu M., Stancu J. — Note sur les dépôts badéniens du bassin de Liubcova-Sichevița 261
Notă asupra depozitelor badeniene din bazinul Liubcova-Sichevița (Rezumat) 265
17. Lubenescu V., Balteș N., Manolescu-Balteș C. — Considérations biostratigraphiques sur les dépôts néogènes du bassin de Comănești . . . 267
Considerații biostratigrafice asupra depozitelor neogene din bazinul Comănești (Rezumat) 279
18. Lubenescu V., Diaconu M., Ștefănescu C., Radu A., Dița S. — Date preliminare asupra Neogenului din forajele dintre văile Teleormanului și Vedea (platforma moesică) 283
Preliminary Data Concerning the Neogene Sediments in the Boreholes Between the Teleorman and Vedea Valleys (Moesian Platform) (Summary) 287
19. Micu M., Gheța N. — Eocene-Oligocene Boundary in Romania on the Calcareous Nannoplankton 289
Limita Eocen-Oligocen în România pe baza nannoplanctonului calcaros (Rezumat) 303
Book Review 309

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983; 1984), 1986, pag. 5-18.

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF THE VLAȘIN FORMATION (PARALIC CARBONIFEROUS) OF THE MOESIAN PLATFORM, NORTH OF THE DANUBE [1]

BY

DUMITRU PARASCHIV [2], CONSTANTIN VINOGRADOV [2], MIRCEA POPESCU [2]

Paralic Carboniferous. Namurian. Westphalian. Visean. Vlașin Formation. Terrigenous deposits. Sudetic diastrophism. Lithofacies. Romanian Plain — West Romanian Plain — East Romanian Plain — Zone between Argeș and Ialomița.

Abstract

The Vlașin Formation is made up of prevailingly terrigenous deposits of paralic nature, accumulated on the Moesian Platform after the Sudetian diastrophism. Characterized by a fragmentary distribution and by sensible lithofacial variations, the deposits under study contain a rich microflora specific to the Namurian and to the Lower Westphalian, locally also of the transition from the Visean to the Namurian. According to the microfauna, certain tectonic blocks of the base of the Vlașin Formation would belong to the Uppermost Visean.

Résumé

Contributions à l'étude de la formation de Vlașin (Carbonifère paralique) de la Plate-forme moesienne, au nord du Danube. La formation de Vlașin est constituée de dépôts prédominamment terrigènes de type paralique qui se sont accumulés sur la Plate-forme mœsienne après le diastrophisme sudète. Caractérisés par une distribution fragmentaire et par de sensibles variations lithofaciales, ces dépôts contiennent une riche microflore spécifique au Namurien et au Westphalien inférieur, localement aussi à la transition du Viséen au Namurien. D'après la microfaune, certains blocs tectoniques de la base de la formation de Vlașin appartiennent au Viséen sommital.

[1] Received January 9, 1984, accepted for communication and publication January 14, 1984, presented at the meeting of March 9, 1984.

[2] Institutul de Cercetări și Proiectări pentru Petrol și Gaze, secții cercetare, Str. Toamnei nr. 104, București.

Institutul Geologic al României

The Sudetic diastrophism represented an important event in the geological evolution of the Moesian Platform, first because the area of sedimentation in view broke up in a series of gulfs and smaller basins, secondly because the carbonatic sedimentation was replaced by the terrigenous one. Consequently, during the Namurian, locally in the Westphalian and possibly (extremely rarely) in the Stephanian, north of the Danube was accumulated a sequence of deposits built up of clays, silts, sandstones, limestone intercalations, coal sequences and numerous plant remains. The deposits under investigation were intercepted by about 65 wells spread on the whole territory of the Platform, west of the Ialomița River.

Taking into account the facial individuality, stressed by the paralic feature of the sediments and by their wide distribution, the deposits we refer to were grouped in a distinct lithofacial entity, called "the Vlașin Formation" (Paraschiv, Popescu, 1980).

Because of the division of the accumulation area, the rather active regime, the nature and various distances of the sources of detrital material, the sedimentation process was varied, non-homogeneous in character. That is why the sections exposed so far in boreholes cannot be correlated, in their details, not even in the Brădești Zone, where the boreholes are rather dense. Nevertheless, it is possible to group certain boreholes but on larger intervals and at the scale of the whole platform. So, the Westphalian sequence distinguishes itself by a marked arenitic character. When it is supposed to occur (at Călărețti), the Stephanian seems to look like the Westphalian. The upper part of the Namurian is predominantly made up of pelites and siltstones, while the basal sequence is more carbonatic. Locally, the deposits we refer to are crossed by basic or acid magmatites (Fig. 1).

The relations of the Vlașin Formation with the adjacent lithostratigraphic terms are not clear and well known everywhere. What can be asserted without doubt is that the Vlașin Formation always overlies the carbonatic Devonian-Dinantian sequence (Călărași Formation). It seems the Carboniferous terrigenous deposits were accumulated in a sedimentation area inherited from the Dinantian or the Devonian.

Between the Vlașin Formation and the subjacent Călărași Formation there are different relations. In certain zones one can notice a transition from one facies to another or even an interfingering between the two. So, in the Carboniferous Basin of Dobrogea, at Belgun (northeast of Bulgaria), the transition begins since the Famennian (Bokov, Okneanov, 1978), first by a process of impurification of the limestones, then, in the Dinantian, by the rhythmical alternation of the carbonatic and terrigenous sequences (Fig. 2). Farther north, in the Ograjden Zone, the terrigenous lithofacies begins to be predominant since the Upper Visean (Fig. 3) and even farther in the Periș area, the passage takes place as late as the Namurian (Fig. 1). The heterochronism of the analyzed facies is ntoiced even along more restricted areas, as in the case of the Brădești structure and its surroundings.

In other zones, the studied lithostratigraphic terms seem to be separated by sedimentation gaps. At Ograjden, for instance (Fig. 3), the terrigenous Visean directly overlies the carbonatic Middle Devon-

Institutul Geologic al României

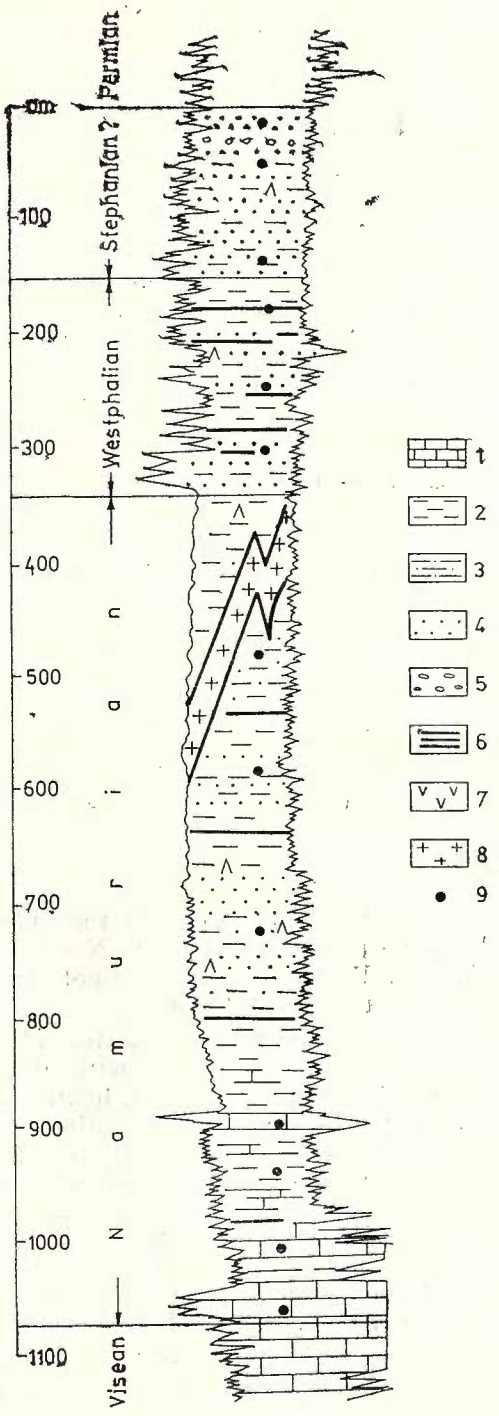


Fig. 1 — Synthetic column of the Vlașin Formation.

1, limestones ; 2, marls, clays; 3, siltstones ; 4, arenites ; 5, rudites ; 6, coal interbeds ; 7, anhydrites ; 8, magmatites; 9, mechanical core.

Institutul Geologic al României

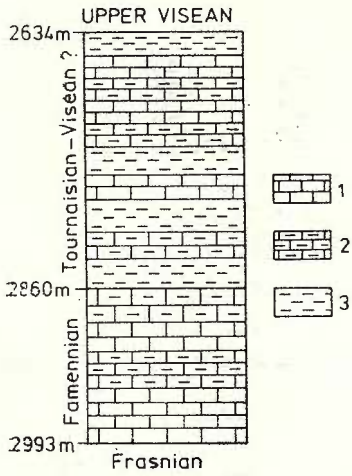


Fig. 2. — Column of the Belgun 53 borehole (acc. to Bokov, Okneanov, 1978).
1, limestones ; 2, argillaceous limestones ; 3, marls, clays.

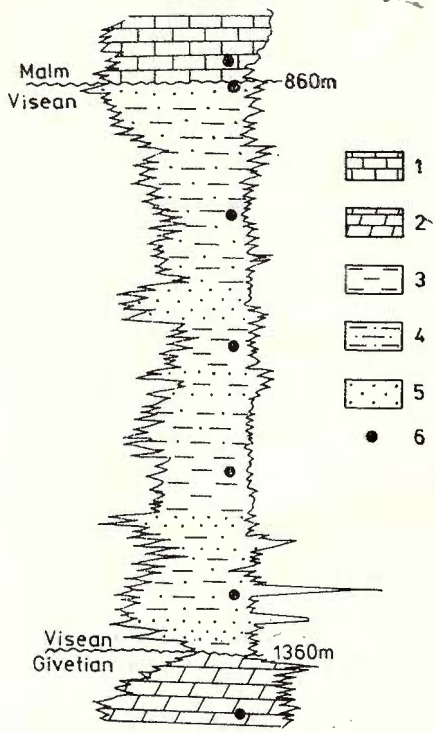


Fig. 3 — Column of the Ograjden 120 borehole.
1, limestones ; 2, dolomites ; 3, marls, clays ; 4, siltstones; 5, arenites ; 6, mechanical core.

ian. South of Bucharest, in the Dobreni area, the same carbonatic Devonian supports the argillic Namurian, and at Brădești in well 71, the Călărași Formation, whose final term is the Visean, seems to directly support the Westphalian.

As for the relations of the Vlașin Formation with the terms overlying it and, first of all, with the Roșiori Formation, it seems they are of discontinuity. In fact, in the absence of paleontological arguments, the only criterion for separating the two lithostratigraphic entities is the presence of coals. But it is not out of question that in the depocentral areas south of București and Călărași, the sedimentation processes should not have been interrupted between the Carboniferous and the Permian. The existence of rather coarse fluviatile sands, identified at Călărești over the Westphalian coal arenites, contrasts with the lagoon character of the overlying (Permian) sequence, thus suggesting the presence of transition, possibly Stephanian, deposits. On the other hand it is worth mentioning that certain elements on which the separation of the Roșiori Formation is based, such as the anhydrite

Institutul Geologic al României

occurrences and the brown, red or cherry-red colour of the terrigenous deposits are to be found also in the Vlașin Formation, from the very basal sequence. In the Moesian Platform there are also areas affected by post-Carboniferous denudation where the Vlașin Formation directly supports Lower, Middle and Upper Triassic, Jurassic and even Badenian deposits.

The distribution of the Vlașin Formation on the Moesian Platform territory is, as has been told, discontinuous. Examining Figure 4 one could notice the southern part of the platform is covered by the terrigenous Carboniferous much more than the northern border where only one enclave was reported (in the Brîncoveanu, Periș and Finta boreholes). The existence of other limited areas covered by the terrigenous Carboniferous in the north-eastern area is only supposed. South of the Slatina-North Ciurești-Căscioarele-Urziceni-Jugureanu line, four covering areas were evidenced; the first corresponds to the West Oltenia, the second — in fact the most important one — is situated between the meridian of the town of Caracal and the Dîmbovița Valley, the third corresponds to the eastern area, adjacent to the Belciugatele fault (Călărești, Ileana boreholes), and the fourth was identified in the Amara zone.

In the eastern part of the Moesian Platform, the deposits of the Vlașin Formation covering areas trend NW-SE, i.e. parallelly to the Dobrogean lines. The other three areas with Silesian deposits west of the Dîmbovița River seem to be controlled by east-west tendencies.

On the western area the petrographic studies permitted the differenciation of two distinct lithofacies (Fig. 5). The first one — fine terrigenous and medium grained — comprises the largest part of the area of study, being represented by litho-feldspathic and lithic greywackes, lithic sandstones with calcitic cement, quartzo-feldspathic wackes, silts with calcitic cement, silty clays with fragments of carbonized plants. The lithic constituents of arenites are chloritous sericitic schists, phyllites, quartzites, micaschists, gneisses (?) as well as fragments of sedimentary rocks: argillites, silicolites and dolomites. Generally fine-terrigenous isotopes concentrate at the lower part of the formation while coarse lithotopes are predominant at the upper part. In the western extremity of the area, there is a coarser subfacies (Fig. 5), characterized by intercalations of conglomerates, microconglomerates, rare ferruginous dolomites and dolomicrosparites with organisms traces (foraminifers, ostracods) in a pellitic, schistous-gritty groundmass.

The second lithofacies — fine-terrigenous carbonatic — develops on a limited area in the Brădești zone (Fig. 5). It is made up of marls, marly limestones, fossiliferous argillaceous micrites, biomicrites, sideritic limestones, calcsiltstones. The quantity of bioclasts (molluscs, echinoderms, foraminifers, ostracods) increases proportionally to the rise in the participation of the authigene carbonatic material. There are fewer fragments of carbonized plants than in the previous facies. Another characteristic feature is the silicolitic (hydrothermal ?) metasomatism affecting the carbonatic rocks. Silicification processes were noticed also in the terrigenous lithofacies but here it only affects the gritty deposits.

Institutul Geologic al României

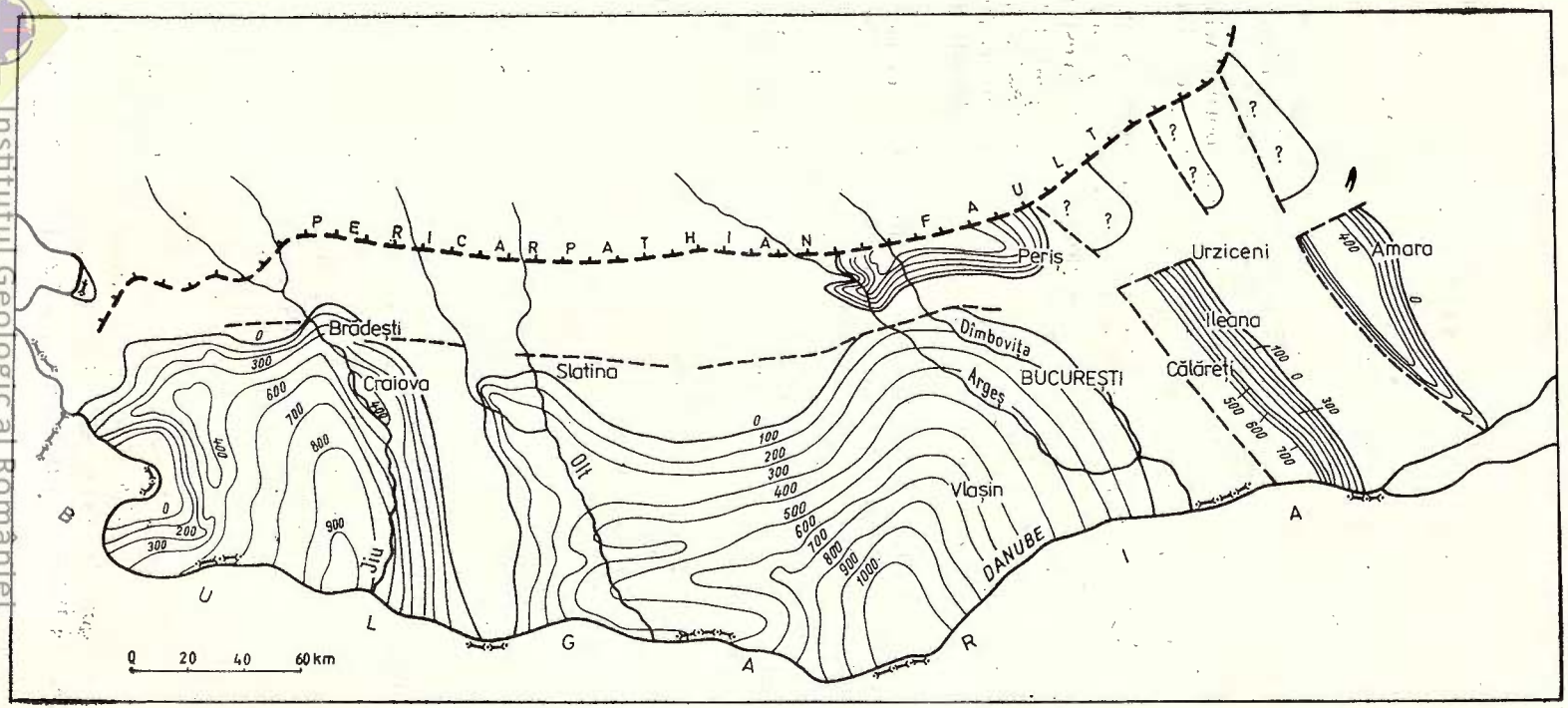


Fig. 4 — Distribution and thicknesses of the Vlaşin Formation.

Institutul Geologic al României

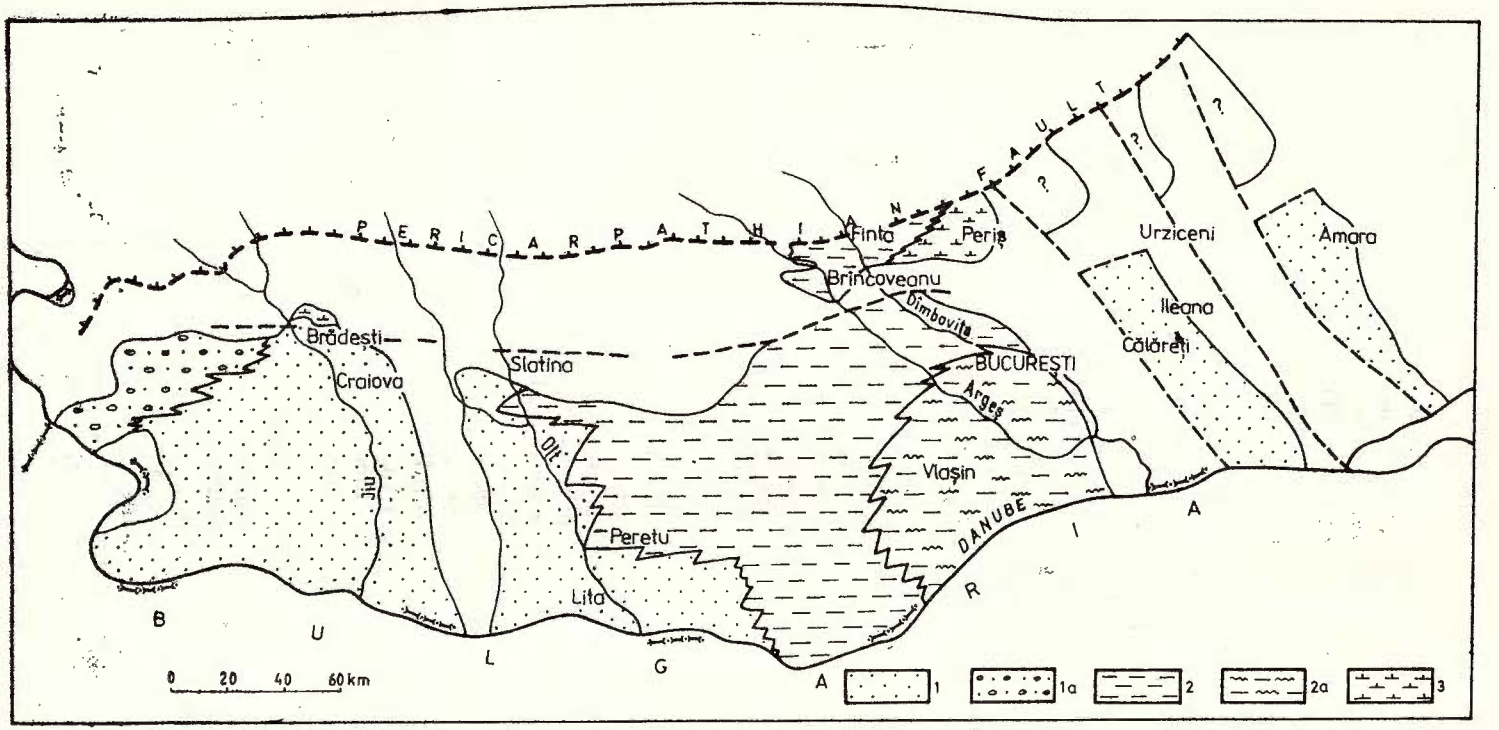


Fig. 5 — Vlașin Formation lithofacies.

1, fine-terrigenous and medium grained lithofacies; 1a, subfacies of conglomeratic sequences; 2, fine-terrigenous (argillo-silty) lithofacies; 2a, multicoloured marly-silty subfacies; 3, fine-terrigenous carbonatic (marly-calcareous) lithofacies.

Institutul Geologic al României

In the central-southern area (west Caracal-Dîmbovița) the following lithofacies develop : a fine-terrigenous, medium grained (argillitic-arcosian) one in the Lița zone, a fine-terrigenous (argillo-silty) one in the Peretu-Salcia zone, passing eastward (Vlașin) to a vary-coloured marly-silty facies. It is the arcosian graywackes with chloritic or chlorito-sericitic binder and the grey chlorito-sericitic (rarely ferruginous vary-coloured) argillites that are characteristic of the Lița zone. The detrital material of arcosian graywackes is represented by quartz, feldspars (oligoclase, albite, rarely microcline prevail), fragments of epizonal crystalline schists (sericitous quartzites, chloritous schists) and of argillites, heavy minerals (epidote, zircon, tourmaline), micas (more frequently biotite). Sometimes coal fragments are frequent as well. It is also worth noticing that quartz, calcite, anhydrite deposited on fissures, which implies the circulation of hydrothermal solutions.

The fine-terrigenous (argillo-silty) lithofacies, considered a distal variety of the previous one, is made up of grey-blackish silty argillites, containing coal fragments and pyrite, micaceous silts, very rare arcosian graywackes.

The marly-silty vary-coloured facies, identified in the Vlașin zone, is represented by marls and brown-cherry-red or greenish marly limestones, micaceous silts with frequent coal schlieren and sideritic lenses, rare litho-feldspathic graywackes with sporadic anhydrite nests, litho-feldspathic sandstones with calcito-anhydritic cement. The detrital constituents of arenites are quartz, lithic fragments (gneisses, micaschists), feldspars, micas, zircon, tourmaline.

In the eastern area (Ileana-Călărești) the developed continental-terrigenous facies seem to be identical with those in the central zone of the platform. At Ileana, for instance, were found silty coal clays, quartzo-feldspathic wackes with argillo-chloritic matrix as well as cryptocrystalline silica, silts with argillo-micaceous matrix rich in coal fragments and sideritic rosettes, microspathic siderites, lithofeldspathic coarse sandstones with calcedonic cement and remains of primary matrix, the last ones being more frequent at the upper part of the formation. The detrital fraction of arenites is made up of quartz, feldspars, micas, zircon, tourmaline as well as lithic varieties, micaschists fragments, polycrystalline quartz and argillites.

The most eastern area (Amara) seems to be characterized by the same continental-terrigenous facies with lithic graywackes containing a sericitic matrix and pore calcedonic cement and sometimes also sulphatic cement.

In the central-northern area (Brîncoveanu, Finta, Periș) two lithofacies were separated. The fine-terrigenous (argillo-silty) one, situated in the west of the area is made up of silty sericitic, often coal clays, marly limestones, silts with argillo-sericitic or argillo-chloritic coaly matrix, fine sandstones, sometimes with calcitic cement, sometimes also with rests of primary matrix, with frequent siderite nests. Here as well, one can notice the tendency of the basin to be filled towards the upper part of the Vlașin Formation, evidenced by the large frequence of lithic arenites and of the thin coal beds. At Brîncoveanu, at the upper part of the formation, brown coloured breccias are interbedded

Institutul Geologic al României

with biomicritic limestones, valve fragments, foraminifers, ostracods, laterally passing to calcaranaceous lithic sandstones with calcitic cement.

The second lithofacies — terrigenous-carbonatic — was identified in the Periș zone (Fig. 5) and is represented by clays with carbonized vegetal fragments and pyrite, fossiliferous micritic limestones, silicified sometimes, dolomitized micrites, dolomicrosparites. The bioclasts are represented by valve fragments, foraminifers, echinids, ostracods, siliceous spicules.

The terrigenous material in the Vlașin Formation has various sources : crystalline epizonal (chloritous, sericitous schists, phyllites) and the Țăndărei Argillites (at Gogoșu, Oprișor) ; crystalline granoblastic (gneisses, micaschists) and Dinantian limestones (Pitulați, Coțofeni, Sfîrcea) ; rocks rich in feldspars (Lița) ; Țăndărei Argillites and Călărași Formation (Brîncoveanu, Finta).

The paralic character of the sedimentation environment of the Vlașin Formation is evidenced by :

— predominance of the argillo-silty sediments with frequent coal remains and ferruginous levels, which proves the deposition in intra- and pericontinental zones of reduced drainage basins ;

— lithological monotony on great stratigraphic thicknesses, suggesting an equilibrium between the subsidence and the accumulation rates ; this equilibrium is lost at the upper part of the formation when it becomes obvious that the coarse terrigenous deposits have a marked tendency to fill the basin ;

— preservation of numerous fragments of continental plants, of sideritic and pyritic concretions that indicate a reducing environment and a rapid burial of sediments ; the arcosian varieties of arenites frequent in the Lița zone also indicate a rapid burial process, characteristic of marginal deposits ;

— presence of arenites and lithic graywackes associated with conglomerates that indicate a relatively local provenance of the detrital material, maybe even from uplifted intrabasin areas.

The maximum thickness of the Vlașin Formation checked up by wells is of 572 m, at Ileana, but we must take into account that the Vlașin 100 well, going through 567 m in Silesian deposits, didn't cross them completely. That is why in certain southern areas of the platform the Vlașin Formation is expected to be thicker than 700-900 m, possibly reaching 1000 m. The isopachytes map drawn up for this formation (Fig. 4) takes into account both the values checked up by boreholes and the structural model elaborated for the upper part of the subjacent Paleozoic limestones and dolomites (Călărași Formation).

The biostratigraphic studies carried out on 70 cores and 30 sieve samples permit to draw the conclusion that on the Romanian territory of the Moesian Platform, the Vlașin Formation contains microfaunal and microfloral elements specific to the Uppermost Visean, the Namurian and the Westphalian. On most sedimentation areas an uninterrupted evolution was noticed from the Dinantian microflora and microfauna to the Silesian one, as well as from the Namurian to the Westphalian. As has been told, this implies that the areas of accumulation of the Silesian represent a fragmented prolongation of the Devonian-Dinantian

Institutul Geologic al României

sedimentation domain. In certain areas, the Vlașin Formation unconformably (stratigraphically) overlies the Călărași Formation. According to the same paleontologic data, the passage from carbonatic to terrigenous sedimentation took place in certain tectonic compartments at the end of the Visean, while in other blocks, the terrigenous sedimentation regime set in during the Middle Namurian.

As has been mentioned, the paleontological analyses permitted the identification in the Vlașin formation of palyno-protistological assemblages characteristic of the transition interval Visean-Namurian, of the Namurian, of the passage from the Namurian to the Westphalian and of the Lower Westphalian.

The transition from the Dinantian to the Silesian was attested, among others, by the species *Granulatisporites politus* Hoff., Stap., Mall., *Anapiculatisporites concinus* Playf., *Raistrickia nigra* Love, *Microreticulatisporites reticulatus* Knox, *Corbulispora cancelata* (Waltz) Bhard., Wenk., *Orbisporis muricatus* Bhard., Wenk., *Murospora sublobata* (Waltz) Playf., *Anulatisporites anulatus* (Loose) Pot., Kremp, *Diatomozonotriletes* sp., *Rotaspora* sp., etc. These species were encountered at Melinești, Brădești and Periș.

The Namurian is supported by the following characteristic forms : *Rotaspora* sp., *Knoxisporites* cf., *triradiatus* Hoff., Stap., Mall., *Verucosisporites* cf. *globbetti* Playf., *Murospora* group *intorta* (Waltz) Playf., *Orbisporis* cf. *muricatus* Bhard., Wenk., *Savitrisporites nux* (Butt., Witl.) Sull., *Triquitrites* sp. etc. The mentioned paleocenose was identified in the cores from the Brădești, Branițe, Lița, Finta, Periș, Brîncoveanu, Vlașin, Dobreni, Gogoșu, Scăești boreholes.

The passage from the Namurian to the Westphalian can be admitted on the basis of the following forms : *Microreticulatisporites lunatus* Knox, *Tripartites rugosus* (Horst) Dyb., Jach., *Granulatisporites nitidus* Pot., Kremp., *Lycospora pussila* (Ibr.) Pot., Kremp, *Densosporites striatus* (Knox) Butt., Will., *Rotaspora* sp., *Convolutispora florida* Hoff., Stap., Mall., *Schulzospora* sp. etc. This assemblage was identified at Răcari, Cotofeni, Brădești, Finta, Brîncoveanu, Călărești and Amara.

The Lower Westphalian was evidenced at Brădești, Călărești and Amara. The assemblage includes, among others : *Florinites visendus* (Ibr.), Schopf., Wil., Bent., *F. junior* Pot., Kremp, *F. pumicosus* (Ibr.), Schopf, Wil., Bent., *Schulzospora rara* Kos., *S. elongata* Hoff., Stap., Mall., *Cristalisporites indignabundus* (Loose), *Vestispora profunda*, Will., Hoff., *Spencerisporites* sp., *Potonieisporites* sp., *Alatisporites tesselatus* Stap., *Endosporites* sp. etc.

The results of the microfaunal analyses correspond to those of the palyno-protistologic criterion. In addition, the microfauna pleads for locally including the Uppermost Visean in the Vlașin Formation.

Taking into account the geological setting and the data of the complex studies carried out on cores taken from the boreholes in the Moesian Platform and the North-Dobrogean Promontory (Paraschiv et al., 1982), the Vlașin Formation could be correlated, at least partially, with the Carapelit Formation.

Institutul Geologic al României

The paralic character of the Vlașin Formation, associated with the preoccupations and results obtained on the Bulgarian territory in the field of the exploration of high quality coals raises the problem of the necessity of intensifying the terrigenous Carboniferous researches equally north of the Danube, especially in the eastern basins, where the depth of the objective of interest is more reduced.

REFERENCES

Bokov P., Okneanov R. (1978) O raznofațialinih Famensko-Nijnevizeiskih otlojeniah Severo-Vostocinoi Bolgarii. *C. R. Acad. Bulg. Sci., Geol.*, 31/5, p. 583-586, Sofia.

Paraschiv D., Popescu M. (1980) Formațiunea de Vlașin. Noi date biostratigrafice, și litofaciale. *Rev. Mine, petrol și gaze*, 6, p. 313-315, București.

— Paraschiv C., Andrei C., Dănet Nurhan (1982) Formațiunea de Carapelit în limitele promontoriului nord-dobrogean. *Lucr. ses. șt. „Gr. Cobîlcescu", Geol.*, p. 199-206, Iași.

Tenkov J., Kulaksasov G. (1971) Scope and divison of the Carboniferous from the Dobrogea coal basin in Bulgaria. Intern. Kongr. Stratigr. Geol. Karbons., p. 164-165, Krefeld.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FORMAȚIUNII DE VLAȘIN (CARBONIFERUL PARALIC) DE PE CUPRINSUL PLATFORMEI MOESICE, LA NORD DE DUNĂRE

(Rezumat)

Prin formațiunea de Vlașin se definește secvența de depozite terigene, de nuanță paralică, ce s-a acumulat pe cuprinsul platformei moesice în timpul Carboniferului. Unitatea litostratigrafică definită astfel face trecerea de la depozitele carbonatice devonian-dinanțiene (formațiunea de Călărași) la cele continentale permian-triasice inferioare (formațiunea de Roșiori). Această trecere, de la sedimentarea tipică de platformă carbonatică la sedimentarea predominant continental-terigenă, a fost determinată de mișcările sudetice, precedate de diastrofismul breton.

Formațiunea de Vlașin se caracterizează printr-o distribuție fragmentară, datorită destrămării ariei de sedimentare a Dinanțianului (în faza sudetică) într-o serie de golfuri și bazine mai mici. Pînă în prezent au fost identificate cinci bazine de acest fel, majoritatea lor dezvoltîndu-se în partea sudică a platformei moesice.

Fragmentarea ariei de sedimentare a determinat o notabilă variație litofacială a formațiunii de Vlașin. În general, litofaciesurile terigene apar mai grosiere în partea de sud și de vest a platformei și mai fine către nord, marcînd astfel tranziția de la faciesurile terigene proximale la faciesurile terigene distale. În același timp se constată și

Institutul Geologic al României

diferențieri litofaciale pe verticală, în sensul că depozitele fine terigene, pe alocuri chiar carbonatice, predomină în jumătatea inferioară a profilului, în timp ce către partea superioară crește frecvența arenitelor și chiar a ruditelor, fapt care reflectă tendința de colmatare a bazinelor de sedimentare. Se menționează, de asemenea, că formațiunea de Vlașin este străbătută, local, de corpuri magmatice bazice și acide.

Înlocuirea sedimentației carbonatice cu sedimentația terigenă a constituit un proces heterocron. Începută mai devreme la sud de Dunăre, în Dinantian, sedimentația terigenă s-a generalizat în sectorul nordic al platformei abia la începutul Namurianului. Contactul dintre formațiunea de Vlașin și formațiunea de Călărași, subjacentă, nu este numai heterocron, ci și diacron, în sensul că datorită jocului pe verticală al diferitelor compartimente tectonice, Viseanul sau Namurianul terigen se dispune direct peste Devonianul mediu, iar la Brădești, Westfalianul paralic acoperă Dinantianul carbonatic.

Studiile biostratigrafice au permis identificarea, pe teritoriul românesc, a unor asociații palino-protistologice caracteristice tranziției de la Visean la Namurian, Namurianului, tranziției de la Namurian la Westfalian și Westfalianului inferior. Rezultatele determinărilor microfaunistice sînt asemănătoare. Acestea din urmă au identificat și o paleocenoză specifică Viseanului superior.

QUESTIONS

M. Săndulescu : Which are the elements on the basis of which you parallel the Vlașin Formation to the Carapelit Formation, knowing that the latter precedes the Sudetic tectogenesis and that you consider the Vlașin Formation to post-date the Sudetic tectogenesis ?

Answer : First of all, the pre-Sudetic age of the Carapelit Formation is only admitted, not proved. As known, no conclusive paleontological argument has been given so far, regarding the Dinantian age of the studied deposits. It is indeed accepted, without reserves, that the Carapelit Formation is younger than the Devonian but it could have been deposited at any time in the Carboniferous-Permian interval.

The boreholes (40-50) recently drilled on the North-Dobrogean Promontory evidenced the presence of the Carapelit Formation in several zones and especially in the surroundings of the town of Tecuci (localities of Matca, Țepu, Niculești etc.). Better preserved and probably in a more complete series than it crops out, it is made up of polygenous conglomerates (frequent at the basal part), sandstones and clays, characterized by an extremely great diversity of lithological types. In these deposits, fragments of metamorphic eruptive and sedimentary rocks are reworked, whose age also includes ahe Famennian. The anchimetamorphic aspects, more marked in the argillaceous and tuffaceous material, are accompanied by effects of orientation of the micaceous minerals, of crushing and elongation of the quartz and feldspar grains. The effects of hydrothermal processes are also noticed.

Institutul Geologic al României

The sequence assigned to the upper horizon of the Carapelit Formation in the surroundings of the town of Tecuci shows two alternating facies : a grey, prevailingly gritty-silty one and a grey-blackish, pyrito-carbonaceous one with siderite and numerous fragments of carbonized plants. Such carbonaceous sequences, separated by "sterile" intervals also remind of the development of the paralic Carboniferous in the Balcic-Cavarna zone. The abundance of vegetal material must be considered the result of climatic modifications with strong phytogeographic implications, modifications which we think to have taken place at the same time in the area corresponding to the surroundings of both the town of Tecuci and to those of the localities of Amara, Balcic and Cavarna. According to the data in literature (Tenkov, Kulaskov, 1971) the first coal indications in the Balcic-Cavarna zone appear in the Uppermost Visean (Konarska Formation), while the youngest carbonaceous term (Gurkovska Formation) is of Westphalian D age. In the light of these data, the pyrito-carbonaceous sequences in the area of the town of Tecuci could represent an equivalent of the paralic Carboniferous of the Moesian Platform. In this hypothesis, it is only the lower conglomeratic horizon of the Carapelit Formation that could be referred to the Dinantian.

It is true that during the Carboniferous the area in the south-east of Romania and the north-east of Bulgaria has been fragmented in several compartments characterized by geodynamic regimes and different evolution. Despite this, the climate conditions and the flora development have been relatively uniform on such a limited area (100, maximum 200 km distance between the zones under consideration).

D. Russo-Sărădulescu : One of your arguments for parallelizing the Vlașin Formation to the Carapelit one has been the presence of magmatic rocks of pre- and post-Carapelit type. Mention, please, which magmatic rocks in the Carapelit Formation can find their correspondent — in terms of petrography and therefore of geochemistry as well — in those in the Carapelit Formation.

Answer : In the absence of a systematic study of the eruptive rocks of the Moesian Platform we can only give you data concerning the age of the magmatites related to the Vlașin Formation :

— magmatites pre-dating the paralic Carboniferous : Breton granitoids 350-370 Ma) ;

— magmatites affecting the Vlașin Formation : basalts (ca 280 Ma), porphyres and basalts (245-250 Ma) and other basalts (207-230 Ma).

In fact the sense in which magmatic rocks have been mentioned concerns their relations with the Vlașin Formation.

M. Micu : 1. Which are the relations of the Vlașin paralic facies with the marine deposits at Periș ?

2. How can you explain the fact that while the marine domain lies north of the outcropping area of the paralic Carboniferous north of the Danube, the rather big subsidence area of the paralic deposits lies much more inside the continental area, the SE of the Varna Basin respectively ?

Answers : 1. At Periș, the zone of passage from the Călărași Formation to the Vlașin Formation is characterized by an alternation of marine sequences (containing Fusulinidae) and paralic ones.

2. We cannot give you a perfectly well argumented explanation as the data we possess from the Bulgarian territory are few, incomplete and sometimes unclear. The correlation of the data from both banks of the Danube will

Institutul Geologic al României

be possible only under the conditions of complete information, processing and interpretation of data in a unitary outlook, after a unitary methodology.

I. Bucur : 1. In the central-western part of the presented map a series of facies appear non-uniformly distributed. For this area we must interpret the map as having a paleogeographic character or only a geognostico-statistic one ?

2. Why is the Vlașin Formation affected, more exactly blocked by faults only east of Dîmbovița and not also in the central-western area of the map where there are very thick successions ?

Answers : 1. The map strictly renders the results of the analyses.

2. The differenciations in the distribution and the orientation of the areas covered by the Vlașin Formation are determined by the evolution of the two (eastern and western) compartments of the Moesian Platform during and after the accumulation of Carboniferous deposits. So, within the areas west of the Belciugatele Fault, the Silesian, having bigger initial thicknesses, was protected from the post-Carboniferous denudation. East of the mentioned accident, the initial thickness of the Vlașin Formation was more reduced and the denudation stronger, due to the tendency of uplifting of the region, which becomes noticeable since the deposition of the Călărași Formation. Consequently, in the eastern area, the paralic Carboniferous was eroded to a great extent, so that it appears only in two grabens nowadays.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983; 1984), 1986, pag. 19-37.

4. STRATIGRAFIE

FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT (DOBROGEA DE NORD): FACIESURI ȘI STRUCTURI SEDIMENTARE [1]

DE

ANTONETA SEGHEDI [2], GHEORGHE OAIE [2]

Carapelit Formation. Lower Carboniferous. Sedimentary facies. Facies association. Sedimentary structure. Conglomerates. Sandstones. Siltstones. Dobrogea — North Dobrogea — Măcin Zone.

Abstract

The Carapelit Formation (North Dobrogea): Sedimentary Structures and Facies. The Carapelit Formation (Lower Carboniferous) is a sequence of detrital deposits, interlayered in places with acid volcaniclastic rocks, deposited on a sialic basement. The dominant rock is a plagioclase arkose — a tectonic arkose. Several facies and facies associations are distinguished within the Carapelit Formation, based on sedimentary structures, lithology and colouring. The areal distribution and relationships between distinct facies associations suggest an alluvial fan-flood plain model for the sedimentation of this formation.

Résumé

La formation de Carapelit (Dobrogea du Nord): structures sédimentaires et faciès. La formation de Carapelit (Carbonifère inférieur) est une séquence de dépôts détritiques, intercalés parfois à des roches volcanoclastiques, déposées sur un soubassement sialique. C'est une arkose plagioclastique qui est la roche dominante. Basés sur les critères des structures sédimentaires, de la lithologie et de la couleur, on distingue plusieurs faciès et associations de faciès dans la formation de Carapelit. La distribution aréale et les relations entre les associations de faciès distincts suggère une ambiance de cône alluvial et „flood plain" pour la sédimentation de cette formation.

[1] Predată la 14 mai 1984, acceptată pentru comunicare și publicare la 14 mai 1984, comunicată în ședința din 25 mai 1984.

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

Institutul Geologic al României

Introducere

De la prima descriere a „gresiei de Carapelit" (Mrazec, Pascu, 1896), cunoștințele privind evoluția geologică a acestei formațiuni au avansat ca urmare a cercetării diverselor aspecte legate de caracterele litologice și petrografice, structura de ansamblu, origine, vîrstă și mineralizații. Contribuții însemnate în acest sens au adus Pascu (1904), Cantuniari (1913), Murgoci (1914), Rotman (1914, 1917), Atanasiu (1940), Mirăuță, Mirăuță (1962), Mirăuță (1966, 1967), Ștefan et al. (1969), Russo-Săndulescu et al. (1975).

Vîrsta acceptată la ora actuală pentru formațiunea de Carapelit, pe baza datelor geocronologice obținute pe granitele ce o străbat (Mînzatu et al., 1975), este carbonifer-inferioară (Patrulius et al., 1973), deși este posibil ca ea să aparțină intervalului Devonian superior-Carbonifer inferior (Murgoci, 1914; Mirăuță, 1966). Singurul rest fosil, găsit în dealul Carapelit, este un fragment de plantă carboniferă, identificat drept *Calamaria* (Paeckelmann, 1935), *Archaeocalamites* (Macovei, 1939), respectiv *Asterocalamites* (Atanasiu, 1940).

Mirăuță (1967) separă două faciesuri ale formațiunii: faciesul grezos, de tip Măcin, și faciesul șistos-calcaros, de tip Camena. Spre nord-vest, depozitele cretacice ale bazinului Babadag acoperă discordant succesiuni ale faciesului de tip Măcin, în timp ce faciesul de Camena apare pe rama sudică a bazinului. Deosebirile esențiale între cele două fasciesuri în privința litologiei, structurilor sedimentare, stilului tectonic al cutelor, caracterelor petrografice și mineralogice, alături de convergența acelorași aspecte ale faciesului de Camena cu secvența din galeria Ceamurlia (secvență ce a furnizat asociații palinologice triasice și liasice — Antonescu, in Constantinescu, 1983), sugerează că faciesul de Camena nu face parte din formațiunea do Carapelit.

Distribuția areală neuniformă a formațiunii de Carapelit în cadrul unității de Măcin este controlată de tectonica alpină: în compartimentul vestic, ridicat, al faliei Ac Punar (Murgoci, 1914) apar petice reduse, izolate în masa loessului sau a aluviunilor Dunării, sau cornificate sub influența granitoidelor alcaline de la Iacobdeal și Cîrjelari (conglomerate spre nord, la care se adaugă, spre sud, și gresii), în timp ce masa principală a formațiunii se dezvoltă în compartimentul estic. În această zonă, limita estică a formațiunii este în mare parte tectonică, iar contactul dintre cele două entități stratigrafice majore — orizontul inferior, conglomeratic, orizontul superior grezos-filitos (Mirăuță, Mirăuță, 1962) — este de asemenea tectonic, marcat de o zonă milonitică (Seghedi, 1985). Relații normale între conglomerate și fundamentul lor se pot urmări doar în versantul stîng al văii Șarap (unde conglomeratele constituie flancul sudic, puternic înclinat, al unei structuri anticlinale cu granite în ax) și în vîrful Almanlia (unde cuarțite ale seriei de Boclugea, ce apar în axul unei cute anticlinale, cu flancul estic ridicat pe o falie, se închid periclinal în conglomerate) (pl. I). Înspre nord, conglomeratele aflorează ca petice izolate, cornificate (roof pendants) în masa granitoidelor de Greci.

Relațiile dintre gresii și substratul pe care au fost depuse se pot vedea pe versantul estic al dealului Megina, unde apar cute anticlinale

Institutul Geologic al României

strînse, cu amplitudini metrice pînă la decametrice, avînd în ax cuarțite ale seriei de Boclugea, învăluite periclinal de gresii.

Succesiunea stratigrafică a formațiunii de Carapelit a fost stabilită de Mirăuță, Mirăuță (1962) — orizontul inferior, conglomeratic, orizontul superior, grezos-filitos — și detaliată de Drăgănescu (in Russo-Săndulescu et al., 1975) pentru faciesul de Măcin. Studiul faciesurilor și modul lor de asociere în cadrul formațiunii permite interpretarea că termenii stratigrafici separați anterior reprezintă, de fapt, fasciesuri sincrone, formate în medii de sedimentare adiacente, iar modul lor de asociere pe teren reflectă migrarea mediului depozițional ca urmare a schimbării condițiilor geotectonice în aria-sursă.

142566

Faciesuri și structuri sedimentare

Metamorfismul de grad foarte scăzut al formațiunii de Carapelit, rezultat al cutării hercinice în faza sudetă, a permis conservarea structurilor sedimentare pe întreaga ei suprafață de aflorare. Dacă în depozitele conglomeratice sau în secvențele interstratificate structurile sedimentare sînt evidente, datorită refracției clivajului sau caracterului său local, în succesiunile de gresii ce ocupă o largă suprafață de aflorare în cadrul formațiunii, observarea structurilor sedimentare întîmpină cîteva dificultăți. Acestea decurg din caracterul penetrativ al clivajului, des spațiat și continuu la scara aflorimentului, determinînd desfacerea rocilor în foi. Structurile sedimentare se păstrează fragmentar și sînt vizibile, de regulă, într-un singur plan — pe suprafețele planelor de clivaj (S_1); extrem de rar, ele se pot urmări, pe cîțiva centimetri, și în secțiuni transversale pe aceste plane; discontinuitatea aflorimentelor favorabile nu permite observarea unei succesiuni verticale continue; imposibilitatea observării unor structuri în două sau trei plane prezintă riscul identificării lor greșite.

Structurile sedimentare cele mai frecvente sînt cele sindepoziționale, din interiorul stratelor. Mai rar au putut fi remarcate bioturbații și structuri de deformare penecontemporană (structuri în flame — „flame structures" (pl. VIII) — și laminații convolute).

În funcție de caracterele litologice, structurile sedimentare și culoarea depozitelor, am separat în cadrul formațiunii de Carapelit mai multe litofaciesuri, al căror mod de asociere furnizează informații prețioase în privința mediului și condițiilor de sedimentare. Pentru descrierile litologice am utilizat codul litofaciesurilor (Miall, 1977), iar diferitele litofaciesuri au fost grupate în asociații de faciesuri ce vor fi descrise în continuare.

Cm — *Conglomerate nestratificate*

Se caracterizează prin absența stratificației pe metri sau zeci de metri, absența structurii interne, ansamblu polimodal de galeți (cu diametrul între 1-100 cm) cu grade diferite de rulare, dispuși haotic într-o matrice de gresie de la grosieră pînă la fină. Conțin litoclaste variate (granite, cuarțite, filite, micașisturi, calcare cu entroce, cuarț filonian), a căror abundență locală se poate corela frecvent cu natura fundamentului apropiat. Culoarea lor este cenușie sau roșie, conglomeratele roșii remarcîndu-se prin abundența galeților plați de micașisturi,

Institutul Geologic al României

puternic înroșiți supergen. În masa conglomeratelor apar sporadic lentile centimetrice, rar decimetrice, de siltite și gresii fine roșii sau gresii grosiere cenușiu-gălbui, cu contacte nete și cu efilare rapidă pe direcție.

CGh — *Conglomerate și gresii cenușii interstratificate paralel*

Se deosebesc de cele anterioare printr-o mai bună sortare și organizare internă a stratelor, precum și prin prezența stratificației paralele la scara aflorimentului. Se remarcă două aspecte principale :

— strate groase de conglomerate (50 cm — 2 m), separate prin gresii subțiri (10-30 cm), cu baza netă ; gresiile au rareori laminații paralele și oblice planare (pl. VI, fig. 2) ; urmărite pe direcție, în aflorimente favorabile, gresiile se efilează treptat (fig. 1a, b) ;

— strate subțiri de conglomerate (25-50 cm) cu intercalații mai subțiri (2-30 cm) de siltite și gresii fine, cu contacte nete, rareori de tranziție (fig. 1c, d).

Stratele de conglomerate sînt de mai multe tipuri : simple, fără organizare internă ; organizate, frecvent cu o granoclasare discontinuă simplă și mai rar continuă (fig. 1c, e) ; unele strate au galeții aplatizați dispuși paralel cu planul de stratificație (fig. 1f), iar altele prezintă

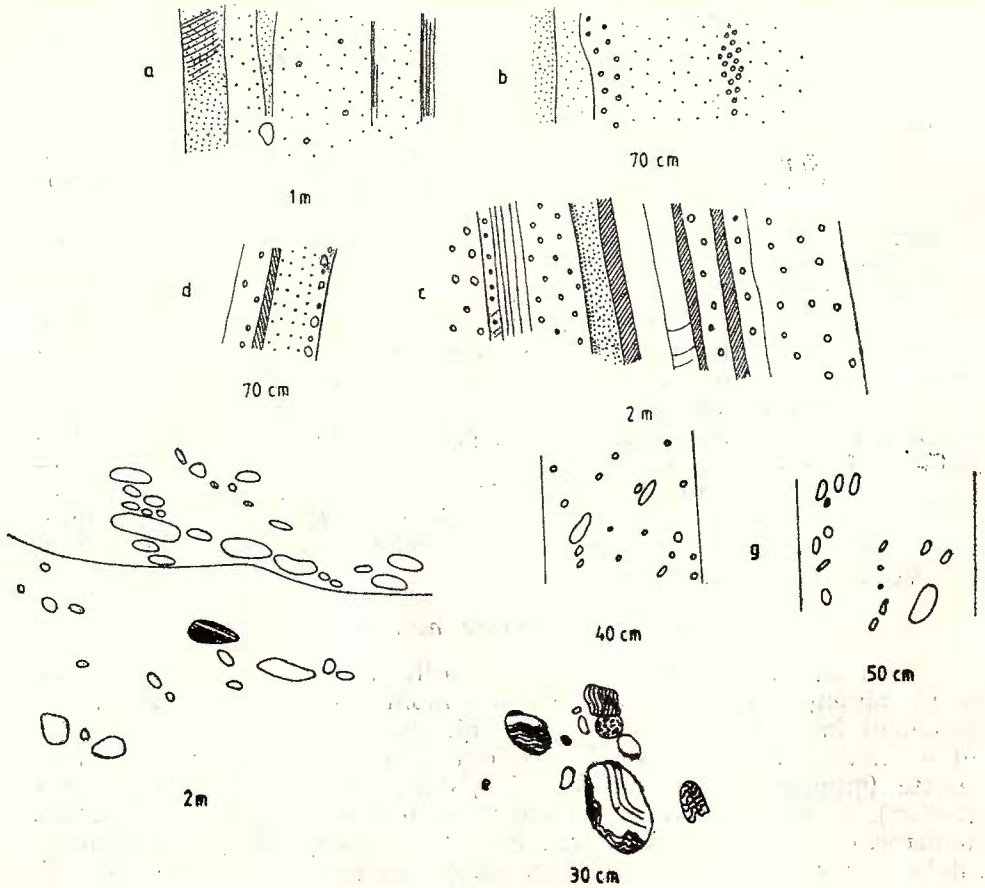


Fig. 1

Institutul Geologic al României

o slabă imbricație (fig. 1g). Predomină galeții rulați, rareori angulari, de cuarț, cuarțite și uneori granite. Sortarea este variabilă ; în cadrul succesiunii din dealul Crapcea se trece de la conglomerate poligene nesortate cu galeți decimetrici-centimetrici, la conglomerate oligomictice bine sortate, cu galeți centimetrici (1-2 cm) de cuarț și cuarțite.

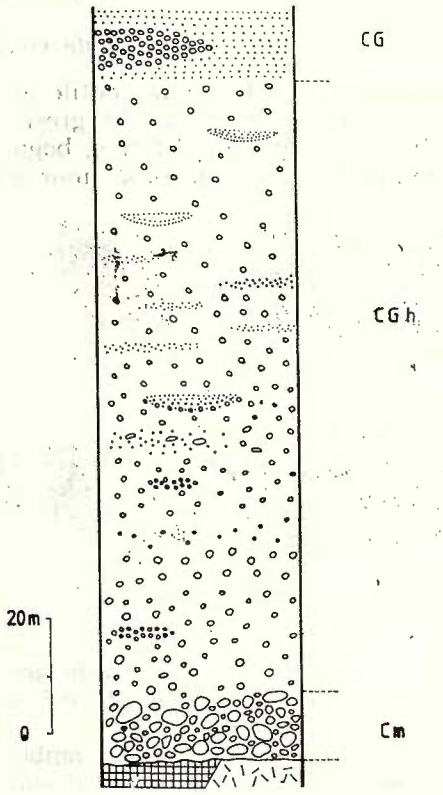


Fig. 2 — Coloană litologică în dealul Crapcea.
Lithological sequence in the Crapcea Hill.

Fig. 1 — Detalii de afloriment în conglomerate de Carapelit.
a, b, stratificație paralelă în gresii (CGh) ; insula Blasova ; c, stratificație paralelă în conglomerate și gresii (CGh), valea Martina ; d, stratificație paralelă și granoclasare discontinuă în gresii și conglomerate CGh ; valea Martina ; e, galeți de granite, cuarț, filite deformate în conglomerate CGh, dealul Crapcea ; f, orientarea galeților în conglomerate CGh ; versant estic, dealul Crapcea ; g, imbricații în conglomerate CGh, versantul sudic al văii Martina.

Field details in the Carapelit conglomerates.
a, b, parallel bedding in CGh sandstones, Blasova Isle ; c, parallel bedding in CGh conglomerates and sandstones, Martina Creek ; d, parallel bedding and discontinuous graded bedding in sandstones and CGh conglomerates ; e, pebbles of granites, vein quartz and deformed phyllites in CGh conglomerates, Crapcea Hill ; f, orientation of clasts in CGh conglomerates ; eastern slope of the Crapcea Hill ; g, imbrications in CGh conglomerates, south slope of the Martina Creek.

Institutul Geologic al României

La diferite nivele, în cadrul conglomeratelor de pe versantul estic al dealului Crapcea apar canale de eroziune cu lățimi de 10-12 m și grosimi de la 0,5-3 m, cu baza concavă și partea superioară plană (fig. 2); umplutura lor începe cu un depozit subțire, rezidual, de cîțiva decimetri grosime (o gresie grosieră cu galeți rari de cuarț de 1 cm), ce trece gradat în sus la gresii roșii medii și apoi fine.

CG — *Lentile de conglomerate în gresii*

Apar fie sub formă de lentile groase (10 m) cu lungimi de 20-50 m, cu limite nete, intercalate în gresii roșii sau cenușii, medii sau fine (fig. 2), fie ca zone lentiliforme, bogate în galeți, cu grosimi de 25-40 cm și lungimi de 1-2 m, în masa unor gresii grosiere, față de care prezintă

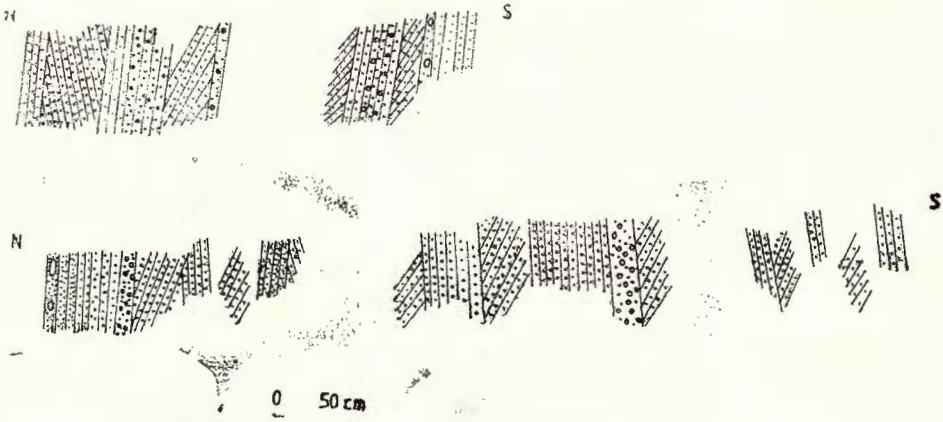


Fig. 3 — Schițe de afloriment în gresia roșie (GC); Dealul lui Moș Deliu. Outcrops in the GC red sandstone. Moș Deliu Hill.

limite de tranziție (fig. 1a). În ambele situații, conglomeratele sînt bine sortate, cu galeți predominant de cuarț, uneori cu foarte puțină matrice.

GC — *Gresii roșii cu galeți rari, conglomerate roșii*

Constau predominant din gresii roșii de la grosiere la fine, cu galeți rari (1-8 cm) de cuarț, uneori cuarțite și granite, în strate foarte subțiri (1-3 cm). Gresiile formează seturi decimetrice solitare, cu stratificație oblică planară, cu baza plană, cuprinse între seturi cu stratificație paralelă (stratificație oblică alpha, Allen, 1963) (pl. III, fig. 1). Laminele frontale sînt plane, angulare, cu înclinări de 10-25°, în general omogene litologic; în cazuri foarte rare, ele sînt drapate cu argilă sau sînt granoclasate. În partea de nord a Dealului lui Moș Deliu, în seturile cu stratificație paralelă pot apare strate de 3-5 cm de conglomerate și microconglomerate. În această zonă, dimensiunile seturilor cu stratificație paralelă și oblică sînt similare (30-40 cm grosime), seturile fiind alternative. Spre sud se constată o creștere a grosimii seturilor cu stratificație paralelă și o participare din ce în ce mai rară a

Institutul Geologic al României

celor cu stratificație oblică, pentru ca în treimea sudică a dealului stratificația paralelă să devină exclusivă. Aici, gresiile cuprind intercalații decimetrice de conglomerate roșii, interstratificate la intervale metrice. Conglomeratele sînt bine sortate, formate din galeți rulați de cuarț, subordonat granite și cuarțite, uneori cu fragmente milimetrice plate de gresii fine cenușii, într-o matrice de gresie roșie grosieră sau medie.

Asociate seturilor cu stratificație paralelă din creasta Dealului lui Moș Deliu, au fost observate canale de eroziune centimetrice (fig. 4c), care, privite în secțiune transversală, par să fie umplute concordant cu pereții.

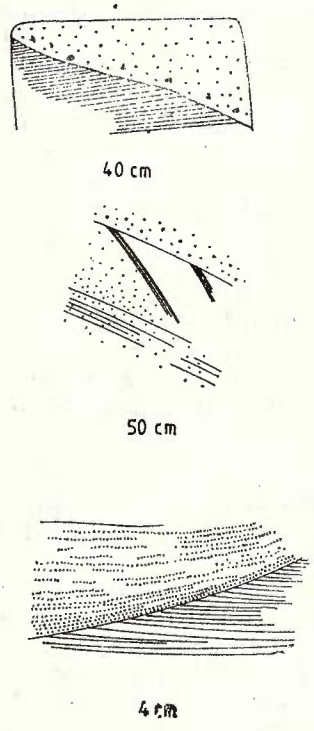


Fig. 4 — Aspecte de afloriment în gresii de Carapelit.

a, gresii cu intraclaste de argilă, cu contact eroziv față de siltite cu laminații paralele, dealul Șut Bair; b, secvență dintr-un ciclu al asociației de faciesuri GSA, Cișmeaua lui Pomacu; c, canal de eroziune în gresii roșii cu galeți (GC), Dealul lui Moș Deliu.

Field aspects in the Carapelit Sandstones.

a, sandstones with mudstone intraclasts, showing erosional contact towards parallel bedded siltstones, Șut Bair Hill; b, sequence in a cycle of GSA facies association, Cișmeaua lui Pomacu; c, scour fill in GC pebbly red sandstones, Moș Deliu Hill.

Avînd în vedere că pe întreaga suprafață de aflorare a acestei asociații de faciesuri poziția stratificației are cădere constantă (60-70 °S), iar structurile sedimentare indică o succesiune normală a depozitelor putem considera că asociația GC reprezintă o secvență granoclasată invers („coarsening-upwards").

G — *Gresii medii — siltite în strate paralele, interstratificate*

Constituie succesiuni de strate paralele, persistente lateral, de gresii fine, cenușii (30-40 cm grosime), uneori cu laminații paralele discontinue, în alternanță cu gresii foarte fine și siltite în strate de 5-15 cm, cu limite nete. Pe suprafața unor lamine fine argiloase din gresiile

Institutul Geologic al României

de acest tip, slab cornificate, de pe valea Negoiu, apar structuri de bioturbație. În dealul Chirizlic, în două eșantioane de gresii fine, se văd fosile-urmă sub formă de canale, ce par să fie săpate în strat (pl. VIII, fig.).

GSA — *Gresii de la grosiere pînă la fine, siltite și argile.*

Pe suprafețe mari, în cadrul formațiunii de Carapelit se constată prezența unor litofaciesuri intim asociate, ale căror structuri sedimentare variază în funcție de granulația rocii :

— gresii cu intraclaste de argilă Gi) ; apar ca nivele centimetrice, uneori clar erozivă (fig. 4d), impersistente lateral ; stratele sînt constituite din gresii grosiere și foarte grosiere, în general lipsite de structură internă, în mod excepțional granoclasate ;

— gresii cu intraclaste de argilă (Gi) ; apar ca nivele centimetrice, cu bază erozivă, alcătuite din gresii grosiere, rareori fine, cu intraclaste de argilă roșie sau de gresie roșie foarte fină (fig. 4a, pl. X, fig. 2).

— gresii cu laminații paralele (Gh) (pl. IV, fig. 1) ; sînt gresii fine, foarte fine și siltite cenușii sau cenușiu-violacee, cu laminații paralele în seturi de la milimetri la cîțiva centimetri. Laminațiile sînt puse în evidență prin aspecte variate : alternanța unor benzi bogate în matrice cu benzi bogate în claste ; alternanța unor lamine subțiri, bogate în minerale grele (minerale opace ± zircon), cu lamine mai groase (milimetrice), bogate în claste de cuarț și feldspat (pl. IX, fig. 1); alternanța unor benzi cu granulație variabilă (gresii fine-siltite, siltite-argile, gresii medii-fine) ; alternanța unor benzi milimetrice bine sortate, cu granule subrotunjite și foarte puțină matrice argiloasă, cu nivele slab sortate, formate din granule subangulare și cu ciment carbonatic.

— gresii cu laminații oblice (Gr) (pl. IV, fig. 2) ; cuprind gresii fine, foarte fine și siltite, rareori gresii medii, în seturi sau coseturi de 2-5 cm grosime, cu laminații oblice variate. Frecvent apar seturi cu baza concavă, ce se trunchiază reciproc, grupate în coseturi cu laminații oblice concoide ("through cross-lamination") (pl. V, fig. 2) ; mai rar apar coseturi cu laminații oblice planare, în care se remarcă scăderea grosimii seturilor și a laminelor frontale paralel cu scăderea granulației de la gresii medii pînă la foarte fine (pl. V, fig. 1) ; rar (dealul Carapelit, dealul Șut-Bair) au fost observate ondulații ascendente („climbing ripple laminations") în fază, ca seturi de 1-2 cm, izolate.

— siltite și argile roșii (SA), masive sau cu laminații paralele.

Repetarea succesivă a acestor litofaciesuri, în cadrul unor profile în care stratele nu sînt răsturnate, sugerează că ele se asociază în secvențe ciclice de tip granoclasare normală („fining-upwards cycle", Allen, 1965, 1970). Discontinuitatea aflorimentelor nu a permis stabilirea exactă a succesiunii unor astfel de cicluri, a căror grosime poate fi apreciată ca variind între decimetri și cîțiva metri. O reconstituire aproximativă a unui ciclu se poate face pe baza relațiilor observate între două litofaciesuri succesive : ciclul începe cu gresii grosiere sau gresii cu intraclaste de argilă, cu bază erozivă, urmate de gresii cu laminații paralele și oblice ; urmează apoi gresii mai fine cu laminații paralele sau argile masive sau laminate. Deoarece ciclurile au partea terminală erodată,

Institutul Geologic al României

ele nu sînt complete, lipsind în general litofaciesul argilos, dar judecînd după frecvența lui în intraclaste, el trebuie să fi avut o dezvoltare areală mai largă.

Gh — *Gresii cu galeți rari de cuarț*

Apar ca strate de 30-50 cm grosime de gresii grosiere cenușii cu galeți rulați de cuarț de 1-2 cm, rareori cu intraclaste de argilă, interstratificate paralel cu gresii și siltite în strate de 10-20 cm, cu limite nete.

GS — *Gresii și siltite roșii*

Formează strate foarte subțiri (milimetrice) de gresii și siltite roșii, micacee, cu laminații paralele și oblice, marcate de minerale opace.

Din prezentarea litofaciesurilor și a modului lor de asociere, putem face următoarele aprecieri :

Conglomeratele nestratificate (Cm), caracterizate prin absența oricărei organizări interne, lipsa sortării, variabilitate petrografică a galeților corelabilă cu constituția fundamentului apropiat, sugerează depunere rapidă, în apropierea sursei, din curgeri detritice cu densitate și viscozitate mare („debris flow").

Conglomeratele și gresiile CGh, cu strate frecvent organizate, mai bine sortate și frecvent oligomictice, indică un transport mai îndelungat, într-un mediu cu fluiditate mai mare, în regim de curgere superior. Ele se asociază cu conglomeratele Cm la diferite nivele în coloana stratigrafică, sugerînd depuneri torențiale din curenți tractivi („sheet flood") sau curenți normali („stream flood"). Stratele groase de conglomerate (Balabancea, dealul Babair, insula Blasova) ar putea reprezenta depozite proximale, iar cele subțiri, depozite de con distal.

Lentilele de conglomerate (CG), bine sortate, urmează în dealul Crapcea, în succesiune normală peste conglomeratele CGh ; ar putea fi depozite de canal.

Gresiile și conglomeratele roșii (GC) trec pe direcție la asociația CGh și sînt în succesiune normală cu gresiile G ; caracterul grosier al depozitelor, participarea cu totul sporadică a secvențelor fine, corelate cu condițiile hidrodinamice ce decurg din structurile sedimentare, sugerează depozite de canal de rîu despletit („braided river").

Gresiile G stratificate paralel sugerează formarea prin acreție verticală și ar putea reprezenta depozite de cîmpie aluvială. Ele trec lateral la asociația CGh și vertical la asociația GC.

Asociația GSA trece atît lateral, cît și vertical, la asociația G și vertical la asociația Gh ; uneori se dispune direct pe fundament cristalin. Caracterul ei ciclic, fiecare ciclu sugerînd diminuarea treptată a gradienților hidrodinamici, indică depozite de cîmpie aluvială ; în depozite fluviatile, secvențele ciclice sînt interpretate ca rezultatul migrării laterale a unui canal fluvial de-a lungul cîmpiei aluviale, termenii grosieri fiind depuși în canal, iar cei fini, dincolo de maluri (depozite „overbank") (Allen, 1965, 1970).

Faciesul Gh se asociază litofaciesurilor GSA și G. Ele ar putea reprezenta, în acest context, depozite de canal („channel lag").

Asociația GS trece vertical la succesiunea de con proximal CGh, structurile sedimentare indicînd un regim de curgere inferior. Constituie fie depozite de con distal, fie de canal.

Institutul Geologic al României

Depozite vulcanogene

Existența depozitelor vulcanoclastice în cadrul formațiunii de Carapelit este semnalată de Mrazec, Pascu (1896), care le descriu ca gresii tufacee. Murgoci (1914) le denumește tufuri porfirice, termen păstrat de Mirăuță, Mirăuță (1962). Studiile petrografice de detaliu asupra acestor roci, corelate cu observațiile de teren, au condus la concluzia că ele reprezintă produsele unui vulcanism sincron cu depunerea formațiunii de Carapelit (Russo-Săndulescu et al., 1975).

Tufurile și tufitele apar la diferite nivele în conglomeratele CGh, sub formă de intercalații metrice sau decametrice, cu o extindere laterală pe 200-300 metri, sugerînd acumulare subaeriană de piroclastite sincronă cu aporturile torențiale (Drăgănescu, in Russo-Săndulescu et al., 1975). Pe versantul vestic al dealului Crapcea se individualizează depozite tufitice, cu o grosime aparentă de 400 m, ce stau pe conglomerate CGh cu intercalații mai subțiri de vulcanoclastite și trec spre sud la gresii grosiere tufacee, ce stau pe gresiile roșii GS.

În dealurile Amzalar și Șut Bair apar riolite cu grosimi de la metrice la decimetrice, pe care le-am interpretat drept curgeri, avînd în vedere atît caracterele petrografice (rare fenocristale de plagioclaz albitic și cuarț, într-o masă fundamentală transformată în sericit, orientat paralel cu planele de clivaj ardezic), cît și prezența elementelor structurale caracteristice gresiilor înconjurătoare (clivaj ardezic, deformat de microcute kink). Prin aceste aspecte ele se deosebesc net de dyke-urile de riolite din dealul Coada Muchii, puse în loc de-a lungul planelor de clivaj ardezic ce întretaie la unghi mare stratificația rocilor. Alături de gresii tufacee subțiri, curgerile de riolite se găsesc interstratificate în asociațiile de faciesuri G și GSA.

Date petrografice

În cadrul formațiunii de Carapelit sînt reprezentate toate categoriile granulometrice, de la conglomerate la argile, cu predominarea gresiilor fine, foarte fine și a conglomeratelor.

Clastele din gresii și siltite variază ca formă de la subangulare la subrotunjite, clastele plate, alungite, dispuse paralel cu stratificația fiind extrem de rare (faciesul GS). Singurele granule rotunjite sînt cele de cuarț vulcanic, corodat și uneori cu incluziuni de pastă.

Sortarea este variabilă, foarte slabă și slabă în gresii grosiere și medii și bună în gresii fine — siltite. În funcție de proporția relativă din rocă, matricea este predominant bazală. Unele gresii fine din faciesul G au sortare foarte bună și matrice peliculară.

Matricea argiloasă atinge uneori proporții de 60% în gresiile și siltitele faciesului GSA, justificînd termenul de gresii argiloase (Folk, 1968). În general, proporția ei în rocă este variabilă, dar depășește 5%. În unele secțiuni subțiri, distribuția foarte neomogenă a matricei sau amestecul neuniform al unor gresii fine și siltite sugerează efecte ale proceselor de bioturbație (gresii foarte fine ale faciesului G, valea Coșlug, valea Negoiu).

În general cimentul lipsește. În cazuri foarte rare, în gresii ale faciesului GSA și G se remarcă pete milimetrice cu ciment carbonatic,

Institutul Geologic al României

uneori feruginos, ce ar putea reprezenta concrețiuni. Prezența, mai ales în gresii fine cornificate ale faciesului G de pe rama sud-vestică a masivului Greci, a unor noduli milimetrici transformați în epidot sugerează de asemenea concrețiuni.

Structurile diagenetice se păstrează în ariile necornificate și neafectate de metamorfism dinamic. Ele apar fie sub forma supracreșterilor de filosilicat fin, incolor, în lamele perpendiculare pe suprafața clastelor, fie ca supracreșteri sporadice de cuarț autigen, ca borduri continue sau incomplete, uneori dantelate, în continuitate optică cu clastele de cuarț.

Conglomeratele conțin galeți variați de granite, ce se deosebesc mai ales prin structură. Au fost observate leucogranite, leucogranite larg granulare, cu cuarț violaceu (dealul Rachelu), granite cu biotit, uneori porfiroide, milonitizate (dealul Negoiu), granite cu muscovit și leucogranite mediu granulare (dealul Crapcea), identice cu cele din substrat. Galeții de cuarțite provin din formațiunile de Priopcea, de Bugeac și de Pietroiul Mare. Calcarele cu entroce sînt remaniate exclusiv în conglomeratele de la Valea Lupului și Valea Plopilor (faciesul Cm), situate în apropierea calcarelor devonian-inferioare similare din dealul Pleșuv-Muchia Lungă. Variația locală a compoziției petrografice a galeților, corelabilă cu natura substratului învecinat, indică transport redus și depunere în apropierea sursei (Rotman, 1914).

Mineralogia gresiilor

Utilizînd diagrama QFR recomandată de Folk (1968) pentru clasificarea mineralogică a gresiilor, rezultă că gresiile formațiunii de Carapelit sînt arcoze și subarcoze, cu predominarea arcozelor plagioclazice. În clasificarea lui Dickinson (1970), ele intră în categoria gresiilor subcuarțoase

Variațiile mineralogice în argile și siltite sînt reduse. Elementul predominant al clastelor îl constituie cuarțul, însoțit uneori numai de minerale grele și, mai rar, de muscovit și biotit. În unele argile siltice apar feldspați rari. Unele siltite conțin cantități foarte reduse de feldspați plagioclazi, accidental cuarț vulcanic, feldspat potasic, lamele lungi de muscovit și fragmente de cuarțite.

Cantitatea de feldspat crește în gresiile fine și foarte fine unde i se asociază muscovit, biotit cloritizat și, extrem de rar, claste de cuarțite, cuarțite fin muscovitice, riolite criptocristaline, filite cu foliația crenulată.

Gresiile medii, grosiere și foarte grosiere constau din cuarț, uneori vulcanic, corodat, cu diametrul de 1 mm, feldspați plagioclazi proaspeți și alterați, feldspați potasici frecvent albitizați, muscovit, biotit în curs de cloritizare, foarte rar litoclaste (riolite, cuarțite, filite, granite (pl. X, fig. 1).

Mineralele grele sînt abundente, predominînd opacele. Acestea se aglomerează în benzi continue sau discontinue, marcînd laminațiile paralele și oblice din gresii fine — silite (pl. IX, fig. 1). În gresii grosiere și foarte grosiere, ca și în unele argile (din intraclaste), ele sînt diseminate în masa rocii.

Institutul Geologic al României

Alături de mineralele opace, apar frecvent, dar în cantitate mică, turmalină, zircon, apatit, mai rar sfen și rutil.

Aspectele texturale ale gresiilor (abundența matricei, angularitatea clastelor) le caracterizează ca roci imature, depuse în medii cu energie scăzută, ce n-au permis prelucrarea ulterioară a materialului.

Datele mineralogice indică arii-sursă cu constituție geologică complexă (granite slab diferențiate, șisturi cristaline polimetamorfe, formațiuni sedimentare paleozoic-inferioare). Rocile sînt arcoze și subarcoze, predominant plagioclazice, indicînd un aport vulcanic însemnat, deci un vulcanism acid, sincron, cu caracter exploziv. Coexistența feldspaților proaspeți și alterați sugerează arii-sursă cu tectonică activă, ridicate și erodate rapid, arii în care climatul era cald și umed. Același climat este sugerat și de prezența gresiilor roșii din conglomeratele Cm și CGh, pigmentul ferifer putînd fi rezultat prin spălarea solurilor roșii din aria-sursă.

Concluzii

Pe baza aspectului litologic (considerat grauwacke) și a grosimii estimate (1500-2000 m), Mirăuță, Mirăuță (1962) paralelizează formațiunea de Carapelit cu faciesul de Culm al Carboniferului inferior din hercinidele Europei centrale. Ulterior, Mirăuță (1966) argumentează faciesul tipic de molasă al formațiunii prin caracterul ei discordant și prin litologiile implicate, atribuindu-i un caracter marin pe baza particularităților faciesului de Camena.

În urma unei analize litofaciale de detaliu a formațiunii de Carapelit din zona Horia-Balabancea, Drăgănescu (in Russo-Săndulescu et al., 1975) o consideră o molasă continentală, vulcano-sedimentară, alcătuită în partea inferioară din depozite torențial-aluviale ce trec spre partea superioară la depozite lacustre.

Datele prezentate în lucrarea de față permit cîteva considerații asupra condițiilor hidrodinamice ale mediului depozițional și asupra unor caracteristici ale ariei-sursă. În funcție de acestea, putem face următoarele aprecieri :

Formațiunea de Carpelit este rezultatul sedimentării rapide, pe un fundament sialic, a unor succesiuni de depozite detritice, la care se adaugă secvențe vulcanogene acide, reprezentate prin curgeri de lave riolitice, tufuri și tufite ce trec la gresii tufacee. Rocile sînt predominant arcoze, mai ales arcoze plagioclazice. Ținînd cont de interpretarea arcozelor plagioclazice în general (Krynine, in Folk, 1968), putem spune că arcozele formațiunii de Carapelit sînt arcoze tectonice, sugerînd depunere în condiții de activitate tectonică intensă, sincron cu manifestări vulcanice acide predominant explozive. Fragmentele litice din gresii și conglomerate indică o arie-sursă cu constituție litologică complexă, identică cu a substratului pe care s-au depus. Arcozele tectonice sînt rezultatul proceselor de eroziune, transport și sedimentare rapidă ; imaturitatea texturală a rocilor unor asociații de faciesuri (Cm, GSA) reflectă ineficiența mediului depozițional în sortarea și prelucrarea ulterioară a materialului. Alte asociații de faciesuri (G, GC, CGh), cu roci mai bine sortate, sugerează transport mai îndelungat, deci depunere la distanțe mai mari față de sursă.

Institutul Geologic al României

Analiza variației petrografice a litoclastelor din conglomerate evidențiază următoarele aspecte : galeții de cuarț și cuarțite au o răspîndire uniformă pe toată suprafața de aflorare a conglomeratelor ; în schimb, galeții de calcare cu entroce apar exclusiv în conglomeratele din partea vestică a unității de Măcin (ridicată tectonic în urma mișcărilor alpine), unde astfel de calcare apar la zi în apropiere, în cadrul depozitelor devonian inferioare ; galeții de granite au dimensiuni maxime și sînt deosebit de abundenți în conglomeratele din partea estică a unității de Măcin, unde formațiunea de Carapelit apare într-un compartiment coborît tectonic. Avînd în vedere faptul că într-o regiune eroziunea atinge, pe măsura avansării, nivele tot mai adînci ale scoarței, am putea admite că depunerea conglomeratelor cu galeți de calcare precede depunerea conglomeratelor ce remaniază granite și stau pe fundament granitic. Relațiile spațiale dintre diferitele asociații de faciesuri sugerează de asemenea progradarea faciesurilor proximale peste cele distale, fapt ce se poate explica prin migrarea ariei-sursă.

Pe baza diferențelor considerabile față de formațiunea de Bujoarele (Devonian inferior), cu caracter turbiditic și faună marină, interpretată drept fliș al orogenezei hercinice (Mirăuță, 1966) și a caracterului net discordant al formațiunii de Carapelit, ea pare să reprezinte o molasă (Mirăuță, 1966). Prezența conglomeratelor roșii care indică formarea în condiții oxidante, asocierea intimă a depozitelor detritice cu vulcanoclastite acide ce par să fie depuse subaerian (Russo-Săndulescu et al., 1975), absența faunei marine, ce caracterizează toate succesiunile paleozoic-inferioare și mezozoice ale unității de Măcin, ne fac să acceptăm ideea unei sedimentări continentale. În această idee, asociațiile de faciesuri din cadrul formațiunii pot fi interpretate ca depozite de con aluvial ce trec lateral la depozite de cîmpie aluvială.

Succesiuni groase de depozite continentale de acest tip se depun în zone orogene active în condiții de arcuri magmatice de margine continentală, atît în bazine forearc, cît și în bazine backarc (bazine backarc ensialice sau retroarc) (Reading, 1978).

Mulțumim lui Albert Baltreș pentru discuțiile deosebit de utile și pentru fotografierea eșantioanelor, lui Dan Jipa pentru comentariile critice și pentru sugestiile privind îmbunătățirea manuscrisului și lui Corneliu Dinu pentru sprijinul acordat la realizarea materialului grafic.

BIBLIOGRAFIE

Allen J. R. L. (1963) The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.

— (1965) Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Geol. J.*, 4, 229-246.

Institutul Geologic al României

— (1970) Studies in fluviatile sedimentation : a comparison of fining-upwards cyclothems with particular reference to coarse member composition and interpretation. *J. Sed. Petrol.*, 40, 298.

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir", III, Iași.

Cantuniari St. N. (1913) Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roșie (jud. Tulcea). *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, 1, 1-157, București.

Constantinescu R. (1983) Proiect, arhiva I.F.L.G.S., București.

Dickinson N. R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, 40, 695-707.

Folk R. L. — (1968) Petrography of sedimentary rocks. Univ. of Texas, Austin.

Miall A. D. (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.

Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 11, 2, 497-512, București.

— (1967) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.

— Mirăuță E. (1962) Paleozoicul din partea sudică a munților Măcin (reg. Cerna-Hamcearca). *D. S. Com. Geol.*, XLVI, 129-138, București.

Mînzatu S., Lemne M., Vâjdea E., Tănăsescu A., Ioncică M., Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/5, București.

Mrazec L., Pascu R. (1896) Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortachioi — D. Tulcea. *Bul. Soc. șt. fiz.*, 12, București.

Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra Paleozoicului și tectonicii. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, 307-494, București.

Pascu R. (1904) Studii geologice și miniere în jud. Tulcea.

Patrulius D., Mirăuță E., Mureșan M., Iordan M. (1973) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.

Reading H. G. (ed.) (1978) Sedimentary environment and facies. Blackwell Sci. Publ., Oxford.

Rotman D. (1914) Comunicare preliminară asupra întinderii, clasificării, repartiției și originii rocilor care alcătuiesc stratele de Carapelit în Dobrogea de nord-vest. *D. S. Inst. Geol.*, V, 1-8, București.

— (1917) Masivul eruptiv de la Greci (jud. Tulcea, Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, București.

Paeckelmann V. (1935) Probleme der varistikum der Dobrudsche. *Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell.*, 87, 1, Berlin.

Russo-Săndulescu D., Berza T., Drăgănescu A., Seghedi A. (1975) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.

Seghedi A. (1985) Varisziche Faltung in alpidischen Einheiten der Nord-Dobrudscha *Zeitsch. für angewandte Geol.*, 31, 11, 281-287, Berlin.

Ștefan R., Gheruci O., Corneanu Il. (1969) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.

Institutul Geologic al României

THE CARAPELIT FORMATION (NORTH DOBROGEA): FACIES AND SEDIMENTARY STRUCTURES

(Summary)

The Carapelit Formation (assigned to the Lower Carboniferous) in the Măcin Unit of North Dobrogea is the result of the sedimentation on sialic basement of detrital and acid volcaniclastic sequences. The prevalence of arkoses and subarkoses (mainly plagioclase arkoses) suggests unstable tectonic conditions and intense volcanic activity during the deposition.

Based mainly on primary sedimentary structures, several facies and facies associations have been distinguished in the Carapelit Formation: massive conglomerates which lack internal organization, suggesting debris-flow deposits; parallel bedded conglomerates and sandstones-oligomictic and usually better sorted, sometimes showing graded bedding or imbrications, suggesting stream flood or sheet flood deposits; lens shaped conglomerate bodies within sandstones, pointing to channel deposits; red conglomerates and pebbly red sandstones showing cross and parallel bedding, suggesting braided river sediments; fine grained sandstones horizontally interlayered with siltstones and mudstones suggesting alluvial plain deposits; pebbly sandstones, parallel bedded, red sandstones and siltstones with cross and parallel laminations, suggesting channel fills. In places, detrital deposits are interbedded with subaerial volcaniclastic sequences.

Within the Variscan geotectonic history of the Măcin Unit the Carapelit Formation shows typical molasse features. The model of an alluvial sedimentation (fan deposits passing out to alluvial plain deposits) is based on: interbedding with volcaniclastic sequences; red colouring of the sandstones and conglomerates in some facies, suggesting formation in oxidizing environment; lack of marine fauna; textural immaturity of sandstones suggesting rapid deposition; dominance of arkoses; petrographical identity between the basement and source area constitution, implying a short track of transport.

The analysis of facies associations indicates progradation of proximal over distal deposits suggesting migration in time of the source area.

ÎNTREBĂRI

M. Săndulescu: 1. Ce semnificație are afirmația conform căreia „mediul de sedimentare al formațiunii de Carapelit nu poate produce sortarea și maturizarea materialului detritic"?

2. De ce considerați justificat că argumentul privind culoarea roșie a sedimentelor ar fi în sprijinul naturii continentale a formațiunii de Carapelit?

3. Care sînt cele mai semnificative fragmente litice întîlnite în arenitele din formațiunea de Carapelit?

Răspunsuri: 1. Așa cum rezultă din caracterele texturale, cea mai mare parte a depozitelor formațiunii de Carapelit a suferit o depunere și îngropare

Institutul Geologic al României

rapidă, deci mediul depoziţional n-a mai acţionat asupra lor prin prelucrare ulterioară. Odată sedimentate, depozitele n-au mai fost supuse acţiunii valurilor sau transportului prin intermediul curenţilor.

2. Ne referim la culoarea roşie a gresiilor (GC) şi conglomeratelor (Cm) care sugerează formarea în condiţii oxidante. Multe depozite continentale vechi au culoare roşie datorită oxidării diagenetice a mineralelor feromagneziene în climat arid sau cald şi umed. Nu considerăm culoarea roşie ca argument unic pentru originea continentală, ci avem în vedere un ansamblu de trăsături ale formaţiunii.

3. Gresiile formaţiunii conţin sporadic claste de cuarţite, filite, granite şi riolite ; în conglomerate apar, alături de cuarţ filonian, cuarţite, filite, granite sau calcare cu entroce de tipul celor devoniene din formaţiunea de Bujoarele.

M. Ştefănescu : 1. S-a încercat să se deducă poziţia ariei-sursă din distribuţia faciesurilor grosiere faţă de cele fine ?

2. Consideraţi culoarea roşie ca un indiciu de mediu oxidant în zona depoziţională sau în cea de sursă ?

3. Refracţia se manifestă numai prin schimbarea valorii unghiului clivajului sau şi prin schimbarea direcţiei planului de clivaj ?

4. În cadrul unui strát gradat aţi remarcat schimbări în unghiul clivajului în funcţie de gradaţie ?

Răspunsuri : 1. S-a încercat, dar avem intenţia să abordăm problema după ce vom prelucra datele de paleocurenţi.

2. În zona de depunere.

3 Direcţia planelor de clivaj e aceeaşi, variază doar unghiul de înclinare, care este mic în nivelele incompetente şi mare în cele competente.

4. La scara secţiunii subţiri se constată refracţia clivajului la contactul gresii/siltite sau argile.

V. Iancu : 1. Secvenţele litologice prezentate constituie o succesiune litostratigrafică continuă ?

2. În fracţiunea sedimentară detritică se conservă şi biotit ? Mineralele micacee detritice prezintă efecte de degradare sau agradare ?

Răspunsuri : 1. Este greu de reconstituit succesiunea litostratigrafică a formaţiunii, deoarece este compartimentată tectonic şi nu există repere litologice.

2. Se conservă biotit în lamele mari, întotdeauna cloritizate. Atît muscovitul, cît şi biotitul detritic sînt frecvent crenulaţi de clivajul ardezic.

Gr. Pop : În descrierea secvenţelor din formaţiunea de Carapelit aţi insistat mai mult asupra aspectelor stratonomice ale rocilor detritice, fără să menţionaţi în acelaşi timp subtipurile de gresii care s-ar corela eventual cu aceste aspecte şi care ar putea să constituie criterii suplimentare în interpretarea ambianţei de sedimentare. Aveţi date în acest sens ?

Răspuns : Cele mai multe secţiuni subţiri le-am avut pentru asociaţiile de faicesuri G, GSA şi mai puţin gresii GC şi CGh. Se constată că gresiile şi siltitele GSA se caracterizează prin matrice bazală, în timp ce gresiile G şi GC

Institutul Geologic al României

sînt mai bine sortate și cu matrice peliculară. Acest aspect sprijină interpretarea asociațiilor G și GC ca fiind depozite de canal fluviatil, în timp ce gresii slab sortate, imature, sînt caracteristice depozitelor de cîmpie aluvială.

DISCUȚII

M. Săndulescu: Lucrarea de față excelează în primul rînd prin numărul mare și caracterul modern al observațiilor sedimentologice, mai ales cele care privesc arenitele din formațiunea de Carapelit. Sub un alt aspect însă, este greu să se accepte concluzia privind geneza continentală a formațiunii, mai ales că nici unul din argumentele invocate în acest sens nu sînt definitorii, luate aparte sau împreună. Un element important, pe care autorii nu l-au avut suficient în vedere, privește problema sursei materialului detritic. Plasarea acesteia în imediata apropiere a actualelor arii în care se găsește formațiunea de Carapelit este contrazisă de existența în aceasta a unor blocuri de calcare cu faune devoniene (cele mai noi fiind fameniene) care pot proveni din surse îndepărtate, actualmente depășite sau acoperite în timpul proceselor de șariaj. Lipsa unor studii sedimentologice mai apropiate privind paleodirecțiile de transport este de asemenea un impediment în discutarea problemelor legate de caracterul mediului de sedimentare. După părerea noastră, originea continentală a formațiunii de Carapelit nu este deloc demonstrată.

M. Ștefănescu: Culoarea roșie nu este un indiciu numai al mediului de depunere, ci poate proveni din zona-sursă de unde poate veni împreună cu sedimentele transportate. Caracterele texturale prezentate reprezintă de fapt regimul hidrodinamic al agentului de transport și depunere, ele putînd fi recunoscute și în molasele marine.

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa II

Fig. 1 — Stratificație paralelă în conglomerate și gresii (CGh). Balabancea.
Parallel bedding in CGh conglomerates and sandstones, Balabancea.

Fig. 2 — Nivele de gresii laminate în conglomerate cornificate. NE Iacobdeal.
Laminated sandstones in conglomerates, affected by thermal metamorphism, NE Iacobdeal.

Planșa III

Fig. 1 — Stratificație paralelă și oblică în gresii roșii (GC). Dealul lui Moș Deliu.
Parallel and cross bedding in GC red sandstones, Moș Deliu Hill.

Fig. 2 — Stratificație oblică „trough" în gresii roșii (GC). Dealul lui Moș Deliu.
Trough cross-bedding in GC red sandstones. Moș Deliu Hill.

Institutul Geologic al României

Planșa IV

Fig. 1 — Laminații paralele în gresii fine (Gh), dealul Burgheloaia.
Parallel laminations in Gh fine grained sandstones, Burgheloaia Hill.

Fig. 2 — Laminații oblice în gresii fine (Gr), Culmea lui Pomacu.
Cross-laminations in Gr fine grained sandstones. Culmea lui Pomacu.

Planșa V

Fig. 1 — Coseturi cu laminații oblice tabulare în gresii Gr medii pînă la foarte fine, dealul Chirizlic.
Planar cross-beds in fine to medium sandstones (Gr), Chirizlic Hill.

Fig. 2 — Coseturi cu laminații oblice concoide în gresii medii (Gr). Movila lui Bănică.
Gr ripple cross-laminated sandstones, Movila lui Bănică.

Planșa VI

Fig. 1 — Structură de săpare și umplere în siltite, dealul Cerdak.
Scour and fill structure in siltstones, Cerdak Hill.

Fig. 2 — Laminații paralele și oblice în gresii medii și fine (CGh). Balabancea.
Parallel and cross-laminations in medium and fine grained CGh sandstones, Balabancea.

Planșa VII

Fig. 1 — Laminații oblice în gresii roșii (GC). Dealul lui Moș Deliu.
Cross-laminations in red sandstones (GC). Moș Deliu Hill.

Fig. 2 — Laminații paralele și oblice în gresii roșii (GC), Dealul lui Moș Deliu.
Parallel and cross-laminations in GC red sandstones. Moș Deliu Hill.

Planșa VIII

Fig. 1 — Fosile-urmă în gresii (G), Dealul Chirizlic.
Trace fossils in G sandstones, Chirizlic Hill.

Fig. 2 — Structură în flame, asociația de fațiesuri GSA, dealul Conaciu.
Flame structure, GSA facies association, Conaciu Hill.

Planșa IX

Fig. 1 — Laminații paralele în gresii fine, marcate de benzi cu minerale grele ; N ||, 35 ×.
Laminations in fine grained sandstones marked by concentrations of heavy minerals ; N ||, 35 ×.

Fig. 2 — Șanțuri săpate în sedimente argiloase ; umplutura constă din gresii granoclaste ; N ||, 35 ×.
Graded sandstones filling small scours in pellitic sediments ; N ||, 35 ×.

Institutul Geologic al României

Planșa X

Fig. 1 — Granoclasare discontinuă în gresii ; N ||, 35 ×.
Discontinuous graded bedding in sandstones ; N ||, 35 ×.

Fig. 2 — Gresii medii Gi cu un intraclast de argilă cu laminații paralele ; N ||, 35 ×.
Medium grained sandstones (Gi) including a laminated clay intraclast ; N ||, 35 ×.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BIBLIOTECA

A. SEGHEDI, GH. OAIE

GEOLOGIC MAP OF THE CARAPELIT FORMATION IN THE CENTRAL PART OF THE MĂCIN UNIT

0 500 1000m



LEGEND

- Loess
- MĂCIN UNIT
- Dolerites
- Rhyolites
- Granitoid rocks
- Unstratified conglomerates (Cm) a. red
- Parallel bedded conglomerates and sandstones (CGh) a. red
- Conglomerate lenses in sandstones (CG)
- Pebbly red sandstones and conglomerates (GC)
- Parallel bedded sandstones siltstones
- Sandstones, siltstones, mudstones (GSA)
- Pebbly sandstones (Gh)
- Red sandstones siltstones (GS)
- Pyroclastic epiclastic rocks
- Rhyolite flows
- Rhyolitic epiclastics, siltstones

Carapelit Formation

- Crystalline schists (Megina Gneisses Megina and Boclugea Groups)
- CONSUL UNIT
- Triassic limestones

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICA. Dări de seamă, vol. 70-71/5

Imprim Atel Inst Geol. Geof

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 39-50.

4. STRATIGRAFIE

LITOSTRATIGRAFIA MOLASEI PERMIAN-CARBONIFERE DIN REGIUNEA MUNTEANA-SVINIȚA-TÎLVA FRASINULUI (BANATUL DE SUD)[1]

DE

I. STĂNOIU[2], N. STAN[2]

Permian. Carboniferous. Lithostratigraphy. Fluvio-lacustrine volcano-sedimentary molasse. Hercinian orogenesis. Volcanic rocks. East Carpathians-Sedimentary Danubian Domain — Svinița-Svinecea zone.

Abstract

Lithostratigraphy of the Permian-Carboniferous Molasse in the Munteana-Svinița-Tîlva Frasinului Region (South Banat). Three formations were separated in the prevailingly fluvio-lacustrine Hercinian molasse with coals of the Sirinia Zone (East Carpathians): Cucuiova Formation (Westphalian-Stephanian), Povalina volcano-sedimentary Formation (Autunian) with a lower member and an upper one and the Trescovăț volcanic Formation. The Cucuiova Formation is associated with basalts and basalts-andesites. In the Povalina Formation there appear numerous flows of rhyodacites magmatites, and the Trescovăț Formation is made up only of ignimbritic rhyolites.

Résumé

Lithostratigraphie de la molasse permienne-carbonifère de la région de Munteana-Svinița-Tîlva Frasinului (Banat du Sud). La molasse hercinienne, prédominamment fluvio-lacustre à charbons de la zone de Sirinia (Carpathes Méridionales) a été séparée en trois formations: la formation de Cucuiova (Westphalien-Stephanien), la formation volcano-sédimentaire de Povalina (Autunien), qui a un membre inférieur et un membre supérieur, et la formation volcanique de Trescovăț. La formation de Cucuiova est associée aux basaltes et basaltes-andésites, dans la formation de Povalina apparaissent beaucoup de coulées de magmatites rhyodacitiques, et la formation de Trescovăț n'est constituée que de rhyolites ignimbritiques.

[1] Predată la 5 mai 1983, acceptată pentru publicare la 16 august 1983, comunicată în ședința din 13 mai 1983.

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

Institutul Geologic al României

În cadrul arealului zonei paleogeografice mezozoice (Jurasic-Cretacic inferior) cunoscută sub numele de zona Sirinia, formațiunile molasei hercinice permian-carbonifere ocupă o suprafață foarte mare.

Formațiunile molasei hercinice din zona Sirinia au fost studiate de numeroși cercetători încă din a doua jumătate a secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea. Dintre aceștia, Telegd (1894) separă în cadrul Permianului de la Munteana două entități litologice : o serie alcătuită din conglomerate, gresii șistoase + șisturi cu plante și o serie reprezentată prin roci eruptive asociate cu piroclastite.

Ulterior, Răileanu (1953, 1960) semnalează Carboniferul cu melafire de pe valea Povalina. În cadrul Permianului, autorul deosebește două succesiuni geologice (asociate cu porfire cuarțifere) sincrone : o succesiune geologică conglomeratică și o succesiune geologică constituită în bază din șisturi negre cu plante, la partea mediană din gresii roșii și calcare și la partea superioară din brecii și cinerite psamitice și pelitice.

Semaka (1962, 1970) și Bițoianu (1972, 1972 b) s-au ocupat cu studiul asociațiilor macrofloristice carbonifere.

Cu ocazia unor lucrări de prospecțiune, Boldur et al. (1963, 1964) separă în cadrul Permianului mai multe entități litologice : în bază un orizont de șisturi argiloase negre, urmat de un orizont de gresii roșii, un orizont de piroclastite cu roci porfirice roșii sau verzi și la partea superioară un orizont piroclastic cu roci porfirice albe care ar putea reprezenta niște ignimbrite.

Bițoianu et al. (1966) citează prezența porfirelor cuarțifere (?) în Carboniferul de la Camenița.

Năstăseanu et al. (1973) deosebesc, în cadrul formațiunilor permiene, discordante, un complex inferior detritogen (Autunian) și un complex superior vulcanogen (Saxonian ?). Năstăseanu (1979) atribuie cele două complexe Autunianului.

Stănoiu (1982) deosebește, în cadrul molasei hercinice din zona Sirinia, o formațiune carboniferă discordantă cu piroclastite și roci eruptive bazice și o formațiune permiană (în cea mai mare parte Autunian) discordantă. În cadrul formațiunii permiene autorul a separat un orizont inferior detritic roșu, un orizont median piroclastic asociat cu vulcanite roșu-verzui și un orizont vulcanitic cenușiu. Autorul a recoltat, de la partea terminală a orizontului șisturilor negre cu plante considerat ca permian, o bogată asociație macrofloristică (determinată de C. Bițoianu) care indică Westphalianul C-D.

În urma aprofundării cercetărilor litostratigrafice și a completării acestora cu studii vulcanologice s-a ajuns la concluzia că succesiunea geologică a molasei permian-carbonifere din zona Sirinia poate fi divizată în trei formațiuni : o formațiune carboniferă (formațiunea de Cucuiova) și două formațiuni permiene (formațiunea de Povalina și formațiunea de Trescovăț). În cadrul formațiunii de Povalina s-au separat doi membri: membrul inferior (de Staricica) și membrul superior (de Ielișova).

Formațiunea de Cucuiova (Westphalian-Stephanian)

Propunem întrebuințarea denumirii de formațiune de Cucuiova pentru rocile Carboniferului superior din zona Sirina care îmbracă

Institutul Geologic al României

faciesul de molasă continentală (predominant fluvio-lacustră) cu cărbuni, adesea de tip vulcano-sedimentar.

Stratotipul formațiunii de Cucuiova (cca 300 m grosime) este succesiunea geologică a Carboniferului din sinclinalul Cucuiova.

Pe suprafața zonei Sirinia, prezența rocilor carbonifere este cunoscută în regiunea obîrșia văii Povalina-valea Staricica (sinclinalul Cucuiova), la vest și nord de localitatea Baia Nouă, la obîrșia văii Mraconia, într-un foraj executat pe valea Sirinia, pe văile Cozilele și Stînei (afluenți pe partea dreaptă ai văii Sirinia), pe valea Dragosela și în sinclinoriul Cozla-Camenița.

La Cucuiova, sub rocile permiene din umplutura sinclinalului cu același nume și peste rocile magmatice din fundament, apare formațiunea de Cucuiova (cca 300 m grosime), sub forma unor iviri discontinui, reprezentată prin gresii, siltite, argile, conglomerate, piroclastite, marno-calcare și cărbuni asociate cu roci vulcanice bazaltice și bazalt-andezitice. Uneori argilitele, cu concrețiuni sferosideritice, sînt mai abundente la partea superioară a formațiunii de Cucuiova.

Gresiile sînt formate din elemente litice (20-40%) asociate cu cuarț, feldspați, mice și alte minerale femice, toate prinse într-un liant constituit din argilă, silt, silice și carbonați. În cadrul conglomeratelor poligene apar numeroase elemente rulate de cuarț, șisturi cristaline de tip Poiana Mraconia și roci magmatice (gabbrouri și serpentinite), sugerînd că pînza cristalinului de Poiana Mraconia s-a pus în loc înaintea Westphalianului.

Rocile eruptive din Carboniferul superior sînt reprezentate prin bazalte, bazalt-andezite și andezite. Aceste roci de culoare neagră-indigo prezintă un grad avansat de alterare, motiv pentru care deosebirea între bazalte și andezite în multe situații este dificilă.

Înlocuirea mineralelor primare prin minerale secundare este o regulă : fenocristalele sînt aproape în întregime substituite prin calcit, clorit, calcedonie, cuarț, hematit, opacit. Formele cristalografice reliote sugerează prezența inițială a piroxenilor, mai rar a olivinei. Pasta este alcătuită din baghete alungite de plagioclaz. Mineralele opace sînt larg răspîndite în mezostază.

În unele secțiuni cuarțul este prezent în cantități foarte mici (1%) ; se observă de asemenea și contururi bazale de hornblendă în întregime opacitizate. Această diferențiere bazalt-andezit pe care o sugerează analizele microscopice este confirmată de analizele chimice efectuate pe cinci eșantioane recoltate de pe pîrîul Povalina și Staricica (Stan, in Stănoiu et al., 1983).

Structura rocilor variază după cum urmează : porfirică, intergranulară, ofitică, amigdaloidă. Aceste roci au fost descrise de cercetătorii anteriori ca melafire și porfirite.

Pe baza asociației macrofloristice determinate de Bițoianu și identificate de Stănoiu (1982) în argilitele de la partea terminală a formațiunii de Cucuiova din sinclinalul Cucuiova, această formațiune aparține Westphalianului, fără a exclude și posibilitatea prezenței Stephanianului.

La Baia Nouă Carboniferul este reprezentat prin gresii, siltite și argilite cenușiu-negricioase cu cărbuni. După Semaka (1962, 1970) macroflora de la Baia Nouă ar indica Westphalianul D, pe cînd Bițoianu (1972, 1972 b) o repartizează Westphalianului C-D.

Institutul Geologic al României

În regiunea de la obîrșia văii Mraconia, formațiunea carboniferă este reprezentată (Răileanu, 1953) printr-o succesiune (cca 40 m grosime) de gresii, argilite și calcare cenușiu-negricioase cu aspect cărbunos și resturi de plante.

Pe valea Dragosela aflorează gresii (uneori piroclastice) cenușiu-negricioase, cu intercalații lenticulare de calcare și strate de cărbune. Se remarcă prezența intercalațiilor violacee, ca și la Cucuiova. Asociațiile macrofloristice recoltate din Carboniferul de pe valea Dragosela sînt atribuite Westphalianului B-Stephanianului (Semaka, 1962, 1970) sau Westphalianului D-Stephanianului A (Bițoianu, 1972 a).

Forajul 22 766/586, executat de IFLGS și amplasat pe valea Sirinia, a străbătut, între 816,65 și 1713,55 m adîncime, o formațiune reprezentată prin argilite violacee cu intercalații de gresii violacee, argilite negre, conglomerate poligene violacee, piroclastite și roci eruptive (probabil bazalte amigdaloide) negricioase-verzui cu vacuole umplute cu calcit. Pe baza rezultatelor palinologice, Antonescu (1980) tinde să atribuie această formațiune Stephanianului superior.

Pe văile Cozilelor și Stînei apar argilite și gresii negre cu cărbuni

În cadrul sinclinoriului Cozla-Camenița, pe Valea Mare și în forajele și lucrările miniere de pe valea Camenița se cunosc argilite și gresii negricioase cu intercalații de cărbuni. După Răileanu (1953) și Bițoianu et al. (1966) resturile de plante ar indica Stephanianul, iar după Semaka (1970) acestea ar sugera Westphalianul B-Stephanianul.

Datele paleontologice sugerează că în cadrul rocilor Carboniferului superior din zona Svinița sînt reprezentate Westphalianul și Stephanianul.

În cadrul succesiunii stratigrafice permiene din zona Sirinia se pot separa două entități litologice suprapuse mai importante : în bază formațiunea vulcano-sedimentară de Povalina și la partea superioară formațiunea vulcanogenă de Trescovăț.

Formațiunea vulcano-sedimentară de Povalina (Autunian)

Formațiunea de Povalina este bine reprezentată în bazinele de recepție ale văilor Povalina și Staricea. Stratotipul acestei formațiuni este succesiunea geologică bine deschisă de pe valea Povalina, completată cu cea de pe valea Staricea.

Din punct de vedere litologic, formațiunea de Povalina este constituită predominant din roci detritice, cel mai adesea vulcanice, asociate cu vulcanite riodacitice, roșii, uneori cenușii sau verzui.

Formațiunea de Povalina poate fi divizată în două entități litologice suprapuse : membrul inferior și membrul superior.

Membrul inferior (de Staricica), cu o grosime de cca 200—400 m, este constituit în mod cu totul predominant din gresii, siltite și argile roșii, uneori verzui sau cenușii, care admit intercalații lenticulare de calcare și roci detritice bogate în fragmente de vulcanite riodacitice.

Stratotipul acestei entități litologice se află pe cursul mijlociu al văii Povalina.

La alcătuirea rocilor detritice, pe lîngă fracția argiloasă, participă și fragmente de roci (șisturi cristaline, predominant de tip Poiana Mra-

Institutul Geologic al României

conia, vulcanite riodacitice, bazalte de tipul celor descrise la formațiunea carboniferă, serpentinite, gabbrouri etc.), feldspați, cuarț mice și minerale melanocrate. Se remarcă un conținut ridicat de feldspat și scăzut de cuarț, o variație a elementelor litice și micelor și o abundență a liantului pelitic. Cimentul este reprezentat prin oxizi de fier, silice și carbonați, iar matricea este argiloasă sau siltică.

Rocile detritice sînt reprezentate predominant prin grauwacke și arcoze.

Pe Dunăre, în aval de localitatea Svinița, în baza membrului inferior se individualizează un pachet de roci verzui a căror culoare este dată de abundența remanierilor provenite din gabbrourile subjacente. Adesea se observă prezența laminației oblice.

Răileanu (1953) semnalează în lentilele de calcare cu aspect micritic, ce afloreză în bazinul de recepție al văii Povalina, prezența ostracodelor *(Esteria* sp.) și a lamelibranchiatelor de apă dulce ; *Anthracosia thuringensis* Geinitz.

Întotdeauna, rocile membrului inferior se dispun discordant peste toate formațiunile mai vechi.

Membrul inferior a putut fi separat ca entitate litostratigrafică aparte în extremitatea sud-estică a zonei Sirinia, între Dunăre și valea Staricica. Această entitate litologică mai apare și în regiunea văilor Dragosela și Tulinecea, peste formațiunea Carboniferului superior.

În zona Presacina, rocile membrului inferior sînt bine dezvoltate pe valea Sfîrdinu.

Membrul superior (de Ielișova), cu o grosime de cca 1500 m, este reprezentat prin conglomerate, gresii, siltite și argile asociate cu vulcanite riodacitice roșii, uneori cenușii sau verzui. Caracterul distinctiv față de membrul inferior îl constituie abundența conglomeratelor și gresiilor vulcanice și a riodacitelor roșii și verzi.

Conglomeratelor și gresiilor vulcanice li se asociază subordonat roci detritice fără material vulcanic.

Conglomeratele sînt poligene ; uneori elementele sînt angulare, dînd rocii aspect de brecie.

În cadrul gresiilor predomină grauwackele cu un conținut ridicat în fragmente de roci, liant argilo-feruginos și diversitate petrologică foarte mare a elementelor.

Elementele rocilor detritice reprezentate prin fragmente de roci (predominant vulcanite dacitice, subordonat șisturi cristaline, sporadic gabbrouri și serpentinite), feldspați, cuarț, mice și minerale femice, sînt prinse într-un liant argilos, feruginos, subordonat silicios și carbonatic.

În cadrul fracției detritice a membrului superior, cantitatea de feldspat o depășește pe cea de cuarț (ceea ce indică o maturitate scăzută), conținutul de mică este redus, procentul de elemente litice este scăzut la rocile mai fine și variază foarte mult la rocile grosiere.

Conglomeratele vulcanice dacitice sînt constituite în cea mai mare parte din elemente rotunjite cu dimensiuni pînă la 15—20 cm. Uneori ele au un caracter brecios angular. Conglomeratele sînt uneori lipsite de stratificație, alteori însă se poate observa o stratificație încrucișată-torențială. Cimentul este psefitic-grezos, ușor feruginos.

Institutul Geologic al României

Studiul petrochimic al elementelor de roci eruptive ce formează conglomeratele arată că acestea au caractere dacitice (Stan et al., 1986).

Observațiile microscopice evidențiază fenocristale de albit-oligoclaz, oligoclaz, cuarț, biotit, hornblendă, cimentate fie într-o mezostază sticloasă, parțial sau total devitrificată (felsitică), fie într-o masă de bază microgranulară sau intergranulară.

În aceste conglomerate vulcanice dacitice se intercalează uneori, în special la partea superioară, curgeri riodacitice ignimbritice.

Riodacitele ignimbritice au o culoare roșie, violaceu-cărămizie, sînt casante și extrem de dure.

Analiza microscopică arată că ele sînt constituite deseori din fragmente milimetrice sau submilimetrice de ponce și sticlă devitrificate, angulare sau subangulare cimentate cu praf fin aproape izotop; în alte cazuri atît fragmentele, cît și liantul lor sînt impregnate cu microgranule de cuarț cu marginile mai mult sau mai puțin zimțate. Fenocristalele lipsesc deseori din componența rocii; cînd sînt prezente participă de regulă în proporții reduse pînă la 10-15% din volumul rocii. Fenocristalele sînt reprezentate prin cuarț magmatic corodat ± feldspat potasic caolinizat-sericitizat, plagioclaz calcitizat-sericitizat, albit cu structura în scîndură de șah, biotit ± hornblendă frecvent opacitizate ± cloritizate. Aceste caractere ambigue de tufo-lave sînt caracteristice rocilor ignimbritice.

Referitor la formațiunea de Povalina, în ansamblu, membrul inferior prezintă în general o stratificație evidentă. Uneori se observă texturi de tipul laminației oblice. În cele mai multe cazuri apar ritmicitatea și granoclasarea.

Secțiunile subțiri trădează texturi stratificate, gradate și mai rar fluidale sau turbionare.

Culoarea roșie este dată de matricea și cimentul argilo-feruginoase, fiind legată de apariția oxidului feric. Foarte des elementele detritice sînt acoperite cu pelicule roșii de oxizi de fier.

Membrul superior evidențiază o stratificație și o ritmicitate mai pronunțate și o frecvență mai mare a rocilor detritice grosiere (conglomerate și microconglomerate) față de membrul inferior.

În comparație cu membrul inferior, caracterele membrului superior sugerează condiții de depunere mai neuniforme.

Membrul superior al formațiunii de Povalina apare și în zona Presacina, între localitatea Mehadia și valea Ideg.

În cadrul psamitelor permiene predomină tipul arcozian și cel al grauwackelor feldspatice.

Rocile detritice permiene trădează o maturitate scăzută.

Sedimentele ce au generat rocile membrului inferior se depuneau într-un domeniu continental predominant fluvio-lacustru (prezența intercalațiilor de calcare cu ostracode și lamelibranchiate de apă dulce), mai rar deluvio-proluvial. Erupțiile vulcanice erau sporadice, astfel că fracția detritică era furnizată predominant de ariile-sursă învecinate, cu energie de relief relativ scăzută, formate din șisturi cristaline și roci magmatice (gabbrouri și serpentinite).

În timpul depunerii sedimentelor ce au generat rocile membrului superior, domeniul depozițional a fost dezorganizat prin mărirea

Institutul Geologic al României

considerabilă a intensității și frecvenței erupțiilor riodacitice. Energia de relief a crescut ca efect al erupțiilor vulcanice și al mișcărilor tectonice, astfel că sursa de aport principală a fracției detritice o constituiau vulcanitele riodacitice existente chiar în incinta ariei depoziționale. Fracția detritică a devenit mai grosieră.

Grosimea mare (în jur de 2000 m) a molasei hercinice permo-carbonifere trebuie pusă pe seama unor mișcări de subsidență foarte importante în cadrul ariei depoziționale, asociate cu mișcări de ridicare a ariilor-sursă.

În regiunea dintre Dunăre și valea Povalina, acolo unde aflorează rocile membrului superior, se pare că există o trecere litologică gradată, pe verticală, de la membrul inferior la cel superior. În restul zonei Sirinia rocile membrului superior al formațiunii de Povalina se așază discordant peste toate entitățile litologice mai vechi.

Lipsa membrului inferior pe cea mai mare suprafață a zonei Sirinia și poziția discordantă a membrului superior lasă deschisă posibilitatea existenței a două variante în ceea ce privește raporturile dintre cei doi membri : 1) membrul inferior este sincron părții bazale a membrului superior, deosebirile litologice datorîndu-se surselor de aport diferite și 2) cei doi membri sînt heterocroni.

În regiunea situată la sud-vest de localitatea Baia Nouă, mai ales pe valea Staricica, se constată că formațiunea de Povalina se așază discordant peste gabbrourile din axul sinclinalului Povalina-Staricica și peste rocile carbonifere din flancul vestic al sinclinalului Staricica. Din alura cartografică reiese existența unei discordanțe unghiulare între formațiunea de Cucuiova și formațiunea de Povalina, ceea ce lasă să se presupună că formațiunea de Cucuiova a fost afectată de o fază diastrofică înaintea depunerii sedimentelor ce au generat rocile formațiunii de Povalina.

Pe baza celor cîteva resturi de plante citate din formațiunea de Povalina de Răileanu (1953) și Maxim (1967), cît mai ales prin paralelizările cu situațiile mai clare din zona Reșița, se poate presupune că rocile acestei formațiuni aparțin Autunianului.

Formațiunea vulcanică de Trescovăț (Autunian superior ?, Postautinian?)

La partea terminală a succesiunii geologice permiene din regiune se individualizează o formațiune (cca 500 m grosime) vulcanică, riolitică, ignimbritică, de culoare cenușiu-albicioasă, ce se dispune discordant peste formațiunile mai vechi.

Această entitate litostratigrafică, ce întrunește caracterele tipice în regiunea vîrfului Trescovăț, este cunoscută numai în partea sud-estică a zonei Sirinia, în regiunea Trescovăț-Baia Nouă. Aici, formațiunea de Trescovăț apare sub forma unor petice, salvate de la eroziune, sugerînd resturile unei plăci continui cu o extindere destul de mare.

Poziția în care apar peticele amintite sugerează existența unei discordanțe unghiulare între formațiunile de Cucuiova și Povalina, pe de o parte, și formațiunea de Trescovăț, pe de altă parte. Această consta-

Institutul Geologic al României

tare lasă deschisă posibilitatea existenței unei faze diastrofice între formațiunea de Trescovăț și formațiunea de Povalina.

Formațiunea vulcanică riolitică ignimbritică de Trescovăț se aseamănă în multe privințe cu formațiunea dacitică-riodacitică ignimbritică de Povallina.

Rocile au culori variabile, dar predominant deschise (albe, albgălbui, cenușii); sînt dure și extradure, uneori slab unsuroase datorită caolinizărilor sau sericitizărilor. Texturile fluidale se observă deseori macroscopic. Ca și riodacitele aparținînd formațiunii de Povalina, riolitele formațiunii de Trescovăț au caractere ambigue de tufo-lave. Fenocristalele de origine magmatică reprezentate prin cuarț, feldspat potasic, plagioclaz, biotit, mai rar hornblendă participă în proporții variabile, în marea majoritate a cazurilor nu depășesc 5-15% din volumul rocii; ca și în cazul precedent, în multe situații fenocristalele lipsesc complet. Mezostaza este alcătuită dintr-un tuf grosier sau fin cu o structură criptocristalin-felsitică. Devitrificarea este neomogenă chiar în cadrul aceleiași secțiuni. Foarte frecvente sînt și aici granulele de cuarț submilimetrice cu marginile uneori zimțate, răspîndite în masa rocii; cuarțul acesta imprimă rocii un aspect specific de rocă „silicifiată". Calcedonia a fost de asemenea observată, mult mai rar, umplînd goluri preexistente în rocă. În unele secțiuni se observă structuri eutaxitice cu fiamme, caracteristice rocilor ignimbritice.

Studiul petrochimic al formațiunii vulcanice de Trescovăț arată că aceasta are un caracter riolitic (Stan et al., 1986).

În concluzie, în zona Sirinia, în cadrul molasei permian-carbonifere se deosebesc două entități litostratigrafice majore: Carboniferul superior, asociat cu un vulcanism bazalt-andezitic, și Permianul inferior, asociat cu un vulcanism ignimbritic dacitic, riodacitic și riolitic.

BIBLIOGRAFIE

Antonescu E. (1980) Nouvelles données palynologiques concernant le Stephanien et l'Autunien du Banat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/3, București.

Bițoianu C. (1972 a) Conținutul floristic al depozitelor carbonifere din zona Svinița. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 17/2, București.

— (1972 b) Observații asupra conținutului paleobotanic al depozitelor carbonifere dn zona Baia Nouă (Banat). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 17/1, București.

— Ilie S., Pitulea G. (1966) Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întîlniți în forajul de la Cameniță. *D. S. Inst. Geol.*, LII/1, București.

Buldur C., Stănoiu I., Stilla Al. (1963) Raport, arhiva IGG, București.

— Stănoiu I., Stilla Al. (1964) Raport, arhiva IGG, București.

Dimitrescu R. (1959) Le volcanisme permien en Roumanie, *Geol. Rund*, 48, 172-179, Stuttgart.

Maxim I. (1967) Noi contribuțiuni asupra florei fosile de la Svinița-Banat, cu o privire comparativă între flora permo-carboniferă din zona Svinița, Reșița și sudul Dunării. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai" Cluj, Geol.-Geogr.*, 2, Cluj.

Institutul Geologic al României

Năstăseanu S. (1979) Les formations sédimentaires paléozoïques supérieures et mésozoïques du Banat. *Rev. roum. géol., géophys. géogr.*, 23/2, Bucureşti.

Năstăseanu S., Stănoiu I., Biţoianu C. (1973) Corelarea formaţiunilor molasei hercinice (Westphalian-Permian) din partea vestică a Carpaţilor Meridionali. *An. Inst. Geol.*, XL, Bucureşti.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. şt. Acad. R.P.R.*, X, 2, Bucureşti.

— (1960) Recherches géologiques dans la région Svinița-Fața Mare. *An. Com. Geol.*, XXVI-XXVIII (résumés), Bucureşti.

Roth Telegd. (1894) Der Abschnitt der Krassó-Szorenyer Gebirgeslängs der Donau in der Umgebung von Jelişeva und Starisky-Tahles. *Jahresb. d.k. ung. geol. A.f. 1892*, Budapest.

Semaka Al. (1962) Observaţii asupra florei paleomesozoice din danubianul Banatului. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959-1960), Bucureşti.

Semaka Al. (1970) Geologisch-paläobotanische untersuchungen in SO-Banater Danubikum. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, XI, Bucureşti.

Stan N., Colios E., Bratosin I. (1986) Permian ignimbritic rocks of the South Banat (Svinița-Baia Nouă-Tîlva Frasinului). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983; 1984), p. 203-216, Bucureşti.

Stănoiu I. (1982) Raport, arhiva Institutului de Geologie şi Geofizică, Bucureşti.

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE PERMIAN-CARBONIFEROUS MOLASSE IN THE MUNTEANA-SVINIŢA-TÎLVA FRASINULUI REGION

(Summary)

Three superposed formations were separated in the Hercinian Permo-Carboniferous molasse of the Sirinia Zone : Cucuiova Formation (Westphalian-Stephanian), Povalina Formation (Autunian) and Trescovăţ Formation (Autunian or more recent).

The Cucuiova Formation, about 300 m thick, has a facies of detrital, continental, prevailingly fluvio-lacustrine molasse with coals. It is represented by sandstones, siltstones, clays and conglomerates with grey-blackish, sometimes violaceous lenticular interbeds of limestones and coal beds. These rocks are often associated with pyroclastites and magmatic rocks of the basalts, basalts-andesites types.

The Povalina volcano-sedimentary Formation, that is unconformable in detrital, continental, prevailingly fluvio-lacustrine molasse facies, can be divided în two : the Staricica lower member and the upper Ielişova member.

The lower member (ca. 300 m thick) is made up prevailingly of sandstones, siltstones, clays and red, rarelier grey or greenish conglomerates. These rocks admit lenticular interbeds of ostracods and lamellibranchs yielding limestones.

The upper member (ca. 1500 m thick) is built up of conglomerates, sandstones, siltstones and mainly red clays in which are very abundant

Institutul Geologic al României

dacitic volcanites. These rocks are associated with ignimbritic rhyodacites.

The volcanic Trescovăț Formation (ca. 500 m thick) is made up of ignimbritic rhyolites.

An unconformity is noticed between the Povalina Formation and the Cucuiova one, which indicates that a diastrophic phase occurred at this stratigraphic level. The cartographic aspect could suggest that the unconformity in the base of the Terescovăț Formation could equally be the effect of a folding phase.

In conclusion, in the Sirinia Zone, two major lithostratigraphic entities are distinguished in the Permo-Carboniferous molasse : the Upper Carboniferous associated with a basalt-andesitic volcanism and the Lower Permian associated with a dacitic, rhyodacitic and rhyolitic ignimbritic volcanism.

ÎNTREBĂRI

S. Năstăseanu : 1. Considerați sectorul Cucuiova locul unde depozitele carbonifere au cea mai bună dezvoltare în cadrul zonei Sirinia ?

2. Cunoașteți succesiunea oferită de carotele forajului Sirinia, la care se referă Antonescu (1980) ?

3. Există o lacună stratigrafică între formațiunea de Cucuiova și cea de Povalina ?

4. Pentru care ipoteză optați : a celor doi membri (inferior și superior) ai formațiunii de Povalina sau a echivalenței membrului inferior cu partea bazală a membrului superior ?

Răspunsuri : 1. Considerăm că succesiunea geologică din sectorul Cucuiova este reprezentativă pentru Carboniferul superior din zona Sirinia. Aceasta deoarece prin identificarea (Stănoiu, 1982) unei bogate asociații macrofloristice westphaliene, la partea terminală a succesiunii geologice carbonifere de pe Valea Drenii (flancul estic al sinclinalului Cucuiova), s-a ajuns la certitudinea că mult discutatele roci magmatice bazice și intercalațiile de culoare roșie, care după părerea dumneavoastră aparțineau Permianului, au de fapt o vîrstă carboniferă. În felul acesta, în regiunea sinclinalului Cucuiova sînt evidente aproape toate caracterele formațiunii Carboniferului superior.

2. Succesiunea geologică a forajului de pe valea Sirinia o cunoaștem din descrierea făcută de Antonescu (1980) și considerăm că niște roci magmatice cenușiu-verzui cu vacuole umplute cu calcit nu pot fi interpretate ca dacite sau riolite.

3. Datele cunoscute în sinclinalul Cucuiova, în împrejurimile localității Baia Nouă, la obîrșia văii Mraconia și pe valea Dragosela demonstrează existența unei lacune stratigrafice între formațiunea de Cucuiova și formațiunea de Povalina. Astfel, la Cucuiova, formațiunea de Povalina (Autunian) se așază discordant peste roci carbonifere cu floră de tip Westphalian. Pe valea Dragosela, aceeași formațiune de Povalina este suportată discordant de roci carbonifere cu floră de tip Westphalian-Stephanian inferior. În alte sectoare, formațiunea de Povalina se așază de foarte multe ori discordant peste un fundament alcătuit din șisturile cristaline ale formațiunii de Poiana Mraconia, gabbrouri și serpentinite.

4. Am considerat că ipoteza conform căreia cei doi membri ai formațiunii de Povalina au vîrste diferite este mai plauzibilă.

Institutul Geologic al României

DISCUȚII

S. Năstăseanu: Lucrarea prezentată aduce contribuții noi la cunoașterea petrografiei rocilor eruptive, dar în ceea ce privește litostratigrafia depozitelor carbonifere și permiene rămîn multe probleme confuze. Remarcăm că cel mai complet profil prin depozitele carbonifer superioare este pe valea Dragosela, iar ceea ce s-a prezentat ca formațiune de Cucuiova este un aspect particular și local, care nu poate constitui un profil de referință pentru zona Sirinia. Întrucît autorii afirmă că n-au văzut carotele forajelor din valea Sirinia, este riscant să afirme că acele depozite aparțin în totalitate formațiunii de Cucuiova (Westphalian-Stephanian B). Microflora din acel foraj nu este concludentă, ea ar putea aparține fie Stephanianului superior (D ?), fie Autunianului bazal (A_1?) — după Antonescu (1980). Cum autorii confirmă că există o lacună între Stephanian și Autunian inferior, este puțin probabil că numai în forajul din valea Sirinia să existe continuitate de sedimentare (ca în zona Reșița, așa cum s-ar înțelege din lucrarea lui Antonescu, 1980). Dilema principală în care se află autorii cînd se referă la litostratigrafia formațiunii de Povalina (Autunian) este redată de afirmația conform căreia membrul inferior poate fi echivalent stratigrafic al părții bazale a membrului superior! După opinia noastră, membrul de Staricica și cel de Ielișova nu reprezintă altceva decît cele două faciesuri principale ale formațiunii de Povalina, respectiv faciesul predominant terigen și faciesul predominant vulcanogen pe care le-au semnalat în cadrul depozitelor autuniene din zonele Sirinia și Presacina cu alte ocazii (Năstăseanu, 1979, 1980 și 1981). În aceste lucrări menționam că depozitele permiene încep de regulă cu secvențe terigene care sînt înlocuite către partea superioară de secvențele vulcanogene, alteori încep chiar cu secvențe vulcanogene sau mixte. În consecință și separarea formațiunii de Trescovăț, la partea superioară a depozitelor permiene din zona Sirinia, întărește existența faciesului vulcanogen, separat de noi anterior în ambele zone, reprezentînd în același timp și o diferențiere magmatică într-o etapă mai nouă, așa cum consideră N. Stan.

Răspuns: După cum s-a mai arătat, am ales ca profil de referință al formațiunii Carboniferului superior din zona Sirinia succesiunea geologică din sinclinalul Cucuiova, deoarece aici sînt întrunite caracterele litologice esențiale ale acestei formațiuni, aceasta prin obținerea argumentelor paleontologice conform cărora rocile magmatce bazalt-andezitice și intercalațiile de culoare roșie au vîrstă carboniferă. O asociație litologică asemănătoare a fost descrisă de Antonescu (1980) în forajul de pe valea Sirinia. Considerăm că succesiunea litologică din forajul de pe valea Sirinia aparține Carboniferului, ca și cea de la Cucuiova, cu atît mai mult cu cît Antonescu este de părere că asociația palinologică aparține mai degrabă Stephanianului decît Autunianului.

Noi considerăm că în forajul de pe valea Sirinia nu poate exista continuitate de sedimentare de la Carbonifer la Permian. De asemenea, nu considerăm că toate rocile de culoare roșie din acest foraj trebuie repartizate Carboniferului.

Referitor la cele două faciesuri (terigen și vulcanogen) ale Permianului, acestea au fost separate încă din secolul trecut de Telegd (1894) și apoi de Răileanu (1953) etc. Rocile formațiunii de Trescovăț au fost separate ca entitate litologică aparte numai de Boldor, Stănoiu, Stilla (1963, 1964) și de Stănoiu (1982).

Institutul Geologic al României

EXPLANATION OF PLATE

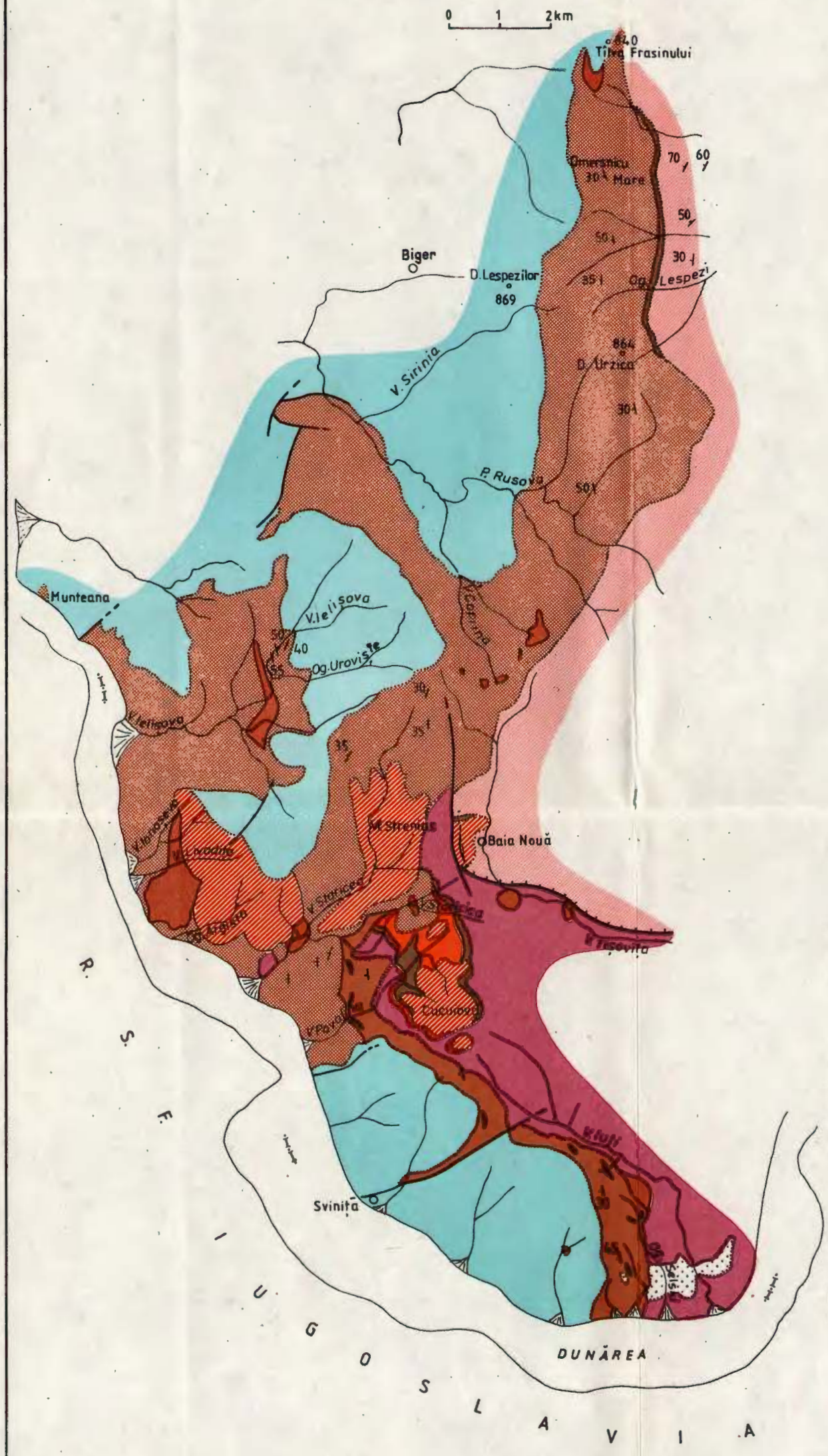
Neozoic : 1, Neozoic formations ; Mesozoic ; 2, Mesozoic formations ; Permian ; Post-Autunian, Autunian ? : Trescovăț volcanic Formation :3, ignimbritic, rhyolitic volcanites ; Autunian : Povalina volcano-sedimentary Formation : 4, a-lower Staricica member : siltstones, clays, sandstones and red conglomerates with elements of dacitic volcanites ± limestones (b) ; c-upper Ielișova member : sandstones and conglomerates with elements of dacitic volcanites and (d) rhyodacitic ignimbritic volcanites ± sandstones, siltstones, clays and conglomerates ; Stephanian-Westphalian ; Cucuiova Formation ; 5, a-sandstones ; siltstones, clays and conglomerates ± pyroclastites ± basalt and basalt-andesite flows ± limestones ± coals ; b — basalts and basalt-andesites ; Pre-Westphalian basement 6, crystalline schists (Poiana Mraconia Formation) ; b — magmatic rocks (gabbros and serpentinites) ; 7, geological boundary ; 8, unconformity boundary ; 9, Ante-Westphalian thrust line ; 10, fault ; 11, bed position.

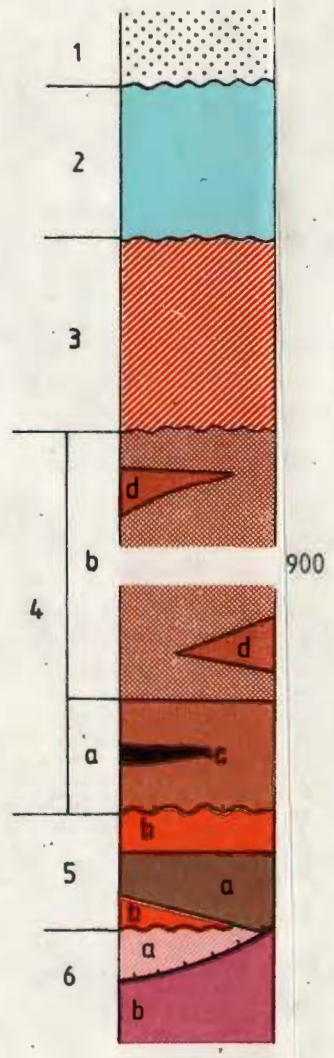
Institutul Geologic al României

742566

HARTA GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNILOR PERMO - CARBONIFERE DIN REGIUNEA MUNTEANA - SVINIȚA - TÎLVA FRASINULUI

(după C. Boldor, I. Stănoiu și Al. Stilla, 1963, 1964; cu completări)





LEGENDA

NEOZOIC
1 FORMAȚIUNI NEOZOICE

MEZOZOIC
2 FORMAȚIUNI MEZOZOICE

PERMIAN

POSTAUTUNIAN AUTUNIAN ?
3 FORMAȚIUNEA VULCANICĂ DE TRESCOVĂȚ
Vulcanite riolitice, ignimbritice

AUTUNIAN
4 FORMAȚIUNEA VULCANO-SEDIMENTARĂ DE POVALINA
a - Membrul inferior de Staricica: siltite, argile, gresii și conglomerate cu elemente de vulcanite dacitice ± calcare (b)
c - Membrul superior de Ielișova: gresii și conglomerate cu elemente de vulcanite dacitice și (d) vulcanite riodacitice ignimbritice ± gresii, siltite, argile și conglomerate.

STEPHANIAN WESTPHALIAN
5 FORMAȚIUNEA DE CUCUIOVA
a - Gresii, siltite, argile și conglomerate ± piroclastite ± curgeri de bazalte și bazalt-andezite, ± calcare ± cărbuni; b - bazalte și bazalt-andezite

FUNDAMENT PREWESTPHALIAN
6 a - Șisturi cristalofiliene (FORMAȚIUNEA DE POIANA MRĂCONIA)
b - Roci magmatice (gabbrouri și serpentinite)

7 Limită geologică
8 Limită de discordanță
9 Linie de șariaj antewestphaliană
10 Falie
11 30 Poziția stratelor

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă. vol. 70-71/4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983; 1984), 1986, pag. 51-61.

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA FORMAȚIUNII DE OSLEA ÎNTRE VALEA DE PEȘTI ȘI VALEA TUSU (MUNȚII VÎLCAN) [1]

DE

OCTAVIAN STRUSIEVICZ [2], ELISABETA STRUSIEVICZ [2]

Ordovician. Coarnele Formation. Silurian. Laminated Conglomerate Formation. Carboniferous. Oslea Formation. Lithofacies. Limestones. Metaconglomerates. Metaarkoses. Phyllites. South Carpathians — Crystalline Danubian Domain — Vîlcan Mountains.

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Oslea Formation between Valea de Pești and Tusu Valley (Vîlcan Mountains). The paper presents a revised image of the stratigraphy of the Paleozoic formations in the northern slope of the Vîlcan Mts. Its novelty consists in demonstrating "the basal conglomerates" in the Tulișa Series (sensu Solomon, 1976), "the Capu Plaiului conglomerates" in the Tusu Formation (Stănoiu, 1976) respectively occupy an upper position in comparison with the Oslea Limestone, and in attributing these metaconglomerates to the Upper horizon of the Oslea Formation (Carboniferous). It results therefore that these metaconglomerates do not occupy the same stratigraphic position as the (Silurian) laminated conglomerates in the Tulișa Summit that underlie the Oslea Limestone. We propose to abandon the notion of Tusu Formation (Stănoiu, 1976) because a part of the Capu Plaiului conglomerates in its base are referred to the (Silurian) laminated conglomerates formation and another part to the upper horizon of the Oslea Formation (Carboniferous).

Résumé

Contributions à la stratigraphie de la formation d'Oslea entre Valea de Pești et la vallée Tusu (monts Vîlcan). On présente une image révisée de la stratigraphie des formations paléozoïques du versant septentrionel des monts Vîlcan. L'element de nouveauté consiste dans la démonstration de la position supérieure au calcaire d'Oslea „des métaconglomérats basaux de la série de

[1] Predată la 27 aprilie 1984, acceptată pentru comunicare și publicare la 8 mai 1984, comunicată în ședința din 22 mai 1984.

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

Institutul Geologic al României

Tulișa" (sensu Solomon, 1976), respectivement „des conglomérats de Capu Plaiului" de la formation de Tusu (Stănoiu, 1976) et dans leur attribution à l'horizon supérieur de la formation d'Oslea (Carbonifère). On prouve ainsi que ces métaconglomérats ne sont pas comparables, du point de vue stratigraphique, aux conglomérats laminés (siluriens) du sommet Tulișa, qui sont situés au-dessous du calcaire d'Oslea. On propose de renoncer à la notion de formation de Tusu (Stănoiu, 1976), car une partie des conglomérats de Capu Plaiului de sa base sont attribués á la formation des conglomerats laminés (siluriens) et une autre partie à l'horizon supérieur de la formation d'Oslea (Carbonifère).

Scopul acestei note este prezentarea unei imagini revizuite asupra stratigrafiei formațiunii de Oslea din partea de nord a munților Vîlcan, între Valea de Pești și valea Tusu, așa cum rezultă ea din lucrările noastre de prospecțiune desfășurate timp de doi ani în zonă (Strusievicz, Strusievicz, 1984).

Istoricul cercetărilor

Deschizător de drum în descifrarea structurii geologice a munților Vîlcan, Manolescu (1937 a, 1937 b) este primul care separă „conglomeratele laminate (verrucano ?)", întîi ca termen final al seriei clastice, deci al fundamentului cristalin, iar apoi ca termen bazal al infrageticului, deci al suitei sedimentare.

Pavelescu și Pavelescu (1964, 1970) consideră că toate conglomeratele laminate din Coada Oslei, Vîlcan, Retezat și Parîng reprezintă un singur nivel stratigrafic (devonian-silurian ?), încadrat orizontului bazal al seriei de Tulișa.

Pavelescu și Răileanu (1963) separă conglomeratele laminate de restul seriei de Tulișa.

Năstăseanu (1973) arată că în Coada Oslei și în culmea Tulișa calcarele de Oslea stau discordant peste conglomeratele laminate subjacente, care au și un metamorfism mai ridicat. Ca urmare separă partea superioară a seriei de Tulișa (sensu Pavelescu, 1953) sub numele de formațiunea de Oslea, iar conglomeratele laminate le atașează fundamentului cristalin.

Preocupat în continuare de problematica acestora, Năstăseanu (1976) separă conglomeratele laminate ca un orizont reper între seria de Drăgșan și formațiunea de Oslea, sub numele de conglomeratele de Retezat (Silurian).

Solomon (1974 ; Solomon et al., 1976) este primul cercetător care consideră că în zonă există două nivele de „metaconglomerate" între care există o discordanță metamorfică. Nivelului inferior, pe care îl separă sub numele de conglomeratele laminate de Muntele Coarnele, îi atribuie vîrsta ordovician-siluriană, iar metaconglomeratelor din nivelul superior le atribuie o vîrstă carboniferă, încadrîndu-le în orizontul bazal al seriei de Tulișa. Cartografic, conglomeratele laminate de Muntele Coarnele sînt figurate în Coada Oslei, Siglăul Mic, Muntele Coarnele și Piscul Rusesc din munții Vîlcan și în culmea Tulișa (Dealul Sec-Coasta Laturii) din munții Retezat. Ele sînt situate discordant peste

Institutul Geologic al României

seria de Drăgșan și suportă tot discordant depozitele formațiunii de Tulișa. Metaconglomeratele seriei de Tulișa sînt figurate în baza acesteia, începînd de la Stînele Coarnele și pînă în vîrful Drăgoi, de-a lungul întregului versant nordic al munților Vîlcan. Ele au treceri laterale spre metaarcoze, stau discordant peste fundamentul cristalin, dar, spre deosebire de conglomeratele laminate de Muntele Coarnele, suportă în continuitate de sedimentare orizontul mediu (filitos) al seriei de Tulișa pe toată aria de aflorare. Deși nu a surprins relații directe între conglomerate și calcarul de Oslea, pe harta prezentată acestea părînd a se înlocui reciproc în baza seriei de Tulișa, totuși Solomon consideră conglomeratele ca un orizont inferior calcarului de Oslea.

Stănoiu (1976) prezintă o nouă imagine a stratigrafiei depozitelor paleozoice din versantul nordic al munților Vîlcan, în cadrul cărora separă formațiunea de Coarnele (Ordovician-Silurian ?), formațiuea de Tusu (Devonian) și formațiunea de Gîrbovu (Carbonifer inferior ?-Devonian). În formațiunea de Coarnele include cuarțitele de Scurtu (Manolescu, 1937a) și filitele de Lupeanu, în formațiunea de Tusu cuprinde conglomeratele de Capu Plaiului și filitele de Sgura, iar formațiunea de Gîrbovu intră în sinonimie cu formațiunea de Oslea, descrisă de Năstăseanu (1973). La fel ca Manolescu (1937 a, 1937 b), Pavelescu, Pavelescu (1964, 1980) și Năstăseanu (1976), Stănoiu include conglomeratele laminate de Muntele Coarnele și metaconglomeratele din baza seriei de Tulișa (sensu Solomon et al., 1976) într-un singur orizont al formațiunii de Tusu, sub numele de conglomeratele de Capu Plaiului.

Într-o lucrare de sinteză, Năstăseanu (1978) recunoaște prezența în zonă a trei formațiuni : formațiunea de Valea Izvorului (Ordovician), sinonimă cu formațiunea de Coarnele (Stănoiu, 1976), formațiunea conglomeratelor laminate (Silurian ?), sinonimă cu conglomeratele de Retezat (Năstăseanu, 1976) și cu formațiunea de Tusu (Stănoiu, 1976), și formațiunea de Oslea (Devonian ? sau Carbonifer inferior).

Harta geologică, scara 1 : 50 000, Cîmpu lui Neag (Stan et al., 1979), reflectă imaginea elaborată de Stănoiu (1976) asupra geologiei zonei, renunțînd însă la denumirea de formațiunea de Gîrbovu în favoarea denumirii de formațiunea de Oslea (Năstăseanu, 1973) pentru depozitele carbonifere cu calcare în bază și un orizont detritic superior.

Lucrări ulterioare (Kräutner et al., 1981 ; Stănoiu, 1982) separă din partea superioară a formațiunii de Oslea (sensu Năstăseanu, 1973) formațiunea de Răstovanu, de vîrstă jurasic-cretacică inferioară, respectiv liasică, alcătuită din gresii și conglomerate.

Într-un ultim raport, Stănoiu et al. (1983) deosebesc peste șisturile precambriene din zonă următoarele unități litostratigrafice, încadrate supergrupului Jieț : grupul Tulișa (paleozoic) care cuprinde formațiunea de Coarnele (ordovician ?-siluriană), formațiunea de Oslea (carbonifer inferioară) și formațiunea de Răstoveanu (carbonifer superioară) și respectiv grupul Schela (mezozoic) care cuprinde formațiunea de Baia de Aramă (liasică) și formațiunea de Mehedinți (cretacic superioară). În cadrul formațiunii de Oslea autorii disting trei membri : membrul inferior metapsamitic (metapsamitele de Valea Boului), membrul me-

Institutul Geologic al României

dian calcaro-dolomitic (calcarul de Oslea) și membrul superior metapelitic-metapsamitic (metapelitele de Valea de Pești).

Cercetările noastre (Strusievicz, Strusievicz, 1984), axate pe cartografierea detaliată a formațiunilor carbonatice din versantul nordic al munților Vîlcan, ne-au furnizat date care pot contribui la o mai bună cunoaștere a relațiilor dintre formațiunile geologice din zonă. Elementul de observație cel mai important a fost găsirea unor profile în care am putut urmări relațiile directe dintre calcarul de Oslea și o parte a conglomeratelor de Capu Plaiului (Stănoiu, 1976), adică cu metaconglomeratele separate de Solomon et al. (1976) în baza seriei de Tulișa. Astfel, după ce ne-am familiarizat cu aspectul acestor metaconglomerate așa cum pot fi observate la Stînele Coarnele, în valea Sohodol, și între valea Braia și Valea Ungurului, am putut recunoaște prezența lor și pe cîteva profile situate în versantul nordic al muntelui Șiglău (pîrîul Izvorul Rece, pîrîul Șiglău, Pîrîul Stîncionilor, Cioaca Cutiș). Pe toate aceste profile metaconglomeratele sînt situate în succesiune deasupra calcarului de Oslea, deci invers decît a presupus Solomon et al. (1976). Acest fapt ne-a făcut să urmărim pe direcție orizontul conglomeratiac pentru a verifica această superpoziție pe o distanță cît mai mare. Astfel, am constatat că nivelul metaconglomeratic nu are o alcătuire uniformă, ci, ca urmare a răririi sau chiar dispariției totale a galeților, el are treceri laterale spre metaarcoze. Dacă pe cei șase kilometri dintre Valea de Pești și Valea Balomirului metaconglomeratele se dezvoltă doar pe circa doi kilometri (între pîrîul Izvorul Rece și Pîrîul Stîncionilor), în schimb, pe toți cei șase kilometri se poate recunoaște prezența metaarcozelor, a căror constituție este identică cu cea a matricei metaconglomeratelor. Rezultă că pe toată această distanță se dezvoltă un singur orizont, detritic, metaarcozian, metaconglomeratic. O situație asemănătoare se repetă și la est de Valea Balomirului, pînă la Valea Ungurului, unde Solomon et al. (1976) a cartat în baza formațiunii de Tulișa un orizont metaconglomeratic cu treceri laterale spre metaarcoze. Solomon a considerat acest orizont inferior calcarului de Oslea, deși nu a surprins relații directe între cei doi termeni, calcarul de Oslea dispărînd la est de Valea Balomirului.

Identificarea orizontului metaconglomeratic-metaarcozian la vest de Valea Balomirului, dar nu sub, ci deasupra calcarului de Oslea, are o importanță deosebită. Ea arată că și în această zonă succesiunea formațiunii de Oslea (sensu Năstăseanu, 1973) începe tot cu orizontul calcaros, orizontul metaconglomeratic bazal separat de Solomon et al. (1976) fiind de fapt superior calcarului de Oslea. În același timp ea constituie o dovadă suplimentară că aceste metaconglomerate nu pot fi paralelizate cu conglomeratele laminate din Coada Oslei și culmea Tulișa, care sînt situate sub calcarul de Oslea, și că ele reprezintă un nivel distinct de metaconglomerate ce fac parte din formațiunea de Oslea. O altă consecință este necesitatea renunțării la noțiunea de formațiunea de Tusu, introdusă de Stănoiu (1976), întrucît o parte a conglomeratelor de Capu Plaiului din baza acesteia se repartizează conglomeratelor de Retezat, inferioare calcarului de Oslea, iar cea mai mare parte a lor este de tipul celor găsite de noi deasupra calcarului de Oslea, și deci constituie orizontul superior al formațiunii de Oslea.

Institutul Geologic al României

Prin reconsiderarea distribuției stratigrafice a conglomeratelor laminate în cadrul formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vîlcan, am ajuns la o nouă schemă a stratigrafiei lor, pe care o vom prezenta în continuare.

Considerații stratigrafice

În succesiunea stratigrafică a depozitelor paleozoice din nordul munților Vîlcan distingem trei formațiuni : 1. formațiunea de Coarnele (Ordovician) ; 2. formațiunea conglomeratelor laminate (Silurian) ; 3. formațiunea de Oslea (Carbonifer).

În cele ce urmează vom prezenta pe scurt părerea noastră asupra conținutului acestor formațiuni, insistînd asupra formațiunii de Oslea.

1. *Formațiunea de Coarnele*

Această formațiune a fost separată de Stănoiu (1976), care distinge în cadrul ei un membru cuarțitic, cuarțitele de Scurtu, și un membru filitos, filitele de Lupeanu. Vîrsta ei este considerată ordoviciană, iar metamorfismul în faciesul șisturilor verzi care a afectat-o este paleozoic. Formațiunea de Coarnele se dispune transgresiv peste seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș și suportă tot transgresiv formațiunea de Oslea.

2. *Formațiunea conglomeratelor laminate*

Sub acest nume cuprindem conglomeratele cu elemente mari de cuarț alb și cuarțite prinse într-o matrice clorito-sericitoasă, descrise de Solomon et al. (1976) sub numele de conglomeratele laminate de Muntele Coarnele (ordovician-siluriene). În același an, Năstăseanu (1976) descrie conglomeratele de Retezat, de vîrstă siluriană. În cadrul acestora cuprinde însă atît conglomeratele laminate de Muntele Coarnele, cît și restul metaconglomeratelor din munții Vîlcan, care, după cum am arătat anterior, aparțin de fapt formațiunii de Oslea.

Folosind numele de formațiunea conglomeratelor laminate, specificăm că ea nu este sinonimă cu formațiunea omonimă separată de Năstăseanu (1978), ci se suprapune spațial cu conglomeratele laminate de Muntele Coarnele (Solomon et al., 1976). Preferăm însă denumirea de formațiunea conglomeratelor laminate pentru a evita posibilitatea de confuzie cu formațiunea de Coarnele.

3. *Formațiunea de Oslea*

Această formațiune, separată inițial de Năstăseanu (1973) în partea vestică a sinclinoriului Oslea, a fost apoi recunoscută și mai la est, între Valea de Pești și valea Braia din munții Vîlcan (Stan et al., 1979). Ea este alcătuită dintr-un orizont inferior de calcare și dolomite cristaline (calcarul de Oslea) și dintr-un orizont superior filitos-meta-arcozian-metaconglomeratic.

Calcarul de Oslea, dispus trangresiv peste formațiunea de Coarnele sau direct peste seria de Drăgșan, este un orizont reper în geologia

Institutul Geologic al României

zonei. El cuprinde calcare cristaline cenușii cu o foliație evidentă dată de un clivaj planaxial S_1, după care se desfac în plachete. Frecvent, în cadrul lor se pot observa microcute în care sînt prinse și secvențe cuarțitice. Referindu-ne strict la zona dintre Valea de Pești și Valea Balomirului, această microcutare nu a dus la o amplificare exagerată a grosimii pachetului, care abia ajunge la 20-25 metri grosime. În bază, calcarul nu are nivelul de gresii de Valea Boului, așa cum se întîmplă în vestul sinclinoriului Oslea, în schimb, uneori conține benzi subțiri de clorite, care îi dau un caracter cipolinic. Asociat cu cloritul apar și cristale milimetrice, euhedrale de magnetit (Valea Arsă, pîrîul Izvorul Rece).

Orizontul filitos-metaarcozian-metaconglomeratic se caracterizează printr-o mare neuniformitate litologică, cu frecvente schimbări laterale de facies, de la filite la metaarcoze și metaconglomerate. El se așază transgresiv, dar concordant peste calcarul de Oslea. În unele zone se observă chiar o trecere gradată de la calcare la metaarcoze (între Valea Arsă și valea Așchioara). Acest lucru se realizează prin intermediul unui nivel de metaarcoze cu ciment calcitic, numite de Stănoiu (1976) gresiile de Balomir. Ele au o grosime de 10-15 metri. Macroscopic se remarcă prin aspectul poros rezultat în urma dizolvării selective a calcitului din ciment, și printr-o culoare neagră-cenușie pînă la brună.

Metaarcozele propriu-zise sînt roci șistoase cu structura blastodetritică, de culoare cenușiu-verzuie. În compoziția lor intră fragmente milimetrice de microclin, albit, cuarț, rare paiete de muscovit, și subordonat fragmente litice de șisturi cristaline. Cînd sînt prezente, acestea pot fi văzute și cu ochiul liber ca fragmente cu contur ovoidal, prinse în matricea filitoasă. În matrice se disting aceleași minerale, însă de dimensiuni mult mai mici, alături de sericit, clorit și uneori calcit. Atunci cînd fragmentele minerale sînt în totalitate foarte mici, metaarcozele trec spre adevărate filite sericito-cloritoase, uneori grafitoase. Foarte caracteristică este prezența în cadrul lor a unor lentile de cuarțite fine, cenușii, cu lungimi de pînă la 45 cm și grosimi de maximum 4-5 cm, care se comportă incompetent în procesul de cutare. În compoziția acestor lentile de cuarțite intră un cuarț mărunt cristalizat și paiete fine de sericit. Ele au luat naștere din intercalațiile lenticulare de gresii cuarțitice prezente în cadrul orizontului arcozian. Local, în cadrul metaarcozelor se dezvoltă nivele de metaconglomerate laminate. Acestea au elemente centimetrice pînă la decimetrice de cuarț, pegmatite, cuarțite și filite de tip Coarnele, prinse într-o matrice de tipul metaarcozelor. În matrice se remarcă și prezența lentilelor de cuarțite fine, cenușii, caracteristice acestui orizont.

Conglomeratele sînt bine dezvoltate între Stînele Coarnele și Valea Ungurului, zonă în care stau transgresiv peste seria de Drăgșan sau formațiunea de Coarnele, precum și între pîrîul Izvorul Rece și Pîrîul Stîncionilor unde stau peste calcarul de Oslea. Aici conglomeratele dau naștere unor contravîrfuri marcante, situate pe picioarele de creastă care coboară dinspre Șiglău spre Valea Jiului de vest.

În partea superioră a orizontului filitos-metaarcozian-metaconglomeratic al formațiunii de Oslea sînt preponderente rocile filitice sericito-grafitoase. Acestea se confundă la prima vedere cu filitele negre

Institutul Geologic al României

grafitoase ale formațiunii de Schela, suprajacentă. Deosebirea se poate totuși face, atît pe baze mineralogo-petrografice, cît și deformaționale (Iancu, in Stănoiu et al., 1983).

Formațiunea de Oslea a suferit un metamorfism hercinic în faciesul șisturilor verzi. Mineralele nou formate — sericitul și cloritul — sînt însă în cantitate mai mică și într-o fază incipientă de formare față de cele din formațiunea de Coarnele și din conglomeratele laminate de Retezat. Deformările produse în timpul metamorfismului regional au dus la cutarea strînsă a rocilor și la ștergerea aproape totală a stratificației (S_0). Aceasta a fost obliterată de o foliație metamorfică de plan axial (S_1), penetrativă în filite și calcare și parțial penetrativă în metaarcoze și metaconglomerate. În filite se poate observa și efectul deformărilor mai noi, alpine, care au dus la formarea unor lineații de sarniere B_2. În timpul orogenezelor hercinică și alpină, depozitele formațiunii de Oslea au fost cutate împreună cu rocile fundamentului cristalin, astfel că limitele inițial transgresive dintre cele două formațiuni sînt acum transpuse. Prin cutare s-a ajuns chiar ca formațiunea de Oslea să se păstreze în anumite zone sub forma unor sinclinale pensate în cristalin (Stînele Coarnele — valea Tusu).

Orizonturile formațiunii de Oslea, așa cum au fost descrise de noi între Valea de Pești și valea Tusu se paralelizează foarte bine cu orizonturile separate de Stănoiu (1982) mai la vest, în sinclinoriul Oslea, unde peste orizontul calcaros sînt figurate filitele de Valea de Pești. Orizontul filitos-metaarcozian-metaconglomeratic descris de noi este continuarea spre est a acestor filite.

Transgresiv și discordant peste formațiunea de Oslea se dispun filitele negre grafitoase și gresiile cuarțitice negre ale formațiunii de Schela de vîrstă liasică (Manolescu, 1937 a). Pavelescu, Pavelescu (1964, 1970) și Solomon et al. (1976) au încadrat aceste depozite seriei de Tulișa, iar Stănoiu și Năstăseanu (in Stan et al., 1979) le-au separat ca o formațiune de wildflysch (senonian-turoniană) cu olistolite de calcare jurasic-cretacice. Noi paralelizăm aceste depozite cu depozitele formațiunii de Răstovanu (liasic) descrisă de Stănoiu (1982) din sinclinoriul Oslea și din vestul munților Vîlcan, precum și cu formațiunea de Paroșeni (triasic superior-liasică) separată de Solomon et al. (1976), și pentru care cei doi autori au prezentat argumente de vîrstă liasică. Avînd însă în vedere criteriul priorității, noi o denumim la fel ca Manolescu (1937 a), formațiunea de Schela.

Peste formațiunea de Schela se dispune un orizont subțire de calcare jurasic mediu-aptiene. După părerea noastră acestea nu reprezintă olistolite în wildflysch, cum le reprezintă Stănoiu și Năstăseanu (in Stan et al., 1979), ci, așa cum rezultă din cartarea noastră, ele formează un orizont continuu dispus peste formațiunea de Schela. Ele sînt încălecate la nord de șisturile mezozonale ale pînzei getice. Considerăm că în această zonă contactul tectonic nu este planul de șariaj al pînzei getice, ci o falie inversă care l-a secționat pe acesta.

Institutul Geologic al României

Concluzii

Scopul acestei note a fost prezentarea unei imagini revizuite a stratigrafiei formațiunii de Oslea dintre Valea de Pești și valea Tusu (munții Vîlcan). Elementul de noutate pe care îl aducem este demonstrarea poziției superioare, peste calcarele de Oslea, a metaconglomeratelor bazale ale seriei de Tulișa (sensu Solomon, 1976), respectiv a conglomeratelor de Capu Plaiului separate de Stănoiu (1976) între Stînele Coarnele și valea Tusu.

Prin aceasta aducem o dovadă în plus că, așa cum a arătat Solomon, în zonă există două nivele de conglomerate laminate.

Nivelul inferior constituie o formațiune de sine stătătoare pe care o denumim formațiunea conglomeratelor laminate, în care intră conglomeratele laminate de Muntele Coarnele (Solomon et al., 1976), respectiv conglomeratele de Capu Plaiului separate de Stănoiu (1976) în Șiglăul Mic, Muntele Coarnele și Piscul Rusesc.

Metaconglomeratele superioare se încadrează orizontului filitos-metaarcozian-metaconglomeratic al formațiunii de Oslea.

Ca urmare, în stratigrafia formațiunii de Oslea din această zonă distingem un orizont inferior calcaros (calcarul de Oslea) și un orizont superior filitos-metaarcozian-metaconglomeratic.

BIBLIOGRAFIE

Kräutner H., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congr., Bucharest, Romania.

Manolescu G. (1937 a) Etude géologiqut et pétrographique dans les monts Vulcan (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 79-172, București.

— (1937 b) Studiul geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom., Mem. Secț. șt.*, III, XII/6, București.

Năstăseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/5 (1972). p. 71-81, București.

— (1976) Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în corelarea formațiunilor paleozoice din estul Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1974-1975), p. 105-121, București.

— Morariu D., Visarion A. (1978) Metamorphosed Paleozoic Formations from the central part of the Southern Carpathians. Acad. R.S.R., *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 22, p. 53-60, București.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119-211, București.

— Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V (1961), II, p. 181-186, București.

Institutul Geologic al României

— Pavelescu M. (1964) Geologia și petrografia Văii Jiului românesc, între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 45-85, București.

— Pavelescu M. (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Parîng). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 181-222, București.

Solomon I. (1974) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.

— Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vîlcan și Retezat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1974-1975), p. 195-217, București.

Stan N., Năstăseanu S., Moisescu V., Seghedi A. (1979) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 50 000, foaia Cîmpu lui Neag, Inst. Geol. Geofiz., București.

Stănoiu I. (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali) cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1974-1975), p. 219-256, București.

— (1982) Prezența unor fosile mezozoice și a unor cărbuni (metaantracit) în șisturile cristaline ale „grupului Tulișa" pe versantul nordic al munților Vîlcan și Parîng. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/3 (1979-1980), p. 141-165, București.

— Iancu V., Udubașa G., Visarion A., Rădan S., Bițoianu C., Zămârcă A. (1983) Raport, arhiva Inst. Geol. Geofiz., București.

Strusievicz O., Strusievicz E. (1984) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION D'OSLEA ENTRE VALEA DE PEȘTI ET LA VALLÉE TUSU (MONTS VÎLCAN)

(Sommaire)

La formation d'Oslea a été séparée par Năstăseanu (1973) dans l'ouest du synclinal omonyme.

Les dépôts de la formation d'Oslea des monts Vîlcan ont été répartis, au commencement, à la série de Tulișa (Pavelescu, Pavelescu, 1964, 1970 ; Solomon et al., 1976). Ces auteurs ont séparé, à la base, un niveau de conglomérats, arcoses et grès, ensuite un niveau de calcaires (calcaire d'Oslea) et un niveau supérieur de phyllites. Plus tard, Stănoiu (1976) et Stănoiu et Năstăseanu in Stan et al. (1979) et in Kräutner et al. (1981) ont introduit pour les dépôts paléozoïques du nord des monts Vîlcan aussi la dénomination de formation d'Oslea. Mais, selon eux, le niveau de „métaconglomérats basaux" de la série de Tulișa (sensu Solomon et al., 1976) n'appartient pas à la formation d'Oslea mais à celle de Tusu (Dévonien). Jusqu'à présent on n'a trouvé dans aucune zone des relations directes entre le calcaire d'Oslea et ce niveau de métaconglomérats, ceux-ci étant considérés inférieurs au calcaire d'Oslea, à cause de leur parallélisation erronée avec les conglomérats laminés de Retezat (Năstăseanu, 1976).

Institutul Geologic al României

Nos recherches ont mené à la découverte d'une zone située au nord du sommet de Sigleu (pl.), où l'on peut observer la relation directe entre le niveau de métaconglomérats et le calcaire d'Oslea. Ici, sur une longueur de cca 2 km, les conglomérats surmontent le calcaire d'Oslea. L'horizon des métaconglomérats n'est pas homogène du point de vue pétrographique, mais passe latéralement en arcoses et phyllites. C'est à cause de ça que les chercheurs que nous ont précédé n'ont pas reconnu la continuité de cet horizon.

De ce qu'on a présenté il résulte que dans la zone étudiée la formation d'Oslea présente un horizon supérieur métaconglomératique-métaarcosien-phylliteux. Les métaarcoses proprement dites sont des roches schisteuses, à structure blastodétritique. Dans leur composition entrent des fragments millimétriques de microcline, albite, quartz, paillettes de muscovite et en moindre proportion des fragments lithiques de schistes cristallins. Ce que leur est très caractéristique c'est qu'elles contiennent de quartzites fines grises jusqu'à 45 cm de long et 4-5 cm de gros, qui se comportent incompétemment pendant le plissement. Elles se sont formées des intercalations lenticulaires de grès quartzitiques, présentes dans l'horizon arcosien. Localement, dans les métaarcoses il y a des niveaux de métaconglomérats qui contiennent des éléments centimétriques jusqu'à décimétriques de quartz, pegmatites, quartzites et phyllites englobés dans une matrice métaarcosienne. Dans la matrice on remarque la présence des lentilles de quartz fines, grises, caractéristiques à cet horizon.

La démonstration que l'horizon métaarcosien-métaconglomératique surmonte le calcaire d'Oslea est très importante et prouve que ces métaconglomérats ne sont pas comparables du point de vue stratigraphique aux conglomérats laminés siluriens du sommet de Tulișa, qui sont surmontés par le calcaire d'Oslea, et qu'elles représentent un niveau distinct de métaconglomérats appartenant à la formation d'Oslea.

Une autre conséquence est la nécessité de renoncer à la notion de formation de Tusu, introduite par Stănoiu (1976), car une partie des conglomérats de Capu Plaiului de sa base est attribuée à la formation des conglomérats laminés de Retezat (siluriens) tandis que la plupart appartiennent à l'horizon supérieur de la formation d'Oslea.

ÎNTREBĂRI

Gr. Pop: 1. Pe secțiunile geologice prezentate ați figurat calcare mezozoice cu limita lor inferioară „transpusă", asemenea formațiunilor liasice și paleozoice. Ați observat acest aspect pe teren?

2. Deși nu fac obiectul comunicării, totuși pe secțiunile geologice ați figurat și formațiunile mezozoice din regiune care ar fi reprezentate numai prin depozite detritice liasice și calcare jurasice. Anterior (Harta geologică a RSR, sc. 1 : 50 000, foaia Cîmpu lui Neag) s-au separat de asemenea depozite cretacic superioare de tip olistostromă cu exolistolite de calcare jurasic superior-cretacic

Institutul Geologic al României

inferioare. Care ar fi argumentele pentru care ați eliminat depozitele cretacic superioare.

Răspunsuri: 1. Ultimele mișcări tectonice care au afectat formațiunile sedimentare din nordul munților Vîlcan sînt cele laramice. Acestea au dus la o cutare comună a tuturor formațiunilor și la formarea unui clivaj plan-axial omniprezent, cu căderi mari spre NNV. Transpunerea limitelor inițial transgresive sau concordante dintre formațiuni este rezultatul deplasării pachetelor de roci pe aceste plane de clivaj. Pe teren acest fenomen l-am observat pe Pîrîul Balomirului și pe alți afluenți ai Jiului de vest, aval de acest pîrîu. El se remarcă prin aceea că în baza calcarelor jurasic superior-cretacic inferioare se găsesc intercalații (șarniere de cute) de filite negre smulse prin cutare din formațiunea de Schela subjacentă.

2. Pe Harta geologică, sc. 1 : 50 000, foaia Cîmpu lui Neag, peste formațiunea de Oslea din această zonă sînt separate exclusiv depozite cretacic superioare în facies de wildfliș și deloc formațiuni liasice. Pentru datarea formațiunii de wildfliș nu au fost însă aduse argumente de vîrstă în nici o lucrare publicată cunoscută de noi. În schimb, mai la vest, din sinclinoriul Oslea, și mai la est, din regiunea de confluență a Jiului de est cu Jiul de vest au fost găsite argumente paleofloristice și paleofaunistice care atestă vîrsta liasică a filitelor și gresiilor negre care stau deasupra formațiunii de Oslea (Stănoiu, 1982). Aceste roci au fost separate sub numele de formațiunea de Răstovanu.

După părerea noastră, rocile prezente peste formațiunea de Oslea între Valea de Pești și valea Tusu sînt identice cu cele ce intră în componența formațiunii de Răstovanu (sensu Stănoiu, 1982) și, în consecință, le atribuim prin analogie tot vîrsta liasică.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

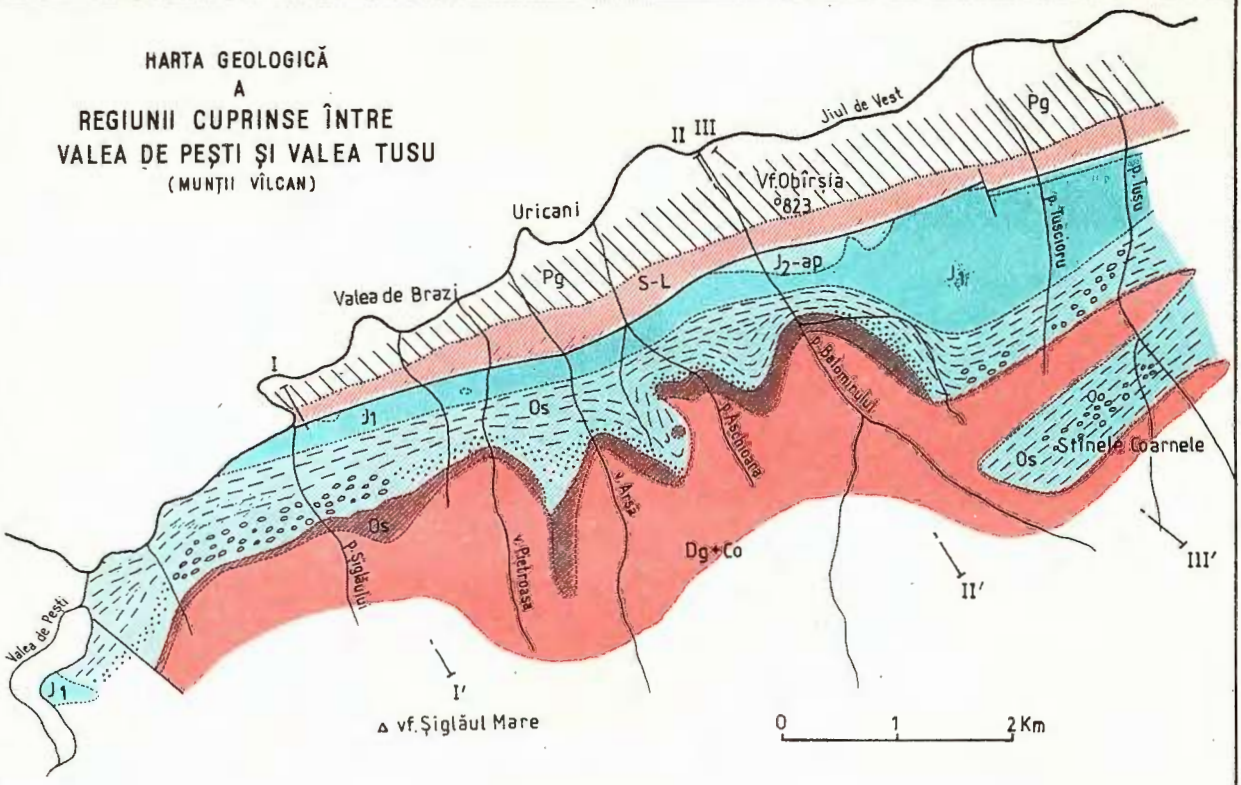
Carte géologique de la région entre Valea de Pești et la vallée Tusu (monts Vîlcan).

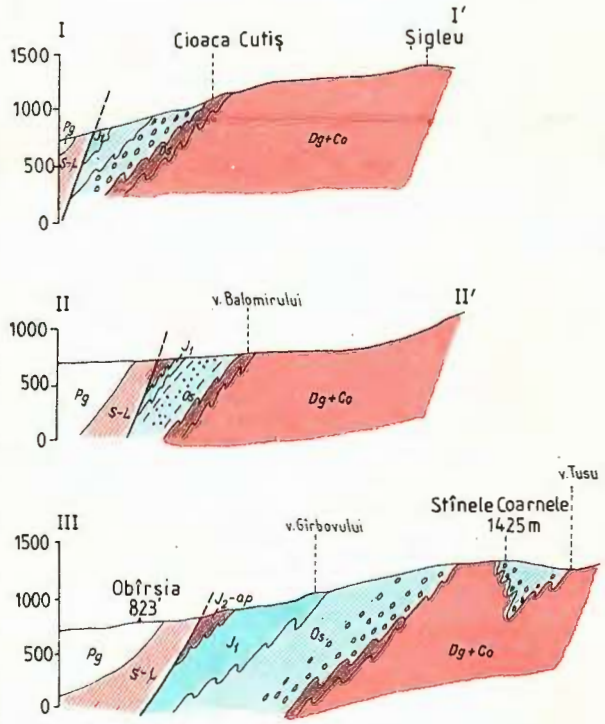
I, couverture post-tectonique : Paléogène : 1, roches sédimentaires du bassin de Petroșani ; II, nappe gétique : A, série de Sebeș-Lotru, Précambrien supérieur ; 2, paragneisses biotito-muscovitiques, amphybolites ; III, domain danubien : Jurassique moyen-Aptien : 3, calcaires micritiques blancs ; B, formation de Schela, Jurassique inférieur ; 4, phyllites graphiteuses, métagrès noirs ; C, formation d'Oslea, Carbonifère ; 5, phyllites séricito-graphiteuses, métaconglomérats, métaarcoses ; 6, calcaires cristallins gris, cipolins ; D, série de Drăgșan et formation de Coarnele, Précambrien-Paléozoïque inférieur ; 7, amphibolites, gneisses amphiboliques, phyllites chloriteuses, quartzites ; 8, limite de transgression ; 9, limite géologique transposée ; 10, faille subverticale ; 11, foliation métamorphique ; 12, coupes géologiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE VALEA DE PEȘTI ȘI VALEA TUSU (MUNȚII VÎLCAN)





LEGENDA

CUVERTURA POSTTECTONICĂ

PALEOGEN
1 Pg — Sedimentarul bazinului Petroșani

PÎNZA GETICĂ
Seria de Sebeș–Lotru

PRECAMBRIAN SUPERIOR
2 S-L — Paragnaise, amfibolite

DOMENIUL DANUBIAN

JURASIC MED.-APȚIAN
3 J2-ap — Calcare micritice albe

Formațiunea de Schela

JURASIC INFERIOR
4 J1 — Filite grafitoase, metagresii

Formațiunea de Oslea

CARBONIFER
5 Os — Filite sericito-grafitoase
Metaconglomerate-Metaarcoze
Calcare cristaline, cipoline

Seria de Drăgșan+Form. de Coarnele

PRECAMBRIAN PALEOZOIC INF.
6 Dg+Co — Amfibolite, gnaise amfibolice
Filite cloritoase, cuarțite

7 ····· Limita de transgresiune

8 ------ Limita geologică transpusă

9 ——— Falie subverticală

10 I ·-·-· I' Profile geologice

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. 70-71/4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 63-77.

4. STRATIGRAFIE

MICROFACIES, DIAGENESIS AND GEOCHEMISTRY OF THE CARBONATE ROCKS IN THE SURROUNDINGS OF REŞIŢA [1]

BY

IOAN I. BUCUR [2], DAN POMÂRJANSCHI [3]

Barremian. Aptian. Carbonate rocks. Micrites. Microfacies. Diagenesis. Dolomitization. Silicification. Biostratigraphy. Lithogenesis. Genetical model. Chemical analysis ; South Carpathians — Getic and Supragetic sedimentary domains — Reşiţa-Moldova Nouă Zone.

Abstract

The microfacies, diagenetic processes and chemistry study of the carbonate rocks in the surroundings of Reşiţa has given us the possibility to make certain remarks on the genesis and the evolution in time of these deposits. Special attention has been paid to the Barremian-Aptian limestones covering the largest part of the area of study. We have analyzed the micropaleontologic contents, the main diagenetic processes that led to their litification as well as the chemistry of these limestones.

Résumé

Microfaciès, diagenèse et géochimie des roches carbonatées des environs de Reşiţa. L'étude des microfaciès, des processus diagénétiques et de la chimie des roches carbonatées des environs de Reşiţa nous a donné la possibilité de faire certaines considérations sur la genèse et l'évolution de ces dépôts en temps On a prêté une attention particulière aux calcaires barrémiens-aptiens qui couvrent la plus grande partie de l'aire étudiée. On a analysé le contenu micropaléontologique, les principaux processus diagénétiques qui ont mené à leur litification ainsi que la chimie de ces calcaires.

[1] Received April 25, 1983, accepted for communication May 5, 1983, and for publication August 17, 1983, presented in the meeting of May 26, 1983.

[2] Universitatea din Cluj-Napoca, Catedra de geologie, str. M. Kogălniceanu nr. 1, 3400 Cluj-Napoca.

[3] Întreprinderea de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

Introduction

The region including the carbonate rocks of interest for us here represents the north-western extremity of the outcropping area of the Mesozoic deposits constituting the Reșița-Moldova Nouă zone (Fig. 1).

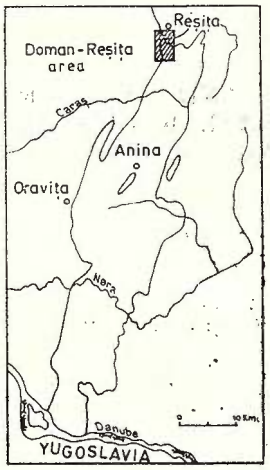


Fig. 1 — Sketch figuring the Doman-Reșița area of the Reșița-Moldova Nouă zone.

Some of the papers concerning the geology of the formations in this zone also refer to the area between Doman and Reșița (Schreter, 1913 ; Macovei, Atanasiu, 1934 ; Codarcea, 1940 ; Răileanu et al., 1957 ; Năstăseanu, 1964 ; Răileanu et al., 1964 ; Pop, 1976 ; Pop, Ionescu, 1972). It is Benc (1891, 1916), Halavats (1895) and Boldur, Boldur (1962) who directly referred to this region.

Biostratigraphic and Lithogenetic Data ; Main Types of Strucures

In the investigated area, carbonate rocks crop out, referred to five lithostratigraphic units : Valea Aninei Limestones, Brădet Limestones, Marila Limestones, Plopa Limestones and Valea Minișului Beds (Răileanu et al., 1957).

A. **Basinal limestones (Upper Oxfordian-Berriasian)** include the Valea Aninei Limestones, the Brădet ones and the Marila ones. They are prevailingly made up of micrites and biomicrites with a biophase of calcitized radiolarians, Calcispheres, *Globochaete* sp. and *Sacoccoma* sp. We notice for the first time the existence in this zone of the Marila Limestones (Fig. 2) containing a Calpionellae microfauna consisting of : *Crassicollaria* cf. *massutianiana* (Colom), *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu) and *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) (Pl. VI, fig. 7-10) (Calpionellopsis Zone, Pop, 1974 ; Patrulius et al., 1976). Pop (1976) described in detail the stratonomic and petrographic features and the processes that led to the lithification of the basinal carbonate sediments of the Reșița zone.

Institutul Geologic al României

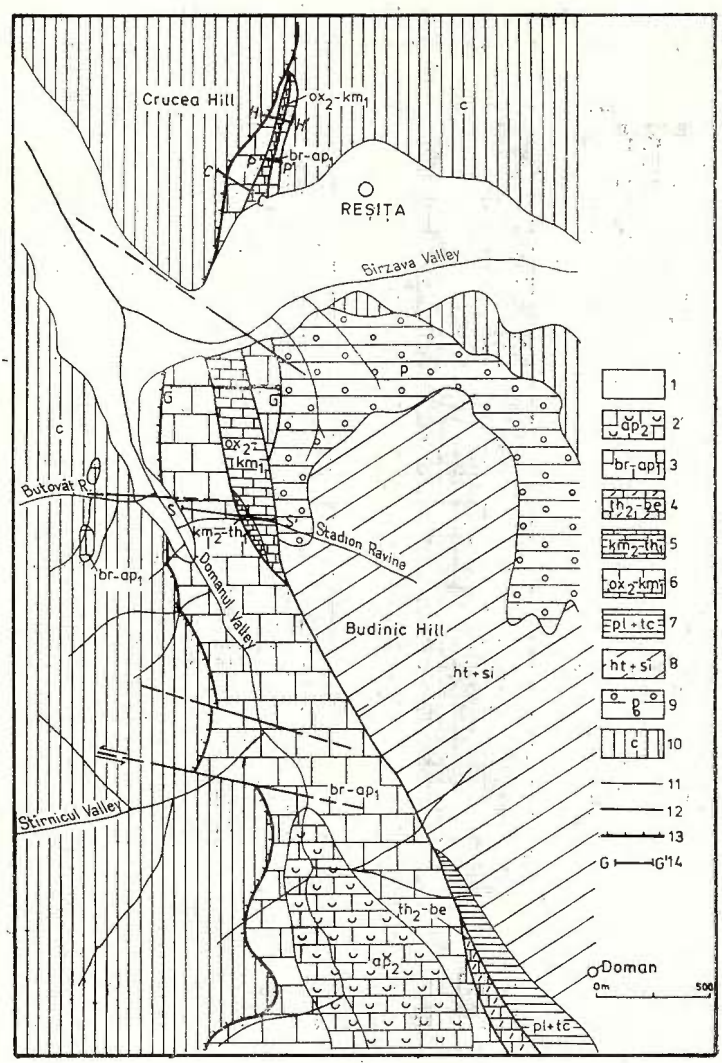


Fig. 2 — Geological sketch map showing the formations in the surroundings of Reșița. The location of boreholes 7, 72, 73 and of the column in Figure 4 (Bîrzăvița Valley) situated at about 1 km south-west of Doman does not appear in the sketch.

1, Quaternary ; 2, Upper Aptian ; 3, Barremian-Lower Aptian ; 4, Upper Tithonian-Berriasian ; 5, Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian ; 6, Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian ; 7, Pliensbachian-Toarcian ; 8, Hettangian-Sinemurian ; 9, Permian; 10, Carboniferous ; 11, geological boundary ; 12, normal fault ; 13, thrust fault ; 14, location of columns in Plate I.

B. **Shallow water (shelf) limestones** occupy most of the investigated area and are the main object of our study. They have been studied

Institutul Geologic al României

on several cross sections along the main structure (Doman Syncline, Fig. 4 ; Pl. I) and in three boreholes drilled by I.P.E..G "Banat" (Fig. 3).

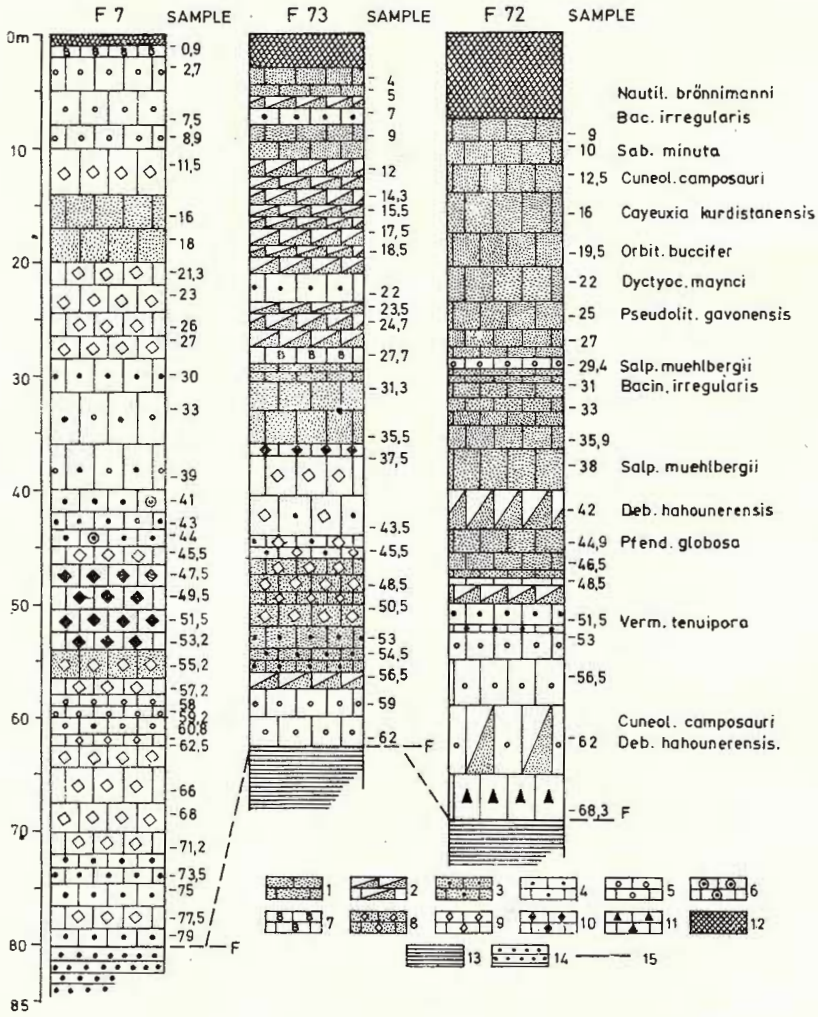


Fig. 3 — Columns with the structures of the Barremian-Aptian rocks crossed by boreholes 7, 72 and 73.

1, micrites ; 2, dismicrites ; 3, pelletal micrites ; 4, pelmicrites ; 5, pelsparites ; 6, oosparites ; 7, boundstone ; 8, dolomitized micrites ; 9, dolomitic limestones ; 10, calcareous dolomites ; 11, microbreccias ; 12, vegetal soil ; 13, schistous-bituminous clays (Pliensbachian-Toarcian) ; 14, quartzitic sandstones (Hettangian-Sinemurian) ; 15, fault.

1. *Plopa Limestones (Barremian-Lower Aptian)* contain a rich calcareous algae and foràminifera assemblage (Fig. 3), micro-oncolithes,

Institutul Geologic al României

skeletal debris of echinoderms and show a great diversity of structural types :

— intraformational microbreccias that can consist of micritic elements, sparitic elements (Pl. III, Fig. 8) or can be diaclase (fissuring) ones (Pl. III, Fig. 7) ;

— micrites, pelmicrites and dismicrites (mudstone-packstone and their fenestral equivalents) ;

— biopelsparites and micro-oncolithe grainstones (Pl. II, Fig. 1 ; Pl. III, Fig. 1, 3) ;

— algal biolithites (boundstone) (Pl. III, Fig. 4) ;

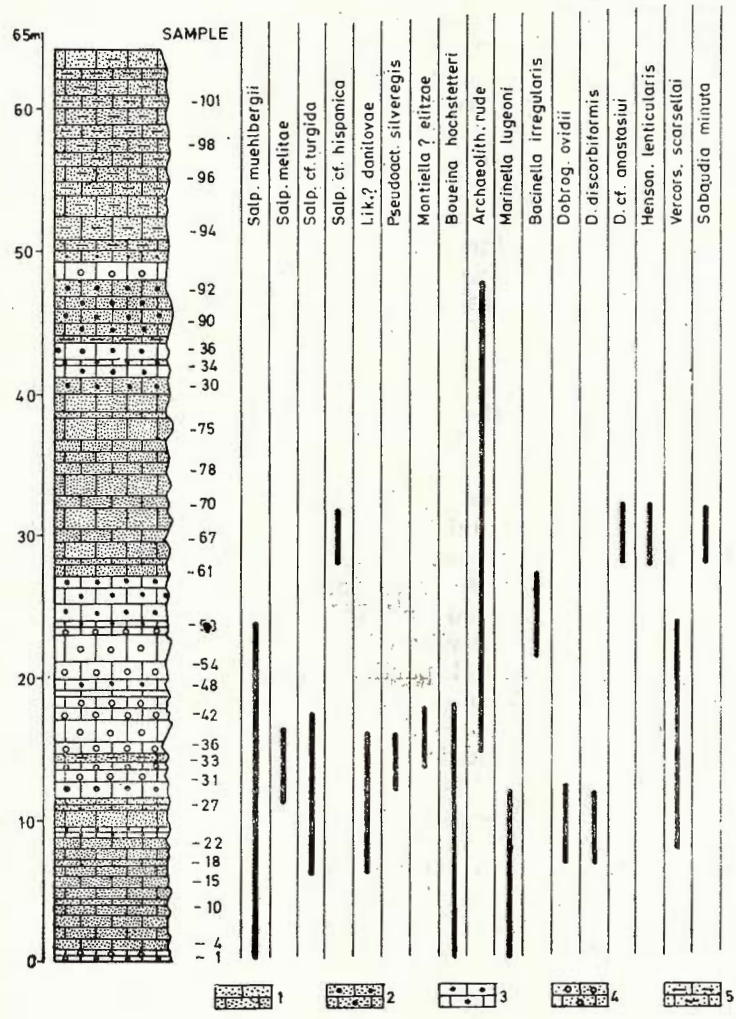


Fig. 4 — Column with the structures of the Upper Aptian rocks of the Bîrzăvița Valley (Reșița-Carașova high roads, south-west of Doman).

1, micrites, biomicrites ; 2 a, pelletal micrites ; 3, pelmicrites, biopelmicrites ; 4, pelsparites, biopelsparites and biosparites ; 5, argillaceous micrites.

Institutul Geologic al României

— dolomitic limestones and calcareous dolomites (Pl. VI, Fig. 1-5).

All these types of structures show that the Barremian-Lower Aptian carbonate deposits were formed in a shallow water environment, from the internal, infralittoral one to the mediolittoral (intertidal) one (Bassoullet, Benest, 1974 ; Wilson, 1975 ; Flügel, 1982).

2. *Valea Minișului Beds (Upper Aptian)* constitute the infilling of the Doman Syncline. A very rich micropaleontological assemblage was identified in a section on Valea Bîrzăvița, south-west of Doman, along the road running through Reșița and Carașova (Fig. 4). Besides calcareous algae and foraminifera, echinodermate skeleton debris, hydrozoan, bryozoan and mollusc fragments, coral fragments, worm tubes and microoncolithes are to be found in the association. The main types of structures in the Valea Minișului Beds are :

— skeletal grainstone-packstone (Pl. II, Fig. 3 ; Pl. III, Figs. 5, 6; Pl. VI, Fig. 8 ; Pl. V, Figs. 6, 8) ;

— oolithic grainstone-packstone (Pl. II, Fig. 2 ; Pl. IV, Figs. 1-7) ;

— wackstone-packstone (Pl. III, Fig. 2) ;

— boundstone ;

— argillaceous limestones and marls.

The Upper Aptian deposits were equally formed on a shallow water shelf, but some of their sequences have an external character in relation with the Plopa Limestones.

Lithification of the Barremian-Aptian Limestones ; Main Diagenetic Processes

1. *Neomorphic processes and carbonate muds lithification.* As shown in Figures 3 and 4 and in Plate I, many Barremian-Aptian calcareous deposits were formed at the expense of carbonate muds. It can be surmised that these muds were formed prevailingly by incrusting calcareous algae, Corallinaceae and Udoteaceae algae, calcareous foraminifera, by biochemical activity of certain bacteria and fungi or by abrasion of non-algal skeletal particles up to crystalline units (Folk, 1965 ; Bathurst, 1975 ; Wilson, 1975 ; Hallok, 1981). Judging by the nature of the bioclasts that are the most frequent in these limestones, it results that carbonate mud is made up first of all of aragonite and magnesian calcite (Purdy, 1968 ; Pop, Ionescu, 1972, 1973 ; Wilson, 1975 ; Flügel, 1982). The transformation of aragonite and magnesian calcite in low magnesian calcite leads to the formation of micrite and neomorphic sparite (microsparite-pseudosparite).

In the Barremian-Aptian limestones in the surroundings of Reșița, microsparite often appears as a consequence of the neomorphic transformation of the micrite matrix and of foraminifera tests, pellets, nuclei and micritic envelopes of the ooid cortex, under three caracteristic aspects :

a. In certain fissures — probably of recrystallization type (Mišik, 1966 ; 1968) — usually associated with pseudosparite (Pl. V, Fig. 2).

b. As 8-10 micron crystals, on oblong rectangular zones, probably along extremely fine fissures (Pl. V, Fig. 3).

Institutul Geologic al României

c. Crystals of the same size, disposed on spherical or polygonal zones, showing a tendency of concentric disposition. The oblong shape of some of the microsparite crystals (length/breadth ratio of about 5/1) (Pl. V, Fig. 4) is probably indicative of the aragonitic nature of the initial support.

Microsparite and pseudosparite can sometimes develop porphyroid structures (Pl. V, Fig. 1) (Folk, 1965 ; Pop, Ionescu, 1972).

The calcite overgrowths on the echinodermate skeleton debris are equally neomorphic in nature (Pl. V, Fig. 8).

2. *Micrite envelopes and early marine diagenesis.* Most skeleton debris from bioaccumulated limestones have a more or less thick micritic envelope (Pl. III, Figs. 5, 6 ; Pl. V, Figs. 6, 8). Studies on carbonate sediments in recent seas showed that the formation of micrite envelopes around the bioclasts is the product of the activity of endolithic microorganisms on the grains at the water/sediment interface. Micrite envelopes play a very important role in the subsequent diagenetic evolution of the bioclastic carbonate sediment due to their great preservability (Purdy, 1968 ; Bathurst, 1975). After the aragonite dissolution they remained as rigid casts in which low-magnesian calcite subsequently precipitated.

Bioclasts and ooids were found in various stages of transformation by eu-endolithed, up to total micritization (Pl. III, Figs. 5, 6 ; Pl. IV, Fig. 2). Many of the allochems of pelletoidal type were probably formed in the same way.

As it seems, early submarine diagenesis is also responsible for the existence of a first generation fibrous cement occurring in a type of Barremian-Aptian intraclastic limestones (Pl. VI, Fig. 6) and around the carbonate grains in the gritty limestones in the base of the Plopa Limestones sequence of the Dealul Crucii Section (column H, Pl. I ; Pl. V, Fig. 7).

3. *Evidences of diagenesis in subaerial, fresh water environment.* Shallow water carbonate sediments relatively close to the shore could often come to be subaerially exposed. Under these circumstances a first generation cement precipitated sometimes on certain grains (Pl. V, Fig. 5). This low-magnesian calcite cement played for these grains the same role as that of micrite envelopes for other grains.

Subaerial exposure and fresh water environment are also responsible for the formation of certain big calcite crystals that filled certain void spaces in the Plopa Limestones (Pl. VI, Fig. 1). These cavities were initially lined with rhombohedric dolomite crystals. Subaerial exposure and inundation with fresh water led to dedolomitization and the infilling of the voids with poikilitic calcite. Such sparry calcite is thought to be the possible result of slow precipitation in cavities completely filled with fresh water (Folk, 1974 ; Folk, Siedlecka, 1974 ; Folk, Land, 1975). On the other hand, dedolomitization is also considered a diagenetic process that takes place immediately under the surface (Kuslanski, Friedman, 1981).

4. *Processes of pressure-solution ; subsurface diagenesis.* Stylolitic fissures and contacts between various allochems occur both in the Plopa Limestones and in the Valea Minișului Beds (Pl. IV, Fig. 4, 6-8).

Institutul Geologic al României

Their origin in the domain of subsurface diagenesis is well known (Purdy, 1968 ; Bathurst, 1975 ; Wong, Oldershow, 1981). The role of this process in cementation by the redeposition of the $CaCO_3$ it releases is also known. Wong and Oldershow (1981) established a direct relation between the existence of stylolites and a higher degree of cementation. According to Bathurst (1975) pressure-solution is a late diagenetic process that leads to the completion of cementation.

5. *Dolomitization and silicification.* Dolomitization is one of the important diagenetic processes that led to the lithification of the Barremian-Aptian deposits. Dolomite rhombohedra, ranging between 0.03-0.30 mm (frequently 0.07-0.15 mm) occur as :

a. More or less rhombic crystals, in largely developed mosaics making up almost all the groundmass (Pl. VI, Fig. 2).

b. Rhombohedra spread in the rock as small patches (Pl. VI, Fig. 5). There is sometimes an obvious relation between the rhombohedric crystals arrangement and the intersections of certain systems of fissures. In the case of oolitic limestones, dolomitization affects both the nuclei and the cortex of some ooids (Pl. VI, Fig. 3).

c. Lining of certain cavities subsequently filled with big sparry calcite crystals (often a single crystal) (Pl. VI, Fig. 1). In this case dolomite was replaced by low-magnesian calcite, by dedolomitization in fresh water environment.

The frequent relation between dolomitization and fissuring makes us believe at least one generation of fissures preceded dolomitization and represented a way of access for magnesium ions. It is difficult to establish the moment of dolomitization but it can be considered to be a diagenetic process succeeding magnesian calcite dissolution, the magnesian ions released in this way probably representing a source of dolomite rhombohedra formation (Folk, Land, 1975). These ions circulated, in the case of granular rocks through the still well developed system of pores, and in the case of micrites, along very fine fissures Their recombination with carbonate ions led to the formation of dolomite rhombohedra.

Silicification is a late diagenetic process that led to the formation of cherts in certain sequences of the Plopa Limestones. Silicification phenomena also appear in oolithic limestones. Some ooids were replaced almost completely by a cryptocrystalline silica aggregate (Pl. IV, Fig. 6).

6. *Possible model of diagenetic evolution.* The earliest diagenetic process is, no doubt, the formation of micritic envelopes around the grains, especially the skeletal ones. This process took place at the water/sediment interface and just below it and depended on the time the grains remained there. In the second phase the subaerially exposed sediment comes under the fresh water action, which brings about the dissolution of magnesium from magnesian calcite (more soluble than aragonite — Purdy, 1968 ; Buthurst, 1975) and the precipitation of a first generation cement of low-magnesian calcite crystals disposed perpendicularly on the grain surface (Pl. V, Fig. 5).

The next phase is the aragonite dissolution. The micrite envelopes and the first generation cement will remain as rigid casts of the grains from which aragonite was removed. After this phase at least part of

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Chemical-mineralogical composition of the carbonate rocks in the surroundings of Reșița

Age	Chemical type of rocks (acc. to Mollazal)	Analyzed samples		Mean of calculated values of carbonates (%)		
		no.	%	$Ca_{96-100}Mg_{0-4}(CO_3)_{100}$	$CaMg(CO_3)_2$	$SiO_2 + Fe_2O_3 + Al_2O_3$
$ox_2 - km_1$	limestone (field 1)	7	87.50	91,29—94,55	5.89 — 2.84	2.08
	argillaceous limestone (7)	1	12.50	58,18	—	39.95
$km_2 - th_1$	limestone (1)	1	100	94,14	—	5.17
$br - ap_1$	limestone (1)	55	91.66	88.56—94,90	7.53 — 2.78	1.91
	slightly argillaceous limestone (2)	2	3.33	65,43—69,12	3.89 — 0.19	29.84
	dolomitic limestone (11)	2	3.33	45,17—52,55	54.89 —47.18	1.23
	calcareous dolomite (16)	1	1.67	15,86—23,85	82.65 —74.14	1.03
ap_2	limestone (1)	8	72.72	90,46—91,35	1.18 — 0.22	7.32
	slightly argillaceous limestone (3)	1	9.09	71,38—78,78	12.81 — 5.40	14.07
	argillaceous limestone (7)	2	18.18	46,82—50,51	4.12 — 0.41	45.48

Institutul Geologic al României

the carbonate sediments were subject to a first compaction that led to the breakage of the casts made up of micrite envelopes or low-magnesian calcite (Pl. V, Fig. 6) or to the detachment of certain layers of the ooid cortex (Pl. IV, Figs. 4, 5). This compaction phase probably also produced pressure-solution contacts between various grains (Pl. IV, Figs. 7, 8). This first compaction was followed by the precipitation of the second generation low-magnesian calcite cement that fills inter- and intragranular cavities. It is likely that in this phase processes took place leading to the formation of neomorphic sparite (Bathurst, 1975). The sparry cement that filled the pores might have precipitated both by subaerial exposure and at a certain depth (subsurface precipitation) (Folk, 1974). This subsurface burial also led to a second phase of compaction and to the formation of stylolitic fissures. Silicification represents a late phase of diagenesis and dolomitization could affect the carbonate sediments during almost their whole diagenetic evolution Dedolomitization is also a late diagenetic process.

In conclusion, we could figure the following diagenetic evolution sequence of the Barremian-Aptian limestones in the surroundings of Reșița :

cementation 1 — dissolution — compaction 1 — cementation 2 — compaction 2
(micritic envelopes) (+ neomorphism) + stylolitization)
— — — silicification — — —
— — — dolomitization — — — dedolomitization — — —

Septfontaine (1976) suggested a similar scheme.

Geochemical and Mineralogical Consideration

80 chemical analyses (CaO, MgO, SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3) and 37 spectrographic ones (Sr, Ba, Mn, Ni, Cr, Co, V, Ti, Cu and Pb) were carried out on the carbonate rocks in the surroundings of Reșița. The samples were collected from the three boreholes drilled south of Doman by IPEG „Banat" as well as from natural and artificial outcrops (Crucea Hill, Golu Hill, Doman Valley and its tributaries).

1. *The chemical analysis of major elements* was meant to establish the contents of calcite, dolomite, argillaceous, detrital and siliceous supplies. Table 1 is based on plotting the results of this analysis in Mollazal's diagram (Fig. 5) and it synthetically presents the chemical-mineralogical composition of carbonate rocks, grouped according to their age.

The Valea Aninei Limestones (8 analyzed samples) are made up, in proportion of 91-95%, of low-magnesian calcite, beside which there occur sometimes dolomite (2-6%) and often cherts and detrital minerals (2.08%). One sample belongs to the argillaceous limestones field (7) in Mollazal's diagram, being made up of calcite (58.18%) and SiO_2 (38.75%), originating in a chert.

We only possess one chemical analysis of the Brădet Limestones, which was taken from the Stadion brooklet. It constains low-magnesian calcite (94.14%) and silica (4.17%) as well as small amounts of Al_2O_3 (0.63%) and Fe_2O_3 (0.35%).

More than 90% of the analyzed samples from the Plopa Limestones are plotted in field 1 in Mollazal's diagram, being made up, on the

Institutul Geologic al României

average, of 88-95% low-magnesian calcite, 2-8% dolomite and 1.91% detrital minerals and argillaceous supplies. Three samples, which have bigger amounts of dolomite (47-83%) can be classed as dolomitic limestones (field 11) and calcareous dolomites (field 16). A specific feature of the Plopa Limestones is the small amount of argillaceous supply. Only two samples, taken from transgression zones, belong to the slightly argillaceous limestones (field 2), with 29.84% residuum (in fact detrital minerals).

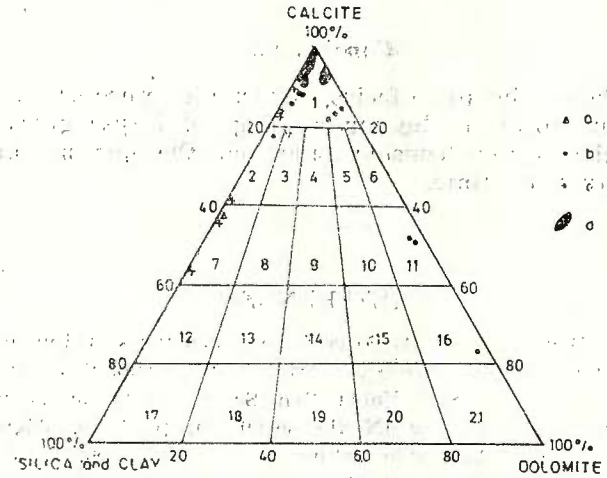


Fig. 5 — Plotting of the carbonate rocks in the surroundings of Reșița in Mollazal's diagram.
1, limestone; 2, 3, slightly argillaceous limestone; 7, argillaceous limestone; 11, dolomitic limestone; 16, calcareous dolomite; a — Valea Aninei Limestones; b — Plopa Limestones; c — Valea Minișului Beds; d — zones with great plotting density of samples.

The Valea Minișului Beds (11 analyzed samples) are limestones and sometimes rocks of transition towards clays, with 14-46% argillaceous and detrital mineral supplies. Even the limestones, made up of low-magnesian calcite — 90-92% — and 0.20-1.20% dolomite, contain, on the average, 7.32% residuum (illite+sericite, quartz, kaolinite, feldspar, hydragillite and diaspore traces).

TABLE 2

Minor elements in the carbonate rocks in the surroundings of Reșița

Age	No. of analyzed rocks	Mean of the results of spectrographic analyses (ppm)									
		Sr	Ba	Mn	Ni	Cr	Co	V	Ti	Cu	Pb
ox_2-km_1	8	307	12	218	<3	<3	<3	<3	<3	<100	43
$br-ap_2$	18	432	33	294	<3	<3	<3	<3	6	<100	6
ap_2	11	409	101	392	9	8	<3	5	284	<100	5

Institutul Geologic al României

2. *The spectrographic analysis* evidenced small amounts of minor elements, ranging between 30-1000 ppm Sr, 3-400 ppm Ba, less than 3-2900 ppm Mn, less than 3-1000 ppm Ti, 0-25 ppm Ni, 0-30 ppm Cr, less than 100 ppm Cu and 3-70 ppm, exceptionally 260 ppm Pb. The limits of variation are rather large and generally the same for all categories of rocks, with the exception of the Valea Minișului ones that sometimes contain great amounts of Ti, Ni, Cr, V, minor elements related to the argillaceous supplies (Tab. 2).

Conclusions

The study of the microfacies, diagenetic processes and chemistry of the carbonate rocks in the surroundings of Reșița gives us the possibility to make certain considerations on the genesis and evolution of these deposits in time.

REFERENCES

Bassoulet J. P., Benest M (1974) Microfaciès, structures sedimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonatés inter- et supracotidaux du Lias de Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie). *Publ. Serv. Géol., Algérie* (N-elle série) 45, p. 35-63, Alger.

Bathurst R. G. C. (1975) Carbonate sediments and their diagenesis (2nd enlarged ed.), 658 p., Elsevier, Amsterdam.

Bene G. (1891) A Resicza-Dománi Liasz köszénbányák és környékének geologiai Viszonyairól. *Földt. közl.*, XXI/10-11, p. 289-300, Budapest.

— (1916) A resiczabányai stájerlaki és kemenczeszéki szénbánya-terület hegyszerkezettani viszonyai. *Földt. közl.*, XLVI/1-3, p. 12-22, Budapest.

Boldur C., Boldur Al. (1962) Cercetări geologice în regiunea Reșița-Doman-Secul. *D. S. Inst. Geol.*, XLVI (1958-1959), p. 255-272, București.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1-74, București.

Flügel E. (1982) Microfacies analysis of limestones. 633 p., Springer-Verlag, Berlin.

Folk R. L. (1965) Some aspects of recristallization in ancient limestones. *Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Spec. Publ.* 13, p. 14-48, Tulsa.

— (1974) The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *J. Sed. Petrol.*, 44/1, p. 40-53, Tulsa.

— Siedlecka A. (1974) The "schizohaline" environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island. Svabald. *Sed. Geol.*, 11, p. 1-15, Amsterdam.

— Land L. S. (1975) Mg/Ca ratio and salinity: two controls over cristallization of dolomite. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 59/1, p. 60-68, Tulsa.

Golubić S., Friedmann I., Schneider J. (1981) The lithobiontic ecological niche, with special reference to microorganisms. *J. Sed. Petrol.*, 51/2, p. 475-478, Tulsa.

Halavats G. (1894) Resicza keleti környéke. Különlenyomat a Magy. K. Földt. intézet 1893, p. 97-110, Budapest.

Institutul Geologic al României

Hallok Pamela (1981) Production of carbonate sediments by selected large benthic foraminifera on two Pacific coral reefs. *J. Sed. Petrol.*, 51/2, p. 467-474, Tulsa.

Kuslanski G. H., Friedman G. M. (1981) Chertification of crinoids may yield a product resembling "dedolomite". *J. Sed. Petrol.*, 51/3, p. 795-798, Tusla.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 62-280, Bucureşti.

Mišik M. (1966) Tentative microscopical classification of veinlets in limestones. *Geol. sbornik*, XVII/2, p. 337-344, Bratislava.

— (1968) Some aspects of diagenetic recrystallisation in limestones. XXXIII Int. Geol. Congr., Rep. Sect. 8, p. 129-136, Praga.

Năstăseanu S. (1964) Prezentarea hărţii geologice a zonei Reşiţa-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.* XXXIII, p. 291-342, Bucureşti.

Patrulius D., Neagu Th., Avram E., Pop Gr. (1976) The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 71-125, Bucureşti.

Pop Gr. (1974) Les zones de Calpionellides tithoniques-valanginiennes du sillon de Reşiţa (Carpates Méridionales). *Rév. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 18, p. 109-125, Bucureşti.

— (1976) Origin of some Mesozoic basinal limestones from the Reşiţa zone (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII, p. 57-95, Bucureşti.

— Ionescu J. (1972) Report, archives of the I.P.E.G. „Banatul", Caransebeş.

— Ionescu J. (1973) Report, archives of the I.P.E.G. „Banatul", Caransebeş.

Purdy E. G. (1968) Carbonate diagenesis : an environmental survey. *Geologica Romana*, VII, p. 183-228, Roma.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea dintre Anina şi Doman (zona Reşiţa-Moldova Nouă). *Bul. Acad. R.P.R., Geol.-Geogr.*, 2, p. 289-310, Bucureşti.

— Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic şi mezozoic al domeniului getic din partea de sud-vest a Carpaţilor Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, p. 5-58, Bucureşti.

Schneider J. (1977) Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic micro-organisms in salt- and freshwater. In : Flügel E. (ed.) : Fossil Algae. Recent results and developments, p. 248-260, Springer-Verlag, Berlin.

Schréter Z. (1913) Adatok a nyugat-krassószörényi mészkö-hegység déli részének hegyszerkezetéhez. Magy. K. Földt. Intéz. 1910, p. 123-158, Budapest.

Septfontaine M. (1976) Microfaciès et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 69/1, p. 39-61, Bâle.

Wilson J. L. (1975) Carbonate facies in geologic history, 471 p., Springer-Verlag, Berlin.

Wong P. K., Oldershow A. (1981) Burial cementation in the Devonian, Kaybob reef complex, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 51/2, p. 507-520, Tulsa.

Institutul Geologic al României

MICROFACIESURILE, DIAGENEZA ȘI GEOCHIMIA ROCILOR CARBONATICE DIN ÎMPREJURIMILE REȘIȚEI

(Rezumat)

Rocile carbonatice luate în considerare în această lucrare constituie terminația nord-vestică a arealului de afl orare a depozitelor mezozoice din zona Reșița-Moldova Nouă (fig. 1). În acest perimetru sînt cuprinse roci carbonatice aparținînd la cinci unități litostratigrafice : calcarele de Valea Aninei, calcarele de Brădet, calcarele de Marila, calcarele de Plopa și stratele de Valea Minișului. Primele trei unități alcătuiesc suita calcarelelor „bazinale" corespunzătoare intervalului Oxfordian superior-Berriasian, formate pe seama mîlurilor carbonatice și a sedimentelor alochemice allohtone (Pop, 1976). Ultimele două unități (calcarele de Plopa și stratele de Valea Minișului) sînt depozite de apă puțin adîncă (sau de platformă carbonatică), formate în intervalul Barremian-Aptian. Aceste calcare ocupă o suprafață mare în perimetrul cercetat și au corstituit obiectivul principal al studiului nostru. Ambele unități cuprind o gamă largă de structuri și tipuri microfaciale. Principalele procese care au dus la litificarea calcarelor barremian-aptiene au fost : procesele neomorfice ; diageneza submarină timpurie ; diageneza subaeriană în mediu de apă dulce ; diageneza de îngropare sub cuvertură și procesele de dizolvare sub presiune ; dolomitizarea și silicifierea. Analiza acestor procese ne-a permis să imaginăm un posibil model de evoluție diagenetică. Considerațiile geochimice (analiza elementelor majore și analiza spectrografică) au completat studiul litologic al acestor calcare.

Caracteristicile microfaciale și petrografice indică pentru calcarele barremian-aptiene din jurul Reșiței un mediu de formare de apă puțin adîncă, de la infralitoral extern (unele secvențe din stratele de Valea Minișului) pînă la mediolitoral (intermareic sau intertidal, îndeosebi în cazul calcarelor de Plopa).

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1 — Grainstone. G. 30, Barremian-Lower Aptian, × 10.
Fig. 2 — Oolitic grainstone. R 54. Upper Aptian, × 12.
Fig. 3 — Skeletal packstone. B 86, Upper Aptian, × 12.

Plate III

Fig. 1 — Pelletal grainstone. R 131, Barremian-Lower Aptian. × 45.
Fig 2. — Bioclastic-interclastic packstone. B 95. Upper Aptian, × 45.
Fig. 3 — Microoncolithic grainstone. G 30, Barremian-Lower Aptian. × 45.
Fig. 4 — Algal boundstone with *Bacinella irregularis* Radoičič. F 72, m. 48, Barremian-Lower Aptian, × 45.

Institutul Geologic al României

Fig. 5 — Skeletal packstone. B 86, Upper Aptian, × 30.

Fig. 6 — Skeletal grainstone. B 73. Upper Aptian, × 30.

Fig. 7 — Diaclase breccia. F 72, m 35.9, Barremian-Lower Aptian, × 45.

Fig. 8 — Intraformational microbreccia with sparitic elements and micrite matrix. H 4 a, Barremian-Lower Aptian, × 45.

Plate IV

Fig. 3 — Oolitic lumpal grainstone. R 54. Upper Aptian, × 45.

Fig. 4 — Bioclastic-oolitic grainstone. Complex ooid with part of the cortex detached following compaction. B 39, Upper Aptian, × 45.

Fig. 5 — Ooid with the cortex partly detached following compaction.

Fig. 6 — Silicified ooids. F 7, m 55.2, Barremian-Lower Aptian, × 45.

Fig. 7 — Oolitic grainstone. Pressure-solution contacts between ooids. R 7, Upper Aptian, × 45.

Fig. 8 — Skeletal grainstone. Stylolitic contact between bioclasts. B 42, Upper Aptian, × 45.

Plate V

Fig. 1 — Pseudosparite with porphyroid development. F 7, m 68, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 2 — Neomorphic sparite (microsparite-pseudosparite) developed on a distension fisure. F 72, m 33, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 3 — Microsparite developed on oblong zones, F 72, m 56.5. Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 4 — Microsparite developed in concentric layers. F 72, m 56.5, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 5 — Two generations cement in a grainstone R 130, Barremian-Lower Aptian, X 90.

Fig. 6 — Micrite envelope around a molluscan fragment broken by compaction. B 39, Uper Aptian, X 45.

Fig. 7 — Gritty limestone from the base of the Plopa Limestones. H_2. Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 8 — Overgrowth cement on echinodermate skeletal particle B 38, Upper Aptian, X 45.

Plate VI

Fig. 1 — Poikilitic calcite developed in a cavity lined with dedolomitization rhombohedra. H 5, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 2 — Dolosparite. P_0, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Fig. 3 — Dolomitized oolitic packstone, F 7, m 5.2, Barremian-Lower Aptian, X 45.

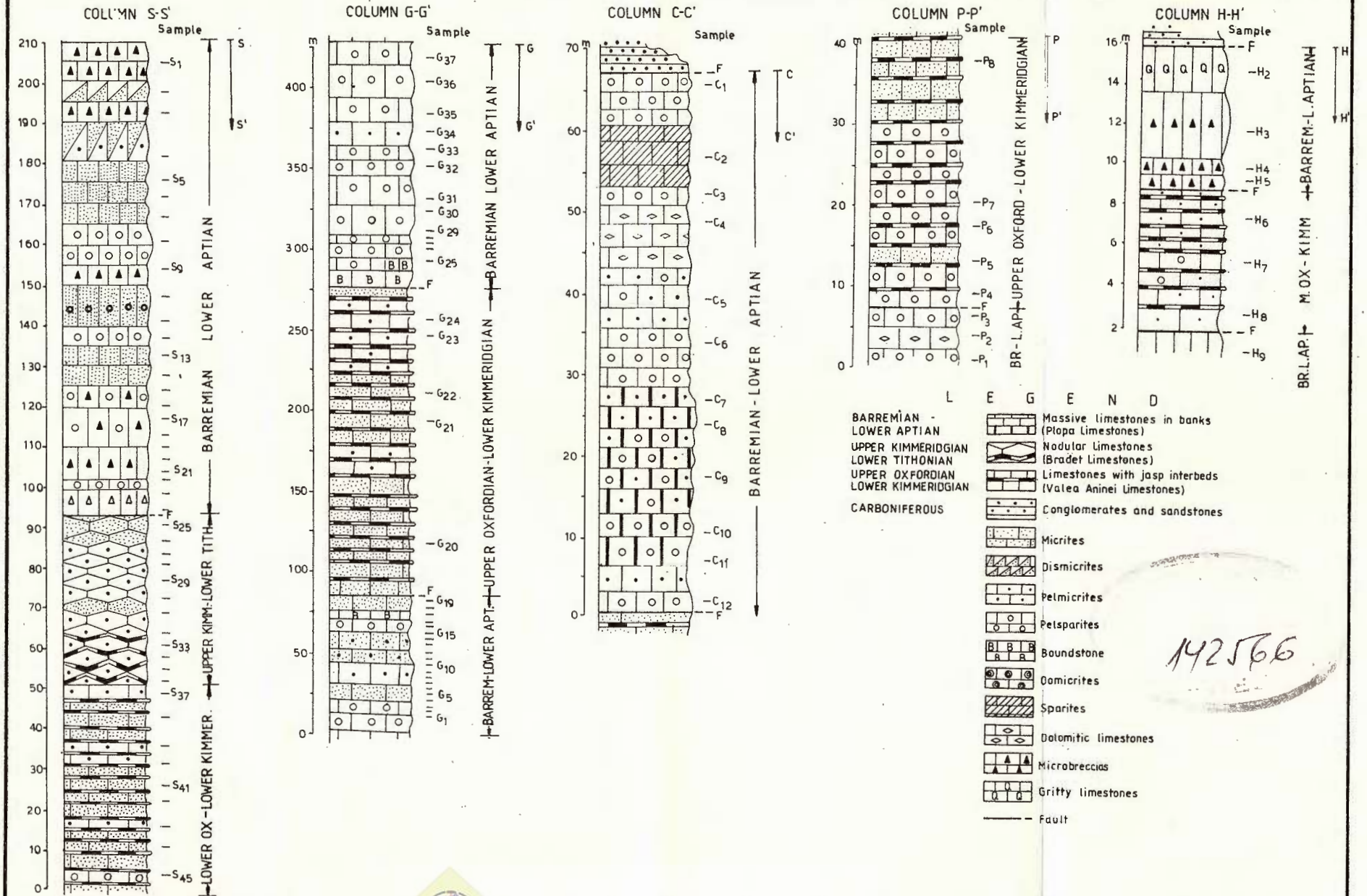
Fig. 4 — Rhombohedra developed along fissures in a dolomitic mudstone. F 73, m 36.7, Barremian-Lower Aptian, X 45.

Institutul Geologic al României

Fig. 5 — Dolomitic pelletal grainstone. P 2_a, Barremian-Lower Aptian, X 45.
Fig. 6 — Fibrous first generation cement. around certain micritic allochems. P 1, Barremian-Lower Aptian, X 45.
Fig. 7 — *Crassicollaria. cf. massutiniana* (Colom.).
Fig. 8 — *Calpionella alpina* Lorenz.
Fig. 9 — *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu).
Fig. 10 — *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). 7-10 — 382 b, Upper Berriasian (Marila Limestones), X 200.

Institutul Geologic al României

COLUMNS WITH THE STRUCTURES OF CARBONATE ROCKS IN THE SURROUNDINGS OF REȘIȚA (LOCATION OF COLUMN IN FIG. 2)



142566

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ;1984),1986, pag. 79-85.

4. STRATIGRAFIE

UNE NOUVELLE SOUS-DIVISION DE LA FORMATION DE SVINIŢA : LA SOUS-FORMATION DE PÎRÎUL ŢIGANILOR [1]

PAR

SERGIU NĂSTĂSEANU [2], EMIL AVRAM [2]

Eocretaceous. Svinița Formation. Subformations. Correlation study. Lithofacies. Urgonian. Organogene limestones. South Carpathians — Sedimentary Danubian domain — Svinița-Svinecea zone.

Résumé

On argumente de point de vue stratigraphique et paléontologique la continuité de sédimentation des dépôts marneux de la sous-formation de Temeneacia (Barrémien inférieur terminal-Aptien moyen) à ceux gréseux et gréso-marneux albiens connus déjà dans la région de Svinița. Conformement à ce qu'on a dit, les derniers sont considérés comme une sous-formation supérieure de la formation de Svinița, dénommée „la sous-formation de Pîrîul Țiganilor" ayant l'âge aptien supérieur-albien selon les données paléontologiques supplémentaires présentées dans le travail.

Abstract

A New Subdivision within the Svinița Formation : the Pîrîul Țiganilor Subformation. The paper stratigraphically and paleontologically arguments the continuity of sedimentation from the marly deposits of the Temeneacia subformation (terminal Lower Barremian-Middle Aptian) to the Albian sandstone and marly-sandstone ones which are already known in the Svinița region. On this account, the latter are considered as an upper subformation of the Svinița formation which was called "the Pîrîul Țiganilor subformation", Upper Aptian-Albian in age according to the supplementary paleontological data presented in this paper.

La formation de Svinița (= couches de Svinița, Răileanu. 1953, emend.) contenait, selon la description initiale (Avram, 1976), deux sous-formations, à savoir : la sous-formation de Pîrîul Morilor (Haute-

[1] Reçue le 25 février 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 25 mars 1984, présentée à la séance du 4 mai 1984.

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

Institutul Geologic al României

rivien supérieur-Barrémien inférieur) et la sous-formation de Temeneacia (Barrémien inférieur terminal-Aptien inférieur). Dernièrement, on a accumulé de nouvelles données stratigraphiques (Ş. Năstăseanu) et biostratigraphiques (E. Avram) pour l'inclusion dans la formation de Svinița, comme une sous-formation supérieure, des dépôts de Pîrîul Țiganilor, qui ont été considérés antérieurement comme albiens (Boldur, Avram, 1972).

L'établissement des rapports entre les dépôts de la sous-formation supérieure et ceux de la sous-formation de Temeneacia a été rendu difficile auparavant car les premiers sont conservés seulement dans une aire restreinte, étant partiellement disloqués et entourés (au moins vers l'est et le sud) par un large plissement de dépôts permiens et jurassique inférieurs. Ainsi ils ont été présentés dans les divers travaux antérieurs comme délimités tectoniquement par rapport aux dépôts barrémien supérieurs de Pîrîul Țiganilor (Boldor, Avram, 1972) ou comme disposés au-dessus de ceux-ci en discontinuité stratigraphique (Avram, 1976).

Localisation et relations avec les dépôts éocrétacés de la zone

Les dépôts en discussion apparaissent au jour dans le versant droit de Pîrîul Țiganilor, dans le compartiment méridional, enfoncé, de la faille Svinița, qui délimite les dépôts permiens et jurassique-néocomiens du secteur Zeliște, de ceux crétacé inférieurs du secteur du village Svinița.

A son tour, le compartiment méridional de la faille Svinița est fragmenté par deux autres failles, situées au long du ruisseau de Nedelcovski et dans le versant droit de Pîrîul Țiganilor (fig. 1), qui délimite ainsi trois secteurs.

1. Le secteur à l'est du ruisseau de Nedelcovski, où la succession des dépôts éocrétacés, très fossilifères, a été observée du Berriasien jusqu'à l'Aptien inférieur sur une aire assez étendue.

2. Le secteur entre la faille Nedelcovski et la faille Pîrîul Țiganilor, couvert pour la plupart de glissements et de graviers, où apparaissent au jour des dépôts appartenant : à la sous-formation calcaire-marneuse (Avram, 1984) de la formation de Murguceva (près de la source du ruisseau de Nedelcovski) ; à la sous-formation de Pîrîul Morilor de la formation de Svinița (immédiatement au sud du cimétière du village) et à la sous-formation de Temeneacia de la même formation (sur le ruisseau Pîrîul Țiganilor), les derniers dépôts appartenant ici en totalité à la sous-zone à *„Crioceratides" barremense-orbignyi* (Avram, 1983) de la zone Seramonis.

3. Le secteur situé à l'ouest de la faille de Pîrîul Țiganilor, où apparaissent au jour les dépôts connus jusqu'à présent comme exclusivement albiens et qui vont être présentés ci-dessous.

Dans le dernier secteur les principaux affleurements se trouvent sur un ravin situé à 150 m ouest de Pîrîul Țiganilor, au-dessus de la route Svinița-Moldova Nouă (d'où proviennent, pour la plupart, les fossiles décrits par Tietze, 1872), au long d'un chemin de chariot, vers

Institutul Geologic al României

Bigăr, situé en haut du versant et sur un petit affluent de Pîrîul Țiganilor qui se jète au-dessus de dernier barrage de rétention de cette vallée.

Les affleurements de la route Svinița-Moldova Nouă (fig. 1-F1) et du ravin de l'ouest de Pîrîul Țiganilor (fig. 1-F2) ont offert des fossiles

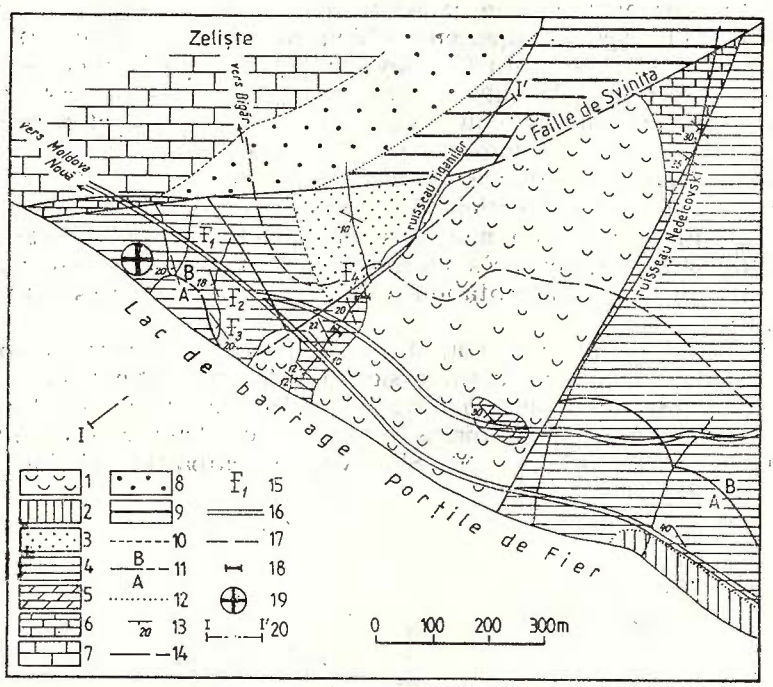


Fig. 1 — Esquisse géologique des alentours du village Svinița.

1, Quaternaire (dépôts colluviaux) ; 2, Badénien ; 3, Aptien supérieur-Albien (sous-formation de Pîrîul Țiganilor) ; 4, Barrémien inférieur terminal-Aptien moyen (sous-formation de Temeneacia) ; 5, Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (sous-formation de Pîrîul Morilor) ; 6, Tithonique supérieur-Hauterivien inférieur (formation de Murguceva) ; 7, Jurassique moyen et supérieur (sans le Tithonique supérieur) ; 8, Jurassique inférieur ; 9, Permien ; 10, limite lithologique ; 11, limite stratigraphique (A/B = Aptien/Barrémien) ; 12, limite de transgression ; 13, position des couches ; 14, faille ; 15, point fossilifère ; 16, route ; 17, chemin de chariot ; 18, barrage de rétention ; 19, l'ancienne église du village Svinița ; 20, position de la section géologique.

barrémien supérieurs : *Silesites seranonis* (d'Orb.) (pl., fig. 1), *Melchiorites spp.*, *Eulytoceras phestum* (Math.) et de la partie terminale de la succession (fig. 1-F3) du ravin mentionné on a collecté aussi l'espèce *Procheloniceras amadei* (Uhlig) qui indique l'âge aptien entièrement inférieur, étant trouvée ensemble avec de nombreux exemplaires de *Silesites seranonis* (pl., fig. 2, 3).

Le versant à droite de Pîrîul Țiganilor au-dessus de dernier barrage, le chemin vers Bigăr tout près de Pîrîul Țiganilor et l'affluent

Institutul Geologic al României

plus petit de droite de celui-ci (fig. 1-F4) ont offert les fossiles albiens du travail de Boldur et Avram (1972) et de plus : *Hypacanthoplites multispinatus* (Anthula), *Anisoceras* aff. *arrogans* (Giebel), de nombreux exemplaires écrasés de *Tetragonites* et des exemplaires de *Neohibolites* (planche, fig. 4-7). A base de ces fossiles, les dépôts considérés antérieurement comme exclusivement albiens contiennent en réalité l'intervalle Aptien supérieur-Albien moyen, car *Hypacanthoplites multispinatus* est connue du Clansayesien du sud de l'Union Soviétique (Daghestan, Georgie, Mangîșlac) et *Anisoceras arrogans* est citée de l'Albien moyen et supérieur du sud de la France, Suisse et Sardes.

Sur le chemin de chariot vers Bigăr, au-dessous des dépôts gréseux aptien supérieur-albiens apparaissent les marnes et les marnocalcaires de la sous-formation de Temeneacia. On peut observer le passage graduel de bas en haut des marnes et des marnocalcaires vers les marnes siltiques, les grès marneux et puis les grès, en suggerant une continuité de sédimentation entre ces deux entités lithostratigraphiques.

Ainsi, au domaine à l'ouest de la faille de Pîrîul Țiganilor se contourent deux zones où la succession des dépôts contient au sud-ouest l'intervalle Barrémien terminal-Aptien inférieur et au nord-est l'intervalle Aptien-Albien (au moins moyen) ; ces deux zones sont séparées par une faille orientée NO-SE, avec le compartiment oriental enfoncé (fig. 2).

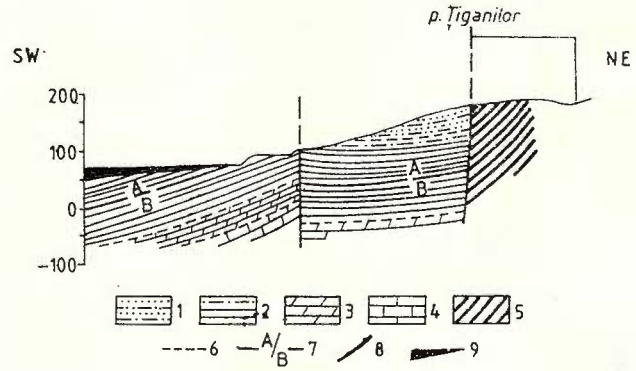


Fig. 2 — Section géologique dans le versant droit de Pîrîul Țiganilor.

1, Aptien supérieur-Albien (sous-formation de Pîrîul Țiganilor) ; 2, Barrémien inférieur terminal-Aptien moyen (sous-formation de Temeneacia) ; 3, Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (sous-formation de Pîrîul Morilor) ; 4, Tithonique supérieur-Hauterivien inférieur (formation de Murguceva) ; 5, Permien ; 6, limite lithologique ; 7, limite stratigraphique (A/B = Aptien/Barrémien); 8, faille ; 9, lac d'accumulation Porțile de Fier.

L'établissement des relations de continuité entre les dépôts marneux et marnocalcaires de la sous-formation de Temeneacia et les dé-

Institutul Geologic al României

pôts surtout gréseux d'âge aptien supérieur-albien permet l'inclusion de ces-derniers comme une sous-formation distincte de la formation de Svinița, nommée ici „la sous-formation de Pîrîul Ţiganilor" selon la vallée près de laquelle ils se développent.

Donc, la formation de Svinița contient trois sous-formations, à savoir (de bas en haut) : a) la sous-formation de Pîrîul Morilor d'âge hauterivien supérieur-barrémien inférieur, formée de calcaires fins noirâtres, à intercalations marneuses qui, dans la zone du village Svinița se développent sur une épaisseur de 40-45 m ; b) la sous-formation de Temeneacia, épaisse de 70 m environ, formée de marnes et marno-calcaires gris, dont l'âge a été argumenté paléontologiquement pour l'intervalle Barrémien inférieur terminal-Aptien inférieur (Răileanu et al., 1969 ; Avram, 1976) mais qui s'étend peut-être jusqu'à l'Aptien moyen ; c) la sous-formation de Pîrîul Ţiganilor, d'âge aptien supérieur-albien.

La sous-formation de Pîrîul Ţiganilor est surtout formée de grès, grès marneux et marnes gréseuses grises, finement muscovitiques, à restes charbonneux, avec une stratification évidente en bancs épais de 0,10-0,50 m. Subordonnement, on trouve des intercalations de marnes schisteuses, toujours grises, à la partie basale de la sous-formation.

L'épaisseur de la sous-formation, résultée de la section géologique, est de 40 m environ.

Sa zone type de développement est établie dans le versant droit de Pîrîul Ţiganilor, dans l'aire déjà mentionnée. Sa conservation dans une aire restreinte, l'affleurement insuffisant et les accidents tectoniques qui délimitent la zone d'affleurement de la sous-formation ne permettent pas l'établissement d'une section type de détail.

Corrélations possibles dans l'espace danubien

On connait le fait que la formation de Svinița est synchrone, au moins partiellement, avec de divers dépôts des autres aires de sédimentation du domaine danubien. Ainsi, dans les zones Coșuștea et Cerna, le Barrémien-Aptien inférieur est représenté par des calcaires organogènes (urgoniens) recouverts en faible discordance par les couches de Nadanova d'âge cénomanien-turonien (Pop, 1973).

Dans la zone Presacina on a établi (Năstăseanu, 1979) que les dépôts hauteriviens, surtout calcaires, passent progressivement aux marnocalcaires schisteux, finement micacés, gris (couches de Iuta), peut-être d'âge barrémien-aptien, au-dessus desquels suit en discordance la formation de wildflysch crétacé supérieure.

La sous-formation de Pîrîul Ţiganilor semble être sans correspondent stratigraphique dans les zones Coșuștea et Cerna, mais avec la possibilité d'avoir un équivalent stratigraphique à la partie terminale des couches de Iuta, où on n'a pas encore trouvé d'arguments paléontologiques pour une datation exacte.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Avram E. (1976) La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la région de Svinița (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LXII/4, 53-71, București.

— (1963) Barremian Ammonite Zonation in the Carpathian Area. *Zitteliana*, 10, 509-514, München.

— (1984) Remarques stratigraphiques sur la formation de Murguceva (Tithonique supérieur-Hauterivien) de la région de Svinița (Banat), basées sur l'étude des Calpionelles. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/4, București.

Boldur C., Avram E. (1972) Asupra prezenței Albianului în zona Svinița (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVII/4, 83-89, București.

Năstăseanu S. (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, 153-280, București.

Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vîlcan Ed. Acad. R.S.R., 155 p., București.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secț. șt. biol., agron., geol., geogr.*, V, 2, 307-409, București

— Todiriță-Mihăilescu V., Mutiu R. (1969) Noi contribuții la cunoașterea Eocretacicului din regiunea Svinița și corelarea lui cu Eocretacicul din platforma moesică. *Anal. Univ. București, Geol.*, 127-130, București.

Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jb.d.k.k. geol. R.A.*, XXII, 35-142, Wien.

O NOUĂ SUBDIVIZIUNE ÎN CUPRINSUL FORMAȚIUNII DE SVINIȚA: SUBFORMAȚIUNEA DE PÎRÎUL ȚIGANILOR

(Rezumat)

În accepțiunea autorilor Boldur, Avram (1972) și Avram (1976), succesiunea de detaliu a depozitelor cretacic inferioare de la Svinița cuprinde, pe de o parte, o formațiune calcaroasă („de Murguceva"), de vîrstă tithonic terminal-hauteriviană, urmată de o formațiune calcaro-marnoasă („de Svinița"), de vîrstă hauterivian superior-aptian inferioară și, pe de altă parte, un pachet de gresii, gresii marnoase și marne grezoase, de vîrstă albiană. Relațiile dintre depozitele albiene și cele subjacente, greu de precizat din cauza lipsei de aflorimente la limita inferioară a celor dintîi, a fost considerată ca fiind de discontinuitate stratigrafică.

Prin reamenajarea recentă a drumului Svinița-Bigăr a fost deschis la zi pachetul de tranziție dintre formațiunea de Svinița și depozitele albiene menționate mai sus; s-au putut astfel observa relațiile de continuitate dintre depozitele celor două entități litostratigrafice și, ca urmare, depozitele albiene au fost reconsiderate ca subformațiune superioară a formațiunii de Svinița, sub numele de subformațiunea de Pîrîul Țiganilor.

Această subformațiune, groasă de cca 40 m, formată din gresii, gresii marnoase și marne grezoase cenușii, fin muscovitice, cu resturi

Institutul Geologic al României

cărbunoase, la partea bazală şi cu intercalaţii subordonate de marne şistoase cenuşii, are profilul tip în versantul din dreapta Pîrîului Ţiganilor, imediat deasupra şoselei Svinița-Moldova Nouă.

Vîrsta apţian superior (Clansayesian)-albiană (medie sau chiar superioară) a subformaţiunii este atestată, în parte, de fosilele deja prezentate de Boldur, Avram (1972) şi, în parte, de cîteva fosile descoperite mai recent de unul din autorii notei de faţă (A.E.) : *Hypacanthoplites multispinatus* (Anthula) şi *Anisoceras* aff. *arrogans* (Girebel).

Formaţiunea de Svinița cuprinde, deci, trei subformaţiuni, şi anume, de jos în sus : a) subformaţiunea de Pîrîul Morilor, de vîrstă hauterivian superior-barremian inferioară, constituită din calcare fine cenuşii, cu intercalaţii marnoase şi care, în zona satului Svinița, se dezvoltă pe 40-45 m grosime ; b) subformaţiunea de Temeneacia, groasă de cca 70 m, formată din marne şi marnocalcare cenuşii, a cărei vîrstă a fost argumentată paleontologic pentru intervalul Barremian inferior terminal-Apţian inferior (Răileanu et al., 1969 ; Avram, 1976), dar se extinde probabil pînă în Apţianul mediu ; c) subformaţiunea de Pîrîul Ţiganilor, de vîrstă apţian superior-albiană.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1, 3 — *Silesites seranonis* (d'Orb.). 1, Barrémien supérieur du semi-déblai de la route Svinița-Moldova Nouă (F1) ; 3, limite Barrémien-Aptien du ravin à l'ouest de Pîrîul Ţiganilor (F3).

Fig. 2 — *Procheloniceras amadei* (Uhlig). La même provenance que 3.

Fig. 4, 5 — *Tetragonites* sp. Versant droit de Pîrîul Ţiganilor (F4 — des blocs tombés sur la pente).

Fig. 6 — *Hypacanthoplites multispinatus* (Anthula). Clansayesien, même provenance que 4, 5.

Fig. 7 — *Anisoceras* aff. *arrogans* (Giebel). Albien moyen, même provenance que 4, 5.

Tous les exemplaires sont figurés à dimension naturelle ; tous proviennent de la collection E. Avram.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 87-108.

4. STRATIGRAFIE

LES ZONES DE CALPIONELLES TITHONIQUES-NÉOCOMIENNES DE LA RÉGION DE ȘVINIȚA (CARPATHES MÉRIDIONALES) [1]

PAR

GRIGORE POP [2]

Tithonian. Neocomian. Calpionella. Microfauna assemblage. Biostratgraphic zone. Subzone. Lithofacies. Murguceva pelagic limestones. Micrites. South Carpathians — Sedimentary Danubian domain — Svinița Zone — Svinecea.

Résumé

Dans les calcaires pélagiques (calcaires de Murguceva) de l'intervalle Tithonique supérieur-Valanginien inférieur de la région de Svinița il a éte possible de séparer non seulement les zones standard de Calpionelles (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis, Calpionellites) mais également des sous-zones et ensembles caractéristiques, comme par exemple : les sous-zones à *C. alpina, Remaniella* et *C. elliptica* dans la zone à *Calpionella ;* les ensembles à *Cs. simplex, Cs. oblonga* et *Pc. murgeanui* (le dernier un nouveau ensemble) dans la zone à *Calpionellopsis*. L'association à *Lorenziella* ne peut pas être séparée, les espèces de ce genre étant très rares et mal conservées. En échange, l'intervalle à *Praecalpionellites murgeanui,* stratigraphiquement plus restreint, est marqué par l'apparition de cette espèce, il semble, tout près de la limite Berriasien-Valangien ; les ensembles à *Ct. darderi* et *T. carpatica* dans la zone à *Calpionellites.* À la partie inférieure de l'intervalle caractérisé par *T. carpatica, Stomiosphaera echinata* apparaît constamment, événement biochronologique qui peut être facilement utilisé à la datation et à la corrélation des calcaires pélagiques.

Les calcaires de Murguceva (Tithonique supérieur — Hauterivien inférieur) essentiellement micritique (de type Maiolica ou Biancone) comportent des lacunes à plusieurs niveaux stratigraphiques, particulièrement dans le Tithonique supérieur et le Berriasien inférieur, déterminées par des phénomènes de glissement sous-marin et de resédimentation, de nombreux slumps et intercalations de calcaires allodapiques. Les calcaires pélagiques se sont formés dans une aire de pente, topographiquement très variée, du sillon de Svinița (à des profondeurs situées au-dessus de la limite CCD) marquée par une subsidence différentielle progressive pendant leur formation, liée, à son tour, de fractures synsédimentaires, déterminées par les mouvements généraux de distension.

[1] Reçue le 16 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiquée le 20 mai 1983, présentée à la séance du 31 mai 1983.

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

Institutul Geologic al României

Abstract

Tithonian-Neocomian Calpionellid Zones in the Svinița Region (South Carpathians). In the pelagic limestones (Murguceva Limestones) of the Upper Tithonian-Lower Valanginian interval, the separation was possible not only of standard Calpionellid Zones (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis, Calpionellites) but also of subzones and characteristic assemblages such as: C. alpina Remaniella and C. elliptica Subzones in the Calpionella Zone; Cs. simplex, Cs. oblonga and Pc. murgeanui Assemblages (the last one a newly proposed assemblage) in the Calpionellopsis Zone. The Lorenziella Assemblage cannot be separated, the species of this genus being rare and poorly preserved. In exchange, the Praecalpionellites murgeanui interval, stratigraphically smaller, is marked by the appearance of this species, it seems, very close to the Berriasian/Valanginian boundary; Ct. darderi and T. carpatica Assemblages in the Calpionellites Zone. In the lower part of the interval characterized by *T. carpatica, Stomiosphaera echinata* constantly appears a biochronologic event that can be readily used in establishing the stratigraphic sequence of the pelagic limestones and correlating them. In the prevailingly micritic Murguceva Limestones — Upper Tithonian-Lower Hauterivian — (of Maiolica or Biancone type) there are gaps at several stratigraphic levels, especially in the Upper Tithonian and Lower Berriasian, determined by underwater sliding and resedimentation phenomena, numerous slumps and allodapic limestone intercalations. Pelagic limestones were formed in an area of topographically extremely varied slopes of the Svinița Trough (at depths above the CCD limit) marked by progressive differential subsidence during their formation, related, in its turn, to synsedimentary faulting due to general distension movements.

Plusieurs séquences des calcaires pélagiques de la région de Svinița ont été étudiées d'une manière systématique et détaillée afin de définir la valeur biochronologique de différentes espèces de Calpionelles tithoniques-néocomiennes.

Signalées d'abord par Codarcea (1940), les Calpionelles ont été ensuite remarquées par Răileanu (1953, 1960) et Filipescu et Dragastan (1963 a, b). Un premier essai sur la distribution stratigraphique des Calpionelles a été fait par Răileanu et Popescu (1964).

En 1970, Rusu a mis en évidence la répartition stratigraphique détaillée des Calpionelles, des phénomènes de resédimentation dans les calcaires pélagiques et leur caractère lacunaire. Sur ses coupes on peut facilement reconnaître les zones standard de ces micro-organismes.

D'autres études concernent l'âge des calcaires pélagiques suivant les zones standard des Calpionelles et les possibilités de corrélation de celles-ci avec la faune d'Ammonites et les Dinoflagelés (Avram, 1976, 1984; Antonescu, Avram, 1980).

Nous avons reconnu également les zones standard, certaines sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionelles dès les premiers prélèvements systématiques dans les calcaires pélagiques (1972) et dans les séries de lames minces mises à notre disposition par Rusu pendant

Institutul Geologic al României

les années 1973-1975. Les mêmes données et d'autres plus récentes (inédites) ont été utilisées aux essais de sous-zonation des Calpionelles (Pop, 1980) et de leur corrélation avec celles de Stomiosphères et de nannoplancton (Pop, Morariu, 1981).

Données géologiques générales

La région de Svinița est située dans la partie interne du domaine danubien (Banat du sud) des Carpathes méridionales, représentant surtout durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, un sillon

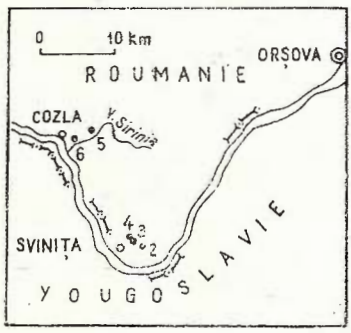


Fig. 1 — Localisation des coupes figurées dans cet ouvrage dans la région de Svinița.
2, ruisseau de Murguceva ; 3, Pîrîu Morilor (I) ; 4, Pîrîu Morilor (II, versant droit) ; 5, vallée de Sirinia (II) ; 6, vallée de Sirinia (I).

développé et complexe („sillon de Svinița" — Pop, 1973, 1976 ; „sillon interne" — Năstăseanu, 1979).

La séquence tithonique supérieur-valanginienne (60 à 380 m d'épaisseur) consiste essentiellement en micrites pélagiques, bien lités en bancs et plaquettes, de type Maiolica ou Biancone, renfermant très souvent des nodules et lentilles de silicolithes. Ce sont en effet des calcaires gris clair et parfois jaunâtres à la partie inférieure et de plus en plus foncés vers leur limite supérieure où ils deviennent plus argileux et comportent des taches encore plus sombres (gris-noir) (traces de la bioturbation), des laminae parallèles et obliques et des marnes en pellicules ou bien en couches minces interstratifiées.

Leur origine est liée particulièrement aux micro-organismes planctoniques (nannofossiles calcaires — Nannoconides et Coccolithes, Calpionelles, Stomiosphaeres, Radiolaires calcitisés, Globochaete, Saccocoma — partie basale etc.) (voir aussi Morariu, 1978, 1980).

Des calcaires allodapiques (de type grainstone, packstone, wackestone) y sont intercalés, dont les particules plus ou moins grossières et souvent granoclassées sont constituées de bioclastes (Foraminifères benthiques surtout, débris de Bivalves, pièces d'Echinodermes, opercules d'Ammonites etc.), de grains peloïdes, d'Oncolithes, de croûtes d'Algues et rarement d'Oolithes, caractéristiques aux „hauts-fonds", auxquels s'associent des intraclastes micritiques et biomicritiques pélagiques.

Les calcaires pélagiques montrent également de nombreuses traces de glissement sous-marin („slumps") de taille assez différente, des lacunes stratigraphiques et des indices de resédimentation des anciens sédiments calcaires. Ces aspects et également les calcaires allodapiques

Institutul Geologic al României

Fig. 2

Institutul Geologic al României

démontrent des processus de sédimentation dans la zone d'un talus topographiquement assez complexe du sillon dont la partie la plus profonde et subsidente actuellement visible était située vers l'ouest (aire de la vallée de Sirinia) de la région de Svinița.

Ces calcaires sont connus sous le nom de „calcaires lithographiques" (Răileanu, 1953, 1960) et de „formation de Murguceva" (Avram, 1976) dans laquelle ont a distingué deux sous-formations (l'une calcaire et l'autre marneuse) (Avram, 1984). Dans cette note nous préférons les décrire comme „calcaires de Murguceva".

Ils reposent sur „les calcaires noduleux" du Tithonique inférieur et sont surmontés par „les couches de Svinița" (Răileanu, 1953) ou la sous-formation de Pîrîu Morilor du Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (Avram, 1984).

L'étude de la valeur stratigraphique des Calpionelles s'appuie sur l'analyse d'un grand nombre de lames minces faites sur des échantillons prélevés de plusieurs coupes dans les calcaires de Murguceva.

Les cinq coupes présentées ici sont situées aux alentours du village de Svinița et dans le bassin hydrographique de la vallée de Sirinia, à savoir :

— le versant droit du ruisseau de Murguceva, à 900 m environ en amont de l'embouchure (fig. 2) ;

— le ruisseau Morilor (Pîrîu Morilor) à partir de la prise d'eau en aval jusqu'au seul affluent droit et puis sur celui-ci (fig. 3) ;

— le versant droit de Pîrîu Morilor, à nord-ouest de la même prise d'eau, au-dessus de la route communale (fig. 4) ;

— la vallée de Sirinia à partir de „Podu Hoțului", en aval sur le versant droit, au-dessus de l'ancien chemin de fer forestier (fig. 5) ;

— la vallée de Sirinia à environ 500 m en aval de l'embouchure d'Ogașul Desni, à partir de la route forestière vers le nord, sur son versant droit (fig. 6).

Enfin, la fréquence des Calpionelles par lame mince est estimée de la manière suivante : 1 à 5 formes — très rare ; 6 à 10 formes — rare ; 11 à 50 formes — fréquente ; plus de 50 formes — abondante.

Fig. 2 — Distribution des Calpionelles dans les calcaires pélagiques du ruisseau de Murguceva.

1, micrites et biomicrites noduleuses (pélagiques) ; 2, micrites et biomicrites essentiellement pélagiques ; 3, calcaires allodapiques (turbidites de type grainstone, packstone, wackstone) ; 4, micrites argileuses et parfois marnes en couches minces interstratifiées ; 5, marnes et marno-calcaires ; 6, nodules et lentilles de silicolithes ; 7, slump (principal) ; 8, niveau montrant le toit des lacunes stratigraphiques ; 9, intervalle stratigraphique graphiquement comprimé ; 10, intervalle stratigraphique couvert (non étudié) ; 11, intervalle contenant des calpionelles resédimentées ; 12, fréquence relative des espèces : a, abondante ; b, fréquente ; c, rare ; d, très rare ; 13, formes petites ; 14, formes grandes. Cette légende est pour les figures 2 à 6.

Institutul Geologic al României

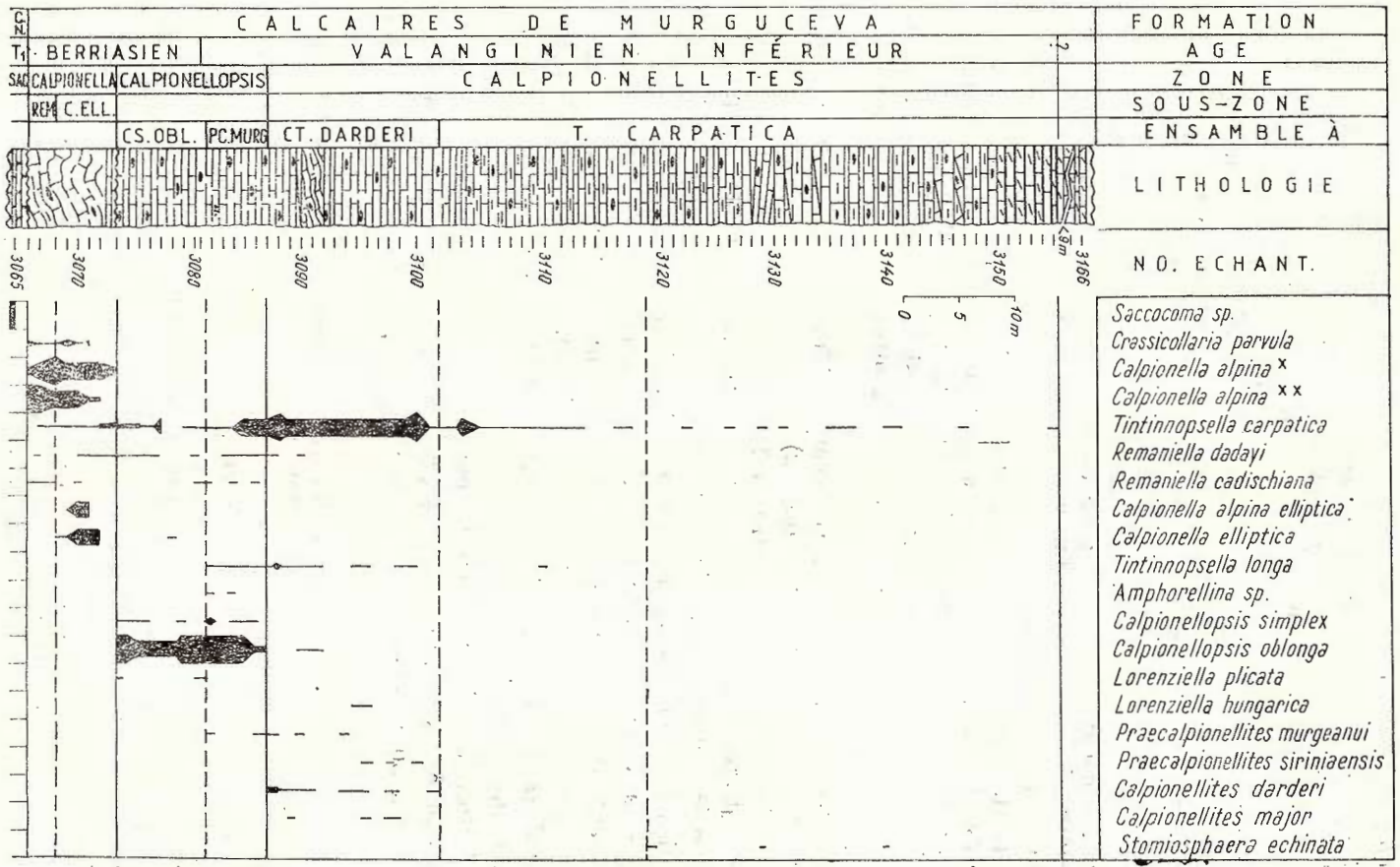


Fig. 3 — Répartition stratigraphique des Calpionelles dans les calcaires de Murguceva de Pîriu Morilor (I).

Institutul Geologic al României



Fig. 4 — Distribution stratigraphique des Calpionelles dans les calcaires de Murguceva de Pîrîu Morilor (II, versant droit).

Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques

Dans les calcaires de Murguceva, assez riches en Calpionelles, on a reconnu non seulement les zones standard d'Allemann et al. (1971), c'est-à-dire Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis et Calpionellites (voir aussi Avram, 1976, 1984 ; Antonescu, Avram, 1980), mais également des sous-zones et des ensembles caractéristiques (voir aussi Pop, 1974 a, 1976 a, 1980).

D'autre part, l'étude des Calpionelles montre le caractère lacunaire des calcaires pélagiques, des glissements sous-marins et la redéposition des sédiments calcaires, ce qui a eu pour effet des séquences apparemment anomales, parfois des „mélanges" d'espèces appartenant à des niveaux stratigraphiques différents et des Calpionelles mal conservées (notamment celles à col composé).

Institutul Geologic al României

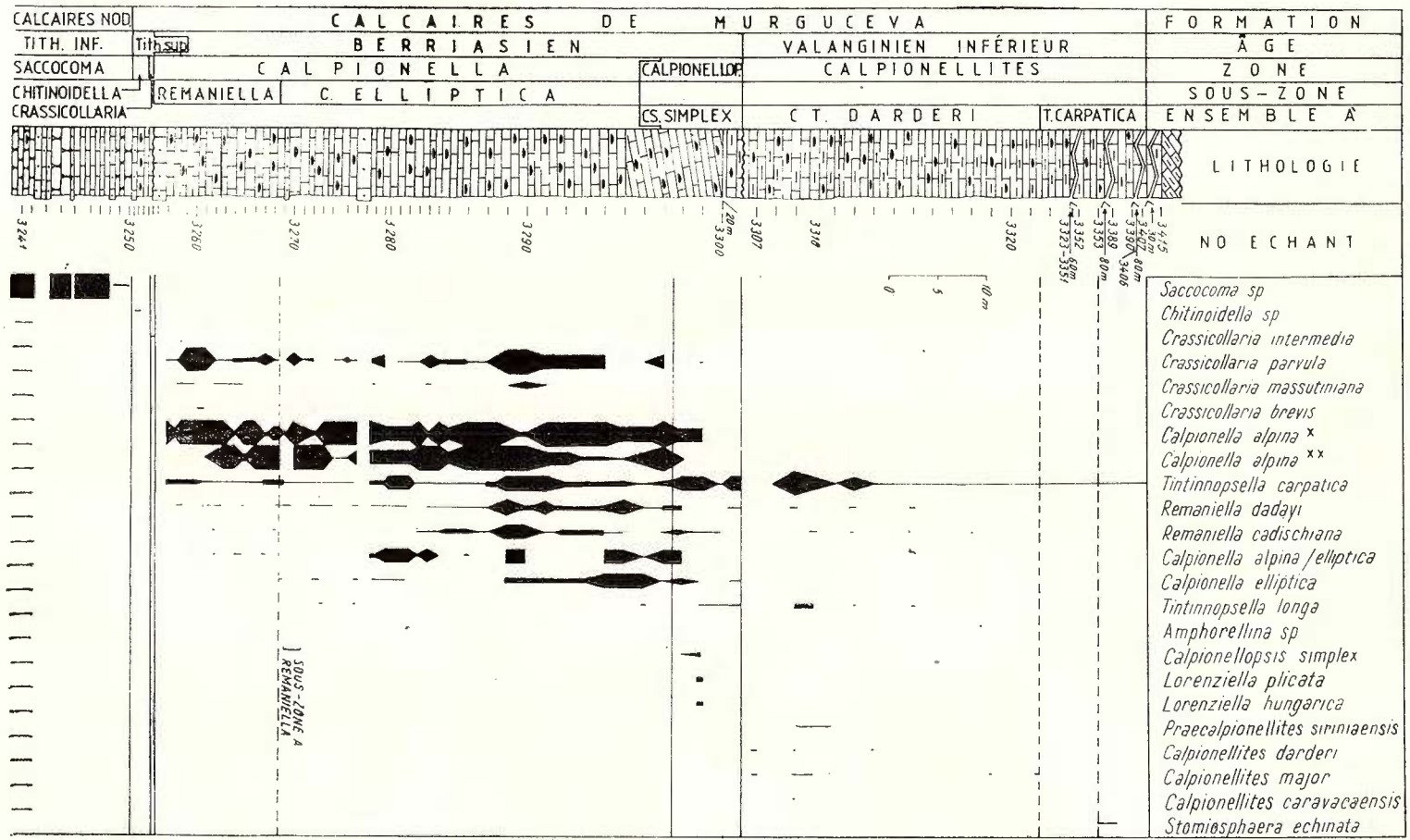


Fig. 5 — Répartition stratigraphique des Calpionelles dans les calcaires de Murguceva de la vallée de Sirinia (II).

Institutul Geologic al României

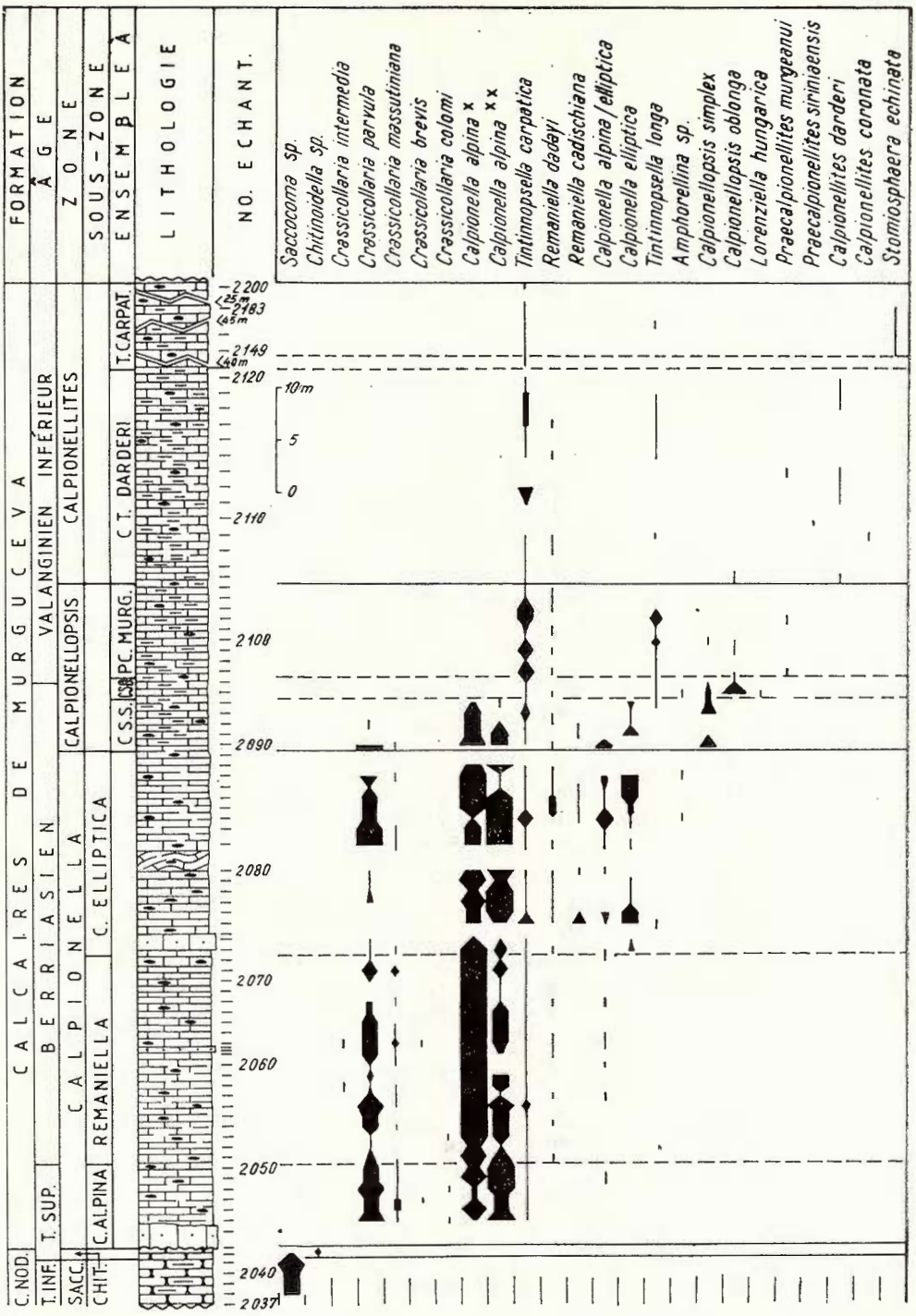


Fig. 6 — Distribution stratigraphique des Calpionelles dans les calcaires de Murguceva de la vallée de Sirinia (I).

Institutul Geologic al României

Zone à Crassicollaria (Tithonique supérieur)

Pour la plupart, les calcaires correspondant à cette zone font défaut des séquences étudiées. Ils sont représentés seulement par 2,0 m de micrites légérement noduleuses reposant sur les calcaires noduleux à *Saccocoma* du Tithonique inférieur sur la coupe de Pîrîu Morilor (versant droit, fig. 4) et par 0,50 m de micrites grisâtres surmontant 1,0 m de micrites à très rares *Chitinoidella* sp. sur la coupe de Sirinia II (fig. 6). Les Calpionelles y sont représentées par des formes extrêmement rares de *Crassicollaria intermedia, Cr. parvula* et *Cr. massutiniana,* de sorte qu'elles semblent indiquer en effet la partie basale de la zone. Une association typique pour cette zone a été remarquée par Rusu (1970) dans un slump de 10 m d'épaisseur situé vers la partie terminale des calcaires de Murguceva de la vallée de Sirinia.

Zone à Calpionella (Tithonique supérieur-Berriasien moyen)

Bien qu'elle soit différemment développée dans les calcaires de Murguceva (sur 10 à 50 m d'épaisseur) et comporte des lacunes stratigraphiques, au sein de cette zone on peut séparer les trois sous-zones proposées auparavant : à *Calpionella alpina,* à *Remaniella* et à *Calpionella elliptica* (Pop, 1974, 1976 a, 1980).

Sous-zone à Calpionella alpina (Tithonique terminal) est définie par la limite inférieure de la zone à *Calpionella,* c'est-à-dire „l'explosion" et la diversification de *Calpionella alpina,* et l'apparition du genre *Remaniella.* Mais cette sous-zone n'apparaît que localement (ruisseau de Murguceva, vallée de Sirinia etc.) et de façon tout à fait incomplète, de sorte que sa limite inférieure fait toujours défaut.

Les calcaires correspondant, selon toutes les probabilités, uniquement à la partie supérieure ou bien terminale de la sous-zone (environ 5 à 8 m d'épaisseur) se disposent par l'intermédiaire des calcaires allodapiques sur les calcaires noduleux du Tithonique inférieur ou les micrites à *Chitinoidella,* marquant ainsi le toit d'une importante lacune stratigraphique régionale. Dans d'autres sites on a constaté même l'absence des calcaires de cette sous-zone (Pîrîu Morilor, vallée de Sirinia).

Association : *Calpionella alpina* hétérogène (formes grandes et moyennes) et nettement prévalente, *Crassicollaria parvula* (abondante à rare), *Cr. massutiniana* (fréquente à très rare), *Cr. intermedia* (rare à très rare), petites formes de *Tintinnopsella carpatica* (très rare) et très rares *Crassicollaria brevis* et *Cr. colomi,* les deux dernières remarqués seulement à quelques niveaux stratigraphiques (pl. I).

Sous-zone à Remaniella (Berriasien inférieur) est marquée par l'apparition de ce genre et de *Calpionella elliptica* typique. Les calcaires de cette sous-zone, allant de 5 à 20 m d'épaisseur, surmontent soit les calcaires de la sous-zone précédente, soit les calcaires plus anciens ci-dessus mentionnés (à *Chitinoidella* ou à *Saccocoma),* ce qui indique une autre lacune déterminée par les événements tectono-sédimentaires du Berriasien inférieur.

Institutul Geologic al României

Association : caractérisée par la présence assez rare des espèces du genre *Remaniella (R. dadayi, R. cadischiana),* l'association reste toujours dominée par *Calpionella alpina* dont les formes petites et moyennes deviennent en général prévalentes. Elles sont accompagnées par *Crasicollaria parvula* (abondante à très rare), *Cr. massutiniana* (très rare à fréquente), de très rares *Cr. brevis* et *Cr. colomi* (resédimentée), de petites *Tintinnopsella carpatica* (très rares) et de quelques formes intermédiaires de *Calpionella alpina/elliptica.* Dans les calcaires de la moitié supérieure de cette sous-zone (5 m d'épaisseur), renfermant plusieurs bancs de calcaires allodapiques (coupe du ruisseau de Murguceva), on a rencontré une association typique pour la sous-zone à *C. alpina* probablement resédimentée (fig. 2 ; pl. II).

Sous-zone à Calpionella elliptica (Berriasien moyen) est délimitée par l'apparition des formes typiques de cette espèce et la limite inférieure de la zone suivante (Calpionellopsis).

Les calcaires un peu plus argileux correspondant à cette sous-zone (5 à 40 m d'épaisseur) montrent de nombreux slumps, par endroits assez importants, dont certains étalent des associations caractéristiques aux sous-zones à *C. alpina* et *Remaniella* (Pîrîu Morilor, vallée de Sirinia, fig. 4, 5).

Association : *Calpionella elliptica* dont la fréquence est très variable (très rare à fréquente), *C. alpina* (abondante) montrant une prolifération généralement graduelle de petites formes, *C. alpina/elliptica* (très rare à fréquente), *Tintinnopsella carpatica* (très rare à fréquente) de taille moyenne et grande, *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (très rares à fréquentes) plus grandes que dans la sous-zone précédente, *Crassicollaria parvula* (très rare à abondante), *Cr. massutiniana* (très rare, souvent absente), *Tintinnopsella longa* (très rare) et *Amphorellina* sp. (très rare) qui semble être une espèce de *Tintinnopsella* plutôt que d'un genre distinct (pl. III).

Zone à Calpionellopsis (Berriasien supérieur-Valanginien basal)

La zone est généralement bien marquée dans les calcaires de Murguceva (sur 10 à 20 m d'épaisseur) par l'apparition successive des genres *Calpionellopsis* et *Calpionellites.* Mais les phénomènes de glissement sous-marin et de resédimentation ont donné des lacunes stratigraphiques et des Calpionelles mal conservées. Toutefois la distribution des espèces déterminables est favorable à la séparation des ensembles caractéristiques de Calpionelles. C'est ainsi qu'on peut reconnaître les ensembles à *Calpionellopsis simplex* et *Cs. oblonga.* Quant à l'ensemble à *Lorenziella,* il ne peut pas être séparé de façon certe, les espèces de ce genre étant assez rares et mal conservées. En outre, ces espèces se trouvent également dès le début de la zone à *Calpionellopsis* de sorte que leur apparition ne peut pas constituer un critère favorable à la sous-zonation. Dans d'autres régions (voir aussi Pop, 1974 a, 1976 a) elles font même leur début dès la partie terminale de la sous-zone à *Calpionella elliptica.* Mais, à notre avis, il est possible d'utiliser dans les cas favorables, leur fréquence plus élevée pour dater les séquences encaissantes. Les espèces de *Remaniella* y sont parfois

Institutul Geologic al României

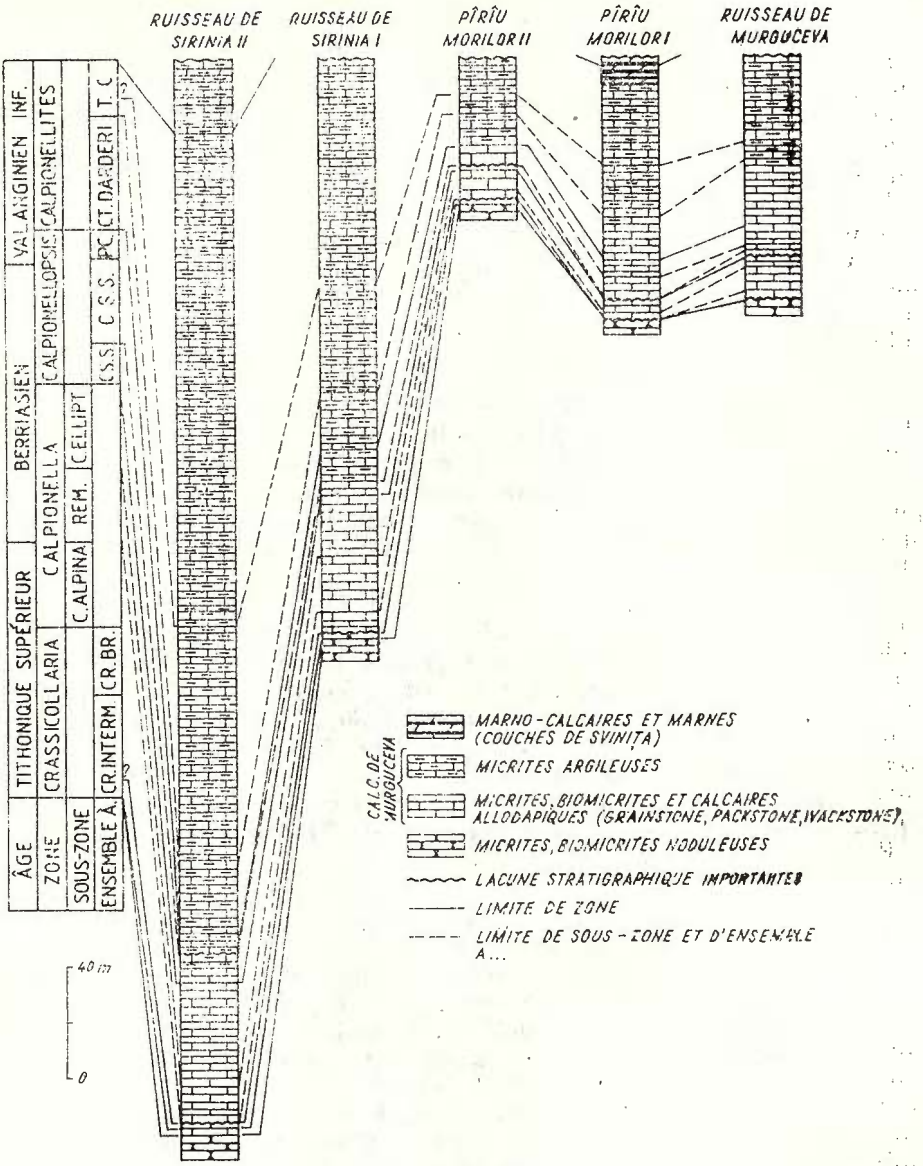


Fig. 7 — Corrélation des zones standard, des sous-zones et des ensembles de Calpionelles dans les calcaires de Murguceva.

aussi fréquentes (voir aussi Remane, 1963 ; Le Hégarat, Remane, 1968 ; Allemann et al., 1975 ; Allemann, Remane, 1979).

Dans la partie supérieure de cette zone on a remarqué la présence de *Praecalpionellites murgeanui* dont l'apparition est estimée tout près de la limite Berriasien/Valanginien (Allemann, Remane, 1979).

Institutul Geologic al României

Cet événement phylogénique, d'ailleurs remarqué également dans d'autres régions (Le Hégarat, Remane, 1968 ; Catalano, Ligouri, 1971 ; Pop, 1974 b, 1986 ; Avram, 1984) pourrait être utilisé à la sous-zonation. C'est pour cette raison que nous proposons ici une nouvelle entité biochronologique (à *Pc. murgeanui)* au sommet de la zone à *Calpionellopsis,* pour l'instant au rang d'ensemble caractéristique [3].

Ensemble à Calpionellopsis simplex (Berriasien supérieur) caractérise la partie inférieure de la zone à partir de l'apparition de cette espèce jusqu'au niveau où *Cs. oblonga* devient plus fréquente et typique. Il se trouve, par exemple, à la partie supérieure d'un slump sur le versant droit de Pîrîu Morilor (1,5 m d'épaisseur), surmontant d'autres slumps (vallée de Murguceva) ou bien formant une séquence apparemment normale dans la vallée de Sirinia (fig. 2 à 6). Dans d'autres endroits on n'a pas constaté la présence des calcaires de cet ensemble (Pîrîu Morilor).

Association : *Calpionellopsis simplex* (abondante à très rare), *Cs.* cf. *oblonga* ou plutôt *Cs. simplex/oblonga* (très rare), *Tintinnopsella carpatica* typique (abondante à très rare), *T. longa* (très rare), *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (très rare à rare mais des formes de *Remaniella* sp. assez fréquentes), *Calpionella alpina* (formes petites et grandes, abondantes à très rares), *C. elliptica* et *C. alpina/elliptica* (très rares à fréquentes mais qui ne dépassent pas la limite supérieure de l'ensemble), *Crassicollaria parvula* (très rare à abondante, dernières formes), *Cr.* cf. *massutiniana* (très rare, resédimentée), *Lorenziella plicata* (très rare) (pl. IV).

Ensemble à Calpionellopsis oblonga (Berriasien supérieur), englobant aussi une partie de l'ensemble à Lorenziella, apparaît sur 2 à 8 m d'épaisseur de calcaires faiblement argileux où les Calpionelles sont le plus mal conservées. On y trouve des formes fréquentes, voir même abondantes du groupe Tintinnopsella-Remaniella mais indéterminables.

Association : *Calpionellopsis oblonga* (abondante à fréquente), *Cs. simplex* (très rare à fréquente), *Tintinnopsella carpatica* (fréquente à très rare), *T. longa* (très rare), *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (très rares), *Lorenziella plicata* et *L. hungarica* (très rares) et accidentallement *Calpionella alpina* (petites formes) et *Amphorellina* sp. (pl. V).

Ensemble à Praecalpionellites murgeanui (Valanginien basal) est défini par l'apparition de cette espèce et la limite inférieure de la zone à *Calpionellites darderi.* Généralement la plupart des espèces sont également mal conservées.

Association : *Praecalpionellites murgeanui* (très rares), *Tintinnopsella carpatica* (très rare à abondante), *T. longa* (très rare à fréquente), *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (très rares), *Calpionellopsis oblonga* (abondante à très rare), *Cs. simplex* (très rare à rare), *Lorenziella plicata* et *L. hungarica* (très rares) (Pl. V).

Zone à Calpionellites (Valanginien inférieur)

Bien que les espèces de ce genre soient assez rares, elles permettent la séparation d'une manière facile de la zone à *Calpionellites.* Dé-

Institutul Geologic al României

limitée par l'apparition de *Calpionellites* et la disparition des Calpionellidae Bonet, cette zone couvre un intervalle allant de quelques dizaines de mètres à 240 m d'épaisseur (vallée de Sirinia) de calcaires plus ou moins argileux.

Dans cette zone exclusivement valanginienne on peut distinguer deux ensembles : á *Calpionellites darderi* et à *Tintinnopsella carpatica* (voir aussi Trejo, 1975 ; Pop, 1980).

Ensemble à Calpionellites darderi (Valanginien inférieur) est marqué en effet par l'apparition et la disparition du genre *Calpionellites*. Dans les calcaires de Murguceva, l'intervalle de cet ensemble montre environ 10 à 30 m d'épaisseur.

Association : *Calpionellites darderi* (très rare), *Ct. major*, *Ct. caravacaensis* et *Ct. coronata* (très rares) mais qui apparaissent plus tard que *Ct. darderi*, formes grandes de *Tintinnopsella carpatica* (abondante à très rare), *T. longa* (très rare á rare), *Remaniella dadayi* et *R. cadischiana* (très rares), *Praecalpionellites murgeanui* et *Pc. siriniaensis* (très rares), et parfois *Calpionellopsis oblonga* et *Amphorellina* sp. (très rares) (pl. VI).

Ensemble à Tintinnopsella carpatica (Valanginien inférieur) dont les limites sont forcément mal définies par la disparition de *Calpionellites darderi* et ensuite de la famille Calpionellidae Bonet, 1956.

Dans l'intervalle de cet ensemble qui peut atteindre 85 m d'épaisseur (vallée de Sirinia) ne persiste que de très rares *Tintinnopsella carpatica* et de façon extrêmement rare *T. longa* (pl. VII).

Il est intéressant de noter qu'à la partie inférieure de cet ensemble, des formes très rares de *Stomiosphaera echinata* Nowak (1968) apparaissent qui, étant facile à reconnaître, peuvent être également utilisées à la datation des calcaires de Murguceva (Fig. 2 à 6 ; pl. VII).

Conclusions

L'étude des Calpionelles tithoniques-néocomiennes de la région de Svinița nous a permis de mettre en évidence non seulement les zones standard (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis, Calpionellites) mais également des sous-zones et des ensembles caractéristiques, c'est-à-dire les sous-zones à *C. alpina*, à *Remaniella* et à *C. elliptica* dans la zone à *Calpionella*, les ensembles à *Cs. simplex*, à *Cs. oblonga* et à *Pc. murgeanui* dans la zone à *Calpionellopsis* et les ensembles à *Calpionellites darderi* et *Tintinnopsella carpatica* dans la zone à *Calpionellites*.

La distribution des Calpionelles dans les calcaires de Murguceva est favorable à la séparation d'un nouvel ensemble dans la partie terminale de la zone à *Calpionellopsis* marquée par l'apparition de *Praecalpionellites murgeanui* — événement phylogénique situé, semble-t-il, tout près de la limite Berriasien/Valanginien. C'est ainsi que l'on peut estimer d'une manière raisonnable la limite des deux étages.

Au contraire, l'association de Calpionelles de la même partie n'est pas favorable à la délimitation de l'ensemble à *Lorenziella ;* les espèces

Institutul Geologic al României

de ce genre sont très rares, mal conservées et apparaissent dès la partie inférieure de la zone à *Calpionellopsis*.

Dans la partie inférieure de l'intervalle caractérisé par *Tintinnopsella carpatica* on a mis en évidence l'apparition de façon constante de *Stomiosphaera echinata*, qui pourrait constituer un critère complementaire, au moins régional, concernant la datation des calcaires de Murguceva.

La zonation et particulièrement la sous-zonation basées sur la microfaune de Calpionelles ont permis la datation biostratigraphique assez précise des calcaires pélagiques et, par conséquent, leur corrélation détaillée.

En conséquence, les Calpionelles couvrent l'intervalle du Tithonique supérieur-Valanginien inférieur dans les calcaires de Murguceva dont l'âge est actuellement éstimé être tithonique supérieur-Hauterivien inférieur (voir Avram, 1976). Leur limite supérieure semble être hétérochrone.

Les calcaires de Murguceva forment une séquence pélagique lacunaire qui comporte de nombreux glissements sous-marins et des éléments de resédimentation représentés par des calcaires allodapiques et des niveaux micritiques redéposés. Les lacunes les plus importantes sont liées aux événements tectono-sédimentaires du Tithonique supérieur zone à *Crassicollaria)*, durant le Berriasien inférieur et supérieur (zones à *Calpionella* et à *Calpionellopsis)* et du Valanginien tout à fait inférieur. Elles sont souvent accompagnées par des slumps et des niveaux de calcaires allodapiques.

Les aspects stratigraphiques et lithologiques des calcaires de Murguceva montrent qu'ils sont formés dans l'aire d'une pente topographiquement assez variée du grand sillon de Svinița qui renfermait également des „hauts-fonds". La subsidence imposée par la distension y était de plus en plus forte durant leur formation et différente d'un endroit à l'autre donnant ainsi des séquences d'épaisseur très variées. L'aire étudiée du sillon de Svinița appartient par la nature de son socle au domaine de la croûte continentale.

[3] Pendant l'impression de cette note, les ensembles caractéristiques de Calpionelles de la zone à *Calpionellopsis* (ensembles à *Calpionellopsis simplex*, á *Cs. oblonga* et à *Praecalpionellites murgeanui)* ont été élevés au rang de sous-zone dans un autre ouvrage presenté à la réunion du Groupe de travail sur la limite Jurassique-Crétacé de Sümeg (Hongrie, septembre 1984) qui sera publié dans l'Acta Geologica Hungarica, t. 29/1986 (Gr. Pop, Calpionellids and correlation of the Tithonian-Valanginian formations).

BIBLIOGRAPHIE

Allemann F., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971) Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, II, p. 1337-1340, Ediz. Tecnoscienza, Roma.

Institutul Geologic al României

— Grün W., Wiedmann J. (1975) The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its Importance for Defining this Stage and the Jurassic-Cretaceous Boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel, 1973), *Mém. B.R.G.M.*, 86, p. 3-11, Paris.

— Tejo M. (1975) Two New Species of Calpionellites from the Valanginian of Mexico and Spain. *Eclogae geol. Helv.*, 68/2, p. 457-460, Basle.

— Remane J. (1979) Les faunes de calpionelles du Berriasien supérieur/Valanginien. In : Busnardo et al., Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien. Les stratotypes français, 6, p. 99-108, Ed. C.N.R.S., Paris.

Antonescu E., Avram E. (1980) Corrélation des dinoflagellées avec les zones d'ammonites et de calpionelles du Crétacé inférieur de Svinița-Banat. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 97-132, București.

Avram E. (1976) La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la région de Svinița (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4 (1974-1975), p. 53-71, București.

— (1984) Remarques stratigraphiques sur la formation de Murguceva (Tithonique supérieur-Hauterivien) de la zone de Svinița (Banat) basées sur l'étude des Calpionelles. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/4 (1981), p. 17-34, București.

Bonet F. (1956) Zonificacion microfaunistica de las calizas cretacicas del Este de Mexico. *Bol. Assoc. Mexic. Geol. Petrol.*, VIII, 7-8, p. 389-488, Congr. Int., Mexico.

Borza K. (1969) Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide Klippenzone des Westkarpaten. Slowak. Akad. Wissensch., 301 p., Bratislava.

Cadisch J. (1932) Ein Beitrag zum Calpionellenproblem. *Geol. Rundschau*, 23, p. 241-257, Stuttgart.

Catalano R. (1965) Calpionelle di Calabianca (Castellammare, Sicilia). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, A, LXXII, p. 3-26, Pisa.

— Ligouri V. (1971) Facies a calpionella della Sicilia occidentale. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, I, p. 167-210, Ediz. Tecnoscienza, Roma.

Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1-74, București.

Colom G. (1948) Fossil Tintinnids ; Loricated Infusoria of the Order of the Oligotricha. *J. Paleont.*, 22, p. 233-263, Tulsa.

Doben K. (1963) Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze. Mitt. Bayer. Staatsamml. *Paläont. hist. Geol.*, 3, p. 35-50, München.

Durand-Delga M. (1957) Une nouvelle forme de Calpionelles. Publ. Serv. Carte géol. Algérie. Bull. 13, Trav. Collab. 1956, p. 165-170, Alger.

Filipescu M. G., Dragastan O. (1963 a) Asupra prezenței unor depozite cu Nannoconus în sedimentele jurasico-cretacice din R. P. Română. *Stud. cerc. geol.*, III, 2, p. 185-193, București.

— Dragastan O. (1963 b) Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice și neocomiene din R. P. Română. *Stud. cerc. geol.*, III, 3, p. 333-356, București.

Knauer J. (1963) Calpionellidea-rendszertani kérdések (Problèmes systématiques des Calpionellides). *Földt. Intéz. Évi Jel. 1961 Evröl.*, II, p. 155-168, Budapest.

— Nagy I. (1963) Lorenziella nov. gen., uj Calpionellidea nemzetség. *Földt. Intéz. Évi Jel. 1961 Evröl*, II, p. 143-153, Budapest.

Institutul Geologic al României

Le Hégarat G., Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios. Fac. Sci. Lyon*, 1, p. 7-70, Lyon.

Morariu A. (1978) Nannofaciesul depozitelor jurasic superior-cretacic inferioare din zona Svinița (Banat, Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4 (1976-1977), p. 159-169, București.

— (1980) Corrélations stratigraphiques sur le critère du nannoplancton dans les dépôts jurassiques supérieurs-crétaces inférieurs de la zone de Svinița (autochtone danubien des Carpates méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4 (1977-1978), p. 11-19, București.

Murgeanu G., Filipescu M. G. (1933) Calpionella carpatica n. sp. dans les Carpates roumaines. *Notat. Biol.*, 1, p. 63-64, București.

Năstăseanu S. V. (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, p. 153-280, București.

Nowak W. (1968) Stomiosphaerids of the Cieszyn Beds (Kimmeridgian-Hauterivian) in the Polish Cieszyn Silesia and Their Stratigraphical Value. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, XXXVIII, 2-3, p. 275-327, Krakow.

Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vîlcan. Edit. Acad. R.S.R., 155 p., București.

— (1974 a) Les zones de Calpionellides tithoniques-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates méridionales). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.* 18, p. 109-125, București.

— (1974 b) Une nouvelle espèce néocomienne de calpionellides. *Rev. roum. geol., géophys., géogr., Géol.*, 18, p. 105-107, București.

— (1976 a) Tithonian-Valanginian Calpionellid Zones from Cuba. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/3 (1974-1975), p. 237-266, București.

— (1976 b) Origin of some Mesozoic Basinal Limestones from the Reșița Zone (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII, p. 57-95, București.

— (1980) Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae tithoniques-néocomiennes. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 195-203, București.

— Morariu A. (1981) Corrélation des zones de Calpionellidae, de Stomiosphaeridae et de Nannoplancton dans les Carpathes méridionales. *Abstracts, 12th Congr. C.B.G.A.*, p. 44-45, București.

— (1986) Réflexions sur certaines Calpionelles néocomiennes. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/3, p. 103-108, București.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare. *Bul. șt. Acad. R.P.R., Sect. șt. biol. agron. geol. geogr.*, V, 2, p. 307-409, București.

— (1960) Recherches géologiques dans la région Svinița-Fața Mare. *Ann. Com. Géol.*, XXVI-XXVIII, p. 347-383, București.

— Năstăseanu A. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei de amoniți din Jurasicul superior de la Svinița (Banat). *St. cerc. geol.*, V, 1, p. 7-38, București.

— Popescu G. (1964) Studiul micropaleontologic al Cretacicului inferior de la Svinița (Banatul de sud). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 9, 1, p. 51-60, București.

Remane J. (1962) Zur Calpionellen-Systematik. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, p. 8-24, Stuttgart.

— (1963) Les Calpionelles dans les couches de passage jurassique-crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 39, p. 25-82, Grenoble.

— (1964) Révision paléontologique de Tintinnopsella oblonga (Cad.) et des espèces avoisinantes. *Rev. Micropaléont.*, 7, p. 43-46, Paris.

Institutul Geologic al României

— (1965) Neubearbeitung der Gattung Calpionellopsis Col. 1948 (Protozoa, Tintinnina ?). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 122, p. 27-49, Stuttgart.
— (1971) Les Calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogènes de l'Epoque Secondaire. *Annal. Guébhard 47e an.*, p. 369-393 (1-25), Neuchâtel.
— (1974) Les Calpionelles. Cours IIIe cycle, Paléont. II, Univ. Genève, 58 p., Genève.
Rusu A. (1970) Biozonele de calpionele din Tithonic-Neocomianul zonei Svinița (Banat). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 15, 2, p. 489-497, București.
Trejo M. (1975) Los Tintinidos mesozoicos de Mexico. Colloq. limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchâtel 1973, *Mém. B.R.G.M.*, 86, p. 96-104, Paris.

ZONELE DE CALPIONELE TITHONIC-NEOCOMIENE DIN REGIUNEA SVINIȚEI (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

În regiunea Sviniței, situată în partea internă a domeniului danubian, depozitele tithonic superior-hauterivian inferioare sînt reprezentate prin calcarele de Murguceva, cunoscute de asemenea sub numele de „calcare litografice" (Răileanu, 1953) sau de „formațiunea de Murguceva" (Avram, 1976), care se dispun peste calcarele noduloase kimmeridgian-tithonic inferioare și suportă la rîndul lor „stratele de Svinița" (Răileanu, 1953) hauterivian superior-barremian inferioare alcătuite din marnocalcare și marne.

Calcarele de Murguceva (60-380 m grosime) sînt formate predominant din micrite și biomicrite litate, îndeosebi de origine pelagică (pelagite), de tip Biancone sau Maiolica, la anumite nivele cu silicolite nodulare și lenticulare și cu intercalații rare de calcare allodapice (calciturbidite) de tip grainstone, packstone și rar wackstone, fine pînă la grosiere, uneori granoclasate, constituite din particule originare în aria unei platforme carbonatice și din intraclaste micritice și biomicritice bazinale. În aceste calcare se observă frecvent elemente ale unor alunecări submarine sub forma unor strate imbricate, uneori contorsionate, și plane de detașare gravitațională discordante față de stratificație.

Semnalate mai întîi de Codarcea (1940), calpionelele din aceste calcare au făcut apoi obiectul unor observații și cercetări din ce în ce mai detaliate (Răileanu, 1953, 1960 ; Filipescu, Dragastan, 1963 a, b ; Răileanu, Popescu, 1964 ; Rusu, 1970 ; Avram, 1976, 1984 ; Antonescu, Avram, 1980). Autorul a început studiul calpionelelor în 1972, cînd a remarcat prezența zonelor standard de calpionele și a unor subzone delimitate anterior în alte regiuni ale Carpaților Meridionali (Pop, 1974 a) ; rezultatele parțiale, precum și datele mai noi inedite au fost utilizate apoi în încercările de subzonare a zonelor standard (Pop, 1980) sau de corelare a acestora cu unele zone de stomiosfere și de nannoplancton (Pop, Morariu, 1981).

Deși secvențele studiate din calcarele de Murguceva au în ansamblu un pronunțat caracter de paracontinuitate, a fost totuși posibilă separarea zonelor standard (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis și Calpionellites) definite de Allemann et al. (1981) și, în cadrul lor, a

Institutul Geologic al României

unor subzone și intervale caracterizate de ansambluri de calpionele. Prezența acestora a fost stabilită atît pe baza asociațiilor de calpionele, cît și pe baza surprinderii într-o secvență sau alta a evenimentelor biostratigrafice care le definesc.

Calcarele corespunzătoare zonei Crassicollaria (Tithonic superior) sînt reprezentate numai prin 2 m de micrite ușor noduloase pe Pîrîu Morilor (fig. 4) și prin 0,50 m de micrite cenușii stînd peste 1 m de micrite cu *Chitinoidella* sp. pe valea Sirinia (fig. 5), care conțin extrem de rare *Crassicollaria intermedia, Cr. parvula* și *Cr. massutiniana,* indicînd probabil doar partea bazală a zonei. O asociație caracteristică acestei zone a fost întîlnită însă într-un slump de la partea superioară a calcarelor de Murguceva din valea Sirinia (Rusu, 1970).

Zona Calpionella (Tithonic superior-Berriasian mediu) apare în calcarele de Murguceva în intervale variind de la 10 m la 50 m grosime. În această zonă, definită prin „explozia" și diversificarea morfologică a speciei *Calpionella alpina* și prin baza zonei Calpionellopsis, se pot recunoaște de asemenea alte două evenimente evolutive succesive (apariția speciilor genului *Remaniella* și apoi a speciei *Calpionella elliptica)* care au permis anterior delimitarea subzonelor *C. alpina, Remaniella* și *C. elliptica* (Pop, 1974 a). Calcarele aparținînd subzonei C. alpina apar numai în unele secvențe examinate și probabil sub o formă incompletă, unde subzonele Remaniella și C. elliptica pot fi, în schimb, ușor separate pe baza aparițiilor speciilor respective (fig. 2, 6). În alte secvențe, calcarele subzonei Remaniella se dispun direct peste cele ale zonei Crassicollaria sau ale Tithonicului inferior (fig. 3, 4, 5). Apariția speciei *C. elliptica,* marcînd limita inferioară a subzonei cu același nume, a fost și în aceste cazuri reperată fără dificultate.

Zona Calpionellopsis (Berriasian superior-Valanginian bazal), delimitată prin aparițiile genurilor *Calpionellopsis* în bază și *Calpionellites* la limita ei superioară, se întîlnește în intervale de 10-20 m grosime, în multe cazuri incompletă datorită frecventelor lacune stratigrafice mai mult sau mai puțin importante (fig. 2-6). În cadrul acestei zone, evenimentele evolutive ale calpionelelor marcate de primele apariții succesive ale speciilor *Calpionellopsis simplex, Cs. oblonga* și *Praecalpionellites murgeanui* au făcut posibilă separarea a trei ansambluri caracteristice, ridicate ulterior de către autor la rang de subzone : Cs. simplex, Cs. oblonga și Pc. murgeanui. Ultimul ansamblu (sau subzonă) este o nouă entitate biocronologică propusă în această lucrare care corespunde Valanginianului bazal. Apariția speciei *Pc. murgeanui* a fost remarcată foarte aproape de limita Berriasian-Valanginian (Allemann, Remane, 1979), constituind astfel un eveniment filogenetic deosebit de important în estimarea limitei dintre cele două etaje.

Zona Calpionellites (Valanginian inferior), încadrată de apariția genului cu același nume și dispariția familiei Calpionellidae Bonet, cuprinde intervale variind de la cîțiva zeci de metri pînă la 240 m grosime în calcarele de Murguceva. În această zonă se pot deosebi două ansambluri caracteristice, unul inferior cu *Calpionellites darderi* și altul superior cu *Tintinnopsella carpatica* (vezi Trejo, 1975 ; Pop, 1980), limita

Institutul Geologic al României

dintre ele reprezentînd nivelul de dispariție a primei specii. În partea inferioară a intervalului corespunzător ansamblului cu *T. carpatica* apare aproape constant *Stomiosphaera echinata* care poate fi de asemenea utilizată în datarea biostratigrafică detaliată a calcarelor de Murguceva.

Studiul calpionelelor din calcarele de Murguceva a arătat posibilitatea separării zonelor standard (Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis, Calpionellites) și a unor subzone și ansambluri caracteristice pentru unele intervale stratigrafice. Cu ajutorul acestor microorganisme, avînd un potențial biocronologic ridicat, s-a realizat o corelare detaliată a secvențelor examinate, punîndu-se în același timp în evidență caracterul pronunțat lacunar al calcarelor de Murguceva (fig. 7). Principalele lacune stratigrafice au fost astfel remarcate în intervalele corespunzătoare Tithonicului superior, Berriasianului inferior și superior și Valanginianului inferior. Formarea lacunelor a fost determinată probabil de mai mulți factori cu influență reciprocă cum sînt redepunerea sedimentelor carbonatice mobile, alunecările submarine de sedimente mai mult sau mai puțin consolidate și acțiunea erozivă a curenților de turbiditate și eventual a unor curenți de fund (termohalini). Calcarenitele și calciruditele, reprezentînd calciturbidite, întîlnite în aceste calcare sînt frecvent asociate cu lacune de importanță diferită, fapt care sugerează caracterul eroziv al curenților de turbiditate prin intermediul cărora a avut loc transportul episodic al unor sedimente carbonatice din aria unei platforme carbonatice în mediul bazinal. Acumularea sedimentelor carbonatice, predominant pelagice, a avut loc în aria unei pante bazinale subsidente, probabil morfologic variată și cu caracter acreționar dominant, ale cărei adîncimi nu depășeau limita de compensare a calcitului (CCD). Prin natura soclului, aria bazinală, în prezent vizibilă în regiunea Sviniței, aparține crustei continentale.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Zone à *Calpionella*, sous-zone à *C. alpina* (2970/2=échantillon no./coupe (fig.) no.)
Fig. 1-3 — *Calpionella alpina* Lorenz (2970/2) (formes grandes)
Fig. 4-7 — *Calpionella alpina* Lorenz (formes moyennes et petites) (2046/6);
Fig. 8, 9 — *Crassicollaria parvula* Remane (2046/6)
Fig. 10, 11 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (2969/2)
Fig. 12 — *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) (2969/2)
Fig. 13 — *Crassicollaria brevis* Remane (3269/2)
Fig. 14 — *Crassicollaria colomi* Doben (2046/6)
Fig. 15-16 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (2046/6)

Planche II

Zone à *Calpionella*, sous-zone à *Remaniella*
Fig. 1 — *Remaniella dadayi* (Knauer) (3067/3)
Fig. 2, 3 — *Calpionella alpina* Lorenz (formes moyennes et petites) (3262/5 ; 3062/3)

Institutul Geologic al României

Fig. 4-7 — *Calpionella alpina* Lorenz (formes petites (2052/6 ; 2064/6 ; 2065/6)
Fig. 8 — *Calpionella alpina — elliptica* (3261/5)
Fig. 9, 10 — *Crassicollaria parvula* Remane (2051/6 ; 3263/5)
Fig. 11. 12 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (2781/4 ; 3259/5)
Fig. 13 — *Crassicollaria brevis* Remane (2054/6)
Fig. 14 — *Crassicollaria colomi* Doben (3261/5)
Fig. 15, 16 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (3263/5 ; 3067/3)

Planche III

Zone à *Calpionella*, sous-zone à *C. elliptica*
Fig. 1-3 — *Calpionella elliptica* Cadisch (3072/3 ; 2075/6 ; 2075/6)
Fig. 4 — *Calpionella alpina — elliptica* (2075/6)
Fig. 5 — *Calpionella alpina* Lorenz (forme grande) (3292/5)
Fig. 6-8 — *Calpionella alpina* Lorenz (formes petites) (3285/5 ; 3275/5 ; 2076/6)
Fig. 9 — *Crassicollaria parvula* Remane (3289/5)
Fig. 10 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (3290/5)
Fig. 11 — *Remaniella dadayi* (Knauer) (3295/5)
Fig. 12 — *Remaniella* cf. *cadischiana* (3287/5)
Fig. 13, 14 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (2075/6 ; 3272/3)
Fig. 15 — *Tintinnopsella doliformis* Colom (2076/6)
Fig. 16 — *Lorenziella plicata* Remane (3276/5)

Planche IV

Zone a *Calpionellopsis*, ensemble à *Cs. simplex*
Fig. 1, 2 — *Calpionellopsis simplex* (Colom) (2093/6 ; 3299/5)
Fig. 3 — *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) (2991/2)
Fig. 4, 5 — *Calpionella elliptica* Cadisch (3299/5 ; 2991/2)
Fig. 6 — *Calpionella alpina* Lorenz (forme grande) (2991/2)
Fig. 7-9, 12 — *Calpionella alpina* Lorenz (formes petites) (2991/2 ; 2992/2 ; 2090/6)
Fig. 10, 11 — *Remaniella dadayi* (Knauer) (2991/2)
Fig. 13, 14 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (2098/6 ; 2093/6)
Fig. 15 — *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy (3298/5)
Fig. 16 — *Tintinnopsella longa* (Colom) (3299/5)

Planche V

Zone à *Calpionellopsis*, ensemble à *Cs. oblonga* et à *Praecalpionellites murgeanui*
Fig. 1-3 — *Calpionellopsis oblonga* Cadisch (3082/3 ; 3082/3 ; 2994/2)
Fig. 4 — *Precalpionellites murgeanui* (Pop) (3085/3)
Fig. 5 — *Remaniella cadischiana* (Colom) (3084/3)
Fig. 6, 7 — *Remaniella dadayi* (Knauer) (3085/3)
Fig. 8 — *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy (3073/3)
Fig. 9 — *Lorenziella plicata* Remane (3082/3)
Fig. 10 — *Tintinnopsella longa* (Colom) (3082/3)
Fig. 11 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (3000/2)
Fig. 12 — *Calpionellopsis* cf. *simplex* (3082/3)
Fig. 13 — *Calpionella alpina* Lorenz (3073/3)

Institutul Geologic al României

Planche VI

Zone à *Calpionellites*, ensemble à *Ct. darderi*

Fig. 1-3 — *Calpionellites darderi* (Colom) (3088/2 ; 3101/3 ; 3005/2)
Fig. 4 — *Calpionellites coronata* Trejo (3010/2)
Fig. 5 — *Calpionellites major* (Colom) (3094/3)
Fig. 6 — *Calpionellites caravacaensis* Allemann (2109/6)
Fig. 7-8 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (3087/3 ; 2107/6)
Fig. 9 — *Calpionellopsis oblonga* Cadisch (3087/3)
Fig. 10 — *Praecalpionellites murgeanui* (Pop) (3003/2)
Fig. 11 — *Tintinnopsella longa* (Colom) (3016/2)
Fig. 12 — *Praecalpionellites siriniaensis* Pop (3310/5)
Fig. 13 — *Remaniella dadayi* (Knauer) (3312/5)
Fig. 14 — *Amphorellina* sp. (3010/2)

Planche VII

Zone à *Calpionellites*, ensemble à *Tintinnopsella carpatica*

Fig. 1-5 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (3365/5 ; 3369/5 ; 3339/5 ; 3044/2 ; 3057/2)
Fig. 6-10 — *Stomiosphaera echinata* Nowak (2157/6 ; 3354/5 ; 3385/5)

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 109-131

4. STRATIGRAFIE

LES FORMATIONS NÉOCRÉTACÉES DE SOARBELE (CARPATHES MÉRIDIONALES) [1]

PAR

GRIGORE POP [2]

Upper Cretaceous ; Subdivision. Detritic series. Formation. Subformation. Permian. Olistoplates. Olistoliths. Correlation study. Danubian domain. Getic Nappe. South Carpathians. Getic and sedimentary Supragetic domains — Soarbele Area.

Résumé

Dans l'aire de Soarbele, dans la séquence détritique crétacé supérieure du domaine danubien on distingue successivement les formations de Nadanova (Cénomanien-Turonien moyen) et de Cernişoara (Turonien supérieur ?-Sénonien), la dernière étant divisée en deux sous-formations : de Măneasa et de Paltina. Ces formations sont chevauchées par la nappe gétique du massif Godeanu, formée de la série de Sebeş-Lotru (Protérozoïque supérieur) et sa couverture sédimentaire représentée par des gréso-conglomérats rouges permiens. La sous-formation de Paltina renferme des olistoplaques et des olistolithes de roches métamorphiques et sédimentaires provenant de la nappe gétique.

Abstract

The Soarbele Neocretaceous Formations (South Carpathians). Within the Soarbele area, in the Upper Cretaceous detritic sequence of the Danubian domain there can be successively distinguished the formations of Nadanova (Cenomanian-Middle Turonian) and of Cernişoara (Upper Turonian ?-Senonian), the latter being subdivided into the Măneasa and Paltina subformations. These formations are covered by the Getic nappe of the Godeanu massif formed of the Sebeş-Lotru series (Upper Proterozoic) and its sedimentary cover represented by Permian red greso-conglomerates. The Paltina subformation contains olistoplates and olistoliths of metamorphic and sedimentary rocks coming from the Getic nappe.

[1] Reçue le 25 mai 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 28 mai 1984, présentée à la séance du 29 mai 1984.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

Dans la zone de limite entre les massifs Godeanu, Retezat et Vîlcan, traversée par les vallées Soarbele, Jiul d'Ouest, Cernișoara, Cerna, Lăpușnicul Mare et Paltina, la partie supérieure de la méga-séquence sédimentaire mésozoïque renferme des formations terrigènes qui ont fait l'objet de certaines interprétations différentes concernant tant la stratigraphie que (surtout) les relations tectoniques avec d'autres formations sédimentaires et métamorphiques ou leur appartenance à une certaine unité tectonique.

Les points de vue différents, existents même à présent, ont à l'origine quelques aspects lithologiques particuliers de ces formations, les phénomènes d'anchimétamorphisme soufferts, la rarité des éléments biostratigraphiques et leur tectonique compliquée.

A la suite de premières reconnaissances géologiques de la région (Ștefănescu, 1888 ; Inkey, 1891 ; Schafarzik, 1898 ; Mrazec, 1898, 1904 ; Nopcsa, 1899, 1905), Mrazec (1904) a signalé des ardoises et des calcaires du cirque glaciaire de la vallée de Soarbele.

En mettant en évidence la nappe gétique, Murgoci (1905) a fait plusieurs références aux formations en discussion, en montrant que „La présence au-dessous des micaschistes charriés des lambeaux de Verrucano ou de Lias qui s'appuient sur les calcaires tithonique-néocomiens, ou sur les grès et les marnes crétacés des sources de la Cerna..., nous montre pas un simple chevauchement par une faille, mais un surplissement anticlinal avec le flanc médian renversé..." Ultérieurement, Murgoci (1912) a mentionné les formations détritiques sous le nom de „schistes de Sinaia" qu'il considérait la formation la plus supérieure de la couverture sédimentaire de l'autochtone et de la nappe de surplissement.

Dans sa synthèse sur les Carpathes Méridionales, Streckeisen (1934) a admis aussi l'existence dans l'aire de l'autochtone de certains dépôts crétacé inférieurs de type Sinaia, une notion qui englobait à l'époque les couches de Sinaia et les dépôts attribués actuellement au Crétacé supérieur.

En 1937, Gherasi a fait une première description détaillée, sous le nom de „zone de Soarbele", des dépôts crétacés situés immédiatement au-dessous de la nappe gétique, entre Soarbele et la vallée du Bran, en les attribuant au sédimentaire de la nappe gétique, situé tectoniquement au-dessus de la formation de Schela.

En 1937 et 1940, Manolescu a remarqué à Gura Soarbele, au-dessus des calcaires, des marnes et des schistes noirs crétacé inférieurs qui vers l'ouest, au long des vallées de la Cernișoara et de la Cerna apparaissent constamment au-dessus des calcaires et au-dessous du „cristallin" de Godeanu. Les mêmes dépôts sont correlés avec „les schistes ligneux" de Mrazec (1898).

A l'occasion d'une excursion à Vaideni, Soarbele et Baia de Aramă (1936), Codarcea (1941) a constaté le fait que les schistes gréseux micacés, connus sous le nom de „schistes ligneux", surmontant les calcaires

Institutul Geologic al României

tithoniques, représentent un faciès hétéropique du flysch crétacé supérieur de l'autochtone.

Nos investigations effectuées en 1959 et 1960 (Pop, 1961, 1963, 1964) nous ont conduit à la conclusion selon laquelle les formations sédimentaires disposées sur les calcaires jurassiques et crétacé inférieurs appartiennent au Crétacé supérieur du domaine danubien. Plus tard, ces formations ont été corrélées partiellement ou entièrement avec des dépôts semblables à d'autres régions de même domaine (Pop, 1965 ; Codarcea et al., 1965 ; Codarcea, Pop, 1965 ; Pop, 1966, 1967, 1973).

Gherasi (1962) a admis aussi l'appartenance de ces formations au domaine danubien et les a attribuées au Crétacé moyen-supérieur. Ultérieurement, Gherasi et al. (1973) reviennent à l'interprétation antérieure (Gherasi, 1937), en admettant de nouveau „la zone de Soarbele" avec des dépôts d'âge crétacé mais qui contiennent des olistolithes de roches métamorphiques.

La partie supérieure de ces dépôts, ensemble avec les gréso-conglomérats permiens de la nappe gétique ont été attribués puis par Stănoiu (1973) à la nappe de Severin, en les corrélant avec les couches d'Azuga, interprétation infirmée à l'occasion de l'excursion géologique de 1973, de l'Institut Géologique. D'ailleurs, en 1981 (Stănoiu, Visarion, 1983) l'auteur fait une corrélation entre ces dépôts et le membre supérieur de la formation de Mehedinți crétacé supérieure de l'autochtone danubien.

Dans le domaine danubien de la même région, Solomon (in Solomon et al., 1976) a mentionné des grès et des marnes cénomaniens supportant la nappe gétique et la formation de wildflysch turonienne de Tăul Raței.

Récemment, Berza (in Berza et al., 1982) a admis l'appartenance des dépôts en discussion au domaine gétique, en les rapportant a l'Aptien-Albien à partir de certains éléments de microflore, et Gherasi et al. (1983) ont inclus leur partie supérieure dans l'unité de Borăscu (équivalente à la „zone de Soarbele") de la nappe gétique. En revanche, Pop (in Berza et al., 1983, 1984) a continué de considérer les formations détritiques de Soarbele comme une séquence crétacé supérieure du domaine danubien basé sur certains critères qui font l'objet de cette note préliminaire.

Formations sédimentaires pré-cénomaniennes

La séquence pré-cénomanienne de la région (fig. 1) est successivement formée de roches argilo-siltitiques, arénitiques et ruditiques, violacées et verdâtres, permiennes ? (formation d'Albele) disposées d'une façon discordante sur leur soubassement métamorphique (sommet Drăgșan, Albele, Piule), arénites, arkosiennes et rudites jurassiques inférieures, arénites calcaires, calcaires arénitiques et bioclastiques attribuès au Jurassique inférieur ?-moyen, calcaires microsparitiques, micritiques, bioclastiques, péloïdes et allodapiques d'origine bas-

Institutul Geologic al României

sinale, jurassique supérieur-néocomiens et, à sa partie supérieure, calcaires de type urgonien, barrémien-aptien inférieurs (Gherasi, 1962 ; Pop, 1963 ; Morariu, 1977 a, b ; Pop, in Berza et al., 1984).

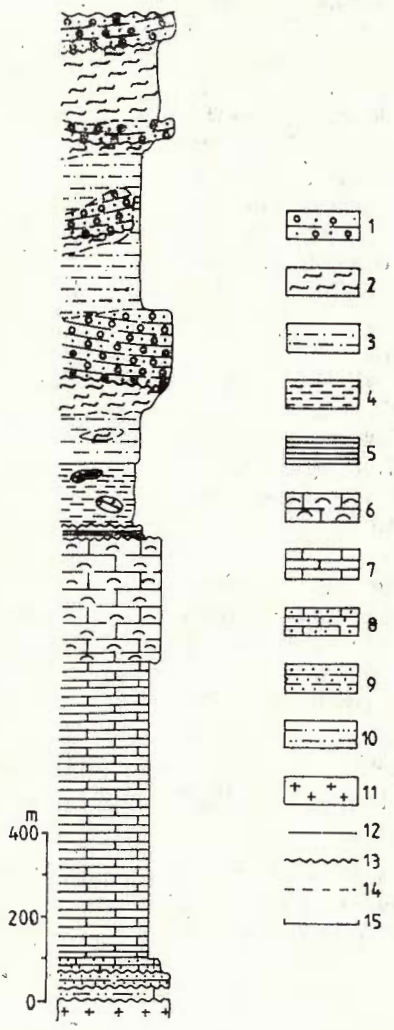


Fig. 1 — Les formations sédimentaires paléozoïques et mésozoïques de Soarbele — coupe généralisée (autochtone danubien).

1, conglomérats, grès et argilo-siltites violacés, permiens, de type red-beds (olistolites et duplicatures gravitationnelles provenant de la nappe gétique) ; 2, série de Sebeş-Lotru (Précambrien supérieur) — gneiss, micaschistes, quartzites (olistolithes et duplicatures gravitationnelles détachées de la nappe gétique) ; 3, sous-formation de Paltina (formation de Cernişoara. Sénonien) ; 4, sous-formation de Măneasa (formation de Cernişoara, Turonien supérieur ? - Sénonien) ; 5, formation de Nadanova (Cénomanien-Turonien moyen) ; 6, calcaires de type Urgonien (Barrémien-Aptien inférieur) — micrites à algues, ou bien contenant bioclastes, oncoïdes, grains peloïdes etc., calcaires de type grainstone-packstone renferment des allochèmes de même nature, souvent évolués à des pseudo-microsparites anchimétamorphiques ; 7, calcaires essentiellement pélagiques (Jurassique supérieur-Hauterivien — micrites et biomicrites, contenant des microorganismes planctoniques (*Saccocoma* sp., *Globochaete alpina*, Stomiosphaere, Calpionelles, Nannoplancton calcaire ; Morariu, Morariu, 1977 a, b), et rarement calcaires allodapiques interstratifiés (grainstone-packstone principalement bioclastiques) ; 8, arénites biomicritiques, biomicrites arénitiques, micrites et biomicrites noirâtres (Jurassique moyen ?) ; 9, arkoses, subarkoses et rudites arkosiennes (Jurassique inférieur) ; 10, argilo-siltites, arénites et rudites rougeâtres, grisâtres et/ou verdâtres de type red-beds (formation d'Albele, Permien) ; 11, socle cristallin de l'autochtone danubien (série de Drăgşan — Précambrien supérieur, granitoïdes) ; 12, limite lithologique ; 13, discordance ; 14, limite des olistolithes et duplicatures gravitationnelles ; 15, séquence calcaire à *Saccocoma* et à Calpionelles correspondant aux zones Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis et Calpionellites (?).

Institutul Geologic al României

Formations néocrétacées

Les formations pré-cénomaniennes, particulièrement les calcaires jurassiques et crétacé inférieurs supportent des dépôts surtout détritiques attribués au Crétacé supérieur (Pop, 1963). Compte tenu de leurs faciès et relations stratigraphiques, on peut les grouper en deux entités lithostratigraphiques : la formation de Nadanova et la formation de Cernișoara. La formation de Cernișoara peut être divisée à son tour en deux sous-formations : de Măneasa et de Paltina (Pop in Berza et al., 1983, 1984).

La formation de Nadanova (Cénomanien-Turonien moyen). Séparée par Codarcea (1940) au plateau de Mehedinți sous le nom de „couches de Nadanova", cette formation hémipélagique a été reconnue ultérieurement en nombreuses parties du domaine danubien, inclusivement dans l'aire des sources du Jiu d'Ouest (Pop, 1963, 1967, 1973 ; Gherasi, 1962 ; Codarcea, Pop, 1965).

Initialement, dans la formation de Nadanova de Soarbele on a inclus aussi la sous-formation couvrante de type olistostrome (Pop, 1963 ; Gherasi, 1962), ce qui a été corrigé ultérieurement en certains travaux où on a discuté la corrélation des dépôts crétacé supérieurs du domaine danubien (Pop, 1967, 1973).

Cette entité lithostratigraphique facilement à reconnaître est disposée d'une manière discordante et transgressive sur les calcaires de type urgonien barrémien-aptien inférieurs et supporte la sous-formation de Măneasa. Bien qu'elle soit peut-être incomplètement développée, la formation de Nadanova est observable à Scocul Sturu, Tăul Rații, dans la vallée de Soarbele (cours inférieur) et à Fundoane (Gura Jarului) ; on la rencontre aussi en association avec des calcaires urgoniens formant certains exolistolithes dans la sous-formation de Măneasa.

La formation de Nadanova consiste en roches argileuses (shales) plus ou moins siltitiques, parfois faiblement calcaires, marno-calcaires homogènes ou contenant du matériel siltitique quartzeux, à rares bioclastes de Rotalipores, Globigérinides, Inocérames et Equinodermes et rares siltites et arénites fines, quartzeuses, marneuses ou argileuses, parfois à muscovite abondant. La fraction terrigène est représentée d'une part par des grains fins, angulaires, de quartz et en proportion réduite de feldspath et muscovite, généralement bien classés, et de l'autre part par la matière argileuse contenant du kérogène qui donne aux roches une couleur parfois gris foncé ou noirâtre et une couleur jaunâtre caractéristique d'altération ; la fraction carbonatique est donnée probablement par le nannoplancton et les bioclastes du type mentionné.

Les roches décrites apparaissent très souvent en couches minces, sous-décimétriques ; d'autres fois ils sont schistosés à cause des foliations selon le clivage S_1 qui effacent partiellement la stratification initiale.

De ces dépôts on connait seulement quelques exemplaires de Bélemnites, parmi lesquels *Parahibolites* cf. *tourtiae* (Weigner) (Pop, 1963) et des fragments de Rotalipores du groupe *appenninica-reicheli* (Gherasi, 1962 ; Pop in Berza et al., 1983, 1984), des éléments qui suggèrent pourtant l'âge cénomanien des niveaux respectifs. Mais leur

Institutul Geologic al României

attribution au Cénomanien-Turonien moyen peut être admise sans réserves si on tient compte de la ressemblance jusqu'à l'identité avec les dépôts de la même formation du plateau Mehedinți et des monts Vîlcan (Pop, 1973).

Formation de Cernișoara (Turonien supérieur ?-Sénonien). Cette formation apparaît bien ouverte dans la vallée de la Cernișoara et dans ses versants où on peut observer en même temps les relations stratigraphiques tant avec la formation de Nadanova ou avec les calcaires urgoniens sousjacents, qu'avec ceux des sous-formations composantes. Bien qu'incomplètement développée, la séquence type de la formation peut être localisée et examinée sur le dernier affluent droit du ruisseau Scocu Sturului, qui a sa source au sud de Boldu lui Zară ; les séquences complémentaires sont situées l'une dans la vallée de la Măneasa, près de sa confluence avec la vallée de la Cernișoara et l'autre au cours supérieur du ruisseau Scocu Sturului (fig. 2).

La formation de Cernișoara correspond à une grande partie du complexe inférieur et au complexe supérieur séparés antérieurement (Pop, 1963).

La sous-formation de Măneasa (Turonien supérieur ?-Senonien). Les séquences type et celles complémentaires de la sous-formation sont celles de la formation de Cernișoara auxquelles on pourrait ajouter quelques séquences remarquées sur les affluents de la vallée de Soarbele du secteur Gura Soarbele et à Fundoane (la route forestière secondaire).

Cette sous-formation correspond à une partie importante des dépôts décrits antérieurement sous le nom de „complexe inférieur" (Pop, 1963).

La sous-formation de Măneasa a une position discordante et transgressive évidente, dans cette aire surmontant tant la formation de Nadanova, que les calcaires crétacé inférieurs ou jurassique supérieurs, ce que l'auteur a remarqué depuis longtemps ; elle est recouverte d'une manière probablement concordante par la sous-formation de Paltina.

Elle apparaît presque continuellement depuis la vallée de Soarbele jusqu'à la vallée de la Cerna, dans l'aire de confluence de celle-ci avec la vallée de Cărbunele et dans le secteur Tăul Rații-Gura Soarbele-Fundoane. Dans les vallées de la Cernișoara et de la Cerna elle est recouverte presque partout directement par les séries métamorphiques de la nappe gétique du massif Godeanu.

Cette sous-formation est formée d'une masse argilo-siltitique (shales), plus ou moins arénitique, gris foncé et noirâtre peut-être à cause d'une teneur élevée en kérogène, qui contient des siltites quartzeuses argileuses et subordonnement des arénites arkoso-lithiques et des graywackes feldspatho-lithiques, granulométriquement fins jusqu'à grossiers, sous forme de couches isolées, ou groupées en séquences arénitiques d'épaisseurs métriques. A Gura Soarbele on observe des marno-calcaires lenticulaires à diaclases de calcite et à Fundoane il y a des argilo-siltites qui renferment des grains non-classés et dispersés chaotiquement de calcaires micritiques qui, par altération, donnent aux roches un aspect caverneux.

Institutul Geologic al României

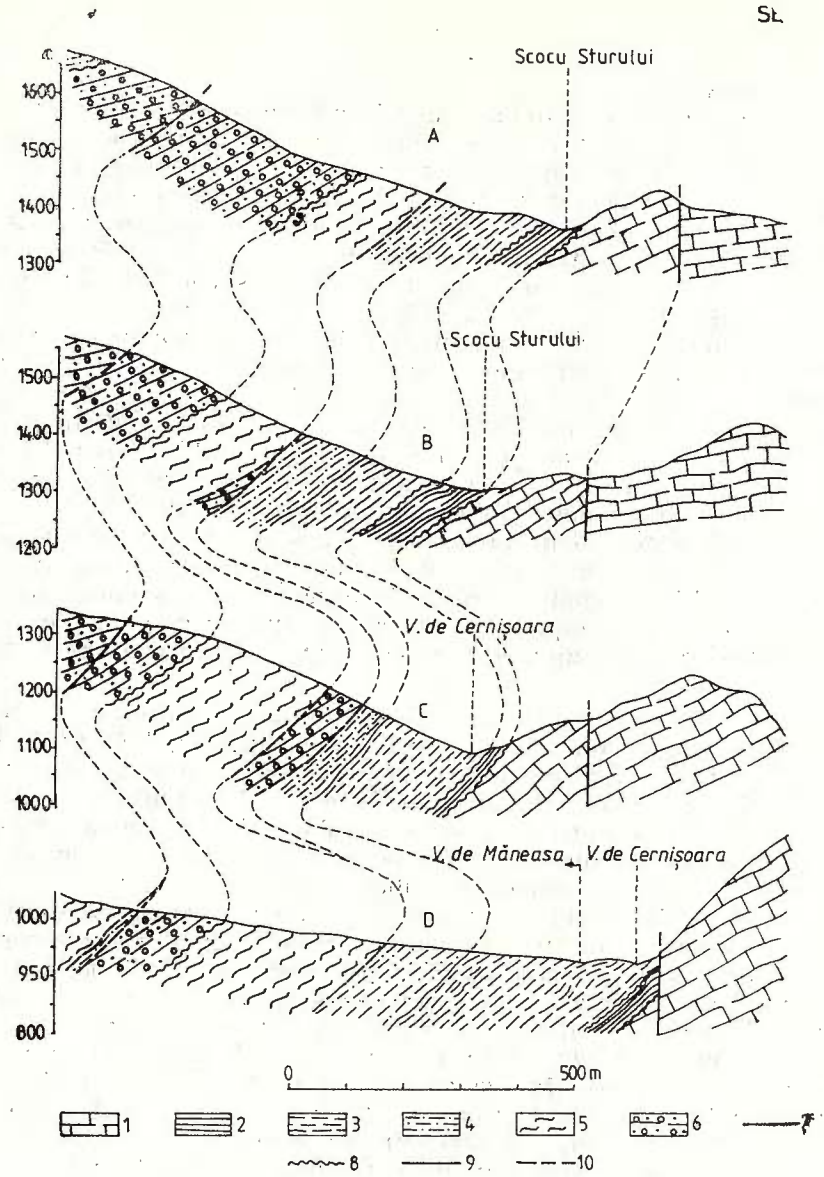


Fig. 2 — Les formations néocrétacées sur les coupes de Scocu Sturului (A), d'un afluent droit de Scocu Sturului (B), d'un afluent droit de la vallée de la Cernișoara (C) et des vallées de la Măneasa et de la Cernișoara (D).

1, calcaires de type urgonien (Barrémien-Aptien inférieur) ; 2, formation de Nadanova (Cénomanien-Turonien moyen) ; 3, sous-formation de Măneasa (formation de Cernișoara, Sénonien) ; 4, sous-formation de Paltina (formation de Cernișoara, Turonien supérieur ?-Sénonien) ; 5, série de Sebeș-Lotru (Precambrien supérieur, domaine gétique) ; 6, grès et conglomérats permiens (domaine gétique) ; 7, limite lithologique ; 8, discordance ; 9, faille ; 10. limite des olistolithes et duplicatures gravitationnelles.

Institutul Geologic al României

Les grains de siltites sont formés pour la plupart de quartz associé avec une fraction très réduite de feldspath et muscovite en lamelles fines. Le matériel détritique des arénites et des graywackes, plus ou moins classé correspondant quantitativement à ces types de roches (Petijohn et al., 1972), est formé de quartz, feldspaths surtout potassiques, diverses lithoclastes (quartzites grossières et finement granulaires parfois à muscovite, siltites et rarement des calcaires micritiques-microsparitiques) et muscovite abondant dans certaines couches. On observe souvent la cataclase du matériel détritique accompagnée par la mobilisation du quartz et sa redéposition orientée, en donnant ainsi des contours granulaires en franges associés parfois avec des lamelles fines néoformées de minéraux micacés. La matrice des grains est surtout microdétritique ; la fraction lutitique de la matrice est fréquemment récristallisée mais d'une manière très inégale. De telles récristallisations apparaissent aussi dans les argilo-siltites où elles sont accompagnées par l'apparition de certains minéraux de type séricite.

Les argilo-siltites sont presque toujours schistosées, fréquemment contorsionnées ou d'aspect chaotique ruiniforme, qui renferme des arénites et des siltites boudinées ou qui représentent des endolistolithes. Des déformations tectoniques, marquées surtout par une foliation S_t se sont superposées ultérieurement sur ces textures caractérisant le faciès de type olistostrome.

Dans ces dépôts on remarque souvent des exolistolithes plus ou moins importants, surtout dans le secteur de Gura Soarbele et de Fundoane, formés de calcaires microsparitiques-micritiques de type urgonien, associés parfois avec des marno-calcaires de Nadanova et des microsparites ou micrites, parfois peloïdes ou bioclastiques, jurassique supérieur-néocomiennes. Dans la vallée de la Cernișoara à 1 km environ en aval de sa confluence avec la vallée de la Măneasa, au bord de la route forestière, il y a un petit olistolithe de micrites gris foncé diaclasées qui contiennent une association de Calpionelles correspondant à la sous-zone à *Calpionella alpina* (Pop, 1980), qui indique le Tithonique supérieur-Berriasien basal (*Calpionella alpina* Lorenz — abondante et morphologiquement diverse, *Crassicollaria parvula* Remane — fréquente, *Cr. massutiniana* (Colom) — rare, *Cr. brevis* — très rare et *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu et Filipescu) — formes petites, très rares). Dans la vallée du Gîrdoman, près du point de confluence avec la vallée de la Cernișoara, on rencontre un olistolithe de micrites grises lithées, en alternance avec des biopelmicrites, à silicolithes concrétionnaires. Le faciès des calcaires de ces deux olistolithes rappelle celui des calcaires tithonique supérieurs et respectivement oxfordiens de la „zone" Presacina (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1979).

Jusqu'à présent on n'a pas rencontré dans cette sous-formation d'éléments paléontologiques significatifs et donc son âge turonien supérieur ?-Sénonien est admis selon sa position stratigraphique au-dessus de la formation de Nadanova et de sa corrélation avec des dépôts comparables d'autres régions du domaine danubien. Ainsi, la sous-formation de Măneasa peut être corrélée avec l'horizon moyen et supérieur (pro parte), le complexe arénito-lutitique ou la formation de Wildflysch (pro parte) des monts Vîlcan (Pop, 1965, 1966, 1973 ; Pop et al.,

Institutul Geologic al României

1975), le complexe inférieur de la partie externe du domaine danubien (Codarcea et al., 1965), la formation de Wildflysch du plateau Mehedinți et des monts Cernei (Drăghici, 1962, 1967 ; Năstăseanu, 1967, 1979 ; Năstăseanu, Stănoiu, in Bercia et al., 1977) et le membre inférieur de la formation de Mehedinți (Stănoiu, 1982 ; Stănoiu, Visarion, 1983).

On rencontre des dépôts semblables dans le versant septentrional des monts Vîlcan au-dessous du cristallin de la nappe gétique et à Dîlma Mare (à l'ouest de Cîmpu lui Neag) (Pop, 1966, 1973 ; Pop, in Pavelescu et al., 1975 ; Năstăseanu, Stănoiu, in Stan et al., 1979 ; Năstăseanu, 1980 ; Pop, in Berza et al., 1983, 1984).

La présence de certains dépôts semblables à l'ouest de Soarbele (au nord du massif Godeanu) est une question controversée. Leur existence a été admise pourtant au sein de la formation de Lăpușnic (Codarcea, Gherasi, 1945 ; Pop, 1961, 1963, 1964 ; Gherasi, 1962 ; Pop, in Berza et al., 1983, 1984), qui selon d'autres auteurs appartiendrait au Jurassique inférieur (Streckeisen, 1934 ; Gherasi, 1937 ; Gherasi et al., 1973, 1983 ; Berza et al., 1982, 1983, 1984) ou au Paléozoïque (Morariu, 1972, 1976 ; Morariu, Morariu, 1982). Les dépôts détritiques sous faciès de Wildflysch ont été récemment reconnus dans l'aire des sources des rivières Rîu Șes et Hideg, où ils sont chevauchés par des unités danubiennes (Poiana Mărului) et par le cristallin gétique de Godeanu (Morariu, Morariu, 1982).

La formation de Lăpușnic est formée essentiellement d'une masse argilo-siltitique noirâtre qui contient des intercalations d'arénites arkoso-lithiques, graywackes feldspatho-lithiques, semblables de point de vue pétrographique à celles de la sous-formation de Măneasa, et des blocs ou lames de calcaires microsparitiques-micritiques qui rappellent les calcaires jurassiques-crétacé inférieurs de Stănuleț-Piule, des calcaires sparitiques parfois à boudines de roches cristallines, métamorphites de type Zăicani et très rarement des arkoses liasiques (au nord de Stănuleț). Les aspects particuliers de cette formation sont marqués par des séquences marno-calcaires et gréso-conglomératiques (Gura Apei), les dernières suggérant partiellement le faciès de la formation de Schela (Streckeisen, 1934 ; Gherasi, 1937).

Souvent, dans la formation de Lăpușnic il y a des séquences argilo-siltitiques et d'arénites pétrographiquement très semblables à celles de la sous-formation de Măneasa (le sommet Slăveiu, Dosul Borăscu, la vallée du Bran etc.).

Les recherches récentes (Morariu, 1976 ; Berza et al., 1982, 1983, 1984 ; Gherasi et al., 1983) ont montré que la formation de Lăpușnic présente des plis étroits isoclinaux et des chevauchements, accompagnés par le développement d'un clivage axial pénétratif S_1, avec l'apparition du séricite et du stilpnomélane de néoformation, par lesquels on explique la présence des calcaires et des roches métamorphiques dans la masse argilo-siltitique.

Les déformations mentionnées, qui semblent s'augmenter en intensité vers l'ouest, pourraient être la cause de certaines relations actuelles de divers types de roches constitutives. Certains aspects de cette formation, à savoir la nature lithologique de la masse fondamentale, ses

Institutul Geologic al României

textures fréquemment de type olistostrome et la présence de certaines lames et blocs de calcaires assez hétérogènes (au moins quatre types), de roches métamorphiques et d'arkoses liasiques, sont pourtant des éléments qui nous déterminent d'admettre l'existence dans cette formation de certains dépôts de type olistostrome y compris des exolitstolithes de calcaires, d'arkoses et éventuellement de roches métamorphiques danubiennes, correspondant à la sous-formation de Măneasa. Par conséquence, la formation de Lăpuşnic semble renfermer des dépôts d'âges différents, jurassiques et turonien supérieur ?-sénoniens, parfois difficilement à différencier à cause des phénomènes d'anchimétamorphisme plus accentués par rapport aux autres régions, déterminés peut être par leur entraînement dans la tectonique du socle danubien.

La sous-formation de Paltina (Sénonien). Les dépôts crétacé supérieurs de Soarbele montrent à leur partie supérieure une séquence relativement hétérogène de point de vue lithologique, séparée sous le nom de sous-formation de Paltina (Pop, in Berza et al., 1983). Cette entité lithostratigraphique est disposée apparement en concordance au-dessus de la sous-formation de Măneasa et supporte tectoniquement le cristallin de la nappe gétique du massif Godeanu ; dans l'aire de Soarbele et à Dosu Borăscu les mêmes dépôts apparaissent intercalés entre les duplicatures formées de roches métamorphiques (série de Sebeş-Lotru) et gréso-conglomérats permiens, appartenant à la nappe gétique.

Signalés d'abord par Mrazec (1904) et par Murgoci (1912), ces dépôts ont été ultérieurement décrits et groupés dans „la zone de Soarbele" (Gherasi, 1937 ; Gherasi et al., 1973), „le complexe supérieur" (Pop, 1961, 1963, 1964) et dans les formations de Soarbele et d'Izvorul Paltinei (Berza et al., 1982).

Leur partie inférieure est visible dans les vallées de la Cernişoara, de la Măneasa et du Scocul Sturului et les parties approximativement médiane et supérieure affleurent dans le versant droit de la vallée de Soarbele, le cirque glaciaire Soarbele, le mont Sturu et dans la vallée de la Paltina (fig. 2, 3).

La partie inférieure de la sous-formation est bien visible sur le chemin forestier de la vallée de la Măneasa où on peut observer le passage semble-t-il graduel aux dépôts sousjacents (sous-formation de Măneasa), sur un intervalle stratigraphiques épais de 2 m environ. Cette partie est formée surtout d'argilo-siltites chloriteuses, grises et verdâtres, parfois à lamines microsparitiques ou siltitiques, schisteuses qui alternent avec des marno-calcaires et des calcaires microsparitiques, plus ou moins siltitiques, et de siltites ou d'arénites fines calcaires (microsparitiques), ardoisiformes, disposées en couches minces ou plaquettes. Par altération, ces roches, souvent montrant des plis serrés, reçoivent une couleur brun-jaunâtre ou jaunâtre et l'aspect caractéristique décrit par Mrazec (1898) sous le nom de „schistes ligneux". Cette association de roches représente en effet l'élément lithologique dominant de la sous-formation de Paltina.

Les roches décrites contiennent des intercalations décimétriques et sous-métriques de graywackes feldspathiques et lithiques où on remarque généralement des grains faiblement classés de quartz, feldspaths

Institutul Geologic al României

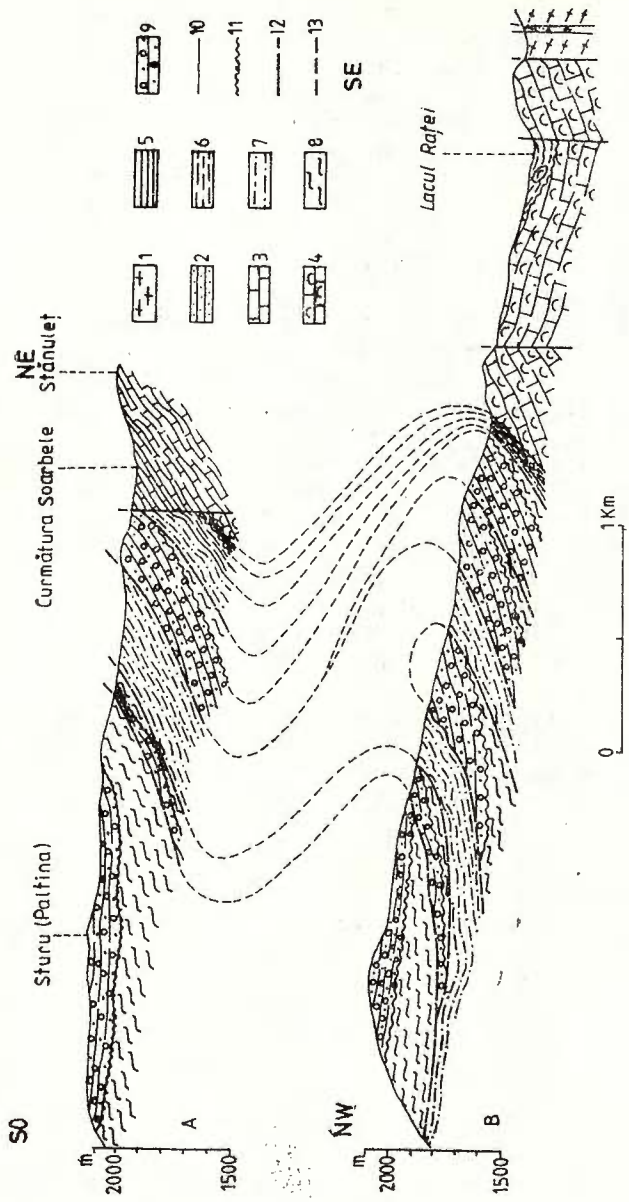


Fig. 3 — Les formations néocrétacées sur les coupes des monts Paltina (A) et Sturu (B).
1, série de Drăgșan (Précambrien supérieur) ; 2, dépôts arkosiens (Jurassique inférieur) ; 3, calcaires pélagiques (Jurassique supérieur-Hauterivien) ; 4, calcaires de type urgonien (Barrémien-Aptien inférieur) ; 5, formation de Nadanova (Cénomanien-Turonien moyen) ; 6, sous-formation de Măneasa (formation de Cernișoara, Turonien supérieur ?-Sénonien) ; 7, sous-formation de Paltina (formation de Cernișoara, Sénonien) ; 8, série de Sebeș-Lotru (Précambrien supérieur, domaine gétique) ; 9, grès et conglomérats permiens (domaine gétique) ; 10, limite lithologique) ; 11, discordance ; 12, faille ; 13, limite des olistolithes et duplicatures gravitationnelles.

potassiques et plagioclases, des éléments lithiques (quartzites finement granulaires, siltites) et d'une manière subordonnée des lamelles de muscovite ; leur liant est souvent microdétritique et contient une certaine fraction argilo-chloriteuse et calcitique.

La fraction argileuse de ces roches est souvent récristallisée en minéraux de type illite, chlorite et/ou séricite.

Institutul Geologic al României

Dans les séquences supérieures, les intercalations de grès de type graywacke sont localement plus fréquentes et à certains intervalles plus grossières, allant jusqu'à microconglomérats, où aux grains mentionnés s'ajoutent des éléments lithiques de roches quartzo-feldspathiques muscovitiques et des quartzites de type Sebeș-Lotru, des arénites et des siltites rougeâtres ou verdâtres comparables aux dépôts permiens de la nappe gétique, du muscovite abondant et d'une façon subordonnée du biotite chloritisé. En association avec les grès on rencontre également des intercalations lenticulaires de brèches (le versant droit de la vallée de Soarbele) où on peut reconnaître des gneiss, des micaschistes et des quartzites provenant de la série de Sebeș-Lotru, des arénites et des siltites violacées permiennes et des argilo-siltites verdâtres intraformationnellement remaniées. Dans le versant droit de la vallée de la Paltina apparaissent des conglomérats grossiers qui forment des bancs d'épaisseurs métriques, à galets de roches quartzo-feldspathiques à muscovite et quartzites, quelques unes semblables à celles de la série de Sebeș-Lotru ; sur la crête située à l'ouest du cirque glaciaire Soarbele, en base de la séquence appartenant à cette sous-formation, il y a des conglomérats avec la plupart des éléments formés de calcaires microsparitiques gris et roses, les derniers rappelant les calcaires faiblement noduleux de Piule-Stănulet, Păroasa et Valea de Brazi.

A la partie terminale de ces dépôts on remarque une augmentation du taux des éléments lithiques de roches métamorphiques gétiques, des brèches sédimentaires et de la muscovite de tous les types de roches détritiques.

Localement, dans ces dépôts on rencontre des argilo-siltites grises, verdâtres et noirâtres, schisteuses, à intercalations d'arénites et de graywackes feldspatho-lithiques, fréquemment boudinés, dont les textures rappellent le faciès de type olistostrome ; les dépôts montrant ce faciès, assez difficilement à différencier de ceux sousjacents (sous-formation de Măneasa) ont été décrits sous le nom de la formation d'Izvorul Paltinei (Berza et al., 1982).

En généralisant les données concernant les roches détritiques, on constate d'une part le fait que la plupart des grès ont des structures de type graywacke, et de l'autre part que la proportion des éléments lithiques provenant de la série de Sebeș-Lotru et de la muscovite s'augmente des niveaux inférieurs vers ceux supérieurs de la sous-formation de Paltina, en suggérant l'influence de plus en plus grande en temps de la nappe gétique sur les processus de sédimentation. Les dépôts de cette sous-formation, particulièrement les argilo-siltites et les marno-calcaires, montrent des déformations tectoniques assez poussées, marquées par microplis et un clivage pénétratif S_1. Les grès interstratifiés, plus compétents, y sont souvent fracturés et boudinés.

Dans la sous-formation de Paltina on rencontre des blocs et surtout des lames de diverses dimensions, inclusivement des duplicatures, qui peuvent être interprétées comme des olistolithes et des duplicatures gravitationnelles.

L'âge sénonien de la sous-formation de Paltina est admis selon sa position géométrique au-dessus de la sous-formation de Măneasa et de certains fragments de Globotruncanes remarqués par Stănoiu (infor-

Institutul Geologic al României

mation verbale) dans des marno-calcaires qui affleurent sur la crête située à l'ouest du cirque glaciaire Soarbele. Dans les échantillons d'argilo-siltites provenant du versant droit du cirque glaciare Paltina (cote 1840 m) et de l'interfleuve situé à l'est de la vallée de Soarbele (cote 1800 m) on a rencontré une association sporo-pollinique qui contient les genres *Gleicheniidites, Appendicisporites* et *Cicatricosporites* montrant l'Aptien-Albien (Visarion, in Berza et al., 1982). Pourtant, ayant en vue les relations stratigraphiques et la présence de certains fragments de Globotruncanes, l'existence du matériel microfloristique aptien-albien peut être expliquée par le remaniement de celui-ci pendant le Sénonien et sa rédéposition dans les sédiments de cette sous-formation.

La sous-formation de Paltina peut être corrélée avec la partie supérieure du complexe arénito-lutitique du versant méridional des monts Vîlcan (Pop, 1973), formée surtout d'argilo-siltites du type „schistes ligneux" et plus ou moins fréquemment de graywackes micacés interstratifiés parfois à un liant carbonatique qui par dissolution donne aux grès un aspect caverneux caractéristique.

142566

Implications tectoniques

Les dépôts crétacé supérieurs de la région supportent la nappe gétique du massif Godeanu représentée par la série de Sebeș-Lotru et sa couverture sédimentaire formée de gréso-conglomérats violacés, permiens, décrits en détail par Gherasi (1937, 1962) et Pop (1963) et nommée récemment la formation de Sturu (Berza et al., 1982).

Les formations sédimentaires de l'autochtone sont anchimétamorphosées (caractère remarqué par Mrazec (1904) et Murgoci (1912) dans une grande partie de l'autochtone), ce qui rend difficile leur reconnaissance ; de plus, les relations compliquées entre le cristallin de la nappe gétique et/ou les dépôts permiens d'une part et les formations crétacé supérieures de l'autre, ont généré des interprétations tectoniques diverses et l'attribution de ces-dernières soit à l'autochtone, soit à la nappe gétique.

Bien qu'il admette une couverture sédimentaire commune pour la nappe (de surplissement) et l'autochtone, Murgoci (1905, 1912) a remarqué que le sédimentaire du flanc renversé de la nappe (Verrucano, Lias) s'appuie sur des calcaires tithonique-néocomiens ou sur des grès et des marnes crétacés, aux sources de la Cerna, ayant comme résultat le fait que les dépôts crétacé supérieurs font partie de l'autochtone.

Ultérieurement, Gherasi (1937) a rapporté la partie supérieure de ces dépôts (= sous-formation de Paltina) au sédimentaire de la nappe gétique („zone de Soarbele") qui couvre tectoniquement les formations sédimentaires autochtones et supporte le cristallin de la nappe gétique ; la partie orientale de la nappe de Godeanu a été considérée ainsi une „région frontale". En même temps, Murgeanu (fide Gherasi, 1937) a admis le fait que la nappe gétique n'est pas avancée unitairement, le massif Godeanu représentant une digitation inférieure de la nappe.

En démontrant le caractère de cisaillement de la nappe gétique, Codarcea (1940) a montré que la tectonique de Soarbele est due à un pli synclinal et au graben voisin de la Cerna.

Institutul Geologic al României

Plus tard, Pop (1961, 1963. 1964) a attribué les dépôts en discussion au domaine danubien, en interprétant leurs relations tectoniques avec les formations de la nappe gétique par des digitations de la nappe qui ont entraîné les dépôts crétacé supérieurs de l'autochtone. Les mêmes relations tectoniques ont été expliquées par Gherasi (1962) par deux digitations de la nappe gétique et par le détachement et le glissement devant la nappe de certains dépôts permiens gétiques ; ultérieurement, Gherasi et al. (1973) sont revenus à l'idée plus ancienne de „la zone de Soarbele" (Gherasi, 1937), en admettant tout de même l'existence de certains olistolithes de cristallin gétique.

Dès 1971, l'auteur de cette note (Pop, 1973) a admis comme mécanisme secondaire et local de la nappe gétique la possibilité du détachement et du glissement gravitationnel de certains corps de cristallin gétique dans l'aire de sédimentation de l'autochtone, pendant le Crétacé supérieur, un mécanisme employé puis pour expliquer les relations entre les dépôts crétacé supérieurs et le cristallin et/ou les gréso-conglomérats permiens de Soarbele (à l'occasion de l'excursion géologique de l'Institut Géologique dans la région, en 1973), les derniers étant considérés des olistolithes et des duplicatures gravitationnelles dans les dépôts crétacé supérieurs. En renonçant à l'idée de la présence de l'unité de Severin dans la région (Stănoiu, 1973), Stănoiu (in Stănoiu, Visarion, 1983) a interprété similairement les relations entre les formations crétacé supérieures autochtones et celles de la nappe gétique.

Kräutner et al. (1981) séparent la sous-formation de Paltina et les roches gétiques intercalées dans celle-ci sous le nom de l'unité de Borăscu et l'incluent dans le groupe d'unités du Danubien supérieur.

Dès 1982, Berza et al. (1982, 1983, 1984) et puis Gherasi et al. (1983) attribuent de nouveau l'unité de Borăscu (= „zone de Soarbele") au domaine gétique et la présence des roches gétiques dans les dépôts sédimentaires est expliquée par des phénomènes de plissement étroit.

Très récemment, Iancu (1984) a admis le caractère exolistolithique du cristallin et des gréso-congolmérats gétiques de l'unité de Borăscu, mais considère cette unité d'abord chevauchée par la nappe gétique pendant la phase autrichienne et puis charriée avec celle-ci sur les formations sédimentaires du domaine danubien pendant le diastrophisme fini-crétacé.

La différence d'opinions a donc comme point de départ l'appartenance des dépôts crétacé supérieurs de Soarbele, surtout de la sous-formation de Paltina, à un domaine ou un autre et les relations déroutantes entre ceux-ci et les formations gétiques.

Il y a pourtant des données qui montrent que la sous-formation de Paltina appartient à la couverture sédimentaire du domaine danubien (Pop, in Berza et al., 1983, 1984), à savoir :

— les relations de concordance entre les sous-formations de Paltina et Măneasa (sousjacente) ; au contact entre ces deux entités lithostratigraphiques n'apparaissent ni cristallin, ni dépôts permiens gétiques ; leur position successive dans la séquence crétacé supérieure de la région est attestée aussi par la présence des fragments de Globotruncanes dans la sous-formation de Paltina, en indiquant son âge sénonien ;

Institutul Geologic al României

— le contenu en muscovite et en éléments lithiques de cristallin gétique (série de Sebeș-Lotru) des grès et des microconglomérats s'augmente généralement de la partie inférieure vers la partie supérieure de la sous-formation de Paltina ; tout de même, dans ses séquences basales la quantité de muscovite et l'origine des éléments lithiques sont comparables avec celles des dépôts sousjacents ; la présence locale de certaines argilo-siltites schisteuses et de certaines brèches de type olistostrome constitue un élément de consanguinité avec la sous-formation de Măneasa ;

— l'existence de certains dépôts comparables surtout dans le versant méridional des monts Vîlcan, à la partie supérieure des formations néocrétacées.

Les roches métamorphiques de type Sebeș-Lotru et/ou leur couverture de gréso-conglomérats permiens apparaissent sous forme de plusieurs duplicatures intercalées dans la sous-formation de Paltina, quelques unes superposées, qui sont observables directionnellement parfois sur plusieurs kilomètres, et de certains blocs plus petits à formes différentes, placés chaotiquement ou isolement (vallée de la Cernișoara, Dosu Borăscu). On connait aussi des apparitions isolées de telles roches au-dessous du cristallin de la nappe gétique de Dosu Borăscu et des vallées de la Cerna et de la Cernișoara, les derniers étant des dépôts permiens situés sur des argilo-siltites de la sous-formation de Măneasa. Les duplicatures montrent parfois une distribution en coulisse et des limites latérales tronquées (le mont Sturu).

La mise en place des formations métamorphiques et sédimentaires gétiques à dimensions correspondant aux duplicatures (olistoplaques) et aux olistolithes a eu lieu peut-être par leur détachement de la nappe gétique en cours de charriage, leur glissement et leur déposition gravitationnelle dans l'aire de sédimentation sénonienne de l'autochtone danubien de la région. Les éventuels déplacements tectoniques de ces corps et leur ampleur sous l'influence de la nappe gétique, suggérés surtout par la présence des dépôts permiens gétiques au-dessus de la sous-formation de Măneasa (vallées de la Cerna, de la Cernișoara), sont encore difficilement à estimer.

Enfin, ce que nous venons d'évoquer ci-dessus laisse supposer que la nappe gétique du massif Godeanu ne représente pas un lambeau unitaire mais plutôt une partie de la nappe tectoniquement plus compliquée ; en admettant la nature gravitationnelle des duplicatures gétiques de Soarbele, on ne peut pas exclure quand même l'influence des cisaillements éventuels, plus ou moins importants, au sein de la nappe gétique sur leur mise en place.

BIBLIOGRAPHIE

Bercia I., Bercia E., Năstăseanu S., Berza T., Iancu V., Stănoiu I., Hârtopanu I. (1977) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, Foaia Obîrșia Closani, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Berza T., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Visarion A., Medeșan A., Udrescu C., Năstăseanu S., Morariu A. (1982) Rapport, archives

Institutul Geologic al României

de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
— Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Udrescu C., Visarion A., Folea S. (1983) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
— Kräutner H. G., Dimitrescu R. (1983) Nappe Structure in the Danubian Window of the Central South Carapthians. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, LX *(Trav. XIIème Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk.)* p. 31-39, București.
— Seghedi A., Pop Gr., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Iancu V., Năstăseanu S., Conovici M., Conovici N., Visarion A., Udrescu C. (1984) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1-74, București.
— (1941) Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales. *C. R. Séances*, XXV (1936-1937), p. 156-159, București.
— Pop Gr. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 10, 2, p. 355-366, București.
— Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C., Pop Gr. (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VII-ème Congr.*, Sofia, 1965, *Rapports II*, 1, p. 265-273, Sofia.
Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna-Closani-Padeș-Baia de Aramă-Ponoare. *D. S. Inst. Geol.*, XLVII (1960-1961), p. 203-224, București.
— (1967) Texturi de curgere și alunecare submarină în Cretacicul superior din partea de NE a podișului Mehedinți. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 12, 2, p. 425-439, București.
Gherasi N. (1937) Etude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 1-78, București.
— (1962) Pînza getică în partea orientală a munților Godeanu. *D. S. Inst. Geol.*, XLVIII (1960-1961), p. 69-81, București.
— Visarion A., Zimmermann P. (1973) Considerații asupra vîrstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a munților Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 18, 2, p. 303-310, București.
— Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (1986) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983 ; 1984), București.
Iancu V. (1986) Unités structurales supragétiques et infragétiques de la partie de ouest des Carpathes Méridionales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983 ; 1984), București.
Inkey B. v. (1891) Die Transylvanischen Alpen vom Rothernturnpass bis zum Eisernen Thor. *Math. Naturwis. Ber. Ungarn.*, IX, Budapest.
Kräutner H., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guidebook Series 16*, 116 p., București.
Manolescu G. (1937) Etude géologique et pétrographique dans les monts Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 79-172, București.

Institutul Geologic al României

— (1937 b) Studiu geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem., Sect. șt.*, III, XII/6, București.
— (1940) Observations géologiques dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiul românesc. *C. R. Séances*, XXIV (1935-1936), p. 35-48, București.
Morariu D. (1977) Asupra prezenței unor filoane de granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic (masivul Tarcu-domeniul autohton al Carpaților Meridionali) *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII (1976), p. 85-94, București.
— Morariu Al. (1977 a) Biostratigraphy of the Carbonate Deposits from the West Jiu Springs (North-Easternmost Part of Godeanu Massif). *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 21, p. 125-130, București.
— Morariu Al. (1977 b) Microfaciesul cu stomiosfere de la izvoarele Jiului de vest. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 22, p. 161-168, București.
— Morariu Al. (1982) A New Structural Model of the Tarcu-Rîul Mare Region (Tarcu, Petreanu, Godeanu Massifs). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5 (1979-1980), p. 95-108, București.
Mrazec L. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I, Partea de E a munților Vulcan. *Bul. Min. Agr. Dom.*, 39 p., București.
— (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain). *C. R. IX-e Congr. Géol. Intern.* 1903, p. 635-648, Vienne.
Murgoci G. M. (1905) Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 3, VII ; *Bul. Soc. Șt.*, XVI, p. 47-49, 1907, București.
— (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. Géol. Intern.*, 1910, p. 871-880, Stockholm.
Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între Valea Motrului și Valea Jiului). *D. S. Inst. Geol.*, L/2, p. 277-308, București.
Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din Valea Cernei și date noi privind tectonica Munților Cernei (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 401-411, București.
— (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV (1977), p. 155-280, București.
— (1980) New Images Regarding the Alpine Overthrusts from the Southern Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4, p. 109-127, București.
Nopcsa Fr. (1899) Jurakalk von Sztenuletye. *Föld. közl.*, XXIX, Budapest.
— (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Ruszkabánya u. d. rum. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. und k. Geol. Anst.*, XVI.
Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii de SE a munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119-210, București.
Pavelescu M., Moisescu V., Pop Gr. (1975) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, Foaia Petroșani, archives de l'Institut de Géologie et de Geophysique, București.
Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1972) Sand and Sandstone. 618 p., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
Pop Gr. (1961) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
— (1963) Contribuții la cunoașterea Paleozoicului și Mezozoicului din părțile de est și nord-est ale masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol.*, VIII, 3, p. 369-391, București.

Institutul Geologic al României

— (1964) Contributions à la connaissance du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties E et NE du massif Godeanu (Carpates Méridionales). *Rév. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 8, 1-2, p. 73-82, București.
— (1965) Prezența dolomitelor în depozitele mesozoice din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 10, 1, p. 23-37, București.
— (1966) Relații între mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacicul superior din munții Vîlcan (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 11, 1, p. 39-49, București.
— (1967) Les faciès du Cénomanien des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-e Congr.* 1967. *Rapports II*, p. 495-502, Belgrade.
— (1973) Depozitele mezozoice din munții Vîlcan. Ed. Acad. R.S.R., 155 p., *București.*
— Berza T., Marinescu Fl., Stănoiu I., Hârtopanu I. (1975) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, Foaia Tismana, Institutul de Geologie și Geofizică, București.
Potter P. E., Maynard J. B., Pryor W. A. (1980) Sedimentology of Shale 312 p., Springer-Verlag New York, Heidelberg, Berlin.
Schafarzik Fr. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der SW-licher Umgebung von Klopotiva u. Malomvitz. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A.*, p. 124-155, Budapest.
Solomon I., Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vîlcan și munții Retezat (Carpați Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1974-1975), p. 195-217, București.
Stan N., Stănoiu I., Năstăseanu S., Moisescu V., Seghedi A., Pop Gr. Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, Foaia Cîmpu lui Neag, Institutul de Geologie și Geofizică, București.
Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă în Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/5 (1972), p. 127-171, București.
— (1982) Orizontarea formațiunii neocretacice de tip olistostromă din partea nord-vestică a podișului Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5 (1979-1980), p. 155-168, București.
— Visarion A. (1983) Metamorphosed Paleozoic and Mesozoic Formations of the Mehedinți-Retezat Unit. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, *(Trav. XII-ème Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk.)*, p. 63-70, Bucarest.
Ștefănescu S. (1888) Memoriu relativ la geologia jud. Mehedinți. *An. Bir. Geol.*, 3-4, p. 150-315, București.
Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), p. 327-418, București.

FORMAȚIUNILE NEOCRETACICE DE LA SOARBELE (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

În zona de limită dintre masivele Godeanu, Retezat și Vîlcan megasecvența sedimentară mezozoică este reprezentată în partea ei su-

Institutul Geologic al României

perioară prin formațiuni terigene ale căror vîrste, relații tectonice și mai ales apartenență la domeniul danubian sau la pînza getică sînt interpretate diferit datorită anchimetamorfismului care le-a afectat, rarității elementelor biostratigrafice și tectonicii complicate.

Remarcate cu ocazia primelor recunoașteri geologice în regiune (Ștefănescu, 1888 ; Inkey, 1881 ; Schafarzik, 1898 ; Mrazec, 1898, 1904 ; Nopcsa, 1899, 1905 ; Murgoci, 1905), aceste depozite au fost apoi menționate, figurate sau descrise parțial sau în întregime sub diferite vîrste. Astfel, ele au fost considerate cretacic inferioare (Murgoci, 1912 ; Streckeisen, 1934 ; Manolescu, 1937, 1940 ; Stănoiu, 1973), cretacice (Gherasi, 1937 ; Gherasi et al., 1973), cretacic mediu-superioare (Gherasi, 1962), cretacic superioare (Codarcea, 1940 ; Pop, 1961, 1963, 1964, 1973 ; Codarcea și Pop, 1965 ; Codarcea et al., 1965 ; Pop in Berza et al., 1983, 1984 ; Solomon et al., 1976 ; Stănoiu și Visarion, 1983) sau aptian-albiene (Berza et al., 1982-1984 ; Gherasi et al., 1983). După punerea în evidență a pînzei getice (Murgoci, 1905, 1912) a început să se ridice problema apartenenței acestor depozite la pînză sau la autohton. Astfel, depozitele în discuție au fost raportate cuverturii mezozoice a autohtonului de Streckeisen (1934), Manolescu (1937, 1940), Codarcea (1940), Pop (1961, 1963, 1964, 1973), Gherasi (1962), Codarcea și Pop (1965), Codarcea et al. (1965), Solomon et al. (1976), Stănoiu și Visarion (1983), Pop, in Berza et al. (1983, 1984). Alți autori au atribuit aceste depozite (îndeosebi partea lor superioară) pînzei getice sau unei subunități a acesteia („zona de Soarbele", „unitatea de Borăscu") (Gherasi, 1937 ; Gherasi et al., 1973, 1983 ; Berza et al., 1982-1984) sau unității de Severin (Stănoiu, 1973).

Cuvertura precenomaniană a domeniului danubian din regiune (fig. 1) este succesiv constituită din argilo-siltite, arenite și rudite violacee și verzui, permiene, aici denumită formațiunea de Albele, arcoze și rudite arcoziene liasice, arenite calcaroase și calcare bioclastice arenitice atribuite Jurasicului inferior ?-mediu, calcare microsparitice-micritice și calcarenite bioclastice-peloide (allodapice) bazinale jurasic superior-neocomiene și calcare de tip urgonian barremian-aptian inferioare (Pop, 1961, 1963, 1964 ; Gherasi, 1962 ; Morariu, Morariu, 1977 a, b ; Pop, in Berza et al., 1983, 1984).

Faciesurile și relațiile stratigrafice ale depozitelor cretacic superioare permit gruparea lor în două formațiuni : de Nadanova (= stratele de Nadanova, Codarcea, 1940) și de Cernișoara, ultima divizibilă în subformațiunile de Măneasa și de Paltina.

Formațiunea de Nadanova (Cenomanian-Turonian mediu) este alcătuită din argilo-siltite și marno-calcare mai mult sau mai puțin siltitice, cenușii pînă la negricioase, cu rare bioclaste de rotalipore, globigerinide, inocerami și echinoderme, iar subordonat din arenite fine cuarțoase și siltite, uneori cu muscovit abundent. Aceste depozite apar probabil în secvențe incomplete, de 5-20 m grosime, dispuse transgresiv și discordant peste calcarele de tip urgonian barremian-aptian inferioare. Uneori se regăsesc în cadrul unor olistolite asociate acelorași calcare întîlnite în subformațiunea de Măneasa. Ele au fost atribuite Cenomanian-Turonianului mediu pe baza unor fragmente de rotalipore din

Institutul Geologic al României

grupul appenninica-reicheli, a formei *Parahibolites* cf. *tourtiae* Weigner și a identității de facies cu depozitele de aceeași vîrstă din partea externă a domeniului danubian (Pop, 1963, 1964, 1973 ; Codarcea, Pop, 1965).

Formațiunea de Cernișoara (Turonian superior ?-Senonian) cuprinde depozitele terigene mai noi vizibile îndeosebi în văile Cernișoara, Măneasa, Scocu Sturului, Soarbele, Paltina și la Fundoane. Subformațiunea de Măneasa se dispune transgresiv și discordant peste formațiunea de Nadanova și peste calcarele cretacic inferioare sau jurasice și este acoperită probabil concordant de subformațiunea de Paltina. În ansamblu este constituită predominant din argilo-siltite uneori arenitice, cenușiu-închise și negricioase, care conțin siltite cuarțoase argiloase și subordonat arenite arcozo-litice și graywacke feldspato-litice, fine pînă la grosiere, sub formă de strate izolate sau grupate în secvențe grezoase, cu grosimi metrice. Argilo-siltitele apar aproape întotdeauna șistozate, contorsionate sau cu aspect haotic și cuprind gresii și siltite budinate, unele reprezentînd endolistolite. Aceste texturi caracteristice olistostromelor au fost complexate de deformări tectonice ulterioare materializate mai ales într-o foliație S_1. În aceste depozite se întîlnesc frecvent exolistolite formate din calcare de tip urgonian, uneori asociate cu micrite argiloase și argilo-siltite de tip Nadanova, și calcare micritice-microsparitice jurasice și neocomiene, asemănătoare acelora din substratul lor ; în valea Cernișoara se întîlnesc de asemenea olistolite constituite din micrite cu silicolite concreționare sau cu calpionele (subzona cu *Calpionella alpina)* oxfordiene și respectiv berriasian inferioare, avînd faciesuri comparabile acelora din „zona" Presacina (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1979).

Depozite asemănătoare acestei subformațiuni apar de asemenea în formațiunea de Lăpușnic (versantul nordic al masivului Godeanu) alcătuită dintr-o masă fundamentală argilo-siltitică negricioasă care cuprinde intercalații de siltite, arenite arcozo-litice și graywacke feldspatolitice, precum și blocuri sau lame de calcare de tipul acelora jurasice și cretacic inferioare de la Stănuleț-Piule, arcoze liasice, calcare cristaline uneori cu budine de roci cristaline și roci metamorfice amintind de acelea din seria de Zăicani. Aspectele particulare ale acestei formațiuni sînt marcate de secvențe marnocalcaroase și de grezo-conglomeratele din partea ei inferioară, ultimele sugerînd parțial faciesul formațiunii de Schela (Streckeisen, 1934 ; Gherasi, 1937). Cercetările mai recente (Morariu, 1976 ; Berza et al., 1982 ; Gherasi et al., 1983) au remarcat în această formațiune cute strînse, izoclinale, și încălecări însoțite de dezvoltarea unui clivaj axial penetrativ S_1 și apariția unor minerale de neoformație (sericit, stilpnomelan), prin care se explică prezența blocurilor și lamelor de calcare și de roci metamorfice în masa argilo-siltitică. Totuși, faciesul masei fundamentale a acestei formațiuni, cu texturi de tip olistostromă, și prezența blocurilor îndeosebi de calcare și de arcoze, care reprezintă mai degrabă olistolite, constituie elemente pe baza cărora este posibilă corelarea unei părți importante din formațiunea de Lăpușnic cu subformațiunea de Măneasa.

Institutul Geologic al României

Subformațiunea de Paltina (Senonian) se dispune probabil în continuitate de sedimentare peste subformațiunea de Măneasa și suportă pînza getică din masivul Godeanu reprezentată prin rocile metamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru și cuvertura lor sedimentară (grezo-conglomerate violacee, permiene). Litologic este formată din argilo-siltite șistoase, cenușii sau verzui, uneori cu lamine microsparitice sau siltitice, marnocalcare și calcare microsparitice, siltite și arenite fine, litate în strate subțiri și în plăci, care cuprind intercalații de graywacke feldspatice și litice ; în partea ei superioară intercalațiile de graywacke sînt mai frecvente și uneori mai grosiere evoluînd pînă la microconglomerate, în care încep să apară din ce în ce mai frecvent elemente litice de roci metamorfice (cuarțite, gnaise, micașisturi) și de gresii și siltite violacee permiene, provenind din pînza getică, muscovit și biotit. Asociat apar de asemenea intercalații lenticulare de conglomerate și brecii în care sînt frecvente elementele de roci metamorfice și sedimentare constituind pînza getică. Depozitele acestei subformațiuni comportă de asemenea deformări tectonice plicative și un clivaj penetrativ S_1. În subformațiunea de Paltina se întîlnesc blocuri și lame uneori de talia unor duplicaturi de roci metamorfice (seria de Sebeș-Lotru) și de grezo-conglomerate permiene getice ale căror relații cu depozitele-gazdă fac posibilă interpretarea lor drept exolistolite, respectiv olistoplăci.

Vîrsta senoniană a subformațiunii de Paltina este admisă pe baza poziției geometrice în raport cu depozitele subiacente și a unor fragmente de globotruncane remarcate de Stănoiu în marnocalcare aflorînd la vest de circul Soarbele (informație verbală). În această situație, asociația microfloristică indicînd vîrsta apțian-albiană semnalată în aceleași depozite (Visarion, in Berza et al., 1982) pare să fie remaniată.

Datele prezentate mai sus, precum și faptul că această subformațiune se întîlnește de asemenea în alte regiuni ale domeniului danubian extern sînt premisele pentru care admitem apartenența ei la cuvertura sedimentară a domeniului danubian. Punerea în loc a exolistolitelor și olistoplăcilor din subformațiunea de Paltina a fost posibilă prin detașarea lor din pînza getică în curs de șariaj, alunecarea gravitațională și amplasarea lor în aria de sedimentare senoniană a domeniului danubian din regiunea de apariție.

QUESTIONS

I. Balintoni : 1. Où considérez-vous qu'il y avait la partie frontale de la nappe gétique par rapport aux roches cristallines danubiennes après la tectogenèse paroxismale autrichienne ?

2. Considérez-vous que la nappe gétique a avancé en étapes ou continuellement pendant le Crétacé supérieur ?

Réponses : 1. Dans l'hypothèse que la nappe gétique a été emplacée en deux phases diastrophiques paroxismales (autrichienne et fini-crétacée) (Codarcea, 1940) à la fin de la première phase la partie frontale de cette nape était située probablement à l'intérieur et/ou au-dessus de la partie la plus interne du domaine danubien, dans une zone ultérieurement chevauchée pendant le diastrophisme fini-crétacé, et plus interne, en tout cas que l'aire actuelle (visible) de l'autochtone recouverte par des formations néocrétacées.

Institutul Geologic al României

2. Il n'y a pas de données permettant d'apprécier un avancement par étapes ou bien continuel de la nappe gétique pendant le Crétacé supérieur. L'aire actuelle du domaine danubien a été charriée pendant le diastrophisme fini-crétacé, la nappe gétique recouvrant les formations sédimentaires sénoniennes de l'autochtone. Mais ces formations ne sont pas datées chronostratigraphiquement tellement bien pour nous donner la possibilité d'estimer la manière de mouvement de la nappe, en tout cas difficile à réaliser. De même, les relations stratigraphiques et les faciès des formations néocrétacées du domaine danubien et surtout du domaine gétique (mieux datées) montrent sans doute des étapes distentives alternant à des mouvements compressifs d'un ordre secondaire (Turonien supérieur-Coniacien inférieur, Sénonien supérieur) sans pouvoir préciser, au moins pour le moment, leur rôle possible dans le charriage gétique.

La présence des olistolithes et des olistoplaques de roches métamorphiques (série de Sebeș-Lotru) et de gréso-conglomérats permiens, gétiques, dans la sous-formation de Paltina et les aspects lithologiques de celle-ci montrent, d'une part, le fait que pendant l'avancement de la nappe continuaient s'accumuler des sédiments détritiques et pélagiques dans l'aire de l'autochtone et d'autre part que la partie frontale de la nappe était située dans une région près de l'aire de sédimentation (autochtone) de Soarbele.

On peut admettre indirectement que pendant la phase fini-crétacée ont existé probablement des étapes de „relaxation" accompagnées par une tectonique disjunctive qui a permis l'emplacement des dykes basaltoïdes (considérés sénoniens) pénétrant tant les formations du Crétacé supérieur que la nappe gétique du lambeau de Vălari (voir Pop, 1973).

T. Berza : 1. Tenant compte de l'importance particulière de la datation de la séquence crétacée de l'interfleuve de Soarbele-Paltina (dans quelques échantillons de laquelle A. Visarion a obtenu une association palyno-protistologique représentative pour l'intervalle Aptien-Albien — voir Gherasi et al., 1986), pouvez-vous localiser de point de vue géographique, exemplifier concrètement et préciser la valeur biostratigraphique de la microfaune identifiée par Stănoiu que vous citez comme revélatrice pour l'attribution de la séquence en discussion au Sénonien ?

Réponse : Selon les informations reçues, les fragments de Globotruncanidae et Rugoglobigérinidae ont été trouvés dans des échantillons provenant des affleurements de la crête située à l'ouest du cirque glaciaire de Soarbele, qui correspondent à la séquence sédimentaire de la sous-formation de Paltina surmontant les grès-conglomérats permiens gétiques, donc à la partie médiane ou supérieure de cette entité lithostratigraphique. Les Globotruncanidae, qui peuvent être reconnus génériquement par les spécialistes (J. Ion) aussi à partir des fragments, caractérisent le Sénonien et le Turonien terminal.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu : Les formations qui font l'objet de cette communication ont été pendant ces derniers temps (dernière année) présentées dans trois contextes structuraux différents. T. Berza et al. les ont englobées dans une unité attachée au domaine gétique, V. Iancu les a présentées comme une unité située, rétrotectoniquement entre le domaine gétique et le domaine danubien et l'auteur

Institutul Geologic al României

de cette note les attache au domaine danubien. Il est évident que les interprétations sont divergentes et dans ce cas c'est la datation exacte de ces dépôts qui est particulièrement importante. Si par des recherches de détail on pouvait constater que l'association palynologique d'âge aptien-albien est située à un niveau inférieur par rapport à celui où on a trouvé les Globotruncanes (qui doivent être figurés et confirmés), la sous-formation de Paltina toute entière acquerrait une individualité accentuée, une telle succession lithostratigraphique à partir de l'Aptien jusqu'au Turonien ou au Sénonien n'étant connue ni dans le domaine danubien, ni dans le domaine gétique. Dans ce cas son encadrement dans une unité indépendante aurait plus de chances, et je trouve utile à mentionner dans ce contexte qu'elle rappelle par certains caractères la nappe du flysch noir des Monts Maramureș.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983; 1984), 1986, pag. 133-146.

GEOLOGY OF THE TITEŞTI DEPRESSION [1]

BY

MIHAI ŞTEFĂNESCU [2], LADISLAU SZÁSZ [2], ELENA BRATU [2], MARINA ŞTEFĂNESCU [2], ANATOL RUSU [2], ANA-MARIA PILIUŢĂ [2]

Cretaceous. Paleogene. Miocene. Titeşti Formation. Gruiu Lupului Formation Podeni Formation. Corals. Molluscs. Plicative tectonics. Faults; East Carpathians — Intramontaneous depressions — Loviştea.

Abstract

The morphologic Titeşti Depression that corresponds to the area of development of the sedimentary formations in the left slope of the Olt River is bounded both to the north and to the south by crystalline formations that belong to the southern slope of the Făgăraş Mts and the Cozia Crest respectively. On the investigated area the following lithologic separations were distinguished: Brezoi Formation (Campanian-Lower Maestrichtian), Gruiu Lupului Formation (Paleocene-Ypresian), Titeşti Formation (Eocene), Podeni Formation (Lower Miocene), gypsum and Măţău Conglomerates (Lower Miocene). The ages of the Upper Senonian and of the Eocene deposits were established on the basis of macro- and microfauna studies while those of the Lower Miocene ones only on the basis of lithological comparisons with formations of other regions that are already dated. By following in detail the above mentioned formations it has become possible to detect vertical faults trending EW, NW-SE and SW-NE. Most of the faults have been discovered in the sedimentary deposits, but some of them also pass in the crystalline formations.

Résumé

La géologie de la dépression de Titeşti. La dépression morphologique de Titeşti correspond à l'aire de développement des formations sédimentaires du versant gauche de l'Olt, qui sont limitées au nord ainsi qu'au sud par des formations crystallines appartenant au versant sud des Monts Făgăraş et de la

[1] Received May 7, 1983, accepted for publication May 23, 1983, communicated in the meeting of May 26, 1983.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

crête de Cozia. Sur l'aire investiguée on a distingué les séparations lithologiques suivantes : formation de Brezoi (Campanien-Maestrichtien inférieur), formation de Gruiu Lupului (Paléocène-Yprésien), formation de Titești (Éocène), formation de Podeni (Miocène inférieur), gypse et conglomérats de Mățău (Miocène inférieur). Les âges des dépôts sénoniens supérieurs et de ceux éocènes ont été établies á base des études de macro- et microfaune tandis que celles des dépôts miocènes inférieurs seulement en les comparant du point de vue lithologique à des formations d'autres régions dont l'âge est déjà déterminé. En suivant en détail les formations sous-mentionnées on a pu détecter des fractures verticales disposées selon trois directions principales : EW, NW-SE et SW-NE. La plupart des failles découvertes n'affectent que les dépôts sédimentaires, mais quelques unes passent évidemment aussi dans les formations crystallines.

Introduction

The field research work for drawing up the Titești sheet had also in view the sedimentary deposits of the zone between the Vîlsan Valley to the east, the Olt Valley to the west, the Boișoara Valley to the north and the Băiaș Valley to the south. The purpose of this paper is to comment the stratigraphic and tectonic results graphically represented on the Titești (printed) map.

The surface delimited above represents a part of a morphological depression that extends both to the east and to the west and that was named either the Central Depression of the Făgăraș Mountains (by Martonne, 1907), or the Loviște Depression (Ghica-Budești, Giușcă, Gherasi — 1935, in Ghica-Budești, 1958).

The first geological researches in the Titești Depression were carried out at the end of the 19th century and their results were presented in published papers or reports, of which we cite as more important : Primics (1884), Redlich (1899), Martonne (1907), Voitești (1908, 1909, 1910, 1918), Reinhard (1909), the geological map scale 1 : 100 000, printed by M.I.P.Ch. (1957), Ghica-Budești (1958), Ștefănescu et al. (1965).

Our studies contributed with new data both to better know the areal distribution and to make out the detail tectonics of the region. The researches carried out permitted the enlargement of the outcropping area of the Upper Senonian deposits, the cartographic separation of two distinct formations — Gruiu Lupului and Titești respectively — on the surfaces occupied by the deposits previously assigned to the Eocene, the assignment of the deposits considered of Oligocene age to the Lower Miocene, the identification of fractures of various trends generally affecting the sedimentary formations but that in places are continued in the crystalline formations as well.

Stratigraphy

The Titești morphologic Depression corresponds to the area of development of the sedimentary formations of the left slope of the Olt Valley of Upper Cretaceous up to Lower Miocene age. The border and the basement of the depression are made up of crystalline form-

Institutul Geologic al României

ations belonging to the Supragetic Units. This substratum formed an Ante-Campanian relief, more sunken to the west and more uplifted to the east. It conditioned both the thinning up and the successive overlapping of the formations towards the east.

Upper Cretaceous

Brezoi Formation

The oldest deposits encountered in the Titești Basin are represented by a pile of detrital, generally coarse rocks whose sequence shows different characters from one region to another, but in each of them there are tendencies of grading from coarse deposits to fine ones. This pile is made up of polymictic conglomerates, generally poorly sorted, with elements originating in both the crystalline and the older sedimentary formations, included in a grey gritty matrix or with calcareous cement, very abundant sometimes (Cărbunărea Crest), when

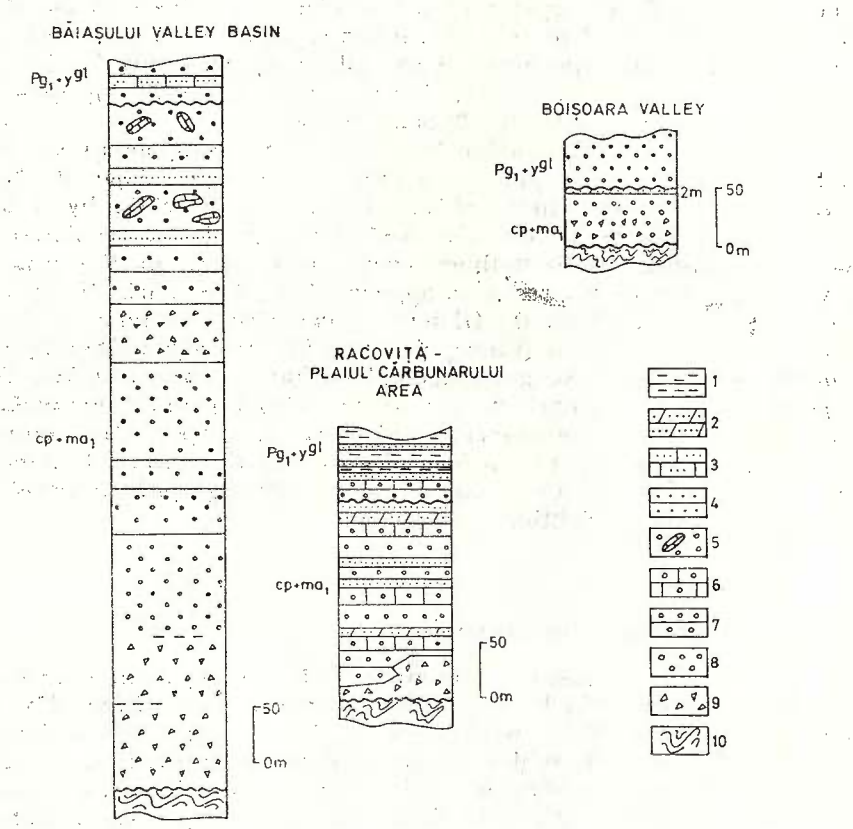


Fig. 1 — Stratigraphic columns of the Titești Basin Cretaceous.

1, crystalline schists; 2, breccias; 3, massive conglomerates; 4, bedded conglomerates; 5, calcareous conglomerates; 6, conglomerates with organogenous limestones blocks; 7, sandstones; 8, calcareous sandstones; 9, sandy marls; 10, clays.

Institutul Geologic al României

the conglomerates become, they too, reddish; the conglomerates bedding is generally slightly apparent, being in places marked by millimetric intercalations of grey or rarelier red silstones.

Towards the upper part, the conglomerates are quite clearly replaced by a pile of grey silty marls containing inocerami fragments and a microfauna of calcareous and agglutinant foraminifera of which we cite: *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Gl. arca* (Cushman), *Gl. fornicata* Plummer, *Gl. lapparenti* Brotzen, *Rugoglobigerina rugosa rotundata* Brönn, *Pyramidina szajnochae* (Grzybowski), *Pseudotextularia elegans* Rzehak, *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Osangularia navarroana* (Cushman), *Eponides praemegastoma* Mjatliuk, *Hormosina ovalum gigantea* Geroch, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Stensiöina pommerana* Brotzen. The assemblage indicates a Lower Maastrichtian age.

East of the Cărbunărea Mountain, in the Boișoara Valley Basin, on a thickness of about 10-15 m, the crystalline schists are directly overlain by a pile of breccias and chaotic conglomerates consisting almost exclusively of crystalline schist elements. These coarse deposits directly support a 2-3 m pile of silty grey-yellowish marls from which numerous inocerami specimens were collected, belonging to the species *Inoceramus sublaevigatus* Giers, characteristic of the stratigraphic interval Upper Campanian-Lower Maastrichtian.

North-east of the Cărbunărea Crest the conglomerates thin up gradually and even disappear, so that in the right slope of the Boișoara Valley the crystalline schists are directly overlain by a 5-15 m pile built up of grey but also red silty marls intercalated with calcareous sandstones, sometimes even calcarenites on the inner face of which inocerami impressions appear. From the marls the following association was determined: *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. lapparenti* Brotzen, *G. rosetta* (Carsey), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Pleurostomella pseudocurta* Neagu, *Rugoglobigerina rugosa rotundata* Brönn., *R. pennyi* Brönn., *Pyramidina szajnochae* (Gryzb.) and *Gavelinella pertusa* (Marsson). This assemblage indicates an Upper Campanian age.

On the basis of the paleontological data mentioned above, the deposits we refer to were assigned to the stratigraphic interval Campanian-Lower Maastrichtian.

Paleogene

Gruiu Lupului Formation

Both older sedimentary deposits and the crystalline schists are unconformably overlain by deposits of various composition. The formation usually commences with more or less calcareous conglomerates consisting of crystalline schists elements, Jurassic limestones, calcarenites and Upper Cretaceous sandstones included in a gritty-calcareous conglomerate. They are thick bedded, sometimes display oblic stratification and contain grey sandstones intercalations. The piles or only the beds of coarse rocks are separated by grey silty rocks interbeds. The conglomerates thickness varies from one section to another between 300 m in the Cireș Summit and 10-30 m east of the Măgura Summit. The variation in the conglomerates thickness is due to their replacement

Institutul Geologic al României

by piles of finer rocks i.e. usually grey-greenish silty marls subordinately red ones and thin bedded sandstones (2-10 cm). The sandstones and especially the siltstones are often strongly bioturbated. From the various types of traces recognized in these rocks, the *Palaeobulia* are worth mentioning for their frequence.

The most instructive section concerning the relations between the coarse deposits and the fine ones was identified in the Găujani Valley where the Gruiu Lupului Formation describes a large syncline (Fig. 2).

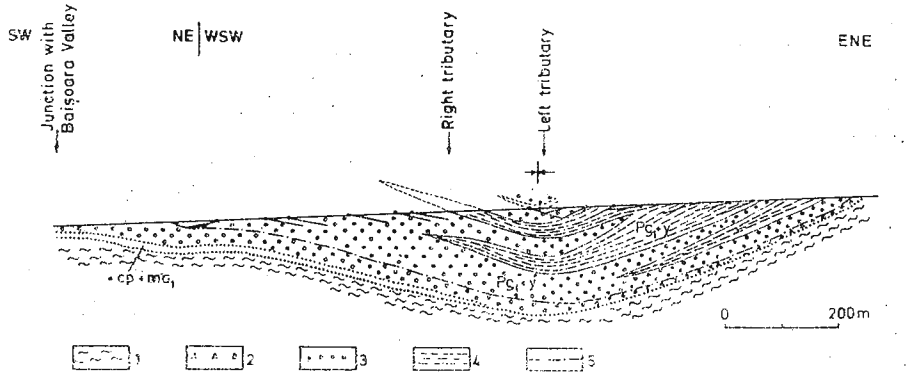


Fig. 2 — Section through sedimentary deposits along the Găujani Valley.
1, crystalline schists; 2, Campanian-Lower Maastrichtian (cp + ma$_1$); Brezoi Formation: sandstones, grey and red pelites; (Paleocene-Ypresian, Pg$_1$ + y); Gruiu Lupului Formation: breccias with elements of crystalline schists; 3, more or less calcareous conglomerates and massive sandstones; 4, bioturbated grey siltstones; 5, red and violaceous pelites.

But, while the western limb is practically composed only of conglomerates — the silty pile appearing on a reduced thickness only in the axial zone (and it so also conglomerates that it supports), the eastern limb consists mainly of silty deposits, the conglomerates occurring only in the base on a thickness of a few meters. This clearly proves — together with the conglomerates interbeds in the silty deposits — that between the two different (conglomeratic and silty) piles of rocks there are interfingerings with rapid changes of facies. The rapid change of facies is explained by the conglomerates deposition as alluvial fans in a basin whose "normal" deposits were represented by marls and soft micaceous sandstones. From the great scale of the lenticular development of the conglomerates the existence of at least three alluvial fans can be deduced. Two of them, smaller in size and generally with supply from the north were situated in the zone of the confluence of the Găujani Valley with the Boișoara Valley and north of the Boișoara Village; the third was situated on the zone corresponding to the Cireș Summit.

At various levels but better and more constantly developed in the middle part of the Gruiu Lupului Formation there appear white cal-

Institutul Geologic al României

carenites and calcirudites in 5-35 cm beds, sometimes also crossed by channels of biologic activity. They are composed of algal limestones with *Lithothamnium* (more than 90%), crystalline schists and quartz. *? Discocyclina* tests frequently occur both in the matrix and in the elements.

On the Băiașu Valley section, upstream the confluence with Pîrîul Oii, from the base of the conglomerates referred to the Gruiu Lupului Formation, are intercalated red violaceous and green clays from which a microfauna was collected containing *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *Globorotalia chapmani* Parr, *Morozovella conicotruncata* (Subb.), *Mz. angulata* (White), *Mz. marginodentata* (Subb.), *Mz. subbotinae* (Morozova), *Rhamdammina cylindrica* Glaess., *Carpathiella ovulum* (Grzyb.) and *Hormosina velascoense* (Cush.), an association that indicates the Upper Paleocene age for the deposits from which the samples were taken.

At the upper part of the Gruiu Lupului Formation on a few sections east of Spinu (Grelopa Valley), are interbedded white, partly silty marls, rich in microforaminifera. The following species were collected from these marls : *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *S. linaperta* (Finlay), *S. crassa* (Schut), *S. triangularis* (White), *Acarinina triplex* Subb., *Morozovella marginodentata* (Subb.), *Mz. subbotinae* (Morozova) and *Mz. lensiformis* (Subb.). On the basis of this assemblage the white marls were assigned to the base of the Eocene.

In the first deposits of grey pelites with thin conglomerates interbeds of the eastern limb of the syncline of the Găujani Valley section, a Middle-Upper Paleocene planktonic foraminifer assemblage was identified. It consists of the species : *Globorotalia chapmani* Parr, *Gl. simulatilis* (Schw.), *Gl. pseudobulloides* (Plumm.), *Subbotina varianta* (Subb.), *S. triloculinoides* (Plumm.), *Acarinina intermedia* Subb., *Morozovella conicotruncata* (Subb.), *Mz angulata* (White) and *Chiloguembellina crinita* (Glaess).

In the marls and grey clays deposits of the axis of the above mentioned syncline were identified : *Morozovella subbotinae* (Moroz.), *Acarinina intermedia* (Subb.), *Subbotina triloculinoides* (Plumm.) and *Globigerina* div. sp., an assemblage that can be assigned to the Upper Paleocene-Lower Eocene.

Considering all the above mentioned paleontologic data we assigned the stratigraphic interval Paleocene-Lower Eocene to the Gruiu Lupului Formation.

Titești Formation

On the Gruiu Lupului Formation, north of the Gruiu Lupului locality, a sequence of deposits develops, sometimes by visible gradual passage, some other times through a conglomerate. The distinct feature of these deposits is the dull grey colour of the pelites. The pelites are represented by clays and grey marls, sometimes slightly micaceous, which turn yellowish when weathered. Towards the upper part of the sequence there are also thin layers of blackish pelites. The pelites are intercalated with sandy or calcareous grey sandstones, ranging be-

Institutul Geologic al României

tween 3 and 25 cm, without obvious grading, but with parallel or oblique internal lamination. In places the sandstones contain nummulite and alveoline tests (Titești Valley, Bratovești Valley). Sometimes in the base of the formation (north of Gruiu Lupului) but usually in its upper part there are conglomerate groups made up of crystalline schists elements and very rarely of limestones included in a gritty matrix with unorganized structure. The conglomerates are associated with generally soft micaceous sandstones, in thick beds. Sometimes in the conglomerates there are fragments of shells or complete shells of gastropods or lamellibranchs. A special lithologic element of the Titești Formation is represented by : sedimentary breccias with a grey marly-argillaceous matrix, micaceous sometimes, in which are included well rounded quartzite elements, crystalline schists and angular quartzites, and rarelier white limestones. In the matrix, besides pebbles there appear gastropod shells, lamellibranch fragments and large foraminifer tests : nummulites, assilines, discocyclines, alveolines, asterocyclines. Just like conglomerates (together with massive sandstones), this type of breccias also appears in the upper half of the Titești Formation.

In fact, the lithology of the upper part of the sequence, in which there are also blackish pelites, resembles that of "the facies of the Pucioasa Beds with Fusaru Sandstones".

From the base of the Titești Formation on the Ciurea Valley a Lower Eocene micropaleontologic assemblage was determined containing specimens of : *Morozovella subbotinae* (Moroz.), *Mz. marginodenta* (Subb.), *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. inaequispira* (Subb.), *S. triloculinoides, Globorotalia pseudoscitula* Glaess. and *Globigerina eocaena* (Gümbel).

From the upper part of the Titești Formation, samples were collected from several sections. Their analysis evidenced a mixture of redeposited microfauna, quite varied from the point of view of the biostratigraphic distribution. The following species were found : *Acarinina interposita* Subb., *Ac. convexa* (Subb.), *Ac. pseudotopilensis* Subb., *Ac. soldadoensis* (Brönnim), *Ac. rotundimarginata* Subb. and *Ac. petacamerata* (Subb.), making up an association characteristic of the Lower Eocene (Cuisian). In the same place species were identified, indicating the Upper Eocene, such as : *Globorotalia cerroazulensis pomeroli* Toumarkine et Bolli, *Bolivina antegressa Subbotina* and *Sphaerammina subgaleata* (Vasicek). Moreover, a few species were identified occurring since the Upper Eocene until the Oligocene, of which we cite : *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Gl. praebulloides leroyi* Blow and Banner, *Gl. ouachitaensis gnaucki* Blow and Banner, *Gl. officinalis* Subb., *Gl. danvillensis* (Howe and Wallace), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman et Ponton) and *Pseudohastigerina micra* (Cole).

The upper part of the Titești Formation outcropping between Spinu (to the south) and Boișoara (to the north) yielded a macrofauna rich in many respects, from which we quote :

— solitary corals and colonial coral fragments ;

— molluscs : — Scaphopoda — *Dentalium* div. sp. ;

— Bivalvia : *Crassostrea* sp., *Pitar* sp. (fragments) and *Cardita* sp. (fragments)

Institutul Geologic al României

— Gastropoda : *Nerita acherontis* Brgt.
Clithon passyanus Desh.
Cerithium undosum Brgt.
Pirenella corrugata (Brgt.)
Tympanotonos archiaci (Heb. & Renev.)
Tympanotonos trochleare diaboli (Brgt.)
Tympanotonos boussaci (Popescu-Voiteşti)
Harrisianella vulcani (Brgt) (Bi)
Bittium lapurdense Bouss.
Conocerithium sp.
Diastoma sp.
Turritella oppenheimi Newton
Turritella asperula Brgt.
Melanatria auriculata (Schloth.)
Melanatria vulcaniba (Schloth.)
Melanopsis doroghensis Oppenheim
Melanopsis haugi haugi Popescu-Voiteşti
Melanopsis haugi striatocostata Popescu-Voiteşti
Ampullina perusta Defr.
Clavilithes noae (Chemnitz)
Mitra subcrebricosa Szöts
Cryptoconus semistriatus (Desh.)
— Echinids (radioles)

The gastropods fauna encountered between the Titeşti and the Podeni Valleys, at the upper part of the Titeşti Formation, shows obvious characters of resedimentation. There are numerous eroded shells in the grey silty argillites, many of which contain yellowish brownish arenitic material originating in a littoral zone with sandy substratum. The greatest part of the fossil assemblage is made up of specimens of marine euhaline faunas (low salinity brackish water forms). Most of the determined species appear in the Lutetian-Priabonian interval. The faunal assemblage shows obvious resemblances with Ronca type assemblages (Vicentian), of Upper Lutetian age.

As no association characteristic of the Oligocene was identified, we consider the Titeşti Formation is no younger than the Upper Eocene, although we have shown it has lithologic affinities with the facies of the Pucioasa Beds with Fusaru Sandstones.

Miocene

Podeni Formation

The Titeşti Formation is unconformably overlain by a sequence of deposits commencing with a pile of chaotic polymictic conglomerates mainly built up of rounded elements of crystalline schists, together with which white Jurassic limestones also appear in the gritty matrix. They are better developed towards its southern margin. The conglomerates grade upwards to massive sandstones that gradually become better sorted, being made up prevailingly of quartz grains. The massive sandstones usually have no bedding. As their thickness diminishes, they show either parallel lamination or a very characteristic sinuous inner structure generated by the repeated superposition of ripple-mark levels

Institutul Geologic al României

(ripple-drift cross lamination). Advancing upwards, between the sandstones are intercalated grey-blackish dysodile-like pelites, that become more and more frequent, so that at the top of the succession practically build up an independent pile. Between the pelites associated with quartzitic sandstones or even upper in the sequence, there appear thin (5-10 cm) interbeds of yellowish benthonitic tuffs.

Comparing these tuffs with those in the upper bed of the dysodilic schists of the Tarcău Nappe as well as with those in the Gura Văii Beds we hove assigned the Podeni Formation to the Lower Miocene.

Lower gypsum

In the zone of detachment of the great land slides below the Mățău massive conglomerates, there occurs a white-grey, partly bedded gypsum. It was assigned to the Lower Miocene, based on the correlation with the gypsum level in the East Carpathians, situated between the Oligocene-type deposits (Valea Caselor facies, facies of the Pucioasa Beds with Fusaru Sandstones, bituminous facies with Kliwa sandstones) and the coarse molasse deposits (Brebu Conglomerates etc.).

Mățău Conglomerates

Starting from the summit separating the Olt and the Topolog Basins towards the west, the Titești Basin (where it appears informatively) is filled with a thick set of chaotic conglomerates with torrential structures, prevailingly made up of angular elements and blocks of crystalline schists originating in the Făgăraș Massif. Towards the southern part of the basin and the upper part of the sequence there are more and more frequent intercalations of massive grey micaceous sandstones. The described conglomerates unconformably overlie the Podeni Formation and directly the crystalline schists basement. Based only on their geometric position, we have considered the conglomerate and sandstone succession of the Titești Basin to be synchronous with the Mățău Conglomerates, therefore of Lower Miocene age.

Quaternary

Fluviatile deposits

West of the Poiana Lungă Crest, a few plane surfaces gently dipping westward are apparent, corresponding to gravel and sand accumulations with chaotic structure. These accumulations are situated at two different levels : an upper one, corresponding to old fluviatile deposits and a rather low one corresponding to new fluviatile deposits, on which the locality of Titești was developed. These two fluviatile levels were assigned to the Pleistocene.

Tectonics

The sedimentary deposits outcropping in the Titești Depression were involved in a simple tectonics embodied in some folds and vertical faults.

The folds could be detected and followed on reduced areas and do not play an important part in the region structural configuration. So, in the Găujani Valley section there is a large syncline trending

Institutul Geologic al României

NW-SE, cut along strike, both northward and southward by vertical faults. The Gruiu Lupului Formation of Valea Stogului-Golul Cireșului generally describes a large anticline whose axis could be clearly traced only on a small distance south of Golul Cireșului, where it is faulted.

In the area, on all the surfaces of the Titești Depression, several faults could be detected, from small ones (of a few meters) to others of hundreds of meters. In what follows we shall only mention those with rather conspicuous effects.

The most important of the vertical faults is that bounding to the south the present Titești Depression, i.e. the Cozia fault (Fig. 3, n. 1). It describes a large curve trending EW in the eastern part and ENE-

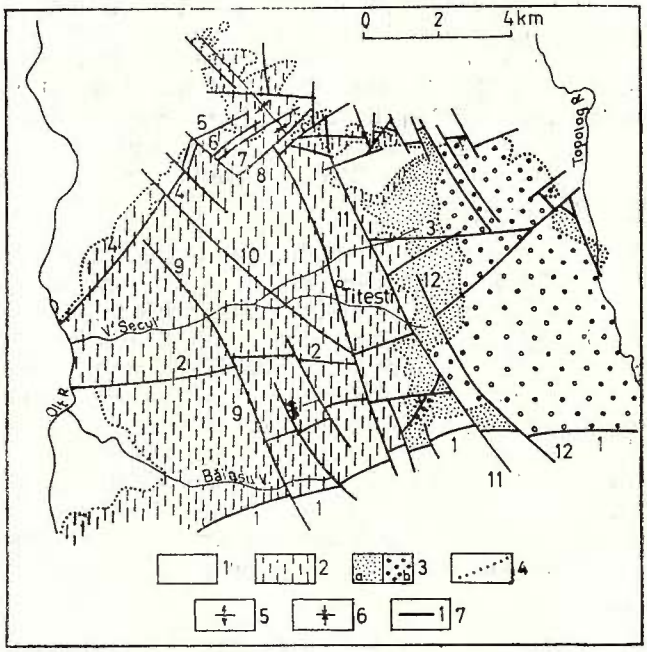


Fig. 3 — Tectonic sketch of the Titești Basin.
1, crystalline schists; 2, Upper Senonian-Paleogene deposits; 3, Lower Miocene deposits: a, Podeni Formation; b, Mățău Conglomerates; 4, unconformity; 5, axially faulted anticline; 6, syncline axis; 7, vertical faults (the number indicates the faults described in the text).

WSW south-west of Perișani. The Cozia fault is worth mentioning both because of its structural effect, by the uplifting with at least 1000-1500 m of the Cozia Crest crystalline rocks and because of its morphologic effect, the Titești Depression developing north of it.

Another important fault similar in trend with the previous one is the Copăceni fault (Fig. 3, n. 3) whose southern compartment is remarkably uplifted in comparison with the northern one. Its effect diminishes gradually from the west to the east.

Institutul Geologic al României

In the same category of faults parallel with the general strike of the South Carpathians is classified the fault of the valley north of Titești (Fig. 3, n. 3) whose northern compartment is so uplifted that it also permitted the outcropping of the crystalline schists of the Făgăraș Unit.

Especially in the northern part of the depression, faults were detected generally trending NE-SW. So, on the south-eastern cline of the Cărbunarea Mt. a fault (Fig. 3, n. 4) was recognized on whose plane the southern compartment is sunk in comparison with the northern one. In the Boișoara Valley four faults were detected (Fig. 3, n. 5, 6, 7, 8) whose northern compartments (excepting that of fault 7) are more uplifted than the southern ones.

The region is crossed by a bundle of faults approximately trending NW-SE, which intersect the previous ones. The most important of them are: Omul fault, in fact its prolongation to the north-west of the Cozia Crest (Fig. 3, n. 3), Cucoiu fault (Fig. 3, n. 10), Mlăceni fault (Fig. 3, n. 11) and the one east of the last mentioned accident (Fig. 3, n. 12).

We should also point out that some of the faults mentioned above were also registered on the South Carpathians satellite recordings. More exactly, on these images the following faults were recognized: Cozia fault, Copăceni fault, faults no. 3 and 4 in Figure 3, Omul fault.

The faults in all the three directions discussed above affect especially the sedimentary deposits but also the crystalline formations. The age of the vertical faults is difficult to establish within the area we are dealing with. What we can assert in connection with them is that they are post Lower Miocene in age (post Mățău Conglomerates) but were active in the most recent morphogenetic stages of the South Carpathians.

REFERENCES

Ghika-Budești St. (1958) La dépression intramontane de Loviștea et la crête du Horst de Cozia. *St. cerc. geol.*, 3, 1-2, p. 35-51, București.

Martonne E. de (1907) Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Rev. Géogr.*, Paris.

Popescu-Voitești I. (1908) Studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre rîurile Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, 2, p. 207-282, București.

— (1909) Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice. *An. Inst. Geol. Rom.*, 3, p. 373-393, București.

— (1910) Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Gétique (Roumanie occidentale). *Ann. Inst. Géol. Roum.*, III, 2, 98 p., 6 pl., București.

— (1918) Pînza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, p. 1-55, București.

Institutul Geologic al României

Primics G. (1884) Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und der benachbarten rumänischen Gebirge. *Földt. közl.*, 19, Budapest.

Redlich K. (1899) Geologische Studien in Gebiete des Olt und Oltetztal in Rumänien. *Jahrb., d.k.k. geol., R.A.*, 49, Wien.

Ștefănescu M. Ștefănescu C., Ștefănescu M., Avram E. (1965) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.

* * * (1957) Harta geologică a R. P. România, foaia Rîmnicu Vîlcea, M.I.P.Ch., București.

GEOLOGIA DEPRESIUNII TITEȘTI

(Rezumat)

Depresiunea morfologică Titești corespunde ariei de dezvoltare a formațiunilor sedimentare din versantul stîng al Oltului, care sînt limitate, atît la nord cît și la sud, de formațiuni cristaline care, respectiv, aparțin versantului sudic al Munților Făgăraș și crestei Cozia.

Pe suprafața cercetată au fost distinse următoarele separații litologice : formațiunea de Brezoi (Campanian-Maestrichtian inferior), formațiunea de Gruiu Lupului (Paleocen-Ypresian), formațiunea de Titești (Eocen), formațiunea de Podeni (Miocen inferior), gipsuri și conglomerate de Mățău (Miocen inferior). Vîrstele depozitelor senonian superioare și a celor eocene au fost stabilite pe baza studiilor de macro- și microfaună, pe cînd a celor miocen inferioare numai pe baza comparației litologice cu formațiuni din alte regiuni a căror vîrstă este bine stabilită.

Urmărirea în detaliu a formațiunilor sus-amintite a permis detectarea unor fracturi verticale care se dispun după trei direcții principale : EV, NV-SE și SV-NE. Cele mai multe dintre falii au fost descoperite numai în depozitele sedimentare, o parte însă trec evident și în formațiunile cristaline.

QUESTIONS

M. Săndulescu : 1. By comparing the litostratigraphy of the Paleogene deposits north and south of the Cozia Crest, can we establish when it was uplifted and/or exondated ?

2. Have the sources of the conglomerates of various ages always been the same or different in time ?

3. Where can the source of resedimented gastropods (fossils) be placed in the Eocene ?

Answers : 1. At first we wanted to include in the paper a comparison between the deposits cropping out north and south of the Cozia Crest. Our tentative has proved to be premature as we have been faced with many unknown elements. From the data known so far we can make the following statements :

Institutul Geologic al României

— The Upper Senonian deposits in prevailingly conglomeratic-gritty facies thins eastwards up to its disappearance, both in the Titești Basin and south of the Cozia Crest, in the Baia Băiașului Basin. It is worth mentioning that in the eastern part of the Cozia Crest-Ghițuri — the Upper Senonian deposits show a facies similar to the Gosau one, therefore they have been deposited in a shallow water environment (anyhow in less deep waters than those in which coarse deposits accumulated). The absence of Upper Senonian deposits in the Băiaș Valley south of the crystalline rocks at Cozia, can be accounted for by a more uplifted, locally emersed paleorelief existing in this area before the Upper Senonian, but which cannot be extended to the whole Cozia-Ghițuri Crest.

— The Paleocene deposits also show this tendency of thinning eastwards up to its disappearance. The existence, south of the Cozia Crest, of a much thinned up Paleocene, in comparison with that in the Titești Depression, can be explained either by an uplifting in this region pre-dating the Paleocene, also supported by the absence of the Upper Senonian, or by a distal position of the Paleocene deposits against the main dejection cone situated in the Titești Basin (approximately corresponding to the Cozia Crest).

— The Eocene deposits also thin up towards the south-east of the Titești Basin.

— The cycle conglomerates-pelites on a big scale, noticed almost in all the formations north and south of the Cozia Crest, suggests a periodical uplifting of the zones — sources of material.

From what has been said so far and from the examination of the map, the conclusion can be drawn that the pre-Miocene paleogeographic border of the Titești Basin was irregular but generally trended NW — SE, therefore obliquely against the EW trend of the Cozia Fault, which leads to the conclusion that the lithostratigraphic differences between the Titești Depression and the deposits south of the Cozia Crest are due to certain inherited paleographic conditions rather than to the synsedimentary play of the Cozia Fault. The Cozia Fault is a young tectonic element which acted after the deposition of the upper part of the Lower Miocene deposits, starting with the Mătău Conglomerates. The commencement of this tectonic accident in previous tectogenetic phases, although not impossible, is hard to establish so far.

2. In the absence of systematic measurements that would permit for the position of the conglomerates source to be judged, this problem can be analyzed according to the type of reworked elements in the coarse intercalations of various formations cropping out in the Titești Basin. Thus, if the metamorphic rocks elements generally originate in the surrounding crystalline formations, those represented mainly by Vînturarița type Jurassic limestones seem to indicate a transport approximately from the west, admitting at the same time a greater development of the Upper Jurassic limestones than is known so far. The disposition of the Paleocene alluvial fans suggests transport both from the west and from the north. Advancing up the stratigraphic scale, a decrease of the quantity of calcareous elements is noticed, which can be possibly interpreted as the result of a migration of the position of sources, from the west to the north, the sources in the latter position being more active during the Lower Miocene.

Institutul Geologic al României

3. Judging after the present day area of development of breccious marls which they contain, they could be considered to originate in a southern source, in the Cozia Crest respectively. But taking into account that the present development, limited to the north is the result of the post-Eocene erosion, it can be admitted that they come either from the west or from the north, north-east, that is from the littoral zone marking the border of the Eocene Basin, but which has been completely destroyed by post-Eocene erosions.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 147-174.

4. STRATIGRAFIE

Project 58 : Mid-Cretaceous events

BIOSTRATIGRAPHY AND CORRELATION OF THE TURONIAN IN ROMANIA ON THE BASIS OF AMMONITES AND INOCERAMIDS[1]

BY

LADISLAU SZÁSZ[2]

Cenomanian. Turonian. Biostratigraphic correlation. Ammonites. Inocerami. Stratigraphic boundary. Fauna list.

Abstract

Following the discovery of some ammonite and inoceramid assemblages unknown so far, it has been possible to approach certain aspects related to the boundaries and subdivisions of the Turonian stage in Romania. On this occasion it has been noticed that some ammonite associations are also important for intercontinental correlations. The main ammonite and inoceramus assemblages from various regions of the world are analyzed, compared and correlated, trying to find correlation criteria valid for as large areas as possible. The chronostratigraphic value of the main genera and species of ammonites from Romania is also analyzed. It has been noticed that the ammonite assemblages from Romania permit the identification of the three Turonian substages, the Lower Turonian being the richest in ammonites. The Upper Turonian is also well represented by ammonite fauna (at least in comparison with other regions in Europe), in exchange in the Middle Turonian, the ammonites appear very rarely. The inoceramus fauna is rich in certain regions and at certain stratigraphic levels and it pleads for a bipartite division of the Turonian. The fauna known so far in Romania does not permit a finer zonation of the Turonian after the model used in U.S.A., Spain, or Japan.

Résumé

Biostratigraphie et corrélation du Turonien de Roumanie à base d'Ammonites et d'Inocérames. À la suite de la découverte de certaines associations d'Ammonites et d'Inocérames inconnues jusqu'à présent, il a été possible d'abor-

[1] Received April 11, 1983, accepted for publication April 21, 1983, communicated in the meeting of April 22, 1983.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

der certains aspects liés aux limites et sous-divisions du Turonien en Roumanie. À cette occasion on a constaté que quelques unes des associations d'Ammonites sont importantes également pour des corrélations intercontinentales. Dans l'ouvrage sont analysées, comparées et corrélées les principales associations d'Ammonites et d'Inocérames provenues de diverses régions du monde, tentant de trouver des critères de corrélation valables pour des aires très larges. On analyse aussi la valeur chronostratigraphique des principaux genres et espèces d'Ammonites ainsi que des espèces d'Inocérames rencontrées en Roumanie. On constate que les associations d'Ammonites de Roumanie permettent l'identification des trois sous-étages du Turonien, le Turonien inférieur étant le plus riche en Ammonites. Le Turonien supérieur est également bien représenté par la faune d'Ammonites (au moins en comparaison avec d'autres régions de l'Europe), en échange dans le Turonien moyen les Ammonites apparaissent très rarement. La faune d'Inocérames est riche dans certaines régions et à certains niveaux stratigraphiques et plaide pour une division bipartite du Turonien. La faune connue jusqu'á présent en Roumanie ne permet pas une zonation plus fine d'après le modèle des États Unis, Espagne ou Japon.

Introduction

Although developed in all major structural units and in a diversity of facies, the Turonian deposits in Romania only rarely provided, until recently, macropaleontologic markers for refined subdivisions and correlations. It is the microfauna that was generally used in the tentative zonations of various regions (especially the East Carpathians) (Neagu, 1970 ; Jana Ion, 1975, 1976, 1978 etc.), the macropaleontologic arguments being usually overlooked, and correlations were often made with distant regions whose chronostratigraphy is, in its turn, rather tangled.

All this is due, first of all, to the absence of good exposures rich in fossils in the Turonian of Romania in which successive faunal changes could have been followed. It is worth mentioning that in certain regions there are fossiliferous horizons sometimes very rich in marker fossils, but, most of them are usually restricted to very short stratigraphic intervals with thick non-fossiliferous piles of strata in between. Besides, the fossil-bearing sections are generally widely spaced, which makes their correlation difficult. We should also mention that most macrofaunal assemblages used in the present paper have been only recently found out in various regions of Romania (Perşani Mts — D. Patrulius, P. Dumitrică, Th. Neagu, L. Szász collections ; Maramureş, Babadag Basin — L. Szász collections). The paleontologic material, most of it new, has already allowed us to approach certain aspects regarding the Cenomanian-Turonian boundaries ; it can also offer reliable arguments for identifying the Turonian substages and for correlating them with other regions in Europe or even in other continents. Certain faunal associations, as the one from the Lower Turonian of Maramureş for example, are really interesting also for world-wide correlations. For establishing the Turonian boundaries and subdivisions we shall use, first of all, ammonites and inoceramids, quite frequently employed all over the world. Other groups of organisms, as for instance, echinids,

Institutul Geologic al României

though rather numerous at certain levels or in certain areas and therefore interesting for correlations, are very little studied in Romania.

The material at our disposal does not allow us to elucidate all the aspects related to the subject approached, but there is obvious progress, even in comparison with the latest synthesis on the same problems (Lupu, 1978). We hope the data herein presented will be useful for further attempts of zonation and correlation of the Turonian based on macro-, microfauna and palynomorphs) that will finally result in an integrated zonation of the Upper Cretaceous in Romania.

Recent Data Concerning the Turonian Delimitation, Subdivisions and Correlation

Due to recent research carried out by scientists all over the world (Project 58 — Mid-Cretaceous Events) new data were added to the biostratigraphy and paleogeography of the stages of the middle part of the Cretaceous, that led to changes in the delimitation and subdivisions of the Turonian. We have no intention to review all the results or to repeat already known things but we think it necessary to put forth the most recent outlooks on which this paper is based, concerning the Turonian in Romania, most of them published in papers of rather restricted circulation.

The lower boundary of the Turonian (the Cenomanian-Turonian boundary respectively) has for long made the object of many scientific debates, the main controversies being related to the appurtenance of certain faunal associations to either the Cenomanian or the Turonian. The association of interest here is that containing *Metoicoceras geslinianum, Euomphaloceras (Kanabiceras) septemseriatum, Sciponoceras gracile, Actinocamax plenus,* in various regions, one of the mentioned species being chosen as marker fossil. The association is widely spread, being known in Europe, North America, Africa, Japan etc. and all the authors agree that, irrespective of the species used as marker, the assemblage is synchronous. According to certain authors the association is referred to the Upper Cenomanian (Cobban, Scott, 1972 ; Juignet et al., 1973 ; Juignet, Kennedy, 1976 ; Juignet, 1977 ; Kennedy, Hancock, 1977, 1978 ; Amédro et al., 1978, 1979 ; Cooper, 1979 ; Hook, Cobban, 1981 etc.) and according to others (Jefferies, 1962 ; Porthault et al., 1966 ; Porthault, 1974 ; Thomel, 1972 a, b, 1973 a, b, 1974) it should be assigned to the Lower Turonian. Some others (Matsumoto, 1975, 1977 ; Matsumoto, Kawano, 1975) hesitate to ascribe the above mentioned associations to one or the other of the stages involved.

As we have already stated (Szász, 1982 c) most opinions and arguments plead for the first variant, i.e. that the Metoicoceras geslinianum-Sciponoceras gracile Assemblage is referred to the Cenomanian.

However, this does not solve the problem of the Cenomanian-Turonian boundary because the assemblage mentioned in various regions is overlain by different assemblages which are rather difficult to correlate and which probably are not synchronous, as it also results from the most recent correlations (Hancock et al., 1977 ; Wiedmann, Kauffman, 1978 ; Wiedmann, 1979 etc.). It is in the stratotype region

Institutul Geologic al României

of the Turonian that we are faced with the first difficulties. Here the first ammonite assemblage, no doubt Turonian in age, is very poor (*Mammites nodosoides* and *Lewesiceras peramplus*, cf. Robaszynski et al., 1982) and quite probably does not represent the base of the Turonian (Hancock et al., 1982). In England (Hancock et al., 1977; Kennedy, Hancock, 1978) the first assemblage assigned to the Turonian is the Watinoceras coloradoense one, the Mammites nodosoides Assemblage occurring immediately above. In North America ("Western Interior") there is a similar situation, the Mammites nodosoides Assemblage being found in a level immediately above that with the Watinoceras coloradoense-W. reesidei Assemblage (Cobban, Scott, 1972; Kaufmann et al., 1978). In other regions (Spain, Middle East) representatives of the genus *Mammites* (*M. nodosoides* included) are also cited in the upper levels of the Lower Turonian. Under such circumstances it is difficult to accept that the first occurrence of *Mammites nodosoides* marks the beginning of the Turonian, as Amédro et al. (1978, 1979) suppose for the Paris Basin, because in this hypothesis, admitting that the M. nodosoides Assemblage is synchronous everywhere, all the assemblages at levels above that of the Metoicoceras geslinianum Zone and below the Mammites nodosoides one should be assigned to the Cenomanian, according to the principle that the top of a stage is established in relation with the base of the stage immediately above. In such a case, many genera traditionally ascribed to the Turonian (*Vascoceras, Nigericeres, Paramammites, Watinoceras, Gombeoceras, Spathites* with the subgenus *Jeanrogericeras* etc.) should be referred to the Cenomanian, which would greatly change the initial contents of the two stages. It is also obvious that it is the appearance of the above mentioned genera that is the most important threshold in the evolution of ammonites, and not the appearance of *Mammites* which, according to most recent outlooks (Kennedy et al., 1980 c), derives from *Spathites (Jeanrogericeras)* and cannot, therefore, appear from the very base of the Turonian. In conclusion, the idea shared by most authors is that the Turonian starts with the appearance of the first representatives of the genera *Vascoceras, Nigericeras, Watinoceras, Paramammites, Spathites (Jeanrogericeras)* etc., the Mammites Assemblage occurring at an upper level of the Lower Turonian. In this case an explanation should be found for the appearance of specimens of *Mammites* in the very base of the Turonian — as it happens sometimes — in the situation when no discontinuity can be noticed between the Cenomanian and the Turonian, as is the case of the Paris Basin, the stratotype area of the Turonian (Amédro, Badillet, in Robaszynski et al., 1982) or in Morocco (Collignon, 1966). In the last region *Mammites nodosoides zeibaensis* is cited in the same level (but in different sections) with specimens of *Metoicoceras,* which would lead to the conclusion that the genus *Mammites* appears in the lowermost base of the Turonian. In this case the *Metoicoceras-Jeanrogericeras Mammites* lineage established by Kennedy et al. (1980 c) would be difficult to support. As we have to rely on literature it is not at all easy to form a personal opinion in this respect but we think that at least in some of the above mentioned

Institutul Geologic al României

cases discontinuities or condensations difficult to notice in the field should be involved.

Another difficult problem is the correlation of various Lower Turonian zones of the Circum-Mediterranean regions (Mesogean Domain-South France, Morocco, Tunisia, Middle East) with those in West Africa (Nigeria, Gabon), South America, North America, Japan and the rest of Europe, because of the very heterogeneous composition of the ammonite assemblages. There are very few genera common to all regions and those ones do not appear at the same level everywhere. For example, in North America, the genera *Pseudoaspidoceras, Kamerunoceras, Fagesia* and *Neoptychites* already appear in the Neocardioceras juddi Assemblage (Hook, Cobban, 1981) or in the Watinoceras one. The genus *Fagesia,* by its species *F. superstes,* is considered a good marker of the basal Turonian of South France (Thomel, 1973 a, b — considering the Metoicoceras Assemblage, Cenomanian in age) and Madagascar (Collignon, 1965 a, 1978). In other regions (Spain, Middle East) representatives of the mentioned genera only appear at upper levels (Wiedmann, 1979 ; Freund, Raab, 1969).

Under these circumstances, correlations are possible only step by step or by using other groups of organisms. Such is the case of the inoceramids, which have been intensively considered lately, on the one hand because they are to be found in great number in deposits developed in various facies and in all continents at various geographic latitudes, on the other hand because of their rapid evolution, comparable, according to certain authors, with that of the ammonites. In fact, the inoceramids have been used since the last century for biozonations (Schlüter, 1876), their role being of utmost importance in regions devoid of ammonite faunas (Germany, Czechoslovakia, Russian Platform) or even in comparison with the ammonites (Japan — Matsumoto, 1959, 1977). The most recent papers (Tröger, 1967, 1971, 1981 ; Kauffman, 1977, 1978 a, b, c, d, Kauffman et al., 1978 ; Wiedmann, Kauffman, 1978 etc.) are most encouraging in the use of inoceramids for fine biozonations and long distance correlations but it has not been confirmed yet that the evolutionary succession established for a certain region is identical with that for other regions. An example is the I. labiatus Group, whose appearance marks the base of the Turonian on all continents and which, according to Kauffman (op. cit.) leads, by successive species, to the separation of several superposed zones in the Lower and Middle Turonian and which should be identifiable both in North America and in various European regions (Spain, England, Bohemia). According to European authors (Seitz, 1934 ; Tröger, 1967 ; Sornay, in Robaszynski et al., 1982) the taxa in question, although appear in a certain succession, are in most cases to be found together and do not permit a clear-cut identification of successive zones. Moreover, their use as biochronologic markers is hampered by still unsolved problems of taxonomy and nomenclature, as well as by certain difficulties in the correct determination of species. In spite of the mentioned problems one cannot deny the importance of inoceramids in correlations and biozonations, provided that the diagnostic criteria of various taxons

Institutul Geologic al României

are better established and the taxonomy of the inoceramids is based on a unitary conception.

Regarding the Turonian subdivisions, we mention that most authors accept the existence of three substages that broadly correspond to the three large zones proposed by Wright (in Arkell et al., 1957) and that, in ascending order, are: Mammites nodosoides Zone (T_1); Collignoniceras wollgari Zone (T_2) and Subprionocyclus neptuni Zone (T_3). In the Paris Basin and in England the relative scarcity of the ammonite fauna does not allow a finer zonation so that Wright's zonation is still used in this region (Hancock et al., 1977; Kennedy, Hancock, 1978; Amédro et al., 1978, 1979).

As for the zonation proposed by Grossouvre (1894) for the stratotype areas of the Turonian (Mammites nodosoides Zone — T_1; Romaniceras bizeti and Romaniceras ornatissimum Zone — T_2; Romaniceras deveriai Zone — T_3), still used in some recent papers (Porthault, 1974), many authors, among whom Kennedy and Hancock (1978), underlined that it could hardly be used outside the area it was initially established for, because there are very rare representatives of the genus *Romaniceras* and the taxonomy and the evolutionary succession of its species still arise some problems.

The most recent papers on the Turonian stratotype (Hancock et al., 1977; Robaszynski et al., 1982) maintain the tripartite division of this stage, with certain minor modifications, especially for its middle part.

In other regions, where there are much richer ammonite assemblages (Iberian Peninsula, Japan, North America, Middle East etc.), finer zonations have been elaborated, especially for the lower part of the Turonian, where there is a greater faunal diversity, but these zones can be correlated only to a certain extent, as correlations are based on new species or on species with limited areal distribution. A general zonation of the Turonian (Cooper, 1979; Wiedmann, 1979 b) was lately proposed, some of the species chosen as chronozone markers having real chances of being accepted as such, while others are but little known or limited to certain regions. In the annexed table the zonations proposed for various regions by various authors as well as their possible correlation are shown. In correlations we took into account the papers treating this subject (Hancock et al., 1977; Wiedmann, Kauffman, 1978; Freund, Raab, 1969 etc.) as well as the ammonite and inoceramid species with the largest geographical distribution and the best known range. We tried to correlate especially the faunal assemblages, on the basis of common elements existing in several regions, the differences among associations consisting sometimes only in the zonal markers chosen.

From the correlation table it results that there are few regions with a real continuity between the Cenomanian and the Turonian, at least as regards the faunal succession, and the stratotype area of the Turonian is not one of them, judging especially after the fact that the first ammonite assemblage of the Turonian here is the Mammites nodosoides that in other regions occurs in the upper part of the Lower Turonian. It can also be noticed that it is only in the United States

Institutul Geologic al României

("Western Interior") that there is a complete and at the same time fossiliferous succession of the Turonian, in all the other regions more or less important hiatuses existing in the faunal assemblages. That is why in the Turonian, unlike in the Cenomanian, it is much more difficult to establish fine chronozones valid on global scale, larger assemblage zones being used instead, that sometimes coincide with the Turonian substages. As assemblage zone markers we used the species already proposed in various papers and which have the largest correlatability especially in temperate regions of North America, NW Europe, Japan etc. Correlations with the Mesogean province are possible either on the basis of marker taxa or on other common genera of ammonites or inoceramids.

The base of the Turonian represents an important threshold in the evolution of the ammonite fauna, marked by the appearance of numerous new genera, descending from various groups of the family Acanthoceratidae, part of them being grouped in the family Vascoceratidae *(Vascoceras, Paravascoceras, Nigericeras, Plesiovascoceras, Gombeoceras, Fagesia, Paramammites* etc.), the others in the Mammitinae *(Watinoceras, Spathites* with the subgenus *Jeanrogericeras).* As regards the inoceramid fauna, the base of the Turonian is marked by the appearance of the I. (Mytiloides) labiatus Group.

We have already mentioned that the Metoicoceras geslianianum-Sciponoceras gracile Zone, generally recognized as the last Cenomanian zone, is overlain, even in the case of sedimentary continuity, by a level yielding ammonite assemblages extremely diverse from one region to another, which makes rather difficult the establishment of the first ammonite zone of the Turonian. Thus, according to the most recent papers (Hook, Cobban, 1981) in the west-inner regions of the United States of America, between the Sciponoceras gracile-Metoicoceras gibbosum Zone (Uppermost Cenomanian) and the Mammites nodosoides Zone (top of the Lower Turonian) there are three successive zones in the Lower Turonian: Neocardioceras juddii Zone, Nigericeras scotti Zone and Watinoceras coloradoense-Vascoceras birchbyi Zone. Two of the marker species *(Neocardioceras juddii* and *Watinoceras coloradoense)* occur equally in Europe, in a stratigraphic position comparable with that in North America. As for England, *Neocardioceras juddii* is reworked, being included by Hancock et al. (1977) in the assemblage of the Sciponoceras gracile Zone, but there are no certain evidences that it is synchronous with this assemblage. The stratigraphic position of the species *N. juddii* is not well known in other regions of Europe either, but taking into account that in North America it is associated with genera typical of the Turonian *(Pseudospidoceras, Vascoceras, Fagesia)* the species in question can be referred to the base of the Turonian. Consequently, it can be supposed that in NW Europe, the first ammonite assemblage of the Turonian is the Neocardioceras juddii-Watinoceras coloradoense one which correlates with the three zones mentioned from North America. As for *Watinoceras coloradoense,* we mention that this species is considered as marker of the first zone of the Turonian in England (Hancock et al., 1977) and as marker of the first Turonian chronozone in Cooper's general zonation (1979). In this

Institutul Geologic al României

respect we should notice that the representatives of the genus *Watinoceras* in Africa appear for the first time in the Middle Turonian (Collignon, 1966 ; Reyment, 1978), therefore the selection of a species belonging to the genus *Watinoceras* as marker of the first chronozone of the Turonian is no ideal solution. For intercontinental correlations at this level other ammonite genera and species are to be used.

Taking all this into account and trying to make a step by step correlation of various ammonite assemblages, based on common ammonite genera (rarelier on species) and on inoceramids as well, it can be stated that, with the exception of NW Europe, there are associations synchronous with the first three zones of the Lower Turonian of the west-inner region of the USA (cf. Hook, Cobban, 1981) in South France (Fagesia superstes Zone — Thomel, 1973) in Spain (Vascoceras gamai and "Fallotites" subconciliatus — Wiedmann, Kauffman, 1978 ; Wiedmann, 1979), in Nigeria (assemblage with *Nigericeras, Paravascoceras, Plesiovascoceras, Paramammites* etc. — Reyment, 1978) in Sahara (assemblage with *Nigericeras* — Collignon, 1965 b), in the Middle East (zones I-III of Freund and Raab, 1969), in Madagascar (Fagesia superstes Zone-Collignon, 1965 a, 1978) and in other regions. A part of the Lower Turonian of Central Europe (Germany, Czechoslovakia, Poland) should be also synchronous with the Neocardioceras juddii-Watinoceras coloradoense Zone as the former species is mentioned in Germany and Czechoslovakia (cf. Hook, Cobban, 1981), and, on the other hand, the inoceramid fauna, represented by *Mytiloides submytiloides* and *M. goppelnensis,* equally pleads for such an interpretation.

The second association of the Lower Turonian is the Mammites nodosoides one, very well represented both in North America (Cobban, Scott, 1972 ; Hook, Cobban, 1981) and in North-West Europe (Hancock et al., 1977 ; Kennedy, Hancock, 1978 ; Amédro et al., 1978, 1979, etc.). In this interval, besides certain persisting ammonite genera, represented by several new species, new genera appear, first of all *Mammites, Choffaticeras, Spathites* s. str. etc. Among inoceramids (according to Kauffman, 1977 ; Kauffman et al., 1978) the "species" *Mytiloides mytiloides* and *M. labiatus* are the most frequent. As noticed, in this assemblage zone, ammonite species with a large areal distribution are quite frequent, which makes interregional correlations easier. The associations differ however very much from one region to another and it is difficult to choose universally valid chronozone markers.

The synchronism of the Mammites nodosoides Zone of North America and North-West Europe with zones III-IV of Spain (Leoniceras discoidale-Paramammites saenzi Zone and Ingridiella malladae-Schindewolfites spp. Zone — Wiedmann, 1979) can be established on the basis not only of common ammonite species *(Choffaticeras pavillieri),* but also of common inoceramid fauna (Wiedmann, Kauffman, 1978) as in Spain, in the zones in question, the species *Mammites nodosoides* is not yet identified.

Synchronous associations based on several common ammonite genera and species also exist in South France, North Africa, Madagascar but the chronologic succession of ammonite species is not sufficiently known everywhere. Associations of similar age occur in the Middle

Institutul Geologic al României

East, where zones IV, V and the lower part of zone VI of Freund and Raab (1969) are referred to this interval. It is likely that the Fagesia thevestensis Zone in Japan (Matsumoto et al., 1978 b) is also at least partly synchronous with the Mammites nodosoides Zone, due to the presence of *Mammites costatus,* a species related to *M. nodosoides* (Matsumoto et al., 1978 a). In the center of Europe (Germany, Czechoslovakia) the stratigraphic interval we refer to is represented by the classic faunas with *Mammites nodosoides* and inoceramids *(Mytiloides mytiloides, M. labiatus).* The Mammites nodosoides assemblage Zone, as it was presented here, is referred to the Lower Turonian but in some regions (North America, Spain, Middle East) both Mammites nodosoides and the Mytiloides labiatus Group go up in the Middle Turonian.

The commencement of the Middle Turonian is marked by another important threshold in the ammonites evolution, by the appearance of the genus *Collignoniceras* and even of the family Collignoniceratidae to indicate the Middle Turonian both in North America (Cobban, Scott, 1972 ; Hook, Cobban, 1981) and in NW Europe (Kennedy, Hancock, 1978 ; Amédro et al., 1978, 1979) but while in Europe it is an index species for the whole substage, in North America it characterizes only the lower part of the substage, its upper part being represented by the Prionocyclus hyatti Zone (cf. Kauffman et al., 1978) or by the Prionocyclus hyatti-Scaphites carlilensis (cf. Hook, Cobban, 1981) one. From what we know so far, it is not at all easy to establish if the two American zones are equivalent with the Collignoniceras wollgari Zone in Europe or if in Europe there is also another zone in the Middle Turonian for which no adequate index species was found yet. The difficulty arises from the lack of common faunal elements (the genus *Prionocyclus* is not known in Europe) and from the general scarcity of the Middle Turonian ammonite assemblage in Europe.

The only European region rich in ammonites during the Middle Turonian is that of the stratotype (assemblages at Poncé, Bourre and Saumur) where besides *C. wollgari* there exist some other species of *Collignoniceras* s. str. as well as other Collignoniceratidae included in the genus *Lecointriceras* (Kennedy et al., 1980 b). Some other species of chronostratigraphic importance belong to the genus *Romaniceras* (subgenus *Yubariceras* included) — studied by the above mentioned authors in another paper (Kennedy et al., 1980 b) or to the genus *Kamerunoceras,* recently reviewed by Kennedy and Wright (1979 b). To these, several other species of the genera *Fagesia, Neoptychites, Spathites* (with the subgenus *Jeanrogericeras)* were added, all of them also reviewed by Kennedy and Wright (1979 a) and Kennedy et al (1980 c). The above cited authors concluded that all the species referred to the family Collignoniceratidae developed in the Middle Turonian but can't be used for finer zonations. According to the same authors the representatives of the genus *Romaniceras* appear in a certain succession i.e. *R. kallesi* in the base of the Middle Turonian, being followed by *R. (Yubariceras) ornatissimum* and after it by *R. deverianum,* the last one being the only species that passes in the Upper Turonian Of the other genera, *Kamerunoceras* is particularly important as the species *K. turoniense* (d'Orb) is strictly restricted to the lower part

Institutul Geologic al României

of the Middle Turonian and is very well represented in the Mesogean domain and in Madagascar, being an important correlative element between faunal provinces with various ammonite assemblages. As a matter of fact, in the most recent tentative zonation of the Turonian, in the stratotype region (Amédro, Badillet, in Robaszynski et al., 1982), *Kamerunoceras turoniense* is even chosen as marker of the first zone of the Middle Turonian, being overlain by the Romaniceras kallesi Zone, that, according to the mentioned authors, does not first appear in the base of the Middle Turonian, unlike what Kennedy et al. (1980 a, b) stated. The representatives of the other ammonite genera in the stratotype region persist from the Lower Turonian. It can therefore be noticed that in the stratotype region at least three successive associations can be distinguished in the Middle Turonian (the two already mentioned zones plus the Romaniceras (Yubariceras) ornatissimum one but their correlation with the American zones or with the regions much poorer in ammonites of the rest of Europe is a still unsolved problem.

It is interesting to mention that in many regions, but especially in the Mesogean domain, in the central part of the Middle Turonian, there is an important moment in the evolution of the ammonite fauna, marked especially by the disappearance of several genera or even families (Vascoceratidae), the upper part of the Middle Turonian being characterized in these regions (Spain, Middle East) by a general impoverishment of the fauna. In certain regions new ammonite genera (*Prionocyclus* in N. America) appear. Approximately at the same time there is an important moment also in the evolution of the inoceramid fauna marked by the disappearance of the Mytiloides labiatus Group and the appearance of the Inoceramus cuvieri-I. lamarcki one. It results that at least in some regions the arguments for dividing the Turonian in two substages are as strong as those for dividing it in three. The option of various authors is of consequence here, each of them considering one or the other of the thresholds in the faunal evolution to be more important. In many regions the commencement of the Upper Turonian is marked by the appearance of the representatives of the genus *Subprionocyclus* of widespread distribution (Europe, Japan, California, Madagascar, West Africa etc.). In Europe, the Subprionocyclus Assemblage is unitary, containing various species of the genus, as in England, South France (Uchaux), Germany (cf. Wright, 1979). Under the name of "the Subprionocyclus neptuni Zone" (Wright, 1957, 1979) it is in fact the only assemblage identifiable in the European Upper Turonian.

In Japan and California, according to Matsumoto (1959, 1965 a) the various species of *Subprionocyclus* appear successively and not long ago the mentioned author admitted (Matsumoto, 1977) that *S. neptuni* (sometimes listed as *S. bravaisianus)* first appears in the Middle Turonian. In their last papers, the Japanese authors accept that in Japan as well, *S. neptuni* occurs in the Upper Turonian (Matsumoto et al., 1978 b; Tanabe et al., 1978).

The last zone of the Turonian in Japan is the *Reesidites minimus* one. No assemblage certainly synchronous with it is known in

Institutul Geologic al României

Europe. In the west-inner territories of North America, several zones are known in the Upper Turonian, based on the succession of various species of *Prionocyclus* and *Scaphites* (Hook, Cobban, 1981). Because of the lack of common elements, they are difficult to correlate with the only zone identified in Europe, while in Japan, both the genus *Subprionocyclus* and *Prionocyclus* occur, so that this region is particularly important for intercontinental correlations.

The inoceramid faunas can also give chances for rather exact correlations on very large distances, as in the most recent papers (Kauffman, 1977 etc.) several inoceramid species are mentioned, common to North America, Europe, Japan and other regions. However, there are still problems regarding the taxonomy or the chronologic sequence of different inoceramid species in various regions that are not satisfactorily elucidated so far, which hinders exact correlations.

Anyhow, as far as Europe is concerned, it can be said that there are no ammonite assemblages correlatable with the Reesidites minimus Zone of Japan. In many cases, the stratigraphic interval in question is unfossiliferous (as in the stratotype region, cf. Porthault, 1974; Robaszynski et al., 1982) or there are gaps in the lithological sequence. In some other cases, the time interval corresponding to the Reesidites minimus Zone is represented by faunal assemblages neutral from the chronostratigraphic point of view (some inoceramus species that pass the Turonian-Coniacian boundary, echinids, *Scaphites* ex gr. *geinitzi*, *Hyphantoceras*, *Didymoceras* etc.).

As for the Turonian-Coniacian boundary, we do not insist too much on it, as this problem was already approached in other papers (Szász, 1981, 1982 a; Szász et al., 1978) and we shall discuss it again in a future paper. What we want to underline here is that today most authors agree that the Coniacian stage begins with the appearance of the ammonite genera *Barroisiceras, Forresteria, Peroniceras, Tissotioides* etc. and of the inoceramid species *I. rotundatus, I. erectus, I. deformis, I. schloenbachi* and others.

Subdivisions and Correlations of the Turonian in Romania

From the very beginning, we should like to mention that in this paper we do not intend to correlate the lithological sequences referred to the Turonian of all major structural units in Romania, for lack of macropaleontological arguments, since the distribution of the faunas varies a lot both from one region to another and vertically. Our purpose is to establish to what extent the ammonite and inoceramid assemblages known so far permit the identification of the Turonian subdivisions known all over the world and give solutions to still debatable problems regarding the Turonian-Coniacian boundaries and intercontinental correlations. It is obvious that for this it is not necessary to describe in detail the lithology of each section we shall refer to, excepting the cases when certain new faunal assemblages are to be localized and for which we have to indicate the lithological sequence they occur in. As a matter of fact, for most regions under discussion there are still maps or printed papers where the lithological sequences

Institutul Geologic al României

as well as the structural framework of the Turonian deposits are thoroughly described.

Concerning the faunal associations on which our conclusions are based we mention that some of them have already been treated elsewhere (Szász, 1982 b — inoceramids of Maramureș). Other papers on the Turonian ammonites in Maramureș and on the Turonian inocerami in the Babadag Basin are being elaborated.

The problem of the Cenomanian-Turonian boundary in Romania was approached in another paper (Szász, 1982 b) where we showed that although in many regions there is a continuous lithological sequence from one stage to another, no such uninterrupted succession is to be noticed in the faunal associations. Consequently, it is difficult to trace the exact boundary between the two stages, as the continuity may be only apparent in certain regions. The faunas recently collected from Maramureș bring new elements offering more exact criteria for discussing the Cenomanian-Turonian boundary in Romania.

The Lower Turonian is known in many regions of Romania, primarily on the basis of the inoceramids of the Group I. (Mytiloides) labiatus, that has been the main macropaleontologic marker for this substage so far. Ammonites have been only rarely cited, i.e. : *Mammites nodosoides* (from the Deva Beds, South Apuseni — Denisa Lupu, 1976 ; Moesian Platform — Paraschiv, 1979).

Maramureș proved to be the most interesting region for the ammonite fauna. From three fossiliferous sites we collected rather rich and varied associations which are extremely interesting both for their chronostratigraphic values and because most genera and species have not been cited in Romania so far. The value of the assemblages is great also because together with most of the ammonites a rich assemblage of inoceramids was found, which makes it possible for difficult correlation problems to be solved (correlation of the boreal or temperate assemblages with the Mesogean ones).

A first important fossiliferous site lies near the locality of Baia Borșa, on the southern slope of the Toroiaga Mountain, in a saddle separating this massif from the Arșița Hill, situated southwards. Here the steeply dipping sedimentary deposits lie on a crystalline schists basement ; the contact between them seems to be normal, transgressive. The basal sequence of the sedimentary deposits is some 30 m thick and starts with conglomerates and quartzitic sandstones that gradually pass to calcareous sandstones containing *Exogyra columba* and other molluscs. The deposits grains fine upwards, the upper part of the sequence being made up of argillaceous siltstones turned blackish or greenish by alterations. The first ammonites occur some 12—13 m above the contact with the crystalline schists, in fine sandstones. This is the richest level in ammonites, some of the specimens being only little deformed. Immediately above scarce inoceramids appear. Their number increases upwards so that in the upper levels they constitute real lumachels. Ammonites also occur in the levels rich in inoceramids but they are extremely flattened and consequently the specimens devoid of a characteristic and clear ornamentation are difficult to determine, even genetically. The whole fossiliferous pile is some 10-12 m thick. As for

Institutul Geologic al României

the lower part of the sequence (conglomerates and quartzitic sandstones, *Exogyra*-bearing sandstones), it is traditionally assigned to the Cenomanian (probably only to the Upper Cenomanian)) as in several areas of the crystallino-Mesozoic zone to the East Carpathians (Glodu, Tibău Basin) ammonites characteristic of the Upper Cenomanian were also found ; the ammonite species that would indicate older ages should be cautiously considered, a review being necessary in this case. The upper part of the succession we referred to is certainly of Lower Turonian age, that is attested both by ammonites and inoceramids. For giving a complete picture of the stratigraphy of the region we treat about, we mention that it is probably transgressively overlain by a relatively thin sequence of red and grey marls yielding planktonic foraminifera, probably of Upper Turonian-Coniacian or only Coniacian age. These marls support a rather thick sequence of Paleogene deposits in various facies (red and grey silty marls, *Nummulites*-bearing limestones, black clays, coarse sandstones) all of them steeply dipping southwards and affected by some strike faults which repeat partially or totally the whole sequence.

The fauna collected from the fossiliferous site on Toroiaga comprises the following ammonite species :

Paramammites polymorphus (Pervinquière)
Kamerunoceras (Schindewolfites) inaequicostatus Wiedmann
Spathites (Jeanrogericeras) revelieреanum (Courtiller)
Pachydesmoceras denisonianum (Stoliczka)
Choffaticeras sp
Puzosia sp.
Baculites aff. *undulatus* Roman et Mazeran, etc.

The inoceramids from this site exclusively belong to the I. (Mytiloides) labiatus Group, the assemblage consisting of a large number of species referred to various morphologic types, which some authors considered to be independent species (Kauffman, op. cit. ; Sornay, in Robaszynski et al., 1982) and other subspecies of *I.(M.) labiatus*. We have not enough arguments for accepting or rejecting Kauffman's opinion concerning the successive appearance of certain "species" of the Mytiloides labiatus Group, especially as in Romania certain sequences rich in inoceramids of this group are very condensed and in others there are very few inoceramids. In neither case can a certain sequence of the various morphologic types be noticed and consequently we cannot establish the taxonomic range of the various names (species, subspecies or simple morphologic variety). What we want to stress here is that essentially all the types described by various authors can be identified in Romania as well, and correct chronostratigraphic indications can be given if not by the presence at least by the frequence of one or the other of the morphotypes. In the inoceramid assemblage at Toroiaga the forms that can be referred to *Mytiloides mytiloides* (Mantell) are prevailing. There are a few specimens that can be classified as *Mytiloides opalensis elongatus* Seitz (= *M. goppelnensis* Sornay, cf. Sornay, in Robaszynski et al., 1982) ; several specimens show obvious affinities with *Mytiloides subhercynicus* Seitz and with *M. subhercynicus transiens* Seitz (= *M. gop-*

Institutul Geologic al României

pelnensis transiens, cf. Sornay, op. cit.). Very few specimens have transitional features from a morphologic type to another. Interesting are some specimens with intermediate morphologic aspect between the Cenomanian form *Inoceramus crippsi reachensis* Etheridge and *Mytiloides mytiloides* (Mantell). The most numerous intermediate forms are to be found between *M. opalensis* (= *M. goppelnensis)* and *M. mytiloides*, between *M. goppelnensis* and *M. subhercynicus* respectively. To end with, certain specimens could belong to *M. submytiloides* Seitz, but the morphologic aspect of this species differs from one author to another, so that it is very difficult to take a decision in this respect. We mention that it often happens that we find three-four morphologic types on the same surface.

The second fossiliferous site in Maramureș is situated in a similar lithologic sequence, on the summit separating the Vișeu hydrographic basin from that of Bistrița, at the sources of the Tîslișoara Brook (to the west) and Izvorul Ursului Brook (to the east), near the Fîntîna Stanchii Summit. In this area the Cenomanian deposits are rather coarse and slightly fossiliferous, excepting a small area in the proximity of the exposures of Turonian deposits, and yielded a specimen of *Pseudocalycoceras* and a small ammonite specimen showing affinities with the genus *Chimbuites*, known so far only in the Upper Cenomanian in North Australia and New Guinea (Wright, 1963). The fauna here is completed by *Exogyra columba* and other bivalves. From the Lower Turonian of this region we have collected well preserved inoceramid specimens, described in another paper (Szász, 1982 b), to which a few rather poorly preserved ammonite species are to be added, as follows: *Choffaticeras pavillieri* Perv., *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum* (Court.), *Fagesia* sp. (aff. *F. thevestensis* Peron), *Puzosia* sp. etc. Of the inoceramids, the morphotypes *Mytiloides opalensis elongatus* (= M. gop*pelnensis)* and *M. mytiloides* are dominant.

The third fossiliferous site, maybe the most interesting for the composition of its ammonite assemblage is situated equally in the proximity of Baia Borșa, in one of the numerous blocks of silty sandstones covering the left slope of a left tributary of Valea Fîntînii, some of them of hundreds m^3. The blocks originate in the level of Cenomanian-Lower Turonian deposits continuing those described at the fossiliferous site on the southern flank of the Toroiaga Mountain. Unfortunately, the outcrops conditions did not allow us to identify the fossiliferous level in situ, but, considering that the block containing ammonites (with a volume of more than 1 m^3) is made up of silty sandstones and only includes very scarce specimens of inoceramids (only one tiny specimen was found), we think that the level is identical with that in which fossiliferous site 1 is situated, under the inoceramid lumachel. The fauna collected from this block contains the species:

Spathites (Jeanrogericeras) toroiagaensis Szász n.sp.
Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum (Courtiller)
(= *Mammites binicostatus* Petrascheck)
Paramammites polymorphus (Pervinquière)
Choffaticeras pavillieri Pervinquière
Choffaticeras n.sp. ? (aff. *Ch. pavillieri* Perv.)

Institutul Geologic al României

Fagesia peroni Pervinquière
Metoicoceras? spp. (small, juvenile? specimens),
Spathites (Jeanrogericeras) spp. (small specimens)
Neoptychites sp.
Puzosia sp. etc.

A distinct feature of the ammonite assemblages from Maramureș is the existence of several genera and species known so far exclusively from Circum-Mediterranean regions (Middle East, North Africa, Spain, South France), as for example, the genera *Paramammites, Kamerunoceras (Schindewolfites), Choffaticeras, Neoptychites* and the species *Fagesia peroni, Spathites (Jeanrogericeras) revelierеanum,* all of them except for the last one, unknown in the so called "boreal province" to which the East Carpathians would also belong. In Maramureș, the mentioned genera and species are associated with inoceramids, generally considered "boreal" forms, which is particularly important for North-South correlations. In Europe, the only similar association of this type known so far has been found in Spain (Wiedmann, Kauffman, 1978). Leaving the genus *Metoicoceras* aside, the age of the assemblage is certainly Lower Turonian, most genera and species being characteristic of this substage. The presence of certain specimens that could be referred to the genus *Metoicoceras* raises certain problems we should insist on. As known, at present, all species of the genus *Metoicoceras* are considered characteristic of the Uppermost Cenomanian. In the case we treat about it can be noticed that in the same block of 1 m maximum thickness, besides *Metoicoceras,* several ammonite genera are to be found, that, according to all researchers, are of Turonian age. We should also like to mention that most specimens resembling those of the genus *Metoicoceras* of this place have a strong ornamentation, a rather large umbo, a slightly trapezoidal whorl section, characters that make them resemble the forms described long ago as *Metoicoceras gourdoni* (Gross.), recently included in the synonymy of *M. geslinianum* (d'Orb.) (Kennedy et al., 1981) from which our specimens differ only by their smaller size. It is worth mentioning that their characters are quite similar to those of some species of *Jeanrogericeras,* especially in the first growth stages, which is not at all surprising if we accept the opinion of Kennedy et al. (1980 c) according to which *Jeanrogericeras* is a primitive subgenus of the genus *Spathites* and comes directly from *Metoicoceras.* Notwithstanding if the specimens we refer to belong to the genus *Metoicoceras* or to new species of *Jeanrogericeras,* as we consider them, they occur close to the Cenomanian-Turonian boundary, either in the top of the Cenomanian or in the base of the Turonian.

As for the indisputable Turonian genera, they also give rise to certain problems, as some of them, in certain regions and according to some authors, do not appear from the very base of the Turonian and, generally speaking, the moments of appearance of various genera in different parts of the world are placed in a rather large interval. For answering these questions and for establishing the exact level the Maramureș fauna appears at, the vertical distribution of the ammonite genera and species identified in various regions of the world was studied from published data. So, the species *Paramammites polymorphus* cer-

Institutul Geologic al României

tainly exists in the Lower Turonian of South France, Tunisia and Madagascar, but it is difficult to say the exact level it appears at, as the ammonite succession in these regions is not well established so far. The situation is clearer in Spain, where this species is cited together with *Spathites (Jeanrogericeras) subconciliatus*, therefore quite close to the base of the Turonian. *Choffaticeras pavillieri* is mentioned in Spain beginning with the base of Wiedmann's zone III (with *"Leoniceras" discoidale* + *Paramammites saenzi)* and in the United States of America beginning with the base of the Mammites nodosoides Zone. In the Middle East, the species has the same position, therefore it doesn't appear from the very base of the Turonian anywhere else in the world. The various species of the subgenus *Jeanrogericeras* are rather long ranged, but in France they appear in the Fagesia superstes Zone that, according to recent interpretations, represents the basal Turonian. In Spain the situation is similar. Here *Schindewolfites* is considered characteristic of the top of the Lower Turonian, just like in North America and Madagascar. But this taxon may appear closer to the base of the Turonian, considering that it probably is the transitional genus to *Kamerunoceras*. The direct lineage between the mentioned genera (supposed by Kennedy and Wright, 1979) seems to be argumented by the ontogenetic evolution of certain species of *Schindewolfites*, as noticed also in the case of the specimen from Maramureș, that, in the first growth stages is similar in morphology and ornamentation to certain species of *Euomphaloceras*, later aquiring *Kamerunoceras* features. The representatives of the other cited genera do not give exact chronostratigraphic indications.

Taking into account what has been said so far, we can definitely state that the ammonite fauna attests the presence of the Lower Turonian and possibly the top of the Uppermost Cenomanian. It can be noticed that in Maramureș all ammonite genera characteristic of the Turonian essentially occur at the same level, being found immediately above or together with the specimens we assigned to the genus *Metoicoceras*, most of them persisting also in the inoceramid lumachel levels. It can also be seen that several genera are first found in other regions too in the base of the Turonian, but their moment of appearance is quite different from one region to another, at least according to the present data. *Choffaticeras pavillieri* is an exception, as in all the regions for which clear fauna successions were established it appears at a higher level of the Lower Turonian, in the Mammites nodosoides Zone respectively, which it can replace as zonal marker. The situation in Maramureș is therefore rather peculiar, suggesting either that in certain regions the representatives of the genus *Choffaticeras* first occur also in the base of the Turonian, or that there is a stratigraphic condensation which makes the assemblage of successive zones undiscernable. As for the inoceramid association, it does not give additional data, the same deposits containing essentially all the morphotypes of the I.(Mytiloides) labiatus Group, in no particular succession. It is obvious that the whole assemblage here is placed in the Lower Turonian as the whole pile of deposits yielded ammonites characteristic of the Lower Turonian *(Paramammites polymorphus)*.

Institutul Geologic al României

Since several arguments plead for the presence of the whole Lower Turonian but there are not enough data for distinguishing the Neocardioceras juddii-Watinoceras coloradoense Zone and the Mammites nodosoides Zone, we include the whole assemblage from Maramureș in the Paramammites polymorphus-Choffaticeras pavillieri assemblage Zone, each of the marker species being represented by several specimens in the whole fossiliferous pile of deposits.

In the other regions in Romania the ammonite fauna is very poor. Beside those already mentioned *(Mammites nodosoides)* we point out that in the Hațeg Depression (at Mălăiești an ammonite was found that was described in a previous paper (Pop, Szász, 1973) under the name of *Kamerunoceras* cf. *lecointrei* Coll. (Pl. XV, Fig. 2 ; Pl. XVI). It is in fact a *Mammites,* resembling very much *Mammites nodosoides zeibaensis* described by Collignon (1966, Pl. 21, Fig. 2) from Morocco. In older papers *I. labiatus* was reported from the same area which can be of interest for future research.

In the Babadag Basin the whole lithologic suite assigned to the Lower Turonian provided so far only a few fragments of *Lewesiceras.* It is worth noticing that it is from the Babadag Basin as well that Simionescu (1944) described an ammonite under the name of *Pachydiscus dobrogiacus,* without other specifications concerning the locality it has been collected from or its age. I had the possibility to study that sample in the collection of the Faculty of Geology of Bucharest and it is obvious that the species in question is not referable to *Pachydiscus,* but I couldn't classify it in any other Upper Cretaceous genus. Another ammonite specimen from the same collection probably belongs to *Metasigaloceras rusticum* (Sow.) and judging from the rock the cast is made up of, it could have been collected also from the Babadag Basin, but no indication is given on its provenance or stratigraphic level. The only reason for mentioning the existence of these specimens is to point out that ammonite species characteristic of the Lower Turonian could also exist in the Babadag Basin.

Inoceramids are quite often encountered in the Lower Turonian of the Babadag Basin but unfortunately they are not numerous enough and are not uniformly distributed in outcrops. Consequently, it is difficult to establish if the various morphologic types appear in a certain vertical succession. Here as well there are many specimens that can be referred to *Mytiloides mytiloides* while others resemble very much *M. labiatus. Mytiloides hercynicus* is often cited from the limy bedded sandstones in the base of the Turonian but the specimens in question are completely flattened, with no convexity, and could in fact be referred to other morphologic types. We have collected specimens that belong without any doubt to the morphologic types *Mytiloides hercynicus* and *M. subhercynicus* from levels high above the base of the Turonian, but they could be of Middle Turonian age, as in the association there are no morphologic types characteristic of the Lower Turonian.

In other regions (Perșani Mts.) essentially all types of the I. labiatus Group are cited (Pauliuc, 1968) but no information is given if they appear or not in a certain succession. Anyway, the predominant

Institutul Geologic al României

morphologic type from the Perşani Mts is *Mytiloides mytiloides*, just like in the previously mentioned regions. The existence of *M. submytiloides* reported by Pauliuc (1968) must be checked on the existing paleontologic material as the illustration in the mentioned paper is not self-evident. As there are no ammonites characteristic of the base of the Turonian we cannot yet be sure that the base of this stage is present in the Perşani Mts.

Macropaleontologic evidence and especially ammonite faunas supporting the existence of the Middle Turonian in Romania is very sparse. The situation is not unique as there are many regions in the west and centre of Europe (Paris Basin, England, Germany, Czechoslovakia) where, beside the zonal index species *(Collignoniceras wollgari)*, only rarely appear other ammonite species, so that, first of all inoceramids, followed by echinids, brachiopods and other groups of organisms are used for finer stratigraphic divisions.

The only ammonite collected so far that confirms the existence of the Middle Turonian in North Dobrogea was taken from an outcrop in the proximity of the locality Slava Rusă. This specimen is rather poorly preserved and referable to *Romaniceras kallesi* (Zazvorka), a species known in the lower part of the Middle Turonian in France, Czechoslovakia, Spain etc. A specimen of *Lewesiceras* sp. and inoceramids belonging to *I. tenuistriatus* Nagao & Matsumoto were collected from the same outcrop. In another area of the Babadag Basin (southern bank of the Golovița Lake), the deposits with *Mytiloides hercynicus* and *M. subhercynicus transiens* probably are of Middle Turonian age, these morphologic types having the greatest frequency in the lower part of the Middle Turonian. As ammonites are missing, the upper part of the Middle Turonian is characterized by the inoceramids belonging to the I. cuvieri-I. lamarcki Group but these species are scarce in Romania, and, anyhow, they appear in the Upper Turonian and even the Coniacian (Szász — in press), so that one cannot establish the exact stratigraphic level on the basis of isolated specimens. As a matter of fact, at least in Europe, the Middle Turonian is not very well characterized by the inoceramid fauna as some of the species present at this level appear already since the Lower Turonian or derive from species of Lower Turonian age, and another group of species appears in the Middle Turonian but persists up to the Upper Turonian. Therefore, the inoceramid fauna pleads rather for a bipartite division of the Turonian, the major biologic threshold in their evolution being placed approximately in the middle of this stage.

As for the existence of *Collignoniceras wollgari* in the Haţeg Basin (Pop, Szász, 1973), we mention that the specimens we assigned to this species (op. cit., Pl. XI, Fig. 2-6) belong in fact to *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz), which entails the correction of the age ascribed to the deposits implied, that are of Upper Turonian age. No macropaleontologic evidence has been found so far to attest the existence of the Middle Turonian in this area, although there is an apparently uninterrupted lithological sequence from the Cenomanian up to the Upper Turonian.

Beside the Haţeg Basin, the Upper Turonian is paleontologically attested in the Perşani Mts. The most representative section is to be

Institutul Geologic al României

found on Valea Cărbunelui at Racoșul de Sus, where the Bogata Sandstone is transgressively overlain by a prevailingly marly sequence with thin interbeds of sandstones and sometimes marly limestones. A few meters above the boundary with the Bogata Sandstone there is an outcrop exposing the marls on a thickness of about 5 m and that yielded a relatively rich fauna. Of the ammonites we mention :

Subprionocyclus branneri (Anderson)
Subprionocyclus neptuni (Geinitz)
Subprionocyclus cf. *normalis* (Anderson)
Lewesiceras sp.
Damesites sugata (Forbes)
Baculites sp. etc.

The inoceramus fauna is also rather rich and after a preliminary determination the following species can be reported :

Inoceramus longealatus Tröger
Inoceramus parvus Tröger
Inoceramus glatziae Flegel
Inoceramus lusatiae Andert
Inoceramus globosus Simionescu
Inoceramus ex gr. *teshioensis* Nagao & Matsumoto etc.

All inoceramids have small sizes. The marly pile on Valea Cărbunelui is also fossiliferous above the level with *Subprionocyclus* where it contains *Inoceramus fiegei* Tröger, *I. striatoconcentricus carpathicus* Simionescu, *I. sciatoconcentricus szadetzki* (Simionescu), but neither *Subprionocyclus* nor other characteristic ammonites.

The Subprionocyclus Assemblage from the Perșani Mts. and the Hațeg Basin easily correlates with similar assemblages from various regions in Europe (England, Paris Basin, South France, California, Central Africa), the representatives of the genus *Subprionocyclus* occuring everywhere in the Upper Turonian. As for the inoceramids, both the species from the levels with *Subprionocyclus* and those from levels immediately above form together a typical assemblage at the Turonian-Coniacian boundary, similar assemblages being reported either in the Uppermost Turonian or in the base of the Coniacian or in both of them. In such cases, the assignment of the whole assemblage to one stage or the other must be based only on absolutely characteristic species (either of ammonites or of inoceramids). We should like to point out that in the level with *Subprionocyclus* there occur neither species of the I. rotundatus-I. deformis-I. schloenbachi Group nor *Didymotis*. In exchange where species of the mentioned groups appear, there are no longer any ammonites characteristic of the Upper Turonian. Taking this into account, we assigned all faunal assemblages containing specimens of *Didymotis* to the Lower Coniacian, including the classic association from the Ormeniș village, described by Simionescu (1899), then by Pauliuc (1968). The inoceramus fauna here is not different from that from Valea Cărbunelui but is associated with species of *Didymotis*. In exchange no specimen of *Subprionocyclus* was found although there are no important lithologic differences between the two outcrops. Therefore, the differences in faunal assemblages could be explained only by differences in the stratigraphical levels they occur at.

Institutul Geologic al României

In the Babadag Basin, in the section at Caugagia, under the level with *Barroisiceras haberfellneri* no characteristic macrofauna was found so far. In other sections (south of Visterna village, in the proximity of the N. Bălcescu locality and on the bank of the Zmeica-Sinoe Lake) under the Turonian-Coniacian boundary established on lithologic or micropaleontologic criteria (J. Ion — table, the Geological map of Romania, scale 1 : 50 000, Babadag sheet), there are inoceramid associations, sometimes counting many individuals, quite different from the assemblages of the Lower Coniacian, both in the specific composition and in the much lesser size of the specimens, but bearing obvious affinities with the inoceramids from the level with *Subprionocyclus* from Perşani. A still incomplete list of the inoceramids from this level reads as follows :

Inoceramus lusatiae Andert
Inoceramus lusatiae brandenbergensis Kauffman
Inoceramus longealatus Tröger
Inoceramus apicalis Woods
Inoceramus falcatus Heinz
Inoceramus inaequivalvis Schlüter
Inoceramus ex gr. *I. parvus* Tröger-*I. teshioensis* Nagao & Matsumoto
Inoceramus ex gr. *costallatus* Woods-*I. kleini* Andert (non Müller)
Inoceramus ex gr. *glatziae* Flegel
Inoceramus aff. *cuvieri* Sowerby etc.

The ammonites associated with inoceramids are rather poorly preserved (in most cases the specimens being corroded) and their number is quite small. From the Upper Turonian in the Babadag Basin, the following species are known so far : *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, *Tongoboryiceras rhodanicum* (Roman et Mazeran), *Pachydesmoceras linderi* Gross., *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo (= *G. glaneggense* Redt. ?). *Puzosia* sp. etc. As it can be noticed, the assemblage does not include marker species for the Upper Turonian. but *Lewesiceras mantelli* and *Tongoboryiceras rhodanicum* are found in England and South France (Uchaux) in associations typical of the Upper Turonian (Wright, 1979).

Conclusions

The possible existence of species of the genus *Metoicoceras* shows that in Maramureş, the passage between the Cenomanian and the Turonian is continuous, which is also proved by the gradual lithological passage from rather coarse detrital sequences containing a Cenomanian fauna to finer sequences with a Turonian fauna. As noticed, the ammonite fauna characteristic of the Turonian appears not long before the inoceramid one. The reasons of this asynchronism can be both evolutive and ecological.

The Lower Turonian ammonite assemblage from Maramureş includes both genera that in other regions appear in the very base of the Turonian and genera that in other areas appear in the upper parts of the Lower Turonian. This makes us think that the assemblage re-

Institutul Geologic al României

presents the whole Lower Turonian characterized by the Paramammites polymorphus-Choffaticeras pavillieri assemblage Zone. The inoceramid fauna, although counts many individuals with various morphologies, entirely belongs to the I.(Mytiloides) labiatus Group and in the present stage of our knowledge does not offer reliable arguments for a finer subdivision of the Lower Turonian. In other regions of Romania the Lower Turonian can be identified especially on the basis of the inoceramid fauna, ammonites being extremely scarce.

The Middle Turonian in Romania is sometimes represented by rather thick piles of deposits but the macrofauna known so far is very poor and permits no finer zonation than the identification of the substage.

The Upper Turonian in Romania is better represented faunally, but characteristic ammonites were only found so far in the Perşani Mts. and in the South Carpathians (Haţeg Basin). However, the correlation of the Upper Turonian can be made well enough also by using inoceramid assemblages that are rich in species and individuals especially in the Perşani Mts. and the Babadag Basin, many species having a large areal distribution, being known not only in Europe but also in North America, Japan and other regions.

The Turonian-Coniacian boundary is very well marked in Romania by the appearance of several ammonite genera characteristic of the Coniacian *(Reesideoceras, Barroisiceras, Tissotioides, Peroniceras, Yabeiceras* etc.) as well as of the inoceramids of the I. deformis, I. schloenbachi Group and by other bivalve species *(Didymotis).*

REFERENCES

Amédro F., Manivit H., Robaszynski F. (1979) Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les Craies du Boulonnais (Macro-Micro-Nannofossiles). *Ann. Soc. Géol. Nord,* XCVIII, 285-305, 2 pls., Villeneuve d'Ascq.

— Bidar A., Damotte R., Manivit H., Robaszynski F., Sornay J. (1978) Échelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, F.) *Bull. inf. Bass. Paris (1978),* 15, 2, 3-20, Paris.

Arkell W. J., Kummel B., Wright C. W. (1957) Mesozoic Ammonoidea. In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, 4, Moore R. C. (ed.), 80-490, Univ. Kansas & Geol. Soc. America.

Cobban W. A., Scott G. R. (1972) Stratigraphy and Ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper,* 641, V+108 p., 39+2 pls., Washington.

Collignon M. (1965 a) Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites), fasc. XII (Turonien). Serv. géol. Rép. Malgache, 82 p., pl. 376-413, Tananarive.

— (1965 b) Nouvelles Ammonites néocrétacées sahariennes. *Ann. Pal.,* 51, 2, 165-202, 8 pls., Paris.

— (1966) Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc,* 175, 9-86, 35 pls., Rabat.

Institutul Geologic al României

— (1978) La partie moyenne du Crétacé à Madagascar entre l'Aptien et le Coniacien. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XV.1-XV.15, Nice.

Cooper M. R. (1979) Ammonite evolution and its bearing on the Cenomanian/Turonian boundary problem. *Pal. Z.*, 53, 1/2, 120-128, Stuttgart.

Freund R., Raab M. (1969) Lower Turonian ammonites from Israel. *Spec. Pap. in Palaeontology*, 4, 83 p., 10 pls., London.

Grossouvre A. de (1894) Recherches sur la craie supérieure. 2e partie. Paléontologie. Les Ammonites de la craie supérieure. Mém. Expl. Carte géol. France (1893), 264 p., 39 pls., Paris.

Hancock J. M., Kennedy W. J., Wright C. W. (1977) Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of north-west Europe. *Paleont. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, 151-168, Tokyo.

Hook S. C., Cobban W. A. (1981) Late Greenhorn (Mid-Cretaceous) discontinuity surfaces. Southwest New Mexico. N. Mexico Bureau of Mines & Mineral Res., circular 180, 5-15, 3 pls., Socorro.

Ion J. (1975) Le Crétacé supérieur de Rîşnov. *Guide des excurs.*, XIV Colloq. Europ. Micropal., 99-107, Bucureşti.

— (1976) Zones des Foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4, 93-120, Bucureşti.

— (1978) Zones à foraminifères planctoniques et nouvelles espèces de Rotalipora dans le Crétacé moyen de Ţara Bîrsei (Carpates Orientales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/3, 85-107, Bucureşti.

Jefferies R. P. S. (1962) The palaeoecology of the Actinocamax plenus Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology* 4, (4), 609-647, pl. 77-79, London.

Juignet P. (1977) Ammonite Faunas from the Cenomanian around Le Mans (Sarthe, France). *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, 143-150, Tokyo.

— Kennedy W. J. (1976) Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien 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., 39 pls., Le Havre.

— Kennedy W. J., Wright C. W. (1973) La limite Cénomanien-Turonien dans la région du Mans (Sarthe) : Stratigraphie et Paléontologie. *Ann. Pal.*, 59, (2), (Invertébrés), 207-250, 3 pls., Paris.

Kauffman E. G. (1977) Systematic, biostratigraphic and biogeographic relationships between Middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, 169-212, Tokyo.

— (1978 a) British Middle Cretaceous Inoceramid biostratigraphy. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, IV.1-IV.12, Nice.

— (1978 b) An outline of Middle Cretaceous marine history and Inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XIII.1-XIII.12, 5 pls., Nice.

— (1978 c) South African Middle Cretaceous Inoceramidae. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XVII.1-XVII.6, 2 pls., Nice.

— (1978 d) Middle Cretaceous bivalve zones and stage implications in the Antillean Subprovince, Caribbean Province. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXX.1-XXX.11, Nice.

— Cobban W. A., Eicher D. L. (1978) Albian through Lower Coniacian strata, biostratigraphy and principal events, Western Interior United States. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXIII.1-52, 17 pls., Nice.

Institutul Geologic al României

Kennedy W. J., 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, 127-141, Tokyo.

— Hancock I. M. (1978) The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, V.1-42, 30 pls., Nice.

— Wright C. W. (1979 a) Vascoceratid ammonites from the type Turonian. *Palaeontology*, 22, (3), 665-683, pl. 82-86, London.

— Wright C. W. (1979 b) On Kamerunoceras Reyment, 1954 (Cretaceous : Ammonoidea). *J. Paleont.*, 53, (5), 1165-1178, 4 pls., Lawrence, Kansas.

— Wright C. W., Hancock J. M. (1980 a) The European species of the Cretaceous ammonite Romaniceras with a revision of the genus. *Palaeontology*, 23, (2), 325-362, pl. 39-50, London.

— Wright C. W., Hancock J. M. (1980 b) Collignoniceratid ammonites from the Mid-Turonian of England and northern France. *Palaeontology*, 23, (3), 557-603, pl. 62-77, London.

— Wright C. W. Hancock J. M. (1980 c) Origin, evolution and systematics of the Cretaceous ammonoid Spathites. *Palaeontology*, 23, (4), 821-837, pl. 104-106, London.

— Juignet P., Hancock J. M. (1981) Upper Cenomanian ammonites from Anjou and the Vendée, western France, *Palaeontology*, 24, (1), 25-84, pl. 3-17, London.

Lewy Z., Raab M. (1978) Mid-Cretaceous stratigraphy of the Middle East. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXXII. 1.20-, 2 pls., Nice.

Lupu Denisa (1976) Inocerami din Turonianul și Coniacianul de la Bretelin (Stratele de Deva). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 21, 131-141, 5 pls., București.

Lupu M. (1978) Preliminary Report on Albian-Turonian deposits in Romania. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XIV.1-19, Nice.

Matsumoto T. (1959) Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology)*, 9, (2), 55-93, pl., 6-11, Fukuoka.

— (1965) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido Part I (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XIV). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology)*, 16, (1), 1-80, pl. 1-18, 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), 99-163, pl. 11-23, Fukuoka.

— (1977) Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, 63-74, Tokyo.

— Kawano T. (1975) A find of Pseudocalycoceras from Hokkaido (Studies of Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XXVII). *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan. N. S.*, 97, 7-21, 1 pl., Tokyo.

— Kawashita Y., Fujishima Y. Miyauchi T. (1978 a) Mammites and Allied Ammonites from the Cretaceous of Hokkaido and Saghalien (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XXXV). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology)*, 24, (1), 1-24, 6 pl., Fukuoka.

— Okada H., Hirano H., Tanabe K. (1978 b) Mid-Cretaceous biostratigraphic succession in Hokkaido (in Mid-Cretaceous zonation in Japan), *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXXIII.1-23, Nice.

Neagu T. (1970) Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the Upper Valleys of the Buzău and Riul

Institutul Geologic al României

Negru rivers (Eastern Carpathians). *Mem. Inst. Geol.*, XII, 109 p., 44 pls., Bucureşti.

Paraschiv D. (1979) Platforma moesică şi zăcămintele de hidrocarburi, Edit. Acad. R.S.R., 195 p., Bucureşti.

Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perşanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *St. tehn.-econ.*, J, (4), 131 p., 42 pls., Bucureşti.

Pop G., Szász L. (1973) Le Cénomanien de la région de Haţeg (Carpates Méridionales). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 17, (2), 177-196, 16 pls., Bucureşti.

Porthault B. (1974) Le Crétacé supérieur de la „Fosse Vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est) ; Micropaléontologie, Stratigraphie, Paléogéographie. Thèse no. 257, Lyon.

— Thomel G., Villoutreys O. de (1966) Étude 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. Fr.*, (7), 8, 423-439, 3 pls., Paris.

Reyment R. A. (1978) The Mid-Cretaceous of the Nigerian Coastal Basin. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XX.1-15, Nice.

Robaszynski F., Alcaydé G., Amédro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.-C., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J. (1982) Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitanie*, 6, (1), 119-226, 18 pls., Pau.

Schlüter C. (1871-76) Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*, 21, 1-120, pl. 1-35 ; 24, 121-264, pl. 36-55, Stuttgart.

Seitz O. (1934) Die Variabilität des Inoceramus labiatus v. Schlotheim. *Jb. preuss. geol. L.A.*, 55, 429-474, 9 text-figs., 5 pls., Berlin.

Simionescu I. (1899) Fauna cretacică superioară de la Ürmös (Transilvania). *Acad. Rom., Publ. fond. V. Adamachi*, 4, 1-39, 3 pls., Bucureşti.

Szász L. (1981) Contribution à l'étude des Ammonites coniaciennes de la Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, XXX, 93-114, 12 pls., Bucureşti.

— (1982 a) La signification biochronologique de la zone à Inoceramus schloenbachi J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4, 119-130, Bucureşti.

— (1982 b) Inoceramus labiatus (Schlotheim) à l'Est de Maramureş (Carpates Orientales) *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/3, 57-60, 1 pl., Bucureşti.

— (1982 c) Les subdivisions et la corrélation du Cénomanien de Roumanie á partir de la faune d'Ammonites, *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/4, 97-113, Bucureşti.

— Grigorescu D., Martinof G. (1978) Semnificaţia biostratigrafică a faunei de inocerami de la Gaugagia (bazinul Babadag, Dobrogea de nord). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 23, (2), 313-319, Bucureşti.

Tanabe K., Obata I., Futakami M. (1978) Analysis of Ammonoid Assemblages in the Upper Turonian of the Manji Area, Central Hokkaido. *Bull. Nat. Sci. Mus., C (Geology)*, 4, (2), 37-62, 1 pl., Tokyo.

Thomel G. (1972 a) Sur la position précise de Calycoceras naviculare (Mantell), à la limite des étages Cénomanien et Turonien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, D, 2017-2019, Paris.

Institutul Geologic al României

— (1972 b) Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales *Mém. Soc. géol. Fr.*, (N.S.), Mém. no. 116, 204 p., 88 pls., Paris.
— (1973 a) A propos de la limite entre les étages Cénomanien et Turonien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277, D, 761-764, Paris.
— (1973 b) A propos de la zone à Actinocamax plenus : Principe et application de la méthodologie biostratigraphique. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, suppl. h.s. au t. 1, 1-28, Nice.
— (1974) Âge ou Étage ? Essai d'application de la chronologie hémérale au Système Crétacé. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, d, 133-136, Paris.
Tröger K.-A. (1967) Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). I. Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol.*, 12, 13-207, 14 pls., Dresden.
— (1971) Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BDR). *Freib. Forsch.-H.*, C 298, 109-138, Leipzig.
— (1981) Zur Bedeutung der Wachstumsknicke bei Inoceramen der Oberkreide. *Freib. Forsch.-H.*, C 363, 101-110, 3 pls., Leipzig.
Wiedmann J. (1960) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. Coll. Crétacé sup. français, 709-764, Dijon.
— (1964) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Estudios Geologicos*, 20, (1-2), 107-148, 38 fig., Madrid.
— (1979 a) Itinéraire géologique à travers le Crétacé Moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du Nord). Guide II Partie : Mid-Cretaceous Events, Iberian field conference 77. *Cuadern. Geologia Iberica*, 5, 127-214, 12 pls., Madrid.
— (1979 b) Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger and Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. Aspekte der Kreide Europas, IUGS, A, 335-350, Stuttgart.
— Kauffman E. G. (1978) Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, III, 1-22, 12 pls., Nice
Wright C. W. (1963) Cretaceous ammonites from Bathurst Island, Northern Australia. *Palaeontology*, 6, (4), 597-614, pl. 81-89, London.
— (1979) The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 31, (4), 281-332, 7 pls., London.

BIOSTRATIGRAFIA ŞI CORELAREA TURONIANULUI DIN ROMÂNIA PE BAZĂ DE AMONIŢI ŞI INOCERAMI

(Rezumat)

Descoperirile macropaleontologice recente în mai multe regiuni ale ţării (Maramureş, Perşani, Dobrogea de nord etc.) ne-au permis abordarea unor probleme legate de limitele, subdiviziunile şi corelarea depozitelor turoniene din România. Lucrarea de faţă constituie o primă încercare de acest fel, prin urmare se poate aştepta ca cercetările viitoare să aducă îmbunătăţiri substanţiale în acest domeniu.

Institutul Geologic al României

Limita Cenomanian-Turonian este un subiect foarte discutat încă pe plan mondial, în primul rînd datorită faptului că pînă în prezent nu există dintre amoniți un indicator general valabil pentru marcarea bazei Turonianului. Astăzi majoritatea cercetătorilor este de acord că asociația cu *Metoicoceras geslinianum* aparține încă Cenomanianului, iar zona cu *Mammites nodosoides* reprezintă un nivel relativ ridicat în cadrul Turonianului inferior. Între aceste două zone în diferite regiuni ale globului există pînă la trei zone de amoniți, unele incluse încă la Cenomoanian, altele la Turonian, existînd și cazuri cînd aceeași zonă este considerată de unii autori că aparține Cenomanianului, iar de alții că aparține deja Turonianului. Pentru NV Europei se admite că prima zonă a Turonianului este cea cu *Watinoceras coloradoense.*

În Europa de nord-vest pentru cele trei subetaje ale Turonianului se admit următoarele zone : Turonian inferior = zona cu *Watinoceras coloradoense,* urmată de zona cu *Mammites nodosoides ;* Turonianul mediu = zona cu *Collignoniceras wollgari ;* Turonianul superior = zona cu *Subprionocyclus neptuni.*

Cercetătorii francezi acceptă pentru Turonianul inferior zonele mai sus-menționate, pentru partea mijlocie a etajului separă însă patru zone : cu *Kamerunoceras turoniense,* cu *Romaniceras kallessi,* cu *Romaniceras (Yubariceras) ornatissimum* și cu *Romaniceras deverianum.* Primele trei zone sînt incluse la Turonianul mediu, cea cu *Romaniceras deverianum* împreună cu zona cu *Subprionocyclus neptuni* ar reprezenta Turonianul superior. In consecință se observă că nici în Europa nu există un consens privind limita dintre subetajele Turonianului și conținutul lor faunistic

Pentru stabilirea limitelor și subdiviziunilor Turonionului sînt folosiți pe scară largă și inoceramii. Se admite în general că baza Turonianului este marcată de apariția inoceramilor din grupul Mytiloides labiatus. În diferite regiuni ale globului (Europa de NV, America de Nord, URSS, Japonia etc.) au fost separate numeroase zone succesive de inocerami pentru Turonian, dar corelarea acestora de la o regiune la alta, precum și corelarea lor cu zonele de amoniți nu este rezolvată încă în mod satisfăcător. Se poate spune că în Turonianul inferior și în partea bazală a Turonianului mediu predomină inoceramii din grupul Mytiloides labiatus, în partea mediană a etajului sînt frecvente speciile grupului I. cuvieri-I. lamarcki, iar în partea superioară a etajului fauna de inocerami devine mult mai diversificată, pe lîngă speciile din grupul I. cuvieri-I. lamarcki apărînd altele, în general de talie mică *(I. costellatus, I. striatoconcentricus, I. tenuistriatus, I. teshioensis* etc.).

În România depozitele bogate în amoniți și inocerami sînt relativ dispersate, iar în cadrul diferitelor regiuni succesiunea de depozite atribuită Turonianului nu este de obicei în întregime fosiliferă, fapt ce îngreunează destul de mult corelările pe distanțe mari.

În legătură cu limita Cenomanian-Turonian menționăm că stratele de trecere între cele două etaje în general sînt sărace în fosile, așa că pînă în prezent nu a fost atestată cu siguranță nici prezența zonei cu *Metoicoceras geslinianum,* nici prezența zonei cu *Watinoceras coloradoense.* În România, cel puțin pînă acum se cunoaște o singură aso-

Institutul Geologic al României

ciație mai bogată de amoniți pentru Turonianul inferior, cea din Maramureș cu *Paramammites polymorphum, Choffaticeras pavillieri, Jeanrogericeras* spp. etc., asociați cu inocerami din grupul Mytiloides labiatus care cuprinde practic toate „speciile" acestui grup separate de diferiți autori. Asociația în ansamblu reprezintă probabil întregul Turonian, inferior, deci s-ar corela cu zona cu *Watinoceras coloradoense* și *Mammites nodosoides* din Europa de vest, dar mai sînt necesare dovezi suplimentare în acest sens. În alte regiuni ale țării amoniții se întîlnesc foarte rar în Turonianul inferior (*Mammites nodosoides zeibaensis* în bazinul Hațeg), iar prezența subetajului este atestată de inocerami din grupul Mytiloides labiatus. Ca și în vestul Europei, și în America de Nord diferitele morfe ale acestui grup pot urca pînă în baza Turonianului mediu, dar acest lucru nu este încă confirmat și prin faună de amoniți.

În România Turonianul mediu este relativ slab reprezentat prin macrofaună. Pînă în prezent din acest interval se cunosc amoniți numai din bazinul Babadag (*Romaniceras* cf. *kallesi, Lewesiceras* sp. *Collignoniceras carolinum)* asociați cu inocerami din grupul I. lamarcki-I. cuvieri.

Turonianul superior din România este reprezentat prin zona cu *Subprionocyclus neptuni.* Amoniți caracteristici pentru această zonă se cunosc din Munții Perșani (*Subprionocyclus branneri, S. neptuni, S. normalis* etc.) Specimene de *S. neptuni* se cunosc și din bazinul Hațeg. În bazinul Babadag se cunoaște o asociație de amoniți mai puțin caracteristică (*Pachydesmoceras linderi, Lewesiceras mantelli, Togoboryiceras* cf. *rhodanicum, Romaniceras* sp.), dar speciile identificate se întîlnesc de regulă în Europa de vest în asociația cu *Subprionocyclus neptuni.*

Asociația de inocerami din Turonianul superior este bogată mai ales în bazinul Babadag și Munții Perșani, fiind compusă din speciile : *Inoceramus striatoconcentricus striatoconcentricus, I. longealatus, I. falcatus, I. apicalis, I.* ex gr. *costellatus, I. tenuistriatus, I. teshioensis* etc.

Baza Coniacianului în România este marcată de apariția lui *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* și *Barroisiceras haberfellneri,* precum și a inoceramilor din grupul I. erectus, I. deformis, I. schloenbachi etc.

QUESTIONS

E. Avram : In the paper you referred to the continuity of sedimentation from the Cenomanian to the Turonian in Maramureș. Would it be possible for the ammonites to characterize there the interval between the *Metoicoceras* level and the *Mammites* one ?

Answer : The situation in Maramureș is rather peculiar, as, given the obvious lithological continuity from the Cenomanian to the Turonian, the fauna assemblage is unitary, the separation of two or several zones being not possible. Although there occur elements attesting the presence of both the basal Turonian and the upper part of the Lower Turonian, they are found together. That could be accounted for either by the existence of condensed faunas or by the precoceous

Institutul Geologic al României

appearance of some of the genera that in other regions appear in the second half of the Lower Turonian, which has been quite often noticed in the Turonian associations.

J. Ion: In the light of the data at the author's disposal, from Romania and from all over the world, which are the possibilities of correlation with the situation at the stratotypes of the Lower Turonian and the Upper Turonian?

Answer: In the area stratotype of the Cenomanian and Turonian stages, the last Cenomanian assemblage is the *Metoicoceras geslinianum* one, very well correlatable with both other regions in Europe (England, Spain, south of France) and other continents (North America, Africa). This association is followed by a Mammites nodosoides and Lewesiceras Assemblage, relatively poor in ammonites, which is probably not the first in the Turonian, as in the regions richer in ammonites (England, Spain, North Africa, Middle East, North America) between the last Cenomanian assemblage and the M. nodosoides Assemblage there are other ammonite zones equally referred to the Turonian.

DISCUSSIONS

J. Ion: I should like to point out that the results obtained by Szász in the territory of Romania, based on ammonites and inocerami, are very important for the improvement of the ammonite and inoceramus zones on global scale as for the knowledge and improvement of the scale of foraminifer zones in the Upper Cretaceous of Romania and even in the world. We study the planktonic foraminifer zones of the Upper Cretaceous in the sections on which L. Szász studies the ammonite and inoceramus zones. By directly correlating the scale of foraminifer zones with the ammonite and inoceramus ones, further data and specifications can be obtained concerning not only the contents of the scale of foraminifer zones but also its correlation with the geochronological scale, the extinction of certain index species etc. We have already obtained certain results in this respect. Thus, the fact that Szász (1979) has evidenced that the I. schloenbachi Association together with the first Coniacian ammonites represent the first Coniacian zone in Romania, yet unknown elsewhere and inexistent at the stratotype because of sedimentation break, has permitted us to argue that the Marginotruncana tarfayensis Assemblage — that starts in the levels containing this macrofauna — represents in its turn, the first biozone (M. tarfayensis Subzone — Jana Ion, 1979) of planktonic foraminifers of the Coniacian. Porthault (1974) had proposed that, in SE France, the assemblage containing *M. tarfayensis* and also *M. sinuosa* should be considered to indicate the lower boundary of the Coniacian, a quality arbitrarily given, as in these levels there is no macrofauna.

Institutul Geologic al României

TURONIAN CORRELATION SCHEME ON THE BASIS OF AMMONITES ACCORDING TO RECENT PAPERS

1925 56

L. SZASZ. Correlation of the Turonian in Romania

AMMONITES ZONES

STAGES	SUBSTAGES / REGIONS	GENERAL ZONING PROPOSED Cooper, 1979	GENERAL ZONING PROPOSED Wiedmann, 1979b	FRANCE Amedro et al. in Robaszynski et al. 1982 Amedro et al., 1978 1979	GREAT BRITAIN Hancock et al., 1977 Kennedy, Hancock, 1978	SPAIN Wiedmann, 1979 a, b	MIDDLE EAST Freund, Raab, 1969, Levy, Raab 1978	UNITED STATES OF AMERICA („WESTERN INTERIOR") Cobban, Scoott, 1972 Kauffman et al., 1978	UNITED STATES OF AMERICA („WESTERN INTERIOR") Hook, Cobban, 1981	JAPAN Matsumoto, 1977 Matsumoto et al., 1978	ROMANIA POSSIBLE GENERAL ZONING	ROMANIA LOCAL ZONES	ROMANIA FAUNAL ASSEMBLAGES
CONIACIAN	LOWER	*Barroisiceras haberfellneri*	*Barroisiceras haberfellneri*	*Peroniceras tridorsatum*	*Barroisiceras haberfellneri*	*Tissotioides haplophyllus*	*Proplacenticeras eboroense*	*Forresteria hobsoni*		*Forresteria alluaudi*	*Barroisiceras haberfellneri* + *Reesideoceras petrocoriensis*		
			Tissotia ewaldi	?			?						
TURONIAN	UPPER	*Reesidites minimus*	?	*Sans récoltes*	?	*Subprionocyclus neptuni*	?	*Prionocyclus reesidei*	*Prionocyclus quadratus* *Scaphites corvensis*	*Reesidites minimus*	*Reesidites minimus*		*Romaniceras* sp. *Subprionocyclus neptuni* *Subprionocyclus branneri* *Subprionocyclus* cf. *normalis* *Damesites sugata* *Lewesiceras mantelli* *Inoceramus apicalis* *Inoceramus falcatus* *Inoceramus inaequivalvis* *Inoceramus* ex. gr. *costellatus* *Inoceramus lusatiae* *Inoceramus* ex. gr. *teshioensis*
		Subprionocyclus neptuni	*Romaniceras deverianum*	*Subprionocyclus neptuni*	*Subprionocyclus neptuni*	*Romaniceras deverianum*		*Scaphites whitfieldi*	*Prionocyclus novimexicanus* — *Scaphites nigricollensis* / *Scaphites whitfieldi*	*Subprionocyclus normalis*	*Subprionocyclus neptuni*	*Subprionocyclus neptuni*	
				Romaniceras deverianum				*Prionocyclus wyomingensis*	*Prionocyclus wyomingensis* — *Scaphites ferronensis* / *Scaphites warreni*	*Subprionocyclus neptuni*	*Romaniceras deverianum*		
	MIDDLE	*Romaniceras deverianum*	*Collignaniceras wollgari*	*Romaniceras ornatissimum*	?	*Collignoniceras ? sp.*	*Romaniceras inermis*	*Prionocyclus macombi*	*Prionocyclus macombi* — *Coilopoceras inflatum* / *Coilopoceras colleti*				
		Romaniceras ornatissimum	*Neoptychites chephalotus*	*Romaniceras kallesi*	*Collignoniceras wollgari*	*Neoptychites* *Pseudaspidoceras armatum*		*Prionocyclus hyatti*	*Prionocyclus hyatti*, *Scaphites carlilensis*	*Collignoniceras wollgari*	*COLLIGNONICERAS WOLLGARI* *Romaniceras (yubariceras) ornatissimum*		*Inoceramus* ex. gr. *cuvieri*
		Kamerunoceras salmuriense	*Wrightoceras munieri* (+*Mammites nodosoides*)	*Kamerunoceras turoniense*		*Wrightoceras munieri* + *Spathitoides sulcatus*	*Choffaticeras luciae trisellatum*	*Collignoniceras wollgari*	*Collignoniceras wollgari* — *C. wollgari regulare* / *C. wollgari wollgari*		*Romaniceras kallesi*	?	*Romaniceras* cf. *kallesi* *Inoceramus tenuistriatus*
											Kamerunoceras turoniense		*Inoceramus hercynicus*
	LOWER	*Mammites nodosoides*	*Mammites nodosoides*	*Mammites nodosoides*	*Mammites nodosoides*	*Ingridiella malladae* + *Schindewolfites spp.*	*Choffaticeras quaasi*	*Mammites nodosoides*	*Mammites nodosoides*	*Fagesia thevestensis*	*Mammites nodosoides* + *Choffaticeras pavillieri*	*Choffaticeras pavillieri*	*Paramamites polymorphus* *Kamerunoceras* (*Schinoewolfites*) *inaequicostatus* *Choffaticeras pavillieri* *Spathites* (*Jeanrogericeras*) *revelierеanum* *Fagesia peroni* *Neoptychites* sp. *Inoceramus* (*Mytiloides*) ex. gr. *labiatus*
		Pseudotissotia nigeriensis	*Paramammites? saenzi*		*Watinoceras coloradoense*	*Leoniceras discoidale* + *Paramammites saenzi*	*Choffaticeras securiforme*		*Watinoceras coloradoense* *Vascoceras birchbyi*				
		Thomasites koulabicus	*Fallotites subconciliatus*	*„Turonien basal"* (*Faunes condensées*)		*Fallotites subconciliatus*	*Vascoceras pioti*	*Watinoceras coloradoense*	*Nigericeras scotti*	?	*Watinoceras coloradoense*	*Paramammites polymorphus*	
		Watinoceras coloradoense	*Vascoceras gamai*			*Vascoceras gamai*	*Paravascoceras cauvini*	*Watinoceras reesidei*	*Neocardioceras juddii*		*Neocaroioceras juddii*		
							Kanabiceras sp.						
CENOMANIAN	UPPER (pro parte)	*Scipanoceras gracile*	*Metoicoceras geslinianum*	*Metoicoceras geslinianum* + *Actinocamax plenus*	*Metoicoceras geslinianum* + *Euomphaloceras septemseriatum*	*Metoicoceras geslinianum*	?	*Sciponoceras gracile* + *Kanabiceras septemseriatum*	*Sciponoceras gracile* *Metoicoceras gibbosum*	*Kanabiceras septemseriatum*	*Metoicoceras geslinianum*		*Pseudocalycoceras* sp.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă. vol. 70-71/4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 175-201.

4. STRATIGRAFIE

Project 58 : Mid-Cretaceous events

CONIACIAN IN ROMANIA : BOUNDARIES, SUBDIVISIONS, AMMONITE AND INOCERAMID ASSEMBLAGES AND THEIR IMPORTANCE FOR GLOBAL CORRELATIONS [1]

BY

LADISLAU SZÁSZ [2]

Coniacian substages. Stratigraphic boundary. Fauna assemblage. Inocerami. Ammonoidea. Global correlations. Transgression. Sedimentation — processes and conditions.

Abstract

In certain areas of Romania (Babadag Basin, Olănești Valley Basin, Perșani Mts) the Coniacian deposits are well represented by some sequences rich in macrofauna (ammonites and inoceramids) interesting for global correlations. Based on the existing data it was possible to establish quite exactly the Turonian-Coniacian boundary and to a lesser extent the Coniacian-Santonian one. Based on the ammonite fauna it is possible to separate the Lower and the Middle Coniacian. The Upper Coniacian is not so well individualized as it didn't yield characteristic ammonites so far. The most clearly individualized is the Lower Coniacian in which, in certain regions (Babadag Basin) two ammonite zones can be separated : a Barroisiceras haberfellneri lower one and a Peroniceras tridorsatum upper one. The inoceramid fauna permits the identification of the three Coniacian substages as well as the establishment of the Coniacian boundary. For the correlation of the Coniacian deposits with the classical regions in Europe and with other continents the author discusses the biochronological value of certain ammonite species used on a large scale either as zone markers or in long distance correlations, such as : *Barroisiceras haberfellneri, Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* and others. The value of the inoceramid associations for intercontinental correlations is also discussed.

[1] Received May 9, 1983, accepted for publication May 22, 1983, communicated in the meeting of May 26, 1983.

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

Institutul Geologic al României

Résumé

Coniacien de la Roumanie : limites, sous-divisions, ensembles d'Ammonites et d'Inocerames et leur importance pour des corrélations globales. Dans certaines régions de la Roumanie (bassin du Babadag, bassin de la vallée d'Olănești, monts Perșani), les dépôts coniaciens sont bien représentés, existant certaines séquences très riches en macrofaune (Ammonites et Inocerames), qui présentent d'intérêt aussi pour des corrélations globales. Basés sur les données existantes on a pu établir assez précisément la limite entre le Turonien et le Coniacien et en moindre mesure la limite Coniacien-Santonien.

La faune d'Ammonites offre des arguments pour séparer le Coniacien inférieur et moyen. Le Coniacien supérieur est moins individualisé, car jusqu'à présent, il n'a pas livré des Ammonites caractéristiques. Le mieux individualisé, c'est le Coniacien inférieur dans lequel, dans certaines régions (bassin du Babadag) on peut séparer deux zones d'Ammonites, une zone inférieure à *Barroisiceras haberfellneri* et une zone supérieure à *Peroniceras tridorsatum.* La faune d'Inocerames permet l'identification des trois sous-étages du Coniacien, ainsi que l'établissement des limites du Coniacien. En tentant de corréler les dépôts coniaciens avec les régions classiques d'Europe et avec d'autres continents, on discute la valeur biochronologique de certaines espèces d'Ammonites utilisées à grande échelle soit comme marqueur de zone, soit dans des corrélations à grandes distances, comme : *Barroisiceras haberfellneri, Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* et d'autres. On discute aussi la valeur des ensembles d'Inocerames pour des corrélations intercontinentales.

Introduction

Ammonites characteristic of the Coniacian were reported for the first time by Macovei (Macovei, Atanasiu, 1934), from the Babadag Basin. Eversince Coniacian deposits were found out in all major structural units of Romania and the number of Coniacian ammonite and inoceramid species has been ever greater. It is Mirăuță and Mirăuță (1964), Szász and Lăcătușu (1974), Patrulius and Szász (1976) and Szász (1981) who completed the inventory of Coniacian ammonites from the Babadag Basin. The first ammonite species of sure Coniacian age from the Olănești Basin were reported by Boldor et al. (1970), the list being subsequently completed by Szász (1981), Coniacian ammonite species from the Brezoi Basin were described by Szász (1976). The first ammonite species characteristic of the Coniacian in the Perșani Mts was mentioned by Patrulius (1954). Isolated specimens of Coniacian ammonites were also quoted from the Glodu Basin (Mutihac, 1959), the Hangu Beds at Putna (Joja, Chiriac, 1964), the Chioaru Valley in Maramureș (Mîrza, Ghergariu, 1963 — the assemblages in question being described and figured by Patrulius and Szász, 1976) and from other regions.

As for the inoceramids, the situation is more intricate as several species characteristic of the Coniacian were referred to the Upper Turonian until recently ; other species pass indeed beyond the Turon-

Institutul Geologic al României

ian-Coniacian boundary and in certain areas the real succession of species is not known so far.

The richest Coniacian inoceramid assemblages known at present come from the Babadag Basin (Mirăuță, Mirăuță, 1964 ; Szász, 1985), from the Olănești Basin (Todoriță-Mihăilescu, 1973 ; Szász — paper under elaboration) and from the Brezoi Basin (Szász, 1976). Coniacian inocerami species were also mentioned from the Perșani Mts (Simionescu, 1899 ; Pauliuc, 1968) but here it is not exactly known which of them are of Upper Turonian age and which of sure Coniacian age. Some Coniacian species were also cited from the South Apuseni Mts (Lupu, 1976).

One may conclude therefore that in some regions of Romania rich Coniacian ammonite and inoceramid assemblages have been identified so far, that have already permitted us to approach certain aspects concerning the biochronologic value of some inoceramid species or assemblages and the Coniacian-Turonian boundary in Romania and Europe (Szász, 1981, 1982 ; Szász et al., 1978). These paleontological data give also arguments for the identification of the Coniacian substages and their correlation both with other regions in Europe and with other continents. Certain faunal assemblages, like those in the Babadag Basin are particularly interesting for global correlations, being quite rich both in characteristic ammonite species and in inoceramid species.

We should however underline that rich macrofauna assemblages are to be found especially in the lower part of the Coniacian, its middle and upper parts being relatively poor in characteristic ammonites. The situation of the inocerami is more ore less similar. We also mention that in certain regions of interest for correlations (Babadag Basin) the Coniacian is incomplete and the outcrops rather dispersed, so that their accurate correlation is faced with certain difficulties. Another drawback, common this time to many regions of Europe, is the absence of successive faunal associations devoid of gaps permitting to follow the continuous evolutions of faunas and the successive appearance of genera and species and to identify the natural thresholds in their evolution.

This first attempt of subdividing and correlating the Coniacian in Romania can be therefore considerably improved in the future on the basis of new paleontological arguments.

The data herein represent however an obvious progress in the knowledge of the composition and succession of the Coniacian macrofauna assemblages.

General Aspects Regarding the Coniacian Boundaries and Subdivisions

In recent years the problem of the Turonian-Coniacian boundary was approached in numerous papers (Rădwanska, 1963 ; Scott, Cobban, 1964 ; Seitz, 1959, 1962, 1965 ; Tröger, 1967, 1971, 1981 ; Kauffman, 1977, 1978 a, b, c ; Kauffman et al., 1978 ; Wiedmann, Kauffman, 1978 ; Herm et al., 1979 ; Szász, 1981, 1982 ; Szász et al., 1978 etc.). From

Institutul Geologic al României

the mentioned papers it can be clearly inferred that in Europe there is an important non-concordance in what the Turonian-Coniacian boundary is concerned, which is equivalent with one zone (or substage), resulting from the inadequate correlation of the biochronologic scale based on the ammonite evolution with that based on the inoceramus evolution.

As regards the ammonite fauna, all authors agree that the Coniacian stage is characterized by the existence of the genera *Peroniceras, Barroisiceras, Forresteria* (with its subgenus *Reesideoceras), Harleites, Prionocycloceras, Protexanites, Tissotioides, Tissotia* etc. There are however various opinions regarding the genera that mark by their appearance the base of the Coniacian and implicitly the top of the Turonian. In different regions of the same continent different genera are used as markers of the first Coniacian chronozone. Paradoxically, the difficulties and non-concordances derive from the situations existing in Western Europe itself, the Coniacian stratotype included, where, as in the case of the Loire Valley Basin (Villedieu) with the richest known faunas in the lower part of the Coniacian or at Cognac (cf. Porthault, 1974) there are discontinuities between the Turonian and the Coniacian. In some other parts, as in the largest part of the Paris Basin (Amédro, Robaszynski, 1978) or in Southern France at Dieulefit (Porthault, 1974) between a certainly Turonian assemblage and a certainly Coniacian one, there is a pile of deposits yielding a non-conclusive fauna. It is obvious that in such circumstances one cannot follow the continuous evolution of the ammonite fauna and the appearance of natural thresholds during its evolution.

Under these conditions, although a direct filiation was established between certain Upper Turonian genera and most genera characteristic of the Coniacian — as happens in the case of the genera of the subfamilies Barroisiceratinae and Texanitinae that certainly derive from the genus *Subprionocyclus* or in the case of the genera of the subfamily Peroniceratinae deriving from *Prionocyclus* (cf. Matsumoto, 1965 a, b, 1969, 1970) — the Coniacian genera make sudden appearances, without intermediate morphotypes, giving the impression of assemblages migrated from other regions. Even when there are genera with morphological characters intermediate between two genera (i.e. *Prionocycloceras* that seemingly make the transition between *Prionocyclus* and *Gauthiericeras)* it can be demonstrated that the genera under consideration (i.e. *Prionocyclus* and *Gauthiericeras)* are synchronous, having a parallel and non-successive evolution, which makes it difficult to establish real phyletic relationships between various genera.

We should also add that if in a given region a certain inoceramus or ammonite genus or species is considered characteristic of the Lower Coniacian, in other regions the same species is cited only from the Middle or the Upper Coniacian. Everything mentioned so far proves it is not at all easy to define an ammonite assemblage that could really be the first Coniacian assemblage and it is even more difficult to choose a chronozone marker universally valid for the Coniacian base.

As for the Turonian-Coniacian boundary established on the basis of the inoceramid evolution, until recently almost all specialists agreed

Institutul Geologic al României

that the Coniacian stage began with the appearance of "involute" inocerami *(I. koeneni, I. involutus)* and of those of the I. (Platyceramus) mantelli Group. According to this outlook, the assemblage containing *Inoceramus schloenbachi, I. deformis, I. rotundatus, I. crassus, I. wandereri, I. inconstans, I. waltersdorfensis* and others, that makes up the I. "cuvieri" (= I. schloenbachi) classic Zone assemblage of Schlüter (1876), represents the Upper Turonian, as the German authors maintained until recently (Andert, 1934 ; Seitz, 1959, 1962, 1965 ; Tröger, 1967, 1971 etc.). The similar inoceramid assemblage from different regions of France were interpreted in an analogous way by Sornay (in Devries et al., 1974 ; Mennessier, Sornay, 1978 ; Amédro et al., 1978 ; Amédro et al., 1979). Consequently, at least at first sight, it seemed that the correlation of the Turonian-Coniacian boundary between France and North Europe raises no problems. It is interesting to mention that the Soviet authors have another opinion concerning the Turonian-Coniacian boundary established on the basis of inoceramids. They included the inocerami of the groups I. schloenbachi, I. deformis, I. inconstans, I. wandereri etc. in the Coniacian (Pasternak et al., 1968 ; Naidin, 1969 ; Naidin, Kopaevici, 1977 ; Aliev et al., 1970 etc.). Unfortunately, in the regions to which the cited papers refer, no ammonites that could confirm this interpretation are mentioned and in certain cases the inocerami determination is absolutely sure. A similar situation exists in the south of France at Dieulefit, where, under the classical Coniacian ammonite assemblage there is a pile of deposits containing inocerami from the I. schloenbachi (I. crassus, I. inconstants, I. africanus) Assemblage but which, based on planctonic foraminifers, was assigned by Porthault (1974) to the Lower Coniacian.

It is worth mentioning that since the last century Schlüter (1876) cited from the I. schloenbachi Assemblage the species *Peroniceras westfalicum*. The same species was quoted much more recently by Radwanska (1963) equally from an I. schloenbachi Assemblage. In North America as well, several inoceramid species *(I. deformis, I. schloenbachi),* considered Turonian in Germany, are associated with Coniacian ammonites (Scott, Cobban, 1964). All this makes us doubt the correctness of the correlation of the Turonian-Coniacian boundary between the classical regions in France and in North Europe, which has a series of implications also for correlations with other continents.

The recent research carried out by Kauffman in North America (Kauffman et al., 1978), Caribbean region (Kauffman, 1978 d), Japan (Kauffman, 1977), South Africa (Kauffman, 1978 c ; Klinger et al., 1980), Spain (Wiedmann, Kauffman, 1978), England (Kauffman, 1978 a), Bohemia (Kauffman, 1978 b), Austria (Herm et al., 1979) demonstrated that in most of the mentioned regions, the Upper Turonian inoceramid assemblages — in the German acception — are found together with Coniacian ammonites. Consequently, giving priority to ammonites as the main biochronologic markers, the assemblages under consideration are everywhere of Coniacian age, the base of this stage being marked by the appearance of inocerami of the *I. rotundatus — I. erectus — I. deformis — I. schloenbachi* evolutionary lineage (cf. Kauffman, op. cit.). This boundary corresponds to that established by using ammon-

Institutul Geologic al României

ites, as well as to that established on the basis of the range of *Didymotis* in America and Europe (Imlay, 1955 ; Kauffman, 1978 d ; Szász, 1985).

The research we carried out in several regions in Romania (Szász et al., 1978 ; Szász, 1981, 1982) has determined us to adopt a similar conception independently, as, at the time when the respective papers were elaborated we did not know of Kauffman's papers. As our motives were shown in the mentioned papers, we shall only underline that the various sections in Romania, due to their richness both in ammonites and in characteristic inocerami, together with other groups of organisms (echinids, planktonic foraminifera, *Didymotis),* offer the most obvious arguments in Europe for the new way of interpreting the Turonian-Coniacian boundary. They are, therefore, particularly interesting both for global correlations and for establishing the first fauna association of the Coniacian.

In recent years, arguments for referring the I. schloenbachi Zone to the Coniacian were found out also in other regions of Europe. So, Gale and Woodroof (1981) cite from the "Top-Rock" level in England, traditionally included in the Upper Turonian, a specimen of *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer), overlain by a level containing inocerami determined as *I.* cf. *rotundatus, I.* cf. *erectus* and *I.* cf. *deformis.* It is equally quite recently that certain German researchers (Ernst, Schmid and Klischies, 1980 — fide Gale, Woodroof, 1981 ; Keller, 1982) accept that at least a part of what was thought as German Upper Turonian is in fact of Coniacian age. In a very recent paper Tröger (1981) himself assigned the Lower Coniacian age to a series of inocerami species *(I. deformis, I. schloenbachi, I. weisei, I. cassus* etc.) previously considered Turonian in age. Keller (1982) is of the same opinion regarding the species *I. deformis* and *I. erectus,* but he considers *I. rotundatus,* whose appearance, according to Kauffman (op. cit.) marks the Coniacian base, as a species appearing in the Upper Turonian and also passing in the Coniacian.

Finally, referring to the Turonian-Coniacian boundary, we should also mention that there are cases when it is not so clearly marked as it is on the basis of ammonites, as several species *(I. lusatiae, I. dresdensis, I. fiegei, I. striatoconcentricus* etc.) pass from the Turonian to the Coniacian. On the other hand, when associations composed uniquely of these species appear, it is difficult to refer them to one of the two stages and to trace the boundary between them. What is sure is that at least in Romania, in all the cases when in the association there occur species such as *I. schloenbachi, I. deformis, I. erectus, I. crassus* and species related to them, the whole assemblage is of Coniacian age, which has been proved by characteristic ammonites and the presence of the genus *Didymotis.*

Regarding the upper boundary of the Coniacian, the Coniacian-Santonian boundary respectively, we mention that it is not so clear-cut as that between the Turonian and the Coniacian, being marked only by the appearance of new ammonite genera *(Texanites),* other ammonite genera, usually represented by new species, being survivors from the Coniacian. On the other hand, some subfamilies of ammonites *(Barroisi-*

Institutul Geologic al României

ceratinae, Peroniceratinae) very well represented in the Coniacian are inexistent in the Santonian. As for the inocerami, there is not a clear threshold between the Coniacian and the Santonian, Coniacian species such as *I. naumanni, I. platinus, I. subquadratus* passing also in the Santonian, whereas some species considered Santonian in age *(I. cycloides),* sometimes appear from the Coniacian. Nevertheless, if we take into account some richer assemblages, there are important differences which permit the delimitation of the two substages.

It is generally accepted that the beginning of the Santonian is marked by the appearance of the ammonite genus *Texanites* and of the inoceramids *I. undulatoplicatus* (a species very often used as index for the Lower Santonian), *I. cycloides, Sphenoceramus, Cordiceramus* etc.

Referring to the Coniacian zonation based on ammonites and its division into two or three substages, we mention that the situation is not very clear. Some of the reasons have already been presented. It has been shown that practically everywhere in France (the Coniacian stratotype region included) at the Turonian-Coniacian boundary there are either discontinuities or piles of rocks devoid of characteristic ammonites, which makes it difficult to establish the first ammonite assemblage of the Coniacian. In agreement with Grossouvre (1894, 1901) the French authors admitted in this part of Europe two successive ammonite zones coinciding with the two substages of this stage. The first is the Barroisiceras haberfellneri Zone, the second the Paratexanites (Parabevahites) emscheris one. This zonation was subsequently accepted by other authors as well and appears in all synthesis papers, some of which are very recent (Kennedy, Cobban, 1976) as the Coniacian standard zonation.

A few remarks are necessary in connexion with the Barroisiceras haberfellneri Zone. First of all, as already mentioned, equally by us (Szász, 1981) and others (Gale, Woodrof, 1981 ; Matsumoto, in Matsumoto et al., 1981), in establishing this zone, Grassouvre took into account the species *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* (Coquand) (= *Reesideoceras gallicum* Basse) which he wrongly included in *B. haberfellneri* (Hauer). Therefore, the true zonal marker for the A horizon of "the Villedieu limestone" is the former species, *B. haberfellneri* being not recorded in this region. Secondly, in the Austrian Alps, the type region of *B. haberfellneri,* this species does not appear, according to Brinkmann (1935), in the first association (at Glaneck) but only in the second one (at Gams). In a correlation table drawn up by Wiedmann (1979 b) and based on papers by Redtenbacher (1873), Brinkmann (1935), Reyment (1958) and Herm et al. (1979), *B. haberfellneri* is cited from the assemblage at Glaneck together with *Tissotioides haplophyllus, Tissotia ewaldi* and *Peroniceras subtricarinatus,* the first two species being considered by Wiedmann (1979 a, b) markers of the Lower Coniacian in Europe. In a proposal of a general zonation of the Coniacian, Wiedmann (1979 b) distinguishes in the Lower Coniacian a zone with *Tissotia ewaldi* and another one with *Barroisiceras haberfellneri.* As can be noticed, opinions converge towards including *B. haberfellneri* in the Lower Coniacian. We have reasons to share this opinion but we

Institutul Geologic al României

think, just like Matsumoto (1981) the exact stratigraphic position of the holotype of *B. haberfellneri* is not known so far.

Anyhow, the question arises what stratigraphic relations are between the deposits containing *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* in France and those with *Barroisiceras haberfellneri* in Austria, and if the last species can be the marker of the Coniacian base. Reversing the order, based on the situation existing in Romania — under the reserve that here as well the Coniacian ammonite assemblages appear suddenly, without direct relation with the Turonian associations — and in England (Gale, Woodroof, 1981) it can be asserted that *B. haberfellneri* actually appears since the base of the Coniacian. In the Babadag Basin (Romania) the species under consideration appears represented by typical specimens in the very base of the sequence of strata assigned to the Coniacian (Szász, 1981, Pl. 10, Fig. 2 a, b); above this level there appear several ammonite species as well as specimens of the genus *Didymotis* and a whole inoceramid assemblage, everywhere strictly confined to the Lower Coniacian. In England *B. haberfellneri* has a stratigraphic position similar to that in Romania; therefore it can be accepted as the marker of the first Coniacian chronozone.

The answer to the former question is that the species *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* and *Barroisiceras haberfellneri* are, as a rule, synchronous, — which was proved in Romania by the inoceramid assemblages — most species of the B. haberfellneri Assemblage from the Babadag Basin occurring also on the Cheia Valley (Vînturariţa Mt.) associated with typical specimens of *F. (Reesideoceras) petrocoriensis* (Szász, 1981, Pl. 11, Figs. 1-3). Therefore, the two species have practically the same chronostratigraphic value, at least in what their moment of appearance is concerned. The third species used in Europe as the marker of the first Coniacian zone is *Tissotioides haplophyllum* (Wiedmann, 1979 a). In the Alps this species is associated with *B. haberfellneri* whereas in France it has a stratigraphic position not well established so far (being cited in any case in the classical Lower Coniacian assemblage at Villedieu and ? the Middle Coniacian at Dieulefit). In Romania this species was found in the Perşani Mts associated with *Peroniceras* cf. *dravidicum,* probably in the Lower Coniacian. Unfortunately, all the three index species are confined, as far as we know, to the territory of Europe, therefore they can't be used for direct intercontinental correlations.

Concerning the species *Tissotia ewaldi* (V. Buch) proposed by Wiedmann as the marker of the first Coniacian chronozone, in our opinion there are not convincing arguments that it appears before the index species mentioned above because in Austria and France it is associated with one or several of them and in Spain the presence of *B. haberfellneri* and *F. (R) petrocoriensis* is not certain. It is therefore futile to discuss about their synchronism or asynchronism. Moreover, in other regions, *T. ewaldi* appears at much upper levels of the Coniacian (Upper Coniacian in the Middle East — cf. Lewy, Raab, 1978) which makes it no longer be so valuable for exact correlations. Other ammonite species proposed as first Coniacian chronozone markers (*Peroniceras subtricarinatus* — Matsumoto, 1981; *Peroniceras tridorsa-*

Institutul Geologic al României

tum — Amédro, Robaszynski, 1978) are not apparently more advantageous than *B. haberfellneri* or *F. (R.) petrocoriensis*. We accept the latter as first Coniacian chronozone marker, in the spirit of Grossouvre's outlook.

Other species of the mentioned genera or species of other ammonite genera characteristic as a rule of the Coniacian are cited from stratigraphic levels sensibly different from one region to another or have a restricted geographic distribution. Consequently, long distance correlations are rather difficult on very short stratigraphic intervals, like the Coniacian substages and zones, taking into account that according to some authors (Obradovich and Cobban — fide Kennedy, Cobban, 1976) the whole stage did not last more than 1 million years, therefore less than many zones of the other Upper Cretaceous stages.

Analyzing the various ammonite associations assigned to the two classical zones of Europe it can be noticed that the Paratexanites (Parabevahites) emscheris Zone represents only the upper third of the stage, the others belonging to the Barroisiceras haberfellneri Zone. On the other hand it is important to mention the presence of the zonal index species is not plainly confirmed in the upper part of the stratigraphic interval comprised between the base of the Coniacian and the base of the Paratexanites emscheris Zone, but the ammonite fauna of the whole interval is rather homogeneous, containing many genera with large areal dispersion *(Peroniceras, Gauthiericeras, Barroisiceras, Forresteria* (with various subgenera), *Kossmaticeras, Yabeiceras, Protexanites, Paratexanites, Prionocycloceras* and others). As noticed, in this assemblage which seems homogeneous at first sight, the representatives of the genera *Barroisiceras, Forresteria, Yabeiceras* and *Peroniceras* are to be found especially at the lower part of the interval while other genera *(Protexanites, Solgerites, Hemitissotia)* appear at the upper levels of this interval, permitting the separation of a Middle Coniacian.

Neither the classical Paratexanites (Parabevahites) emscheris Zone is very clearly individualized, first, because the stratigraphic interval of the index species is not exactly known (cf. Matsumoto, 1981), secondly, because it contains a less varied ammonite assemblage with many genera and species persisting from the subjacent zones. In fact, Matsumoto (1981) proposed the replacement of the index species of the Upper Coniacian in Europe with *Protexanites bourgeoisi* Gros., but this species is cited from Spain (Wiedmann, 1960, 1979, a, b) commencing with the upper part of the Lower Coniacian. Under these conditions it is difficult to know where to trace the boundary between the two zones proposed by Matsumoto (1981) for Europe : between the Lower and the Middle Coniacian, between the Middle and the Upper Coniacian or in the middle of the stage. What is known is that for the upper third of the Coniacian there are relatively few characteristic species and they belong to the genera *Protexanites, Paratexanites* and *Hemitissotis*. Of the Pachydiscidae, *Eupachydiscus isculensis* appears in this interval.

In various regions of the world, several zonations were attempted, based on different ammonite groupings. The table shows the correlation of the main regions at the level of substage or assemblage zone.

Institutul Geologic al României

Unlike the ammonites, the inoceramid fauna is more diverse, during the Coniacian. In almost all the regions in the center and west of Europe, it is possible to recognize three successive inoceramid assemblages, namely, in ascending order: Inoceramus schloenbachi assemblage Zone, Inoceramus mantelli assemblage Zone, Inoceramus subquadratus assemblage Zone. These three assemblages coincide in broad lines with the three Coniacian substages, separable on the basis of inoceramid evolution.

A tentative finer correlation of the Coniacian based on inoceramids is that of Kauffman (op. cit.) who tried to transpose in Europe the zones recognized in North America due to the existence of numerous species common to the two continents. There are however obvious inadequacies concerning not so much the specific assemblage composition but especially the stratigraphic level ascribed to certain species in America and the real level at which these species appear in Europe. The most striking example is that of the species *I. schloenbachi, I. inconstans* and *I. wandereri* that in Europe appear in an assemblage typical of the Lower Coniacian, consisting of *I. rotundatus, I. waltersdorfensis, I. erectus, I. deformis, Didymotis, Barroisiceras, Reesideoceras* etc. (Tröger, 1971; Szász, 1982, 1985 etc.) while in America these species are included in the Middle Coniacian as the last terms of certain evolutionary lineages. Excepting these inadequacies, that will be solved in time, the inoceramids permit, at least at substage levels, both interregional and intercontinental correlations. Concerning the Turonian-Coniacian boundary established on the basis of inoceramids, we should like to make a remark about the species *Inoceramus rotundatus* Fiege that, according to Kauffman, marks by its appearance the beginning of the Coniacian in Europe and Amerida and is the first in the succession of inocerami index species that appear in the Coniacian. First of all it is worth mentioning that many new specimens included in the synonymy of this species by Tröger (1967) do not really resemble the specimen of Fiege (1930, Pl. 7, Fig. 32), which Tröger chose as the holotype, and the specimen figured by Kauffman under this name in various papers (ex. Kauffman, in Herm et al., Pl. 9, Fig. C) resemble even less the holotype, so that at present it is difficult to know what an author or another understands by the name of *I. rotundatus*. On the other hand, both in Germany (Tröger, 1971) and in Romania (Szász, 1985) *I. rotundatus* appears at the same time with *I. schloenbachi*, which, according to Kauffman would represent the last taxon of the evolutionary lineage *I. rotundatus-I. erectus-I. deformis, I. schloenbachi*, the last mentioned species being already localized in the Middle Coniacian, in Kauffman's acception. The situation existing in Europe already questions the filiation and the zonation established by Kauffman, based on the mentioned "evolutionary lineage".

Coniacian Subdivisions in Romania and Their Faunal Content

In Romania, the Lower Coniacian is the best represented of the whole Turonian-Coniacian stratigraphic interval, so that few places in Europe can rival with it in what the abundance in ammonites and

Institutul Geologic al României

inocerami is concerned. Characteristic sections are to be found first of all in the Babadag Basin, between the localities of Caugagia and Baia (Fig. 1), on Cheia Valley-Vînturarița Mt. (Fig. 2) and on Valea Satului, Ormeniș, in the Perșani Mts. The list of the main ammonite and inoceramid species is given in the correlation tables (Tab. I, II). From the numerous new inoceramid species were included in the list only those close to known species with biochronologic importance (zonal markers in various parts of the Earth).

Concerning the zonation and correlation of the Coniacian based on ammonites, it can be noticed first of all that in Romania there exist all the three species currently used as index for the Lower Coniacian :

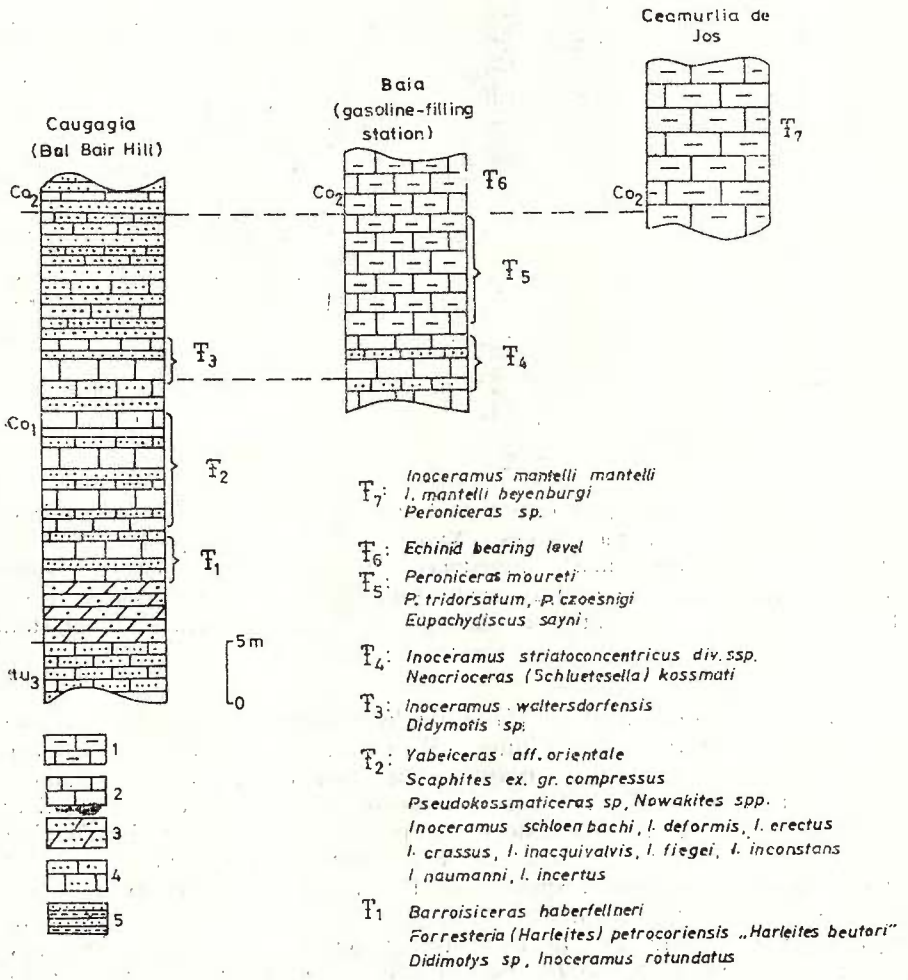


Fig. 1 — Lithological sequences and sequence of macrofaunal assemblages of the Coniacian of the Caugagia-Baia area (Babadag Basin — Dobrogea).
1, limestones and chalky marly limestones ; 2, white limestones ; 3, greenish sandy marly limestones ; 4, yellowish gritty limestones ; 5, calcareous sandstones.

Institutul Geologic al României

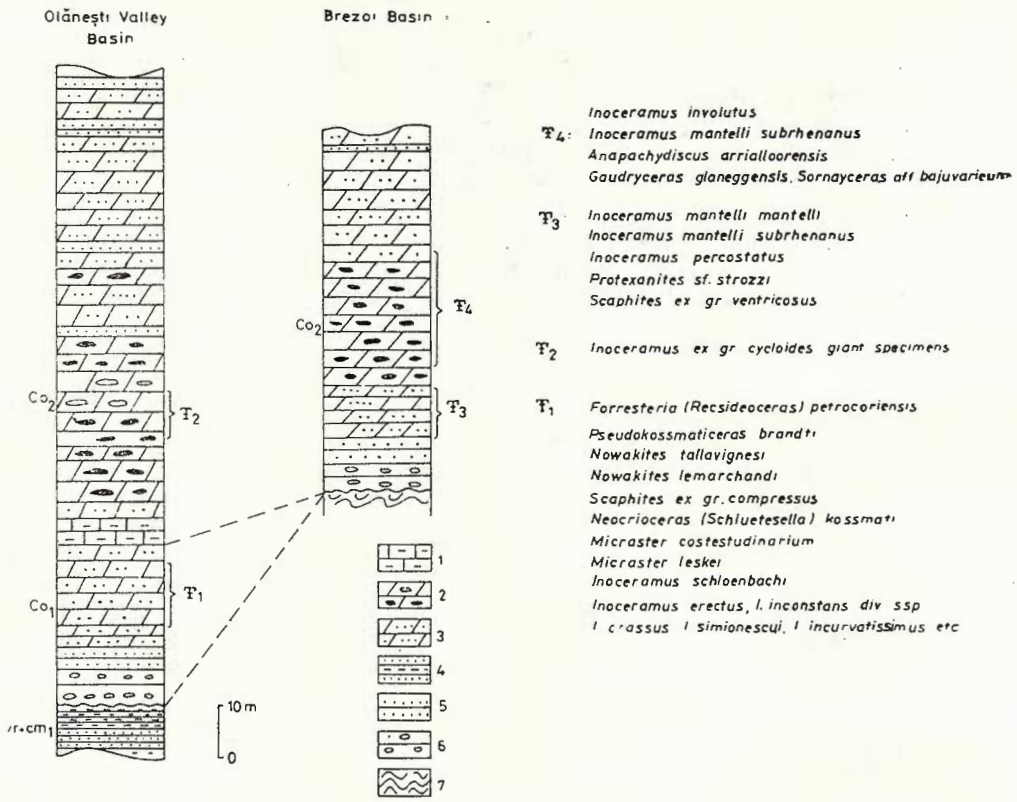


Fig. 2 — Lithology and sequence of faunal assemblages of the Lower and Middle Coniacian of the Olăneşti Valley and the Brezoi Basin.
1, red marls and grey marly limestones; 2, sandy marls with ferruginous stratiform concretions; 3, slightly shaly sandy marls; 4, silty clays and argillaceous sandstones in plates; 5, sandstones; 6, conglomerates; 7, crystalline basement.

Barroisiceras haberfellneri in the Babadag Basin, *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* in the Olăneşti Basin and *Tissotioides haplophyllus* in Perşani. The equivalence between the two assemblages or zones of the Babadag Basin (Barroisiceras haberfellneri Zone and Peroniceras moureti Zone) and the Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis Formation of the Olăneşti Valley Basin was established on the basis of the occurrences of inoceramid species of the I. mantelli Group which are considered simultaneous in both regions. In this idea the immediately subjacent associations are at least theoretically synchronous. However, it is also possible that the *F. (Reesideoceras) petrocoriensis* level should be synchronous only with the *B. haberfellneri*-bearing level, and the deposits synchronous with those containing *Peroniceras moureti* in the Olăneşti Basin should not have characteristic fossils. The boundary between the Lower and the Middle Coniacian was drawn equally on

Institutul Geologic al României

the criterion of the appearance of the I. mantelli Group, as the ammonites did not supply sure data in this respect. Therefore, the ammonite assemblage given for the Middle Coniacian of Romania is considered as such because it is to be found together with *Inoceramus mantelli*. The two *Gauthiericeras* species *(G. margae* and *G. roquei)* that are not associated with characteristic ammonites or inocerami are exceptions. *G. margae* is proposed by Wiedmann as the index of the Middle Coniacian (Wiedmann, 1979 b) and there are no reasons to reject this proposal.

A special aspect that is worth considering is the almost complete dissociation, in the Babadag Basin, of the Barroisiceras Assemblages from the Peroniceras ones, i.e. the representatives of the two genera have never been found in the same bed so far. In other regions as well one could notice a preferential grouping of the species of *Peroniceras* (Madagascar), but here the order of the succession is reversed (Collignon, 1965, 1978) and the dissociation is not complete. No satisfactory explanation of these situations has been given so far as, in the case of a normal evolutionary process we cannot explain the reversed order of the stratigraphic levels, and if we think in terms of ecologic preferences we cannot explain why in many regions the representatives of the respective genera are found together.

We have already mentioned the criterion used for establishing the boundary between the Lower and the Middle Coniacian in Romania. From the table of correlation of the ammonite assemblages it results that in many regions it is difficult to trace this boundary because the assemblages are rather homogeneous, very many ammonite species passing from a substage to another. So far, no ammonite index species of the Middle Coniacian has been unanimously accepted and the species used as such either have a restricted geographical distribution *(Gauthiericeras vallei)* or in other regions than those in which are used as zonal markers they occur at other stratigraphical levels *(Peroniceras westfalicum* — Lower Coniacian in Europe, Middle Coniacian in Texas, cf. Young, 1963 ; *Gauthiericeras margae* — marker of the Middle Coniacian according to Wiedmann, 1979 b, and of the Upper Coniacian of Madagascar according to Collignon, 1978). Therefore it is not surprising that many researchers still divide the Coniacian only into two substages and the boundary between "the Lower" and "the Upper" Coniacian is placed either in the lower third of the stage (Martinez, 1982) or in its upper third (Lewy, Raab, 1978 ; Matsumoto, 1981 etc.). In recent years, several researchers, among whom Wiedmann (in Herm et al., 1979) affirm that species of the genera *Solgerites, Hemitissotia,* as well as certain species of *Barroisiceras* and *Gauthiericeras* are characteristic of the Middle Coniacian. Unfortunately, of all the species considered characteristic of the Middle Coniacian only *Gauthiericeras margae,* to which we have already referred, was found in Romania.

So far there is no sure ammonite marker for the Upper Coniacian in Romania.

As for the Lower Coniacian inoceramid fauna from Romania — in fact its part restricted to the B. haberfellneri Zone — it is extremely rich in inoceramids both in the Babadag Basin and in the Olănești

Institutul Geologic al României

Valley Basin. In both places it has the classical composition of the I. schloenbachi Zone in Germany, to which many new species are added, most of them common to both regions. In this compact assemblage, identified both in the Babadag Basin and on the Cheia Valley-Vînturarița Mt. in a thin layer of maximum 15 m it is very difficult to make a finer zonation after Kauffman's model. Even if there is a certain sequence of species, this is difficult to establish in the absence of some continuous exposures of the whole pile (mine wells or big quarries), disparate exposures, like those in the Babadag Basin, being not at all easy to correlate. There are numerous arguments that the assemblages at Caugagia (Babadag Basin) and at Cheia Valley-Vînturarița Mt. are of Lower Coniacian age : first, the associated ammonites ; secondly, that in both regions these assemblages are situated under the level bearing *Inoceramus mantelli ;* third, that one of the levels containing *Didymotis,* a genus that, according to Kauffman (1978 d) is a sure marker of the Lower Coniacian is to by found at the upper part of the fossiliferous pile at Caugagia. Moreover, if we admit that the whole inoceramid assemblage identified under the level with *I. mantelli* belongs to the Lower Coniacian we must also admit that in Bohemia as well, the appearance of the I. mantelli Group marks the commencement of the Middle Coniacian and not of the Upper Coniacian, as suggested by Kauffman (1978 b). Therefore, the Middle Coniacian of Bohemia in Kauffman's acception is in fact part of the Lower Coniacian. In the west-inner regions of the United States a similar situation could exist regarding the "I" browni, "I" schloenbachi and "I" wandereri zones included by Kauffman in the Middle Coniacian. This age was not confirmed by the ammonite fauna since from all mentioned zones *Scaphites preventricosus* is cited (Kauffman et al., 1978, p. XXIII, 8), a species considered marker of the Lower Coniacian in the mentioned region (Gill, Cobban, 1966, p. A 35, Tab. II ; Houston, Murphy, 1977, p. A 23, Tab. I).

Concerning certain inocerami species, like *I. incurvatissimus* and *I. koeneni,* considered by Tröger (1981) characteristic of the Middle Coniacian, we mention that the former species certainly appears in Romania in the I. schloenbachi Assemblage both in the Babadag Basin and in the Olănești one. As for the latter species, it was not identified for sure in the mentioned assemblages, but at Caugagia there are specimens resembling enough *I. koeneni,* which were mentioned in a previous paper (Szász, 1985) under the name of *I.* n. sp. aff. *I. koeneni.*

The association with *Inoceramus mantelli* is very well represented both in the East Carpathians, especially in the Brezoi Basin (Szász, 1976) and in the Babadag Basin (Szász, 1985) by *I. (Platyceramus) mantelli mantelli,* present in both regions, *I. (Pl.) mantelli subrhenanus* at Brezoi and *I. (Pl.) mantelli beyenburi* in Dobrogea.

In the Babadag Basin the first small specimens of *I. mantelli* appear in the quarry north of Baia where a fauna with *Peroniceras* is also to be found. The typical, big specimens occur in a quarry in the proximity of the locality of Ceamurlia de Jos, whose stratigraphic position is upper than the Peroniceras-bearing Beds. As here there are still fragments of *Peroniceras,* in a previous paper (Szász et al., 1978)

Institutul Geologic al României

we assigned the whole assemblage to the Lower Coniacian under the name of the *Peroniceras moureti* and Inoceramus mantelli Zone, in the idea of a bipartite division of the Coniacian. We make here the necessary correction, referring the I. mantelli-bearing Beds to the Middle Coniacian and mentioning that the Peroniceras moureti Zone also passes in the lower part of the Middle Coniacian. In the Brezoi Basin there are no direct faunal relations between the Lower and the Middle Coniacian, the I. mantelli Assemblage, which is to be found a few meters above the boundary with the crystalline rocks being the first to appear in this basin. Specimens of *I. mantelli* also occur in the sandy marls with ferruginous concretions, associated with *I. involutus*, *I. percostatus* and others, the thickness of the *I. mantelli* — bearing pile being of about 150-200 m.

In the Olănești Basin, specimens referrable to *I. mantelli* occur above the marker level with red marls and grey marly limestones lying a few meters above the *I. schloenbachi*-bearing pile. Some specimens from the Olănești Valley (from the place called "at the platform") were erroneously included in *I. sublabiatus* (Todiriță-Mihăilescu, 1973). In other areas (confluence of Valea Surlelor with the Olănești Valley) there are gigantic specimens of inocerami belonging to the I. mantelli Group. A specimen more than 1 m high was partly recovered and several others of comparable size were noticed, but their complete recovery is very difficult. Anyhow, the collected specimen, even in a fragmentary state, is one of the biggest inocerami known in Europe.

As observed in Romania, *I. mantelli* is never associated with *I. schloenbachi* or with other species characteristic of the respective zone. The same situation is also known in Germany, where the fauna was collected from mine wells, therefore in completely exposed lithological sequences, where the position of the fossiliferous beds was very clear (Tröger, 1971).

In other regions of Europe (Paris Basin) the situation is not equally clear, as *I. mantelli* is quoted in association with *I.* aff. *schloenbachi*, *I.* aff. *inconstans* and others (Sornay, in Amédro et al., 1979). As noticed, the determination of *I. schloenbachi* is not very rigorous, therefore another species can be in question. *I. inconstans* can really coexist with *I. mantelli*, which we could notice in the Babadag Basin. Anyhow, even in the case of the actual coexistence of the species *I. mantelli* and *I. schloenbachi* it is erroneous to refer the association to the Turonian.

From the presented data it results that *I. mantelli* is a good marker of the Middle Coniacian both in Central Europe (Germany, Czechoslovakia) and in Romania. Unfortunately, *I. mantelli* is not known for sure on other continents, therefore other inoceramus species must be considered for intercontinental correlations. Among them, *Inoceramus involutus* is almost universally spread and has almost the same range as *I. mantelli*, although the moments of their appearance do not necessarily coincide in all regions.

The Upper Coniacian in Romania is generally poorly characterized by macrofauna, although lithologically it is sometimes (Hațeg Basin, Brezoi Basin, Olănești Valley Basin) represented by thick piles of deposits with a continuous sedimentation since the Lower Coniacian

Institutul Geologic al României

at least until the end of the Santonian. In the Babadag Basin no deposits assigned for sure to the Upper Coniacian or to the Santonian are known.

From a macrofaunal point of view, the deposits referrable to the Upper Coniacian are characterized by the presence in certain regions (Valea lui Stan, Brezoi Basin; South Apuseni cf. Lupu, 1976) of the species *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus* Schlüter, that is known in Europe to indicate the Upper Coniacian. In the Brezoi Basin this level has also yielded some specimens of *I. kleini* Müller (non Andert, non Kauffman) and *I.* ex gr. *undabundus* Meek. The ammonites found in the same level belong to the genera *Gaudryceras, Nowakites, Eupachydiscus,* but they do not give exact biostratigraphic indications.

The problem of the Coniacian-Santonian boundary cannot be conveniently approached in Romania for lack of characteristic macrofauna. We mention nevertheless that in the Haţeg Basin was identified one of the ammonite species considered characteristic of the Lower Santonian (Matsumoto, in Matsumoto, Haraguchi, 1978), with a very large geographical distribution (Europe, Madagascar, South Africa, Japan). The species in question is Texanites „oliveti" Collignon (non Blanckenhorn), mentioned by us (Pop, Szász, 1973) under this name, after the works of Collignon (1948) and Matsumoto and Ueda (1962). This species was recently renamed *Texanites collignoni* Klinger et Kennedy (Klinger, Kennedy, 1980; Kennedy et al., 1981). Unfortunately in the section from which this species was collected, the Upper Coniacian does not contain macrofauna.

In the Brezoi Basin, the commencement of the Santonian is probably marked by the presence of the species *Parapuzosia daubreei,* frequently cited in Europe from the Lower Santonian (Immel et al., 1982) but mentioned also in the Upper Coniacian of Spain (Martinez, 1982). Anyhow, the species has a limited geographic distribution and its chronostratigraphic value cannot be compared with that of the species of *Texanites.*

Conclusions

Based on the data presented, the conclusion can be drawn that in Romania the ammonite and inoceramus assemblages are rather different to permit a clear delimitation of the Coniacian from the Turonian. There are, nevertheless, inoceramus associations that can appear both in the Upper Turonian and in the Lower Coniacian. When only such species occur, it is very difficult to establish the boundary between the two stages. In this paper we did not treat of the echinid fauna, but we mention that certain morphologic types referable to the species *Micraster leskei* appear in a rather large number in typical Coniacian assemblages (together with *M. cortestudinarium)* both in the Babadag Basin and in the Cheia-Vînturariţa Valley. Therefore this species is not characteristic of the Turonian, as several authors suggest.

In Romania there are several regions where it is supposed that at least lithologically the whole Coniacian is represented, in some regions admitting a Turonian-Coniacian sedimentation continuity (Babadag Basin) or a Turonian-Santonian one (Perşani Mts). In other

Institutul Geologic al României

areas (Olănești Basin, Brezoi, Hațeg) the Coniacian is obviously transgressive and the first faunal assemblages are diachronous from one area to another. So, on Cheia Valley of the Olănești Basin, the first macrofauna assemblage is referred to the Lower Coniacian while in the Brezoi Basin situated at a relatively small distance from the former area, the first association is referred to the Middle Coniacian. As for the Coniacian-Santonian boundary, at least in the Getic domain of the South Carpathians there is a continuous lithological passage, without important facies changes from the Coniacian to the Santonian.

In Romania the Lower Coniacian is the best represented of the Coniacian substages, both by the ammonite fauna which contains most characteristic species of Europe, zonal indices included, except for representatives of the genus *Tissotia,* and by the exceptionally varied inoceramus fauna, unmatched in Europe.

In certain regions of Romania (Babadag Basin) in the Lower Coniacian two different ammonite zones are clearly distinguished, the Barroisiceras haberfellneri Zone and the Peroniceras moureti one, the latter including also part of the Middle Coniacian. In the Olănești Valley Basin, only the Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis Zone can be distinguished. *F (R.) petrocoriensis* was chosen as marker of the whole Lower Coniacian as it has a larger geographical distribution than *B. haberfellneri* and is the index of "the Barroisiceras haberfellneri" Zone of Grossouvre. In fact, in some recent papers, this species is chosen as marker of the first Coniacian chronozone (Bellier, 1983 ; Martinez, 1982). The appearance of *Barroisiceras haberfellneri* also marks the Coniacian base, judging after the situation in England (Gale, Woodroof, 1981) and Romania. Another marker of the Lower Coniacian found in the Perșani Mts is *Tissotioides haplophyllus.* As for *Tissotia ewaldi* proposed by Wiedmann as marker of the first Coniacian chronozone, we have noticed that this species appears in the Middle East (cf. Lewy & Raab) only in the Upper Coniacian, therefore confusions are possible in the case of long distance correlations.

The inocerami fauna of the Lower Coniacian in Romania is exceptionally rich and varied but it does not permit a finer zonation, after the model proposed by Kauffman, as the sequence of species established by this author in North America is not recognized in Europe and, on the other hand, there are divergent interpretations concerning certain index species *(Inoceramus rotundatus).* It is worth mentioning that in the inoceramus assemblages from the Lower Coniacian in Romania there appear certain species that in other places appear in the Middle Coniacian *(I. incurvatissimus)* or in the Turonian *(I. lamarcki).* American species like *I. deformis* and *I. erectus* are represented by typical specimens but in a small number, in exchange there are numerous specimens which we assigned to new species, close to the American ones *(I. paradeformis* Szász, *I. dobrogeensis* Szász, *I. babadagensis* Szász — cf. Szász, 1985). Some Japanese species *(I. naumanni, I. incertus)* also occur in this assemblage. The zonal marker — *I. schloenbachi* is represented by a large number of specimens both in the Babadag Basin and on the Cheia Valley-Vînturarița Mt.

Institutul Geologic al României

The Middle Coniacian in Romania is characterized especially by the inoceramus fauna (species of the I. mantelli Group, to which I. involutus, I. percostatus and others are added). The ammonite genera *Protexanites*, *Sornayceras*, *Gauthiericeras* can prove the existence of the Middle Coniacian.

Macropaleontologically, the Upper Coniacian is attested in Romania only by rare specimens of *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus*.

The Coniacian-Santonian boundary is difficult to trace correctly, for lack of adequate macropaleontological arguments, as, where there is a sure marker of the Lower Santonian (Hateg Basin) there are no macrofaunal arguments for the Upper Coniacian, and in the Brezoi Basin the species *Parapuzosia daubreei* is not a totally reliable marker of the Lower Santonian.

ADDENDA

After presenting the paper concerning the stratigraphy and the correlation of the Coniacian in Romania (May, 1983) I have learnt of certain results of W. J. Kennedy on the sequence of the ammonite

Correlation of the Coniacian of Romania with NW and Central Europe

Northwest European standard sequence			Ammonite successions of Romania	Substage	Inoceramid and Didymotis assemblages of Romania
Substage	Zone				
pper Coniacian	*Protexanites serratomarginatus Gauthiericeras margae*		*Protexanites serratomarginatus Gauthiericeras margae*	Upper Coniacian	*Inoceramus cycloides ahsenensis I. subquadratus, I.* ex. gr. *undabundus, I. kleini* / *Inoceramus*
Middle Coniacian	*Peroniceras tridorsatum*		*Peroniceras tridorsatum*	Middle Coniacian	*Inoceramus involutus* ex. gr. *mantelli* / *I. percostatus*
Lower Coniacian	*Forresteria (Harleites) petrocoriensis*	? ?	*Yabeiceras* aff. *orientale* and *Peroniceros (Zuluiceras)* aff. *isamberti* — / *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* and *Barroisiceras haberfellneri*	Lower Coniacian	*Inoceramus schloenbachi, I. deformis, I. erectus, I. crassus, I. inconstans, I. weisei, I. stillei, I. incurvatissimus, I.* n.sp.aff *I. koeneni, I. rotundatus, I. striatoconcentricus carpathicus, I. striatoconcentricus szadetzkyi, I. waltersdorfensis, Didymotis uermoesensis, D.* aff. *variabilis*, etc.

Institutul Geologic al României

associations from France (Kennedy in litt., July, 1983), which have determined me to present a modified (improved) version concerning the stratigraphy of the Coniacian in Romania (Szász, Ion, 1984). Subsequently, on various occasions, ample papers dealt with the stratigraphy of the Coniacian of France and the correlation of the ammonite sequences with other regions in Europe (among which Romania as well) or from other continents (Kennedy, in Klinger, Kennedy, 1984 ; Kennedy, 1985). The standard succession (proposed for NE Europe by Kennedy) can be easily correlated with the ammonite associations from Romania and is generally conformable with the successions identified in Romania. But there are also some inadequacies that make the general scheme proposed by Kennedy be more difficultly accepted in certain situations. If we consider the first Coniacian assemblage to be that containing *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* and the second one that containing *Peroniceras tridorsatum* it means that between the two "classical" zones there is an assemblage without *Forresteria* (or *Harleites)* and equally without *Peroniceras* s. str., but in which *Yabeiceras* aff. *orientale* and other species of Coniacian ammonites and many inocerami species are found, that, even according to the most recent studies (Keller, 1982) are characteristic of the Lower Coniacian. To the whole more or less interpretable assemblage, in Romania the bivalve genus *Didymotis* is

on the basis of ammonites, inoceramus and Didymotis

Central European inoceramid sequences							
Tröger, 1971	Subst.		Kauffman, 1978	Subst.		Ernst et al., 1983	Sub-stage
I. fasciculatus *I.* ex gr. *mantelli* *I. subquadratus* and subsp. *I. kleini*	Coniacian III—IV		*I.* (*Pl.*) ex gr. *cycloides* *I. subquadratus* *Volviceramus involutus* *Platyceramus mantelli*	Upper Coniacian		*Inoceramus subquadratus*	Upper Coniacian
I. kleini *I. koeneni* *I. mantelli* and ssp. *I. involutus* *I. incurvatissimus*	Coniacian I—II		*I. inconstans woodsi* *I. frechi* *V. koeneni* *I. wandereri* *I. inconstans* s.l. *I. schloenbachi*	Middle Coniacian		*I. involutus* *I. koeneni*	Middle Coniacian
I. rotundatus *I. schloenbachi* *I. inconstans inconstans* *I. inconstans lueckendorfensis* *I. mytiloidiformis* *I. fiegei* *I. ernsti*	Ober Turon		*I. deformis* *I. waltersdorfensis waltersdorfensis* *M. lusatiae* *I. striatoc. striato-concentricus* *I. waltersdorfensis hannovrensis*, etc.	Lower Coniacian		*I. deformis* *I. erectus* *I. rotundatus* *I. waltersd. hannovrensis* *Didymotis uermoes.* *Didymotis* sp. *I.* aff. *frechi*	Lower Coniacian Upp. Turon pro parte

Institutul Geologic al României

added, that, according to authors of reliable scientific authorithy (Imlay, 1955; Kauffman, various papers, 1978), characterizes the Lower Coniacian. Taking into account that the inocerami association of the intermediate pile between the beds with *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* and those with *Peroniceras both* in Central Europe and in North America is considered of Lower Coniacian age and that in this assemblage the genus *Didymotis* is also to be found, we consider, at least up to obtaining new information, that this pile is referred to the Lower Coniacian.

The Middle Coniacian is well represented in Romania by the association with *Peroniceras tridorsatum,* just like in France, to which *Inoceramus* ex gr. *mantelli, I. involutus* etc. are added. In Romania certain *Inoceramus* species resembling *I. koeneni* appear in the upper part of the Lower Coniacian.

According to the new scheme of dividing the Coniacian proposed by Kennedy (1984, 1985), the Upper Coniacian of Romania appears as larger and better founded than in our initial paper, in the sense that *Gauthiericeras margae* bearing beds of NW Transylvania and the *G. roquei* bearing ones of the Babadag Basin are surely of Upper Coniacian age, probably together with the beds containing *Protexanites* and *Scaphites* ex gr. *ventricosus* of the Brezoi Basin. The interval is not quite well characterized in Romania by inocerami (there are rare *I. subquadratus* specimens and a series of long ranged species). It is likely that in the uppermost part of the Coniacian in the Olănești Basin there occur inocerami of the I. cycloides Group.

The correlation of the ammonite zones of NW Europe with the inocerami zones of Central Europe is still unsatisfactorily solved. According to Kennedy (1985) a region of major interest in this respect would be the Bohemia Basin of Czechoslovakia, but here there are not yet modern papers containing the ammonite fauna and the vertical association sequence, so that, in our opinion, the Coniacian in Romania is, in this respect at least, equally interesting.

In the annexed table there is a tentative correlation of the ammonite and inoceramus assemblages of Romania with those in the west and center of Europe, based on the most recent data accessible so far.

REFERENCES

Aliev M. M., Pavlova M. M., Zabelina T. M. (1970) K stratigrafii verhnemelovîch otlojenii Zapadnoi Turkmenii. Iurskie, Melovîe i Paleogenovîe otlojenia zapada srednei Azii. Izd. „Nauka", 64-104, Moskva.

Amédro F., Robaszynski F. (1978) Peroniceras, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Ann. Soc. Géol. Nord,* XCVIII, 35-50, 3 pls., Villeneuve d'Ascq.

— Manivit H., Robaszynski F. (1979) Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans le Craies du Boulonnais (Macro-Micro-Nannofossiles). *Ann. Soc. Géol. Nord,* XCVIII, 285-305, Villeneuve d'Ascq.

Institutul Geologic al României

Andert H. (1934) Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. *Abh. preuss. geol. L.A., N.F.*, 159, 477 p., 19 pls., Berlin.

Arkell W. J., Kummel B., Wright C. W. (1957) Mesozoic Ammonoidea. In: Treatise on Invertebrate paleontology, Part I, 4, Moore R. C. (ed.), 180-L490, Univ. Kansas & Geol. Soc. Am.

Bellier J.-P. (1983) Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale : Systématique, biozonation, utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien. Univ. P. et M. Curie Paris, Mém. sci. de la Terre, Thèse, 250 p., 25 pls., Paris.

Boldor C., Stilla A., Iavorschi M., Dumitru I. (1970) Date noi în cunoaşterea stratigrafiei şi tectonicii sedimentarului mezozoic de la N de Olăneşti (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LV/5, 5-20, 3 pls., Bucureşti.

Collignon M. (1948) Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar) I. Les Texanitidae (parts 1 et 2). *Ann. Géol. Serv. Mines Madagascar*, 13, 14, 1-120, 32 pls., (Tananarive), Paris.

— (1965) Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites) fasc. XIII (Coniacien). *Serv. Géol. Rep. Malgache*, 88 p., pl. 414-454, Tananarive.

— (1966) Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 175, 9-86, 35 pls., Rabat.

— (1978) La partie moyenne du Crétacé à Madagascar entre l'Aptien et le Coniacien. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XV.1-XV.15, Nice.

Devries A., Mathieu C., Monciardini C., Pajaud D., Sornay J. (1974) Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Turonien et le Sénonien de la Thiérache et du Marlois (Nord-Est du bassin de Paris). *Bull. B.R.G.M. (2)*, I, 4, 189-208, Paris.

Fallot J. E. (1985) Études géologiques des étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le sud-est de la France. *Ann. sci. Géol.*, 18, (1), 202 p., 6 pls., Paris.

Fritsch A., Schloenbach U. (1872) Cephalopoden der bömischen Kreideformation, 51 p., 16 pls., Praga.

Gale A. S., Woodroof P. B. (1981) A Coniacian ammonite from the Top Rock in the Chalk of Kent. *Geol. Mag.*, 118 (5), 557-560, 1 pls., Cambridge.

Gill J. R., Cobban W. A. (1966) The Red Bird Section of the Upper Cretaceous Pierre Shale in Wyoming. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 393A, 73 p., pl. 5-12, Washington.

Grossouvre A. de (1894) Recherches sur la craie supérieure. 2e partie. Paléontologie. Les Ammonites de la craie supérieure. *Mém. Expl. Carte géol. France (1893)*, 264 p., 39 pls., Paris.

Herm D., Kauffman E. G., Wiedmann J. (1979) The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian-Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria. *Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol.*, 19, 27-92, pl. 5-11, München.

Houston R. S., Murphy J. F. (1977) Depositional environment of Upper Cretaceous Black Sandstones of the Western Interior. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 994-A. 29 p., Washington.

Imlay R. W. (1955) Stratigraphic and geographic range of the Late Cretaceous Pelecypod Didymotis. *J. Pal.*, 29, (3), 548-550, Tulsa.

Institutul Geologic al României

Immel H., Klinger H. C., Wiedmann J. (1982) Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenberg/Tirol, Österreich. *Zitteliana*, 8, 3-32, pl. 1-11, München.

Joja T., Chiriac M. (1964) Asupra prezenței unor amoniți în Stratele de Hangu din flișul extern de la Putna (Regiunea Suceava). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 9, (1), 34-49, 1 pl., București.

Kauffman E. G. (1977) Systematic, biostratigraphic and biogeographic relationships between Middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Pal. Soc. Japan, Spec. Pap.*, 21, 169-212, Tokyo.

— (1978 a) British Middle Cretaceous Inoceramid biostratigraphy. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, IV.1-IV.12, Nice.

— (1978 b) An outline of Middle Cretaceous marine history and Inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XIII.1-XIII.12, 5 pls., Nice.

— (1978 c) South African Middle Cretaceous Inoceramidae. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XVII.1-XVII.6, 2 pls., Nice.

— (1978 d) Middle Cretaceous bivalve zones and stage implications in the Antillean Subprovince, Caribbean Province. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXX.1-XXX.11, Nice.

— Cobban W. A., Eicher D. L. (1978) Albian through Lower Coniacian strata biostratigraphy and principal events, Western Interior United States. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXIII.1-XXIII.52, 17 pls., Nice.

Keller S. (1982) Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman-Unter-Coniac. Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. *Geol. Jb.*, A 64, 3-171, 8 pls., Hannover.

Kennedy W. J. (1978) The Middle Cretaceous of Zululand and Natal, Eastern South Africa. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XVIII.1-XVIII.29, 6 pls., Nice.

— Cobban W. A. (1976) Aspects of Ammonite biology, biogeography and biostratigraphy. *Spec. Pap. Palaeont.*, 17, 94 p., 11 pls., London.

— Klinger H. C. (1975) Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. Introduction, Stratigraphy. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*. 25, (4), 265-315, London

— Klinger H. C., Summersberger H. (1981) Cretaceous faunas from Zululand and Natal. Additional observations on the Ammonite subfamily Texanitinae Collignon, 1948. *Ann. S. Afr. Mus.*, 86, (4), 115-155, 27 text-figs., Cape Town.

Klinger H. C., Kennedy W. J. (1980) Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The Ammonite subfamily Texanitinae Collignon, 1948. *Ann. S. Afr. Mus.*, 80, 357 p., 269 text-figs., Cape Town.

Lewy Z., Raab M. (1978) Mid-Cretaceous stratigraphy of the Middle East. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXXII.1-XXXII.20, 2 pls., Nice.

Lupu D. (1976) Inocerami din Turonianul și Coniacianul de la Bretelin (stratele de Deva). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 21, 131-141, 5 pls., București.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacée. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI, 63-280, București.

Martinez R. (1982) Ammonoideos cretacicos del Prepirineo de la provincia Llerida. *Univ. Autonoma de Barcelona, Publ. Geologia*, 17, 197 p., 30 pls., Barcelona.

Matsumoto T. (1959) Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology)*, 9, (2), 55-93, pl. 6-11, Fukuoka.

Institutul Geologic al României

— (1965 a) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido Part I (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XIV). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology)*, 16, (1), 1-80, pl. 1-18, Fukuoka.
— (1965 b) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido Part II (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XV). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D, (Geology).* 16, (3), 209-243, pl. 36-43, Fukuoka.
— (1969) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. Part III (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalian-XX). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology),* 19, (3), 297-330, pl. 39-45, Fukuoka.
— (1970) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido Part IV (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalian-XXI). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology),* 20, (2), 225-304, pl. 30-47, Fukuoka.
— (1977) Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Pal. Soc. Japan, Spec. Pap.,* 21, 63-74, Tokyo.
— Ueda Y. (1962) Palaeontological notes. In : Ueda Y. : The Type Himenoura Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology),* 12, (2), 161-178, pl. 22-27, Fukuoka.
— Haraguchi Y. (1978) A new Texanitine Ammonite from Hokkaido (Studies of Cretaceous from Hokkaido and Saghalien-XXXIV). *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N.S.,* 306-318, pl. 42, Tokyo.
— Okada H., Hirano H., Tanabe K. (1978) Mid-Cretaceous biostratigraphic succession in Hokkaido. (In Mid-Cretaceous zonation in Japan). *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice,* 4, XXXIII.1-XXXIII.23, Nice.
— Muramoto K., Hirano H., Takahashi T. (1981) Some Coniacian Ammonites from Hokkaido (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido-XL). *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N.S.,* 121, 51-73, pl. 6-8, Tokyo.

Mennessier G., Sornay J. (1978) Répartition des Inocérames dans la craie de Picardie occidentale (Cénomanien supérieur-Campanien). *C. R. Acad. Sci. Paris,* 286, D, 1555-1557, Paris.

Mirăuță O., Mirăuță E. (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol.,* XXXIII, 343-380, 11 pls., București.

Mîrza I., Ghergariu L. (1963) Bentonitul de la Valea Chioarului (regiunea Maramureș) (Notă preliminară). *Rev. minelor,* XIV, (1), București.

Mojica J. v., Wiedmann J. (1977) Kreide-Entwicklung und Cénomanien/Turonien-Grenze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuévalos. *Ecl. geol. Helv.,* 70, (3), 739-759, 1 pl., Basel.

Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *St. cerc. geol.,* 4, (2), 255-272, 4 pls., București.

Naidin D. P., Kopaevich L. F. (1977) O zonalnom delenii verhnego Mela evropéiskoi paleobiogeograficeskoi oblasti. *Biull. M. o-va Isp. Pr. otd. Geologii,* 52, (5), 92-112, Moskva.

Parnes A. (1964) Coniacian ammonites from the Negev (southern Israel). *Bull. Geol. Surv. Israel,* 39, 1-42, 4 pls., Jerusalem.

Pasternak S. I., Gavrilishin V. I., Ginda V. A., Kotsyubinsky S. P., Senkovsky Y. N. (1968) Stratigraphy and Fauna of the Cretaceous deposits of the West of the Ukraine (Without the Carpathians) 272 p., 50 pls., Kiev.

Institutul Geologic al României

Patrulius D. (1954) Observaţiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi şi din Perşani. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, 136-145, Bucureşti.

— Szász L. (1976) Specii ale genului Gauthiericeras în Neocretacicul din România. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/3, 155-159, 2 pls., Bucureşti.

Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perşanilor Centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *St. tehn.-econ.*, J, 4, 131 p., 42 pls., Bucureşti.

Pop G., Szász L. (1973) Santonianul din regiunea Haţegului (Carpaţii Meridionali). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 18, (2), 463-467, 1 pl., Bucureşti.

Porthault B. (1974) Le Crétacé supérieur de la „Fosse Vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est) ; Micropaléontologie, Stratigraphie, Paléogéographie. Thèse no. 257, Lyon.

Radwanska Z. (1963) Die Grenze zwischen dem Turon und Coniac in der innersudetischen Mulde und dem Neiisegraben. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 8, (2), 163-170, 3 pls., Berlin.

Redtenbacher A. (1873) Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlischen Alpen. *Abh. k. geol. R.A.*, 5, (5), 91-140, pl. 22-30, Wien.

Reeside J. B. Jr. (1932) The Upper Cretaceous ammonite genus Barroisiceras. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 170-B, 9-29, pl. 3-10, Washington.

Reyment R. A. (1958) Neubeschreibung der Redtenbacherischen Ammonitenoriginale aus den Gosauschichten. Stockholm contr. *Geol.*, II, 3, 31-50, 12 pls., Stockholm.

Schlüter C. (1871-76) Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*, 21, 1-120, pl. 1-35 ; 24, 121-264, pl. 36-55, Stuttgart.

Scott G. R., Cobban W. A. (1964) Stratigraphy of the Niobrara Formation at Pueblo, Colorado. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 454-L, 30 p., 11 pls., Washington.

Seitz O. (1959) Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. Congr. géol. internat. XX Crétacé (1956), 113-130, Ciudad de Mexico.

— (1962) Über Inoceramus (Platyceramus) mantelli Merçey (Barrois) aus dem Coniac und die Frage des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen. *Geol. Jb.*, 79, 353-386, pl. 10-13, Hannover.

— (1965) Die Inoceramen des Santon- und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II Teil-Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung Sphenoceramus J. Böhm. Beih. *Geol. Jb.*, 69, 194 p., 26 pls., Hannover.

Simionescu I. (1899) Fauna cretacică superioară de la Ürmös (Transilvania). *Acad. Rom., Publ. Fondului Adamachi*, 4, 1-39, 3 pls., Bucureşti.

Szász L (1976) Biostratigrafia şi paleontologia Cretacicului superior din bazinul Brezoi (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4 (Stratigr.), 189-220, 21 pls., Bucureşti.

— (1981) Contribution à l'étude des Ammonites coniaciennes de la Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, XXX, 93-114, 12 pls., Bucureşti.

— (1982) La signification biochronologique de la zone à Inoceramus schloenbachi J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXVI (1979), 4 (Stratigr.), 119-130, Bucureşti.

— (1985) Contributions to the study of the Inoceramus fauna of Romania. I. Coniacian inoceramus from the Babadag Basin (North Dorbogea). *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, XXXII, p. 137-176, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Lăcătușu A. (1974) Contribuții la studiul amoniților din Neocretacicul bazinului Babadag (Dobrogea de nord). *D. S. Inst. Geol.*, LX/3 (Paleont.), 205-215, 7 pls., București.
— Grigorescu D., Martinof G. (1978) Semnificația biostratigrafică a faunei de inocerami de la Caugagia (bazinul Babadag, Dobrogea de nord). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 23, (2), 313-319, Bucureștti.
Todiriță-Mihăilescu V. (1973) Contribuții la studiul depozitelor cretacice de pe flancul nord-estic al culmii Vînturarița. *An. Univ. București, Geol.*, XXII, 89-98, 9 pls., București.
Tröger K.-A. (1967) Zur Paläontologie, Biostraigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I. Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol.*, 12, 13-207, 14 pls., Dresden.
— (1971) Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BDR). *Freib. Forsch.-H.*, C 298, 109-138, Leipzig.
— (1981) Zur Bedeutung der Wachstumsknicke bei Inoceramen der Oberkreide. *Freib. Forsch.-H.*, C 363, 101-110, 3 pls., Leipzig.
Wiedmann J. (1960) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. Coll. Crétacé sup. français, 709-764, Dijon.
— (1964) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Estudios Geol.*, 20, (1-2), 107-148, 38 figs., Madrid.
— (1979 a) Itinéraire géologique à travers le Crétacé Moyen des Chaînes Vasco-gotiques et Celtiberiques (Espagne du Nord). Guide II. Partie : Mid-Cretaceous Events, Iberian field conference 11. *Cuadern. Geologica Iberica*, 5, 127-214, 12 pls., Madrid.
— (1979 b) Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. Aspekte der Kreide Europas, IUGS, A, 6, 335-350, Stuttgart.
— Kauffman E. G. (1978) Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, III.1-III.22 12 pls., Nice.
Young K. (1963) Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States. *Univ. Texas Publ.*, 6304, 373 p.-incl. 82 pls., 28 text-figs., Austin.

ADDITIONAL REFERENCES

Ernst G., Schmid T., Seibertz E. (1983) Event Stratigraphie in Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10, 531-554, München.
Kennedy W. J. (1985) Integrated macrobiostratigraphy of the Albian to basal Santonian. In : R. A. Reyment & P. Bengtson (compilers) : Mid-Cretaceous Events : report on results obtained 1974-1983 by IGCP Project No. 58, 91-108. Publication from the Palaeontological Institution of the University of Uppsala, Special volume 5, Uppsala.
Klinger H. C., Kennedy W. J. (1984) Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Peroniceratinae Hyatt, 1900. *Ann. South African Mus.*, 92, (3), 113-294, 135 figs., Cape Town.
Szász L., Ion J. (1984) Biostratigraphic characterization of some boundaries in the Cenomanian-Coniacian interval. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 64, 299-307, 2 tab., București.

Institutul Geologic al României

CONIACIANUL DIN ROMÂNIA : LIMITE, SUBDIVIZIUNI, ASOCIAȚII DE AMONIȚI ȘI INOCERAMI ȘI IMPORTANȚA LOR PENTRU CORELĂRI GLOBALE

(Rezumat)

Coniacianul este un etaj foarte bine caracterizat în cadrul Cretacicului superior, mai ales prin fauna lui de amoniți care cuprinde numeroase genuri și chiar subfamilii limitate strict la acest etaj, așa că delimitarea lui față de Turonian și față de Santonian nu pune probleme deosebite. În cazul asociațiilor de inocerami limitele nu sînt așa de tranșante, existînd mai multe specii care trec din Turonian în Coniacian sau din Coniacian în Santonian, dar în ansamblul ei și fauna de inocerami caracteristică Coniacianului este bine conturată.

Pînă în prezent au existat numeroase discuții privind împărțirea Coniacianului fie în două, fie în trei subetaje, precum și privind stabilirea zonelor de amoniți și inocerami caracteristice fiecărui subetaj. Numai cercetările foarte recente au dus la rezultate satisfăcătoare în acest sens, ajungîndu-se la concluzia că prima zonă a Coniacianului este cea cu *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*, care în linii generale coincide cu Coniacianul inferior. Coniacianul mediu este caracterizat prin asociația zonei cu *Peroniceras tridorsatum*. În Coniacianul superior au fost identificate două zone : cea cu *Gauthiericeras margae* în partea inferioară și cea cu *Paratexanites (Parabevahites) serratomarginatus* în partea superioară. Limita Coniacian-Santonian este marcată de apariția speciilor genului *Texanites* s. str.

Pe baza faunei de inocerami se pot deosebi de asemenea trei subdiviziuni în cadrul Coniacianului, dar ele nu coincid obligatoriu cu subetajele stabilite pe bază de amoniți. Partea inferioară a Coniacianului este caracterizată prin asociația *Inoceramus rotundatus-I. erectus-I. deformis-I. schloenbachi*, care după părerea unor autori se succed în această ordine. Partea mediană a subetajului este caracterizată printr-o asociație cu *Inoceramus mantelli, I. koeneni, I. involutus*, iar în Coniacianul superior este frecvent întîlnit *Inoceramus subquadratus*.

În ce privește Coniacianul din România, depozitele aparținînd acestui etaj sînt bine dezvoltate și în general fosilifere în bazinul Babadag, Carpații Meridionali, Munții Perșani. Secvențe fosilifere există și în nordul Transilvaniei.

Delimitarea Coniacianului față de Turonian se poate face relativ ușor atît pe baza faunei de amoniți, cît și pe baza inoceramilor, exceptînd Munții Perșani, unde asociațiile de inocerami nu sînt clar diferențiate de la Turonianul superior la Coniacianul inferior. Aici apariția genului *Didymotis* oferă criterii sigure pentru identificarea primelor depozite aparținînd Coniacianului.

În Coniacianul din România se pot deosebi următoarele asociații succesive de amoniți : 1) asociația cu *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* și *Barroisiceras haberfellneri*, care se corelează sigur cu Coniacianul inferior din Franța ; 2) asociația cu *Yabeiceras* aff. *orientale*, *Nowakites* spp. *Scaphites* etc. Împreună cu cele două asociații se găsesc speciile de inocerami *I. rotundatus, I. waltersdorfensis, I. erectus, I. deformis,*

Institutul Geologic al României

I. schloenbachi, precum și *Didymotis*, ceea ce sugerează că și a doua asociație de amoniți aparține Coniacianului inferior ; asociația cu *Peroniceras tridorsatum*, *P. (Zuluiceras) czoernigi*, *P. (Z.) bajuvaricum*, care aparține sigur Coniacianului mediu. În acest interval se găsesc inocerami din grupul I. mantelli ; 4, asociația cu *Gauthiericeras margae*, *G. roquei*, *Eupachydiscus* aff. *isculensis*. Această asociație reprezintă asociația zonei Gauthiericeras margae, deci partea inferioară a Coniacianului superior.

Partea terminală a Coniacianului din România nu este bine reprezentată prin faună de amoniți sau de inocerami. Este posibil totuși ca asociația cu *Protexanites* cf. *strozzi* din bazinul Brezoi împreună cu care s-a găsit și un amonit care ar putea să aparțină speciei *Paratexanites serratomarginatus*, precum și asociația de inocerami cu *Inoceramus subquadratus*, *I.* ex gr. *undabundus*, *I. kleini* din aceeași regiune să reprezinte acest interval. Trasarea exactă a limitei Coniacian-Santonian este încă dificilă din cauza lipsei de macrofaună caracteristică.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CORRELATION OF THE MAIN AMMONITE ASSEMBLAGES FROM CONIACIAN DEPOSITS ALL OVER THE WORLD

STAGES	SUBSTAGES	GENERAL ZONING Wiedmann 1979 b	FRANCE Grossouvre, 1894; Fallot, 1886; Amedro et Robaszynski, 1978)		CENTRAL EUROPE (AUSTRIA, GERMANY, CZECHOSLOVAKIA (Redtenbacher, 1873–Schlüter, 1871-76; Fritsch, Schloenbach, 1872; Reyment, 1958, Wiedmann, 1979 b)		SPAIN (Wiedmann, 1960, 1964, 1979a, b; Mojica, Wiedmann, 1977)		MIDDLE EAST NORTH AFRICA (Lewy, Raab, 1978; Parnes, 1964; Collignon, 1966, etc.)		MADAGASCAR SOUTH AFRICA (Collignon, 1965, 1978; Kennedy, Klinger, 1975; Kennedy, 1978)		JAPON (Matsumoto, 1965a, b, 1969, 1970, 1977, 1981; Matsumoto et al., 1978)		NORTH AMERICA (Young, 1963; Reeside 1932; Scott, Cobban 1964; Kauffman Cobban, Eicher, 1978)		ROMANIA (Szász, 1981, 1982; Szász et al., 1978)		
			ZONES	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones	ASSEMBLAGES	Zones		ASSEMBLAGES
SANTONIAN	LOWER	TEXANITES	TEXANITES TEXANUS GALLICUS			Texanites quinquenodosus		Texanites texanus hispanicum		Texanites texanus		Texanites collignoni (= T oliveti in Colignon 1948)		Texanites collignoni Texanites spp.		Texanites stangeri densicostus				Texanites collignoni
CONIACIAN	UPPER	PARABEVAHITES SERRATOMARGINATUS TEXANUS	PARATEXANITES EMSCHERIS	• Paratexanites (Parabevahites) serratomarginatus ▼ Protexanites bourgeoisi Protexanites bontanti	PARATEXANITES EMSCHERIS	• Paratexanites (Parabevahites) serratomarginatus ▼ Protexanites bourgeoisi Paratexanites zeilleri Harleites alstadenensis Muniericeras gosauicum Gaudryceras mite Paratexanites rex ▼ Paratexanites emscherls	HEMITISSOTIA LENTICERATIFORMIS	Hemitissotia lenticeratiformis Plesiotissotia dullai Hemitissotia turzoi		▼Gauthiericeras margae Heterotissotia neoceratites Metatissotia fourneli ▼Metatissotia ewaldi Gauthiericeras cf. bajuvaricum	PRIONOCYCLOCERAS GUYABANUM • GAUTHIERICERAS MARGAE	Proplacenticeras satriense ▼Prionocycloceras guyabanum Prionocycloceras spp. ▼Gauthiericeras margae Piveteauoceras eboroense Basseoceras coleanapi Peroniceras (Zuluiceras) zulu P.(Zuluiceras) charlei Protexanites spp. Paratexanites spp.	PARATEXANITES ORIENTALIS	• Protexanites planatus Protexanites orientalis Paratexonites muramotoi • P.(Parabevahites) serratomarginatus Cobbanoceras ninokawai Sornayceras proteus Sornayceras omorii Ishikariceras binodosum	PRIONOCYCLOCERAS GABRIELENSE	Prionocycloceras gabrielense ▼Prionocycloceras hazzardi • Protexanites planatus Parabevahites sellardsi Scaphites ventricosus	?		Nowakites spp. ? Protexanites bourgeoisi
		HEMITISSOTIA TURZOI			HEMITISSOTIA TURZOI	Hemitissotia turzoi ▼Protexanites bourgeoisi ▼Paratexanites emscheris Paratexanites serratomarginatus Gauthiericeras aberlei Texasia cf. dartoni															
	MIDDLE	GAUTHIERICERAS MARGAE	?	Tissotia robini Tissotia redtenbacheri Tissotio slizewiczi Reesideoceras nicklesi Baroisiceras sequens Solgerites boreaui Peroniceras rousseauxi Sornayceras bajuvaricum (gross, non Redten)	SOLGERITES	Hemitissotia alpina Solgerites brancoi Yubariceras gosavicum Sornayceras bajuvaricum Sornayceras propoetidum Gauthiericeras margae Peroniceras subtricarinatum	GAUTHIERICERAS VALLEI	Gauthiericeras vallei Gauthiericeras gordum Texasia iberiense ▼Protexanites bourgeoisi Paratexanites zeilleri Kossmaticeras theobaldi crassicostata Barroisiceras cf. haberfellneri Reesideoceras cf. petrocoriensis Reesideoceras cf. camerounense		Harleites bentori Barroisiceras negarotense Allotissotia galeppei • Barroisiceras onilahyense	PERONICERAS DRAVIOICUM • P. SUBTRIDENTATUM • KOSSMATICERAS ONILAHYENSE	Gaudryceras glaneggense • Kossmaticeras theobaldi et subsp. Kossmaticeras spp. Lewesiceras spp. Neokanabiceras madagascariensis Gauthiericeras hoepeni • Barroisiceras onilahyense • Harleites harlei • Forresteria alluaudi Yabeiceras magnumbilicatum Yabeiceras bituberculatum	FORRESTERIA ALLUAUDI • PRIONOCYCLOCERAS SIGMOIDALE	Barroisiceras (Basseoceras) inornatum • Forresteria alluaudi F.(Muramotoa) yezoensis F.(Muramotoa) muramotoi Pseudobarroisiceras nagaoi Forresteria armata • Yabeiceras orientale • Harleites cf. harlei • Kossmaticeras theobaldianum Prionocycloceras wrighti Prionocycloceras sigmoidale Sornayceras wadae • Barroisiceras onilahyense Peroniceras spp.	PERONICERAS WESTFALICUM	▼Peroniceras westfalicum • Peroniceras moureti Prionocycloceras odkinsae Forresteria stantoni Scaphites preventricosus	?	PERONICERAS SATURN	Anapachydiscus arrialoorensis Scaphites ex gr. ventricosus Sornayceras bajuvaricum Gaudryceras glaneggensis Protexanites cf. storzzi ▼Gauthiericeras margae Gauthiericeras roquei Peroniceras sp. Nowakites karezi
	LOWER	BARROISICERAS HABERFELLNERI	BARROISICERAS HABERFELLNERI	▼ Tissotia ewaldi • Tissotioides haplophyllus • Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis • Peroniceras subtricarinatum • Peroniceras tridorsatum Hourcquia desmoulins ▼ Gauthiericeras margae ?	BARROISICERAS HABERFELLNERI	▼ Tissotia ewaldi • Tissotioides haplophyllus • Barroisiceras haberfellneri • Peroniceras subtricarinatum • Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis • Peroniceras tridorsatum ▼ Peroniceras westfalicum Peroniceras czoernigi Gaudryceras glaneggensis	REYMENTOCERAS HISPANICUM • BARROISICERAS SPP.	Reymentoceras hispanicum ▼ Protexanites bourgeoisi Barroisiceras spp. Tissoitia cf. djelfensis		Proplacenticeras eboroense • Placenticeras tamulicum Plesiotissotia sinaitica Roemeroceras parnesi Harleites bentori ▼ Prionocycloceras guyabanum ▼ Prionocycloceras hazzardi	BARROISICERAS ONILAHYENSE	• Yabeiceras spp. • Peroniceras dravidicum • Peroniceras tridorsatum • Peroniceras moureti ▼ Peroniceras westfalicum Proplacenticeras kaffrarium Proplacenticeras subkaffrarium	FORRESTERIA ALLUAUDI • PRIONOCYCLOCERAS SIGMOIDALE		PERONICERAS HAASI	Peroniceras haasi Coilopoceras austinense Scaphites preventricosus • Forresteria alluaudi Forresteria hobsoni Barroisiceras (Texasia) dartoni Forresteria sevierense Harleites castellense	FORRESTERIA (REESIDEOCERAS) PETROCORIENSIS	PERONICERAS TRIDORSATUM	• Peroniceras tridorsatum Peroniceras czoernigi Peroniceras rousseauxi Eupachydisus sayni
		TISSOTIA EWALDI			TISSOTIOIDES HAPLOPHYLLUS	• Tissotioides haplophyllus Tissotioides crassus ▼ Tissotia ewaldi Metatissotia robini Barroisiceras cf. haberfellneri ▼ Peroniceras westfalicum • Gauthiericeras margae					PERONICERAS DRAVIOICUM • P. SUBTRIDENTATUM • KOSSMATICERAS ONILAHYENSE • PERONICERAS CARINATUM	?						BARROISICERAS HABERFELLNERI	• Barroisiceras haberfellneri Harleites bentori • Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis • Tissotioides haplophyllus Peroniceras cf. dravidicum • Yabeiceras ex. gr. orientale Nowakites tallavignesi Neocrioceras (Schlueterella) kossmati
TURONIAN	UPPER	?	?	?		?		?		?		?		Reesidites minimus		Prionocyclus quadratus				?
				Subprionocyclus neptuni		Subprionocyclus neptuni		Subprionocyclus neptuni				Supprionocyclus neptuni Romaniceras deverianum								Subprionocyclus neptuni

BIBLIOTECA 142566

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. 70 - 71 / 4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

• Species of great importance for lang distance correlations

▼ Species whose geographical distribution covers a large area but that appear at stratigraphic levels differing from one region to another and that can only be markers of local zones

Institutul Geologic al României

TENTATIVE CORRELATION OF THE INOCERAMI ZONE AND ASSEMBLAGES FROM THE EUROPEAN AND NORTH-AMERICAN CONIACIAN

STAGES	SUBSTAGES	UNITED STATES OF AMERICA Kauffman, 1977, 1978 a,b,c; Kauffman, Cobban, Eicher, 1978)	CZECHOSLOVAKIA (BOHEMIA BASIN) (Kauffman, 1978 b)		GERMANY (Andert, 1934; Tröger, 1967, 1971)		SOVIET UNION (RUSSIAN PLATFORM, CAUCASUS, CENTRAL ASIA) (Pasternak et al, 1968; Aliev et al, 1970; Naidin, Kopevici, 1977; Gambashidze 1979)		ROMANIA (in this paper)		
		ZONES	ASSEMBLAGES ZONES	LOCAL DIVIS.	ASSEMBLAGES	ZONES	ASSEMBLAGES	Substages	ZONES	ASSEMBLAGES	
SANTONIAN	LOWER	*Inoceramus undulatoplicatus*			*Inoceramus undulatoplicatus sphenoceramus div. sp.*		*Inoceramus undulatoplicatus*	LOWER SANTONIAN	?		
CONIACIAN	UPPER	*Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus.*	Zone of: *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus, I.(M) subquadratus crenistriatus, Platyceramus cycloides cycloides, pl. cycloides ahsenensis* Zone of: *Volviceramus involutus s.l. Platyceramus mantelli*	UPPER CONIACIAN (III-V)	*Inoceramus subquadratus subquadratus, I subquadratus crenelatus I. subquadratus complicatus I. digitatus (Heine, non Sow.) I. fasciculatus*	*INOCERAMUS INVOLUTUS*	*Inoceramus involutus Inoceramus koeneni Inoceramus subquadratus Inoceramus subcardissoides Inoceramus kleini Inoceramus percostatus Inoceramus mantelli*	UPPER CONIACIAN	*INOCERAMUS (MAGADICERAMUS) SUBQUADRATUS*	*Inoceramus subquadratus I. kleini, I. ex gr. undabundus Cordiceramus sp.*	
	MIDDLE	*„Inoceramus" wandereri* *„Inoceramus" schloenbachi* *„Inoceramus" browni*	Zone of: *Cremnoceramus inconstans woodsi, C. inconstans ss.-variante, Inoceramus frechi* Zone of: *Volviceramus koeneni, Mytiloides mytilopsis, Cremnoceramus ? wandereri C. inoconstans s.l.* Zone of: *Inoceramus schloenbachi, I. gibbosus Cremnoceramus s.l.*	MIDDLE CONIACIAN (I-II)	*Inoceramus (Platyceramus) mantelli et. div. ssp Inoceramus koeneni Inoceramus involutus Inoceramus incurvatissimus Inoceramus kleini*			MIDDLE CONIACIAN	*INOCERAMUS (PLATYCERAMUS) MANTELLI*	*Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli, I.(Pl.) mantelli beyenburgi I. (Pl.) mantelli subrhenanus I. (Volviceramus) Involutus I. perocostatus*	
	LOWER	*Inoceramus deformis n.ssp. + Inoceramus inconstans s.l.* *Inoceramus deformis deformis + Didymotis sp.* *Inoceramus erectus n. ssp. + I. waltersdorfensis waltersdorfensis* *Inoceramus erectus erectus* *Inoceramus rotundatus + Inoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis*	Zone of: *Inoceramus deformis, I. waltersdorfensis waltersdorfensis* Zone of: *Mytiloides ? lusatiae M. striatoconcentricus div. ssp; "I. vancouverensis vancouverensis", I. waltersdorfensis div. ssp., I. rotundatus*	LOWER CONIACIAN	*Inoceramus schloenbachi, I. deformis, I. ernsti, I. crassus I. rotundatus, I. fiegei fiegei I. vancouverensis et ssp. I. waltersdorfensis et ssp. I. inconstans et ssp.*	*INOCERAMUS WANDERERI*	*Inoceramus wandereri, I. deformis, I. schloenbachi, I. crassus, I. lamellatus, I. waltersdorfensis, I. websteri I. naumanni, I. koegleri, I. inconstans I. zeltbergensis*	LOWER CONIACIAN	*INOCERAMUS SCHLOENBACHI*	*Inoceramus schloenbachi, I. deformis I. erectus, I rotundatus, I. inconstans et ssp. I. crassus et ssp., I. ernsti, I. stillei, I. waltersdorfensis, I. incurvatissimus, Didymotis sp., etc.* *Inoceramus parvus, I longealatus, I. striatoconcentricus, I. incertus, I. lamarcki, I. inaequivalvis*	
TURONIAN	UPPER	*Mytiloides lusatiae, M. dresdensis dresdensis, M. fiegei* *Mytiloides striatoconcentricus M. aviculoides* *Inoceramus perplexus n. ssp.* *Inoceramus perplexus* *Inoceramus dimidius n. ssp.* *Inoceramus dimidius dimidius*	Zone of: *I. apicalis s str. + trasil. formt. to. I. lamarcki, I vancouverensis div. ssp. I protractus / winkholdioides Mytiloides mytilopsis, M. fiegei* Zone of: *Mytiloides striatoconcentricus I. vancouverensis* Zone of: *Inoceramus lamarcki I. apicalis I. brongniarti, I. inaequivalvis, I. Costellatus I. cuvieri etc.*	UPPER TURONIAN II	*Inoceramus lusatiae I. inaequivaluis modestus I. vancouverensis et ssp. I. striatoconcentricus et spp.*	*INOCERAMUS WOODSI (= I. COSTELLATUS)*	*Inoceramus costellatus Inoceramus aplicalis Inoceramus lamarcki I. striatoconcentricus I. falcatus*	UPPER TURONIAN	*INOCERAMUS FALCATUM* *INOCERAMUS APLICALIS*	*Inoceramus aplicalis, I. falcatus I. ex. gr. teshioensis*	

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 203-218.

4. STRATIGRAFIE

OBSERVATIONS ON THE PLIOCENE COAL FORMATION CONDITIONS FROM THE DACIC BASIN WITH SPECIAL REGARD TO THE COAL COMPLEX OF OLTENIA [1]

BY

ION ANDREESCU [2]

Coal genesis ; Peat. Pliocene. Coal complex. Subsidence. Sedimentary rate. Temperature influence. Control factors. Tectonic control. Sedimentation control. South Carpathians — Southern Subcarpathian Zone ; Getic Depression ; Moesian Platform.

Abstract

The tectono-sedimentary factor is the most important element participating in the phytomass accumulation and diagenization. By the calculation of the sedimentation rate, expressing the mean subsidence speed in various sectors of the Dacic Basin, it was demonstrated that a slow but continuous subsidence is necessary for the peat formation. Maturation of the vegetal substance depends on the temperature and time interval within which it acted (time-temperature index). Taking into account this index and the present burial depths of the Pliocene coals of Oltenia a higher thermal flux than the present one is supposed to have existed in the Upper Pliocene-Lower Pleistocene interval. On the other hand the Pliocene coal formations of Oltenia might have been overlain by a pile of deposits exceeding 500 m in thickness, which were mostly eroded during the Quaternary.

Résumé

Observations concernant les conditions de formation des charbons pliocènes du bassin dacique avec des exemplifications du complexe charbonneux de l'Olténia. Le facteur tectono-sédimentaire c'est le plus important dans le processus de l'accumulation et de la diagénisation de la phytomasse. Le calcule du taux de sédimentation en des divers secteurs du bassin dacique montre que pour

[1] Received May 7, 1984, accepted for communication and publication May 9, 1984, presented at the meeting of May 16, 1984.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

l'accumulation de la tourbe est nécessaire une subsidence lente mais continue. La maturation de la substance végétale est en rapport avec les facteurs température et le temps pendant lequel celle-ci a agi (= time-temperature index). Vu l'indice temps-température et les profondeurs actuelles d'enfouissement des charbons pliocènes de l'Olténia, on a émis deux hypothèses : l'existence d'un flux thermique plus élevé que celui actuel, ou la possibilité que les formations pliocènes à charbon de l'Olténia aient été recouvertes par une pile se dépôts à une puissance de 500-1000 m environ. Pendant le Quaternaire ces dépôts ont été errodés en grand partie.

1. Introduction

In the coal formation process many factors are involved : depth, configuration and salinity of the sedimentary basin, hinterland relief, climate, vegetation, tectono-sedimentary regime etc.

The detailed analysis of all these conditions throughout the Dacic Basin is not attempted in this paper. We shall try to point out the major role played by the tectono-sedimentary factor with its implications in the constitution of the facies and faunal assemblages, in accumulation of the phytomass, in its diagenization and in the possibilities of correlating the coal seams.

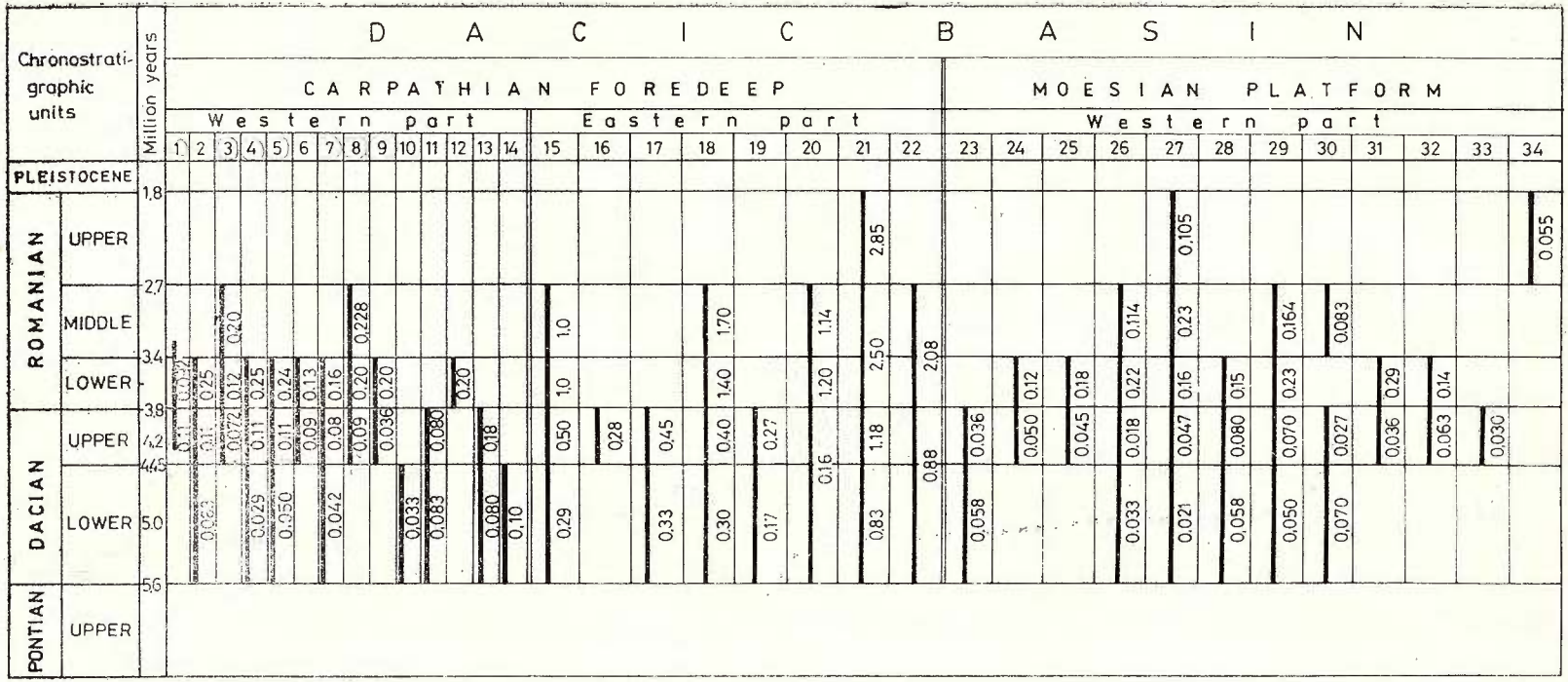
2. Tectono-sedimentary Factor

In addition to the basin configuration, salinity and depth, which, as a matter of fact, it decisively controlled, the tectono-sedimentary factor played a primary role both in the faunal evolution and distribution of paleophytocenoses, on the one hand, and in the facies differentiation, on the other hand. This factor may be expressed by the sedimentation rate, dependent on the tectonic regime of the Carpathian Foredeep as well as by the tectonic regime of the Moesian Platform. At the same time the sedimentation rate differed from one zone to the other of the two large structural units. This factor can be also expressed by the detailed analysis of the facies rhythmicity, especially of the coal-bearing sequences (Pauliuc, Barus, 1982).

As paleomagnetic datings were available (Ghenea et al., 1981 ; Andreescu, 1981, 1982 ; Andreescu et al., 1981 ; Andreescu et al., in press ; Alexeeva et al., 1983) we calculated the sedimentation rate of the Dacian and Romanian deposits in various regions of the Dacic Basin (Figs. 1, 2). In order to get a more synthetical and suggestive image, the data in Figure 1 were processed and presented in Tables 1 and 2, leading to the following remarks :

1) the sedimentation rate (mean subsidence rate) in the Getian in the western part of the foredeep, surprisingly, seems to be rather lowered in comparison with that in the occidental part of the platform. Several explanations can be provided to this aspect. We consider plausible the hypothesis according to which, owing to the regressive

Institutul Geologic al României



1. Lupoaia (quarry)
2. 24.926 (Samarinești) borehole
3. 60 100 (Țicleni) borehole
4. 60 111 (Daia) borehole
5. 60 109 (Căpreni) borehole
6. 60 106 (Hălăngești) borenhole
7. 60 153 (Măciuca) borehole
8. 60 103 (Grădiștea) borehole
9. 60 105 (Roiești) borehole
10. Bengești
11. Roșia de Amaradia
12. Arjunu (quarry)
13. Tărîia Valley
14. Aninoasa (Bistrița Valley)
15. Slănicu de Buzău Valley
16. Budureasca Valley
17. Bălăneasa Valley
18. Berca - Arbănași anticline
19. Tîrcov anticline
20. Sărata - Monteoru anticline
21. Rîmnicu Sărat Valley
22. Valea Neagră (Rîmna)
23. 60 142 (Drănicu) borehole
24. 60 167 (Dîlga) borehole
25. 60 128 (Pietești) borehole
26. 60 160 (Morunglav) borehole
27. 60 159 (Buzești) borehole
28. 65 129 (Mihăița) borehole
29. 60 123 (Raznic) borehole
30. 60 163 (Grecești) borehole
31. 60 133 (Terpezița) borehole
32. 60 166 (Cioroiașu) borehole
33. 60 145 (Băilești) borehole
34. Olt Valley (Slatina)

Fig. 1 — Sedimentation rate of Pliocene deposits in various sectors of the Dacic Basin.

Institutul Geologic al României

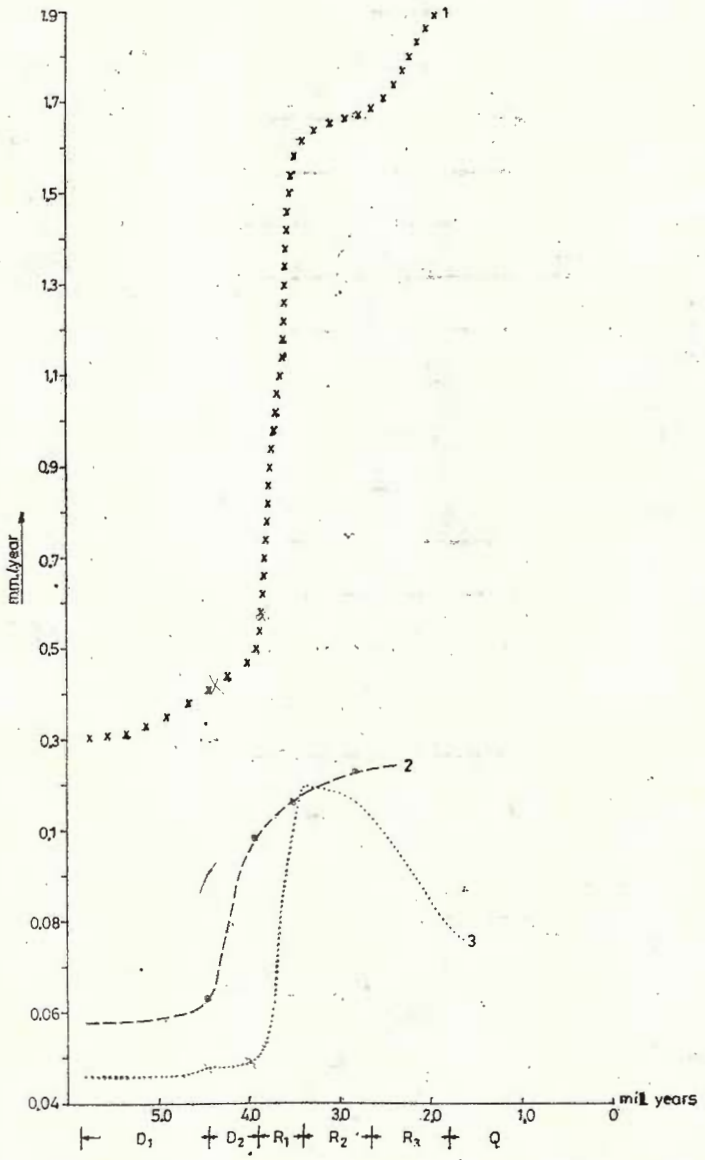


Fig. 2 — Sedimentation rate of Pliocene deposits in various sectors of the Dacic Basin.

1, Eastern Carpathian Foredeep; 2, Western Carpathian Foredeep; 3, Moesian Platform.

tendency of the northern area of the Dacic Basin, strongly manifested since the Upper Pontian, in the Lower Dacian deposits of the Getic Depression there are frequent sedimentation gaps, proved by numerous ruditic intercalations recorded in the Getian sequences. On the other

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Mean sedimentation rate in the Dacian and Romanian of the Dacic Basin

Chronostratigraphic units	Dacic Basin		
	Fordeep (west)	Foredeep (east)	Moesian Platform
Upper Romanian	—	2.85	0.08
Middle Romanian	0.214	1.684	0.148
Lower Romanian	0.184	1.636	0.186
Upper Dacian	0.097	0.515	0.050
Lower Dacian	0.0625	0.423	0.048

hand, in the Upper Getian in the western part of the depression, on the territory previously covered by shallow waters, the limnic-swampy coal-generating environment set in, implying a low subsidence, respectively a low sedimentation rate;

2) in the eastern part of the foredeep, in the Bend Zone of the East Carpathians, the Getian sedimentation rate was 6-7 times greater than in the western part of the Dacic Basin;

3) in the Parscovian the sedimentation rate sensibly increases in the western part of the Carpathian Foredeep (1.55 ratio as compared to the Getian), it is somewhat greater in the eastern part of the foredeep (the ratio between the Parscovian and Getian rates being of 1.22), but it remains relatively constant in the western part of the Platform (ratio 1.03). Consequently, the ratio between the sedimentation rate in the eastern part in comparison with the western part decreases to 5 : 1 in the Parscovian. Low values of the sedimentation rate and its relative constancy favoured the existence of the coal-generating environment

TABLE 2

Ratio of sedimentation rate from the Pliocene chronostratigraphic units in the various sectors of the Dacic Basin

Ratio of sedimentary rate	Carpathian Foredeep		Moesian Platform
	Western part	Eastern part	
Upper Romanian / Middle Romanian	—	1.69	0.54
Middle Romanian / Lower Romanian	1.16	1.03	0.79
Lower Romanian / Upper Dacian	1.80	3.17	3.72
Upper Dacian / Lower Dacian	1.55	1.22	1.03
Romanian / Dacian	2.48	6.57	4.21

Institutul Geologic al României

over most of the western part of the Dacic Basin, both in the foredeep and on the platform. Against the background of a low sedimentation rate, the coal-generating environment maintained as long as the ratio between the accumulation rate and the sinking rate was approximately equal. Each detrital intercalation, between and from the coal seams points out the disturbance of this equilibrium, either by increase of the sinking rate (which leads to the flooding of the peat bogs) or by acceleration of the accumulation rhythm of the detrital material, that disturbed the accumulation process of the vegetal biomass in rather thick beds. In this context it is obvious why in the eastern part of the foredeep thick coal layers could not accumulate during the Upper Dacian. Only towards the end of the Parscovian, in places, especially in the more uplifted synsedimentary structural areas (the Sărata-Monteoru, Ceptura-Urlați, Filipeștii de Pădure, Doicești anticlines) the necessary conditions for the establishment and maintenance of the coal-generating environment were achieved. The same situation was present north and north-east of the Buzău Valley, but, here, the Parscovian coal beds, besides being impure, show decimetric thicknesses ;

4) in the Lower Romanian, as a result of the prevailingly negative oscillations of the crust, the sedimentation rate increases throughout the Dacic Basin. This increase is reflected by values of ratio between the sedimentation rate of the Lower Romanian and Parscovian deposits. Thus, in the Getic Depression, although the mean sedimentation rate is quite low (0.184 mm/year) as compared to the eastern part of the foredeep (1.636 mm/year), it increases 1.8 times in comparison with the Parscovian. The Moesian Platform is also subject to a pronounced subsidence phenomenon, the mean sedimentation rate reaching comparable values (0.186 mm/year) to that in the western part of the foredeep, but it is 3.72 times greater than in the Parscovian. The uplifting tendency of the northern rim of the sedimentation basin has been in the western and north-western parts of the Getic Depression reflected by frequent unconformities and, sometimes, sedimentation gaps. On the other hand the sensible increase of the sedimentation rate takes place especially during the second part of the Lower Romanian when, both in the Getic Depression and the Moesian Platform the lacustrine-swampy coal-generating environment diminishes, most peat bog deposits being flooded for long time intervals. That is why, after the deposition of the coal seam VIII (sometimes also seams XI and X) psamo-pelitic facies prevail over large areas. Concomitantly with the basin depth increase and the peat bogs areal decrease the lacustrine environment proper reestablishes and fresh water mollusc faunas, characteristic of this interval, develop ever more frequently. Therefore, we can sketch the paleogeographic image of the western part of the Dacic Basin in the Lower Romanian as follows : some zones exhibiting a more uplifted structural position were covered by the coal-generating swampy environment, but much larger areas, which included also most of the platform region, were covered by the lacustrine environment. Concerning the sedimentation rate on the platform it should be specified that it strongly increases especially in the northern part, i.e. in the connection area north of the foredeep. In the eastern part of the Dacic

Institutul Geologic al României

Basin, both on the platform and in the foredeep, during the first part of the Lower Romanian approximately the same tectono-sedimentary conditions as those in the Upper Parscovian are maintained. Consequently, in the zones mentioned in the case of the Parscovian, there existed the necessary conditions to the accumulation of thick vegetal biomass layers, resulting in 2—3, sometimes metric, coal seams. However, sedimentation rate in this sector generally increases greatly (3.17 times) as compared with the Upper Dacian. At the same time, it used to be 8—9 times greater than in the western part of the Dacic Basin, which explains the huge thickness of the Lower Romanian deposits in the East Carpathian Bend Zone and in the north-eastern part of the Moesian Platform.

5) During the Middle Romanian the sedimentation process exhibits the same values of the accumulation rate as those in the Lower Romanian. Except the western part of the Moesian Platform, where the sedimentation rate decreases as against the Lower Romanian (0.79 ratio), this ratio (1.16) increases in the northern part of the foredeep, while in the eastern part of the Pre-Carpathian Depression the sedimentation rate remains high (1.684 mm/year), and the ratio as against the Lower Romanian is of 1.03. The debut of the Cîndești Formation (consisting of an alternation of gravels, medium and coarse sands, silts and sandy clays) in the second half of the Middle Romanian is a result of the manifestation of the Wallachian orogenic phase when some areas of the northern and southern rims of the Dacic Basin became exundated. The uplifting process of the Carpatho-Balkan orogen caused the strong erosion of the deposits in those areas and the reworking of Neogene deposits in the adjacent areas. Concomitantly the transport of the coarse detritogene material by fluviatile waters was strongly activated, both north-southwards and south-northwards. The activation of the sedimentation environment during the Middle Romanian is proved not only by the predominance of the coarse facies, but also by the luxuriant development of the reofile molluscs (Andreescu, 1982). The exundation of a large part of the Dacic Basin, especially its western and eastern extremities, enabled the penetration and development of Lower Willafranchian terrestrial mammal faunas, whose fossil remains were detected in several places (Feru et al., 1983 etc.). Thus slightly finer facies have to be found in the foredeep zone only, that is in its maximum sinking area, which migrated a great deal towards the south and southeast. The disturbance of slow sedimentation process in the former limnic-swampy environment led to a severe diminishing of favourable areas in which peat layers could accumulate. As a matter of fact this conclusion is in agreement with Țicleanu's opinion (in Andreescu et al., 1984), according to which areas covered by the coal-generating paleophytocenoses corresponding to the formation interval of the coal beds XIII-XVII (paleofloristic complex C) covers restricted areas in Oltenia. In the northern sunk zone of the Moesian Platform a vegetal biomass accumulated sporadically, resulting in impure decimetric coal intercalations. A few thin coaly clay intercalations are found in the lower part of the Middle Romanian deposits in the East Carpathian Bend Zone, in the Rîmna, not in the Cîndești Formation.

Institutul Geologic al României

6) The Upper Romanian was not individualized from the faunal viewpoint in the northern and north-western parts of the Getic Depression. But we support the hypothesis according to which there are Upper Romanian deposits in the maximum sinking zone of the foredeep. As a matter of fact, some important boreholes, drilled for coal in the mentioned zones intercepted the Cîndești Formation that belongs to the Middle-Upper Romanian time-span. Upper Romanian deposits are present in the eastern and north-eastern parts of the foredeep. But, in the eastern part of the foredeep the upper part of the Cîndești Formation contains an extremely poor and non-representative fauna. Upper Romanian deposits also exist on the Moesian Platform. In fact, the only place in the Dacic Basin where we could individualize from the faunal (molluscs, mammals) and paleomagnetic points of view the Upper Romanian deposits, and the boundary with the Lower Pleistocene was pointed out, is to be found at Slatina, along the Olt Valley (Andreescu et al., 1981 ; Andreescu, 1982). The sedimentation rate during the Upper Romanian is remarkably high (cca 3.0 mm/year) in the eastern part of the foredeep, while in the western part it is 35 times lower (0.08 mm/year). In comparison with the Middle Romanian the sedimentation rate is in the East Carpathian Foredeep about 1.7 times higher, while in the western part of the platform its value is reduced by one half (0.54 ratio). It follows from the above statements that during Upper Romanian, in the eastern, north-eastern and northern parts of the Dacic Basin the subsidence was extremely active, while its north-western, western and south-western parts were practically land territories subjected to very intensive erosional processes. Under these conditions the coal generating environment is likely to have only little extension both in space and time in central Oltenia. The centimetric sandy and coaly clay intercalations in the eastern part of the foredeep are not significant.

3. Coal Formation

The coal formation process takes place under the following prerequisites : accumulation of vegetal biomass, followed by its diagenization.

3.1. *Accumulation of Vegetal Biomass*

The preliminary conditions for the development of some thick peat deposits are :

1) a slow but continuous subsidence which manifests by a slight rise of the groundwater table necessary for the continual peat formation at the same level ;

2) protection of the swamp by beaches, sand bars etc. against river flood-waters ;

3) a low relief energy of the hinterland which should ensure a restricted supply (Stach et al., 1982) of fluviatile sediments.

If the groundwater table rises too high as a result of the rapid subsidence, the peat generating swamp is drowned and the vegetal material disseminated in the mass of sediments. If the subsidence is too

Institutul Geologic al României

slow the vegetal material at the surface rots, and the already formed peat is eroded. Consequently it can be stated that within a sedimentation area the coal formation depends on the interrelation between the paleogeographic and structural factors.

According to the original geographic position, paralic ("sea coast") and limnic ("inland") peat generating swamps can be distinguished. Stach et al. (1982) show that a lot of paralic coal generating swamps, such as the Miocene ones, that gave rise to the brown coal of central Germany, were situated on the external distal margins of deltas. These swamps had, as a rule, few trees or were treeless, had lakes and

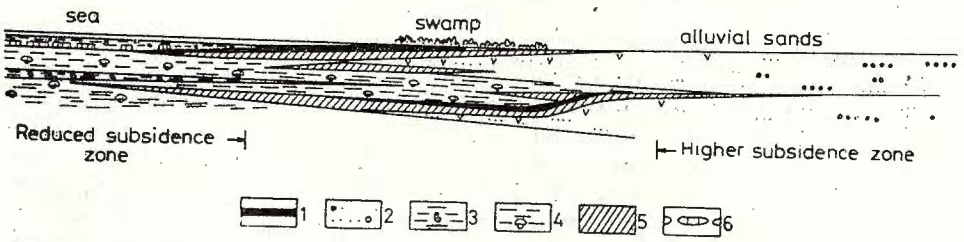


Fig. 3 — Interfingering of marine, fluviatile and peat facies in the Rhur carboniferous basin (an example of paralic occurrence) (acc. to Stach et al., 1982).

1, peat ; 2, alluvial sands ; 3, marine clays ; 4, brackish-limnic clays ; 5, alluvial clays ; 6, marine calcareous muds.

lagoonal pools in contrast to the forest swamps which occur in proximal zones of deltas. At present mongrove forests constitute the typical vegetation of the coastal margins of deltas in tropical zones. During regression periods, the more delta advances, the more peat generating swamps advance off the coast. While many peat generating swamps formed as a result of marine regressions, others formed as a consequence of transgressions of the sea (Fig. 3). In the case of the peat bogs formed as a consequence of transgression the fluviatile detritogene sediments appear below the seams, while the marine or limnic deposits lie above. Such present examples are to be found on the southern coast of New Guinea, where there are large areas of slowly flooded swampy forests or on the south-western coast of Florida, where beach deposits cover peat layers and tree trunks as a result of sea advance (Stach et al., 1982).

According to the deposition environment the coal facies may be telmatic (terrestrial), limnic or marine-brackish. The telmatic facies comes from an in situ peat, such as the forest peats, the reed peats or those of raised bogs. This facies contrasts with the limnic (or subaquatic) one, whose deposits sedimented in swampy lakes (ponds). Cohen (1968) shows that the coal facies in brackish-marine areas are usually rich in ash, sulphur and nitrogen, while the fresh water peats covered by marine peats contain a higher pyrite percentage as compared with peats deposited only in freshwater environments.

Concerning the accumulation rate of the phytomass, Stach et al. (1982) point out that it generally ranges between 1-3 mm/year in the

Institutul Geologic al României

present peat bogs. These authors think that a 1.0 m thick soft brown coal (lignite) bed is generated by an about 3.0 m thick peat bed. Taking into account these observations we considered a 41 m thick pile of the Lupoaia quarry (north-western Oltenia), comprised between the seam VIII, which would correspond to an age of 3.86 mill. y. (upper limit of the Cochiti event) and the wall rock of the seam XI (2.0 m above it) which coincides with the limit between the Gauss and Gilbert epochs (3.40 mill. y.). Therefore the 41 m thick pile of deposits accumulated during a period of 460 000 years at a sedimentation rate of 0.089 mm/year. Out of the 41 m, 15 m represent the total thickness of coal beds (VIII-XI), which means that a period of about 45,000 years was necessary for the phytomass deposition, while the terrigenous material (26 m of clay, siltic clays, sandy clays, siltic sands and sands) deposited during a 9.2 times longer interval at a sedimentation rate of 0.062 mm/year. Taking into account these data and the fact that the section does not reveal any obvious sedimentary gaps, we have to adopt one of the following two hypotheses : either the sedimentation rate of the detritogene material is indeed very slow, or long stagnation periods existed in the phytomass accumulation. In order to check the latter hypothesis a detailed study of the coal beds is to be accomplished, using the methodology proposed by Tasch (1960, in Stach et al., 1982), according to which the formation of various lithotypes is mainly the result of various subsidence rates of the coal generating swamp. Thus the fusain is formed at low rates of subsidence and under shallow water cover, with frequent air access ; vitrain and clarain indicate the swamp flooding, but only to a relatively shallow depth ; durain layers have formed under a somewhat deeper water cover, while the coal clays and clays form in still deeper waters. Finally, based on these observations, a rhythmogram of the coal layer is built, which accurately shows the stagnation and acceleration phases of the accumulation process during the deposition of the vegetal material and of the possible detrital intercalations.

3.2. *Diagenization of the Vegetal Biomass*

The phytomass accumulated in a peat bog may undergo the following two processes : either the peat bed is destroyed (by oxidation and/or denudation) as a result of exundation, or it is buried ("phossilized") if the subsidence regime is favourable.

In order to reach the coal stage the peat layer is subject to a series of complex physico-chemical transformations. The physico-structural changes consist in the reduction of porosity (and therefore of humidity) and the increase of optical anisotropy parallel to the bedding planes. Porosity falls abruptly in the early stages of coalification process (Dulhunty, 1954). Further on the coalification degree is indicated by the chemical parameters (carbon, oxygen, hydrogen, volatile components) or by optical properties such as the vitrinite reflectance which depends on chemical composition (Stach et al., 1982). The main chemical process consists in the increase of the carbon percentage and the decrease of the oxygen and hydrogen percentages, as the burial depth

Institutul Geologic al României

increases and the organic substance becomes maturer, as shown by Van Krevelen's diagram (1961).

If we take into account the physical and chemical alteration of peat, then the coalification may be regarded as a diagenetic process up to the stage of brown coal.

As the stage of brown or sub-bituminous coal is reached, the alteration of organic matter is so severe that it must be regarded as metamorphism, although the essential conditions necessary to the formation of bituminous coals produce only weak diagenetic changes in the associated terrigenous sediments (Stach et al., 1982).

3.2.1. *Causes of Coalification*

The coalification process is mainly caused by the rise of temperature and time during which it acts. Experiments demonstrated that pressure does not only favour the chemical modifications during coalification, but even makes them slower as the removal of the resultant gases is more difficult, so that alteration of macerales becomes slower (Huck, Patteisky, 1964 ; Bostick, 1974 etc.).

By analogy with the hydrocarbon generation, but taking into account the specific conditions under which coalification takes place (mainly more reduced burial depths, the weaker impact of catalysers etc.), Lopatin's (1971) concept might be considered, according to which the transformation of organic substance is expressed by the time-temperature index (TTI). This concept admits that the transformation level of organic matter is an exponential function as against the temperature factor and liniary function as against the time factor, as rendered in the formula : Δ TTI $= T_n \cdot r^n$ where Δ T $=$ time span during which the phytomass existed in a certain temperature range, while r^n represents the temperature factor. As the coalification is progressive and never retrograde, the effects of maturity of organic matter store up in time, so that TTI $= (\Sigma \Delta T_n)(r^n)$.

Time is expressed by millions of years, temperature is taken at intervals of 10°C, r is admitted as equal to 2 (as according to Arrhenius' equation the rate of reactions doubles at each temperature increase by 10°), the n index is considered to be equal to zero for the 100-110°C interval, decreasing, and respectively increasing, by one unit for each interval of 10° situated below 100°C, or over 110°C. In order to calculate the burial temperature the present geothermal gradient, specific for each region, is taken into account.

Lopatin and Bostick (1974), Burne and Kanstler (1977) consider that the minimal temperature, necessary for the initiation of chemical reactions of coalification is of 50-60°C. Consequently in the case of the coalification process the n index will be considered equal to zero for this temperature interval ; it will be 1 for a temperature of 60-70°C and 2 for 70-80°C etc., or -1 for 40-50°C, -2 for 30-40°C etc. (Table 3).

Figure 4 renders the burial depths during various time intervals of the Pliocene coal formations in the boreholes 60111 (Daia) and 60158 (Măciuca), both of them situated in the Getic Depression. A normal geothermal gradient of 3°C/100 m has been considered for both wells,

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Variation of the r^n index (temperature factor) function of the temperature intervals crossed by the organic substance

Temperature interval	n	r^n(temperature factor)
10—20°C	—4	$2^{-4}\left(=\frac{1}{16}\right)$
20—30°C	—3	$2^{-3}\left(=\frac{1}{8}\right)$
30—40°C	—2	$2^{-2}\left(=\frac{1}{4}\right)$
40—50°C	—1	$2^{-1}\left(=\frac{1}{2}\right)$
50—60°C	0	$2^0(=1)$
60—70°C	1	2
70—80°C	2	$2^2(=4)$

although Neguț (1982) mentioned that in the Getic Depression the geothermal gradient is generally lower (e.g. 1.6°C/100 m at Melinești, 2.38°C/100 m at Bălcești etc.) in comparison with the western part of the platform where it shows values exceeding 3°C/100 m (3.3°C at Mitrofani, 5.25°C at Iancu Jianu, 4.5°C at Fratoștița, 3.15-4.72°C at Bibești etc.).

According to the present burial depths and the TTI index (=0.25 for borehole 60111 ; 0.38 for borehole 60158), the Dacian coals were likely to have been still in the stage of peat. Taking into account the relatively short period of time during which the diagenization of the Dacian and Romanian peat layers took place, either a thermal flux, possibly induced by a magmatic body, whose influence be felt throughout Oltenia or burial depths varying between 1,200-1,500 m would be the necessary conditions for reaching the temperature of 50-60°C. The first variant is interesting, but it is merely speculative as, on the one hand, the present values of the thermal flux are much too low (Neguț, 1982) and, on the other hand, except for the magmatic body in the zone of the Leu-Balș-Optași major uplift, geophysical and drilling data do not suggest the existence of such bodies. Of course, the increase of the thermal flux in the past might be due to the circulation at depth of some thermal waters or the heat produced by earthquakes, which acted intermitently, possibly at great intervals. Still the possibility of the existence of a high temperature should not be rejected altogether. In this sense we remind Murgoci's firm opinion (1907) that volcanic activi-

Institutul Geologic al României

ties might have taken place during the Pliocene in the Getic Depression, based on the occurrence of pure andesitic tuff in the "Pontian" deposits at Gînțulești on the Cernișoara Valley.

If we take into account the possible burial of the Dacian-Middle

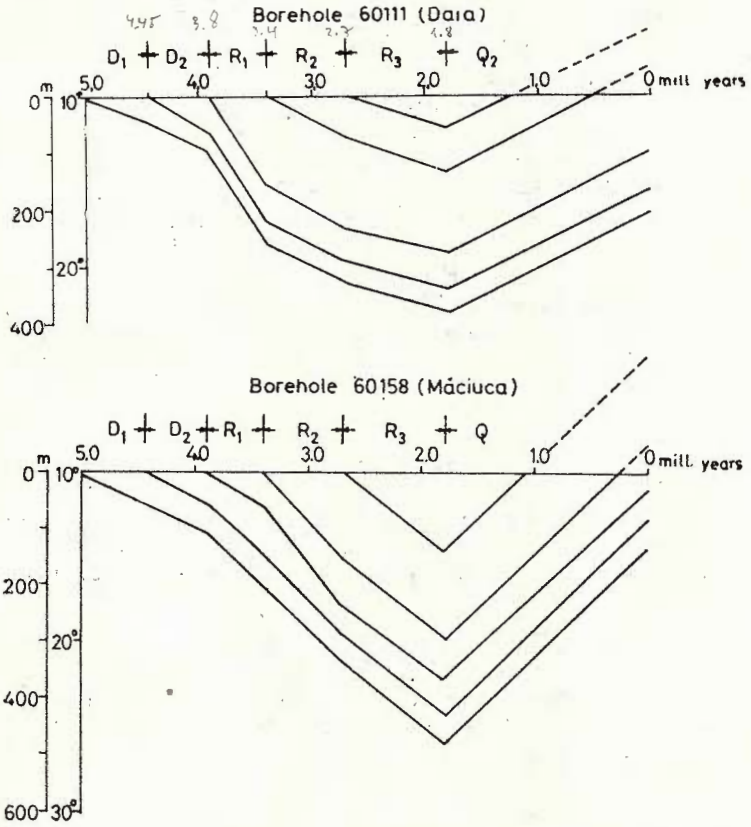


Fig. 4 — Evolution of the burial depth of the formation with coal within the boreholes 60111 (Daia) and 60158 (Măciuca) (Getic Depression) in the Pliocene and Quaternary.

D_1 = Lower Dacian ; D_2 = Upper Dacian ; R_1 = Lower Romanian ; R_2 = Middle Romanian ; R_3 = Upper Romanian ; Q = Quaternary.

Romanian deposits at depths of 1,200-1,500 m and considering the thickness of the respective formations, we should admit that in the Upper Romanian and early Lower Pleistocene they were overlain by a pile of deposits of about 500-1.000 m, most of which were subsequently eroded, excepting the central-southern zone of the foreedeep and the southern part of the platform. The acceptance of this hypothesis implies the negative and positive oscillations of the crust by an amplitude of about 1,000 m in the western part of the Dacic Basin, a fact which seems less plausible, at least with regard to the southern part of the platform. Without totally accepting this hypothesis, we

Institutul Geologic al României

should not overlook the fact that in the Bend Zone of the East Carpathians the highest Quaternary terraces of Middle Pleistocene age are situated at altitudes ranging between 500-600 m. On the other hand in Oltenia, the Gornovița erosion platform is situated at the altitude of 500 m (Murgoci, 1907). Concerning the Quaternary erosion the same author states : "the rivers descending from the Mehedinți Plateau flow in valleys sculptured along the direction of the deepest slope of a tremendous denudation area. None of the regions of Oltenia (...) preserved so clearly the character of a head of geologic and geomorphologic trough as this part of the Mehedinți zone" (p. 22).

The dilemma concerning the causes that led to the maturing of the vegetal organic substances from the Pliocene deposits of the Dacic Basin might be solved by pointing out the dependence of the paleotemperatures on the coalification level, the vitrinite reflectance respectively. Thus Tissot and Espitalié (1975) discuss the possibility of reconstituting the geothermal history based on the vitrinite reflectance, the burial of the organic substance and the vitrinite evolution pattern.

REFERENCES

Alexeeva I., Andreescu I., Bandrabur T., Cepalyga A., Ghenea C., Mihăilă N., Trubihin V. (1983) Correlation of the Pliocene and Lower Pleistocene deposits in the Dacic and Euxinic Basins. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 143-151, București.

Anderson B. (1964) The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei. *Journ. Trop. Geogr.*, 18, p. 7-16, Singapore.

Andreescu I. (1981) Middle-Upper Neogene and Early Quaternary chronostratigraphy from the Dacic Basin and correlations with neighbouring areas, 7th Int. Congr. Medit. Neog., Athens, 1979, *Annales Pays Hellén.*, IV, p. 129-138, Athens.

— (1982) Biocronologia și cronostratigrafia Pliocenului superior și Pleistocenului inferior din bazinul dacic. *Anal. Univ. București*, XXXI, p. 55-66, București.

— Rădulescu C., Samson P., Tschepalyga A., Troubikhine V. (1981) Chronologie (Mollusques, Mammifères, paléomagnétisme) des formations plio-pléistocènes de la zone de Slatina (bassin dacique), Roumanie. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza"*, XX, p. 127-137, București.

— Bițoianu C., Iva M., Olteanu B., Papaianopol I., Popescu A., Rădan M., Roman Șt., Țicleanu M., Țicleanu N., Pauliuc S., Pană I., Preda I., Barus T. (1984) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.

Bostick N. H. (1974) Phytoclasts as indicators of thermal metamorphism, Franciscan assemblage and Great Valley sequence (Upper Mesozoic), California. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 153, p. 1-17, Boulder, Colorado.

Burne R. V., Kanstler A. J. (1977) Geothermal constraints on the hydrocarbon potential of the Canning Basin, Western Australia, *BMR Journ. Austr. Geol. Geophys.*, 2, p. 271-288, Canberra.

Institutul Geologic al României

Cohen A. D. (1968) The petrology of some peats of southern Florida (with special reference to the origin of coal). Thesis, *Pennsylv. St. Univ. Dept. Geol. Geophys.*, p. 1-352.

Dulhunty J. A. (1954) Geological factors in the metamorphic development of coal. *Fuel*, 33, p. 145-152, London.

Feru M., Rădulescu C., Samson P. (1983) Succession des Mamifères pliopléistocènes dans le bassin dacique. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 161-167. București.

Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Cepalyga A., Mihăilă N., Trubihin V. (1981) Bio- and magnetostratigraphic correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene formations of the Dacic Basin and Brașov Depression (Romania). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, 2, București.

Huck N. V., Patteisky K. (1964) Inkohlungsreaktionen unter Druck. *Fort. Geol. Rheinl.-Westf.*, 12, p. 551-558.

Krevelen D. W. van (1961) Coal. Elsevier, p. 1-514, Amsterdam, London, New-York, Princeton.

Lopatin N. V. (1971) Temperature and geologic time as factors in coalification. *Izv. AN SSSR, Gheol.*, 3, p. 95-106, Moskva.

— Bostick N. H. (1974) The geologic factors in coal catagenesis. Pr. org. ves. sovr. iskop. osad. *AN SSSR, otd. Gheol. Gheofiz., Kom. Osad. Por., Nauka*, p. 79-90, Moskva.

Murgoci G. (1907) Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale. *An. Inst. Geol.*, I, 1, p. 1-128, București.

Neguț A. (1982) Estimarea parametrilor ce caracterizează regimul termic al formațiunilor geologice în Muntenia și Oltenia. Thesis of doctor's degree, Univ. București.

Pauliuc S., Barus T. (1982) Contribuții la cunoașterea condițiilor de formare a cărbunilor plioceni din depresiunea precarpatică. *Anal. Univ. Buc., Geol.*, XXXI, p. 75-85, București.

Stach E., Mackowsky M. Th., Teichmüller M., Taylor G. H., Chandra D. Teichmüller R. (1982) Coal petrology. *Gebrüd. Borntr.*, p. 1-535, Berlin-Stuttgart.

Terza E. (1983) In: Geografia fizică a României, I, 7, p. 444-450, Edit. Acad. RSR, București.

Tissot B., Espitalié J. (1975) L'évolution thermique de la matière organique des sédiments; applications d'une simulation mathématique. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 30, p. 743-777, Paris.

OBSERVAȚII PRIVIND CONDIȚIILE DE FORMARE A CĂRBUNILOR PLIOCENI DIN BAZINUL DACIC CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA COMPLEXULUI CĂRBUNOS DIN OLTENIA

(Rezumat)

În procesul formării cărbunilor se disting două faze, și anume: faza acumulării biomasei vegetale și faza transformării fizico-chimice a biomasei vegetale.

Institutul Geologic al României

Pentru acumularea fitomasei sînt necesare următoarele condiții : o subsidență redusă, dar continuă, o energie de relief slabă a hinterlandului și asigurarea protecției mlaștinii carbogeneratoare împotriva inundațiilor provocate de rîuri. Prin urmare, rolul primordial în acumularea fitomasei îl joacă factorul tectono-sedimentar, reflectat prin echilibrul între viteza de subsidență și viteza de acumulare (= rata de sedimentare). Pentru a reliefa rolul acestui factor, au fost calculate ratele de sedimentare din diferite sectoare ale bazinului dacic (fig. 1 ; 2; tab. 1 ; 2). S-a demonstrat astfel de ce în sectorul oriental al avanfosei carpatice depozitele pliocene au grosimi mari, dar conțin strate subțiri și impure de cărbune, în contrast cu vestul avanfosei și al platformei moesice, unde se găsesc numeroase strate de cărbune, situate în intervalul Dacian superior-Romanian inferior, cu grosimi consistente.

Pentru a ajunge în stadiul de cărbune stratul de turbă suferă o serie de transformări fizico-chimice complexe, ca urmare a creșterii adîncimii de îngropare și a temperaturii.

Conform conceptului lui Lopatin, a fost calculat indicele timp-temperatură („time-temperature index" = TTI) pentru formațiunea cu cărbuni din Oltenia. Acest indice, calculat pe baza adîncimilor actuale de îngropare și a gradientului geotermic actual, sugerează că, în Oltenia, cărbunii plioceni ar fi trebuit să se afle în stadiul de turbă. De aceea trebuie să admitem, fie un flux termic mai ridicat în Pliocenul superior-Pleistocen, fie o adîncime de îngropare mai mare în acel timp, rezultată ca efect al acoperirii depozitelor cu cărbuni de o stivă de sedimente cu o grosime de cca 500-1000 m, care au fost ulterior erodate în cea mai mare parte. Această ipoteză ar presupune însă admiterea unei amplitudini de cca 1000 m a oscilațiilor negative și pozitive ale scoarței în bazinul dacic, în cursul Pliocenului superior-Cuaternarului.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 219-226.

4. STRATIGRAFIE

MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE DACIAN-ROMANIAN DEPOSITS OF THE LUPOAIA QUARRY

BY

ION ANDREESCU [2], SORIN RĂDAN [2], MARIA RĂDAN [2]

Dacian. Romanian. Palaeomagnetism. Magnetostratigraphy. Biostratigraphy. Chronostratigraphy. Coal-bearing deposits. Stratotype. Gauss-Gilbert boundary. East Carpathians — East Subcarpathian Zone — Subcarpathians between Jiu and Dunăre.

Abstract

Integrated bio- and magnetostratgraphic studies have been carried out on a sequence of 95 m of Dacian-Romanian coal-bearing deposits cropping out in the Lupoaia Quarry. To establish a more accurate age and the chronostratigraphic subdivisions of these deposits, oriented samples have been collected for being palaeomagnetically investigated. The results of those studies are reproduced in Plate. By comparison with the previous magnetostratigraphic investigations carried out on the Romanian and Dacian stratotype sections, and taking into account the faunal contents of the Lupoaia coal Quarry one can conclude that : the Gauss-Gilbert boundary (3.40 m.y.) lies between coal seams 12 and 11 ; the Cochiti event (3.86-3.98 m.y.) extends on the time-span during which coal seam 7 and the clays, sandy clays and sands underlying coal bed 8 have been deposited ; the Nunivak event (4.12-4.26 m.y.) coresponds to the lowermost part of the section, being located between coal seams 6 and 5 and probably within coal bed 5 as well. From the chronostratigraphic point of view the palaeomagnetic results indicate that the lower part of the Lupoaia Quarry (coal seams 5-7 interval) is of Upper Dacian (Parscovian) age, the middle part (coal beds 8-11) of Lower Romanian (Siensian) age, whereas the age of the upper portion of the section (coal beds 12-14) is Middle Romanian (Pelendavian).

[1] Received May 5, 1984, accepted for publication May 7, 1984, communicated in the meeting of May 16, 1984.

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

Institutul Geologic al României

Résumé

Magnétostratigraphie des dépôts daciens-romaniens de la carrière de Lupoaia (Vallée du Motru, Olténie du nord-ouest). On a effectué des études intégrées bio- et magnétostratigraphiques sur une section de 95 m de dépôts daciens-romaniens porteux de charbons, qui affleurent dans la mine de Lupoaia. Pour établir d'une manière plus exacte l'âge et les sous-divisions chronostratigraphiques de ces dépôts, on a récolté des échantillons orientés afin d'être investigués du point de vue paléomagnétique. On a reproduit les résultats de ces études dans la planche. En comparant les données obtenues avec celles des investigations magnétostratigraphiques antérieures des sections stratigraphiques romaniennes et daciennes et prenant en considération également les contenus fauniques de la mine de charbons Lupoaia, on peut tirer les conclusions suivantes : la limite Gauss-Gilbert (3,40 m.a.) est tracée entre les couches de charbon 12 et 11 ; l'événement Cochiti (3,86-3.98 m.a.) a eu lieu dans la période de temps au cours de laquelle se sont déposés la couche 7 et les argiles, les argiles sableuses et les sables surmontés par la couche 8 ; l'événement Nunivak (4,12-4,26 m.a.) correspond à la partie inférieure de la section, étant localisé entre les couches de charbons 6 et 5, probablement la couche 5 y compris. Du point de vue chronostratigraphique, les résultats paléomagnétiques indiquent que la partie inférieure de la mine de Lupoaia (l'intervalle des couches 5-7) est d'âge dacien supérieur (parscovien), la partie moyenne (couches 8-11) d'âge romanien inférieur (siensien) et la partie supérieure de la suite (couches de charbon 12-14) d'âge romanien moyen (pélendavien).

Introduction

In a series of published and unpublished papers on the Pliocene (Dacian and Romanian) coal-bearing formations of Oltenia different points of view are expressed regarding their chronostratigraphic position. This refers especially to the deposits including coal beds 5-7, assigned by some authors to the Lower Dacian (Getian) and by others to the Upper Dacian (Parscovian), the upper beds (8-14) being assigned by all researchers to the Romanian stage.

To establish a more accurate age and the chronostratigraphic subdivisions of these deposits, oriented samples have been collected from a section of about 95 m thickness lying between the top of coal bed 5 and the top of coal bed 14 — in the Lupoaia Quarry (situated on the left slope of the Motru River).

Litho-biostratigraphic Sequence

The formations exposed in the Lupoaia Quarry are built up of an alternation of sands, argillaceous sands, sandy clays, silty clays, clays, coal clays, argillaceous coal and coal.

In the interval between coal beds 5 and 6 were identified rare fragments of unionids *(Jazkoa* ex gr. ? *sturdzae* Cob, *Potomida psilo-*

Institutul Geologic al României

donta (Teiss) and viviparids (*Viviparus* ex gr. *argesiensis* Sabba, *V.* ex gr. *woodwardi* Brus., *V.* ex gr. *sadleri* Partsch). Papaianopol and Lubenescu (1983) consider the viviparid specimens identified in the deposits between coal beds 5 and 6 belong to the species *V. muscelensis* Lub. and *V. getianus* Lub., on the basis of which they assign this interval (coal bed 6 included) to the Getian substage.

In many areas of the Getic Depression, coal beds 6 and 7 are sometimes practically united, and in the Lupoaia Quarry they are separated by only a thin layer of grey clays and silty clays bearing numerous viviparid specimens of the above mentioned groups (*Viviparus* ex gr. *sadleri*, *V.* ex gr. *argesiensis* etc.).

In the silty sands, the argillaceous silts and the sandy clays separating coal beds 7 and 8, a *Potomida* (? ex gr. *slanicensis* Teiss) specimen was identified. In the top of coal bed 8, in silty sands and grey clays there is a mollusc fauna represented by the following species: *Psilunio sibinensis* (Pen.) ,*P. pannonicus* (Neum.), *Melanopsis onichia* Brus., *Viviparus bifarcinatus* Bielz etc. — that can be considered to represent the lower part of the NSM 10 zone, indicating the Lower Romanian (Siensian) substage (Andreescu, 1979).

142566

As far as coal bed 11, at various levels, melanopsids (*Melanopsis pterochila* Brus., *M. onusta* Sabba, *M. breastensis* Sabba), viviparids (*Viviparus stricturatus* Neum., *V.* ex gr. *bifarcinatus* etc.) and unionids (*Psilunic* ex gr., *neumayri* Pen., *P.* cf. *sibinensis* (Pen.), *Potomida stolitzkai* Neum., *P. prominulus* Sabba, *P. bitneri* Pen. etc.) have been detected. This fauna assemblage indicates the upper part of the Lower Romanian (= Subzone NSM 10 b- Psilunio sibiensis, Andreescu, 1981, 1982 etc.).

In the interval between coal beds 11 and 12 there occur sculptured unionid faunas (*Rytia brandzae* Sabba, *R.* ex gr. *bielzi* Czeck., *Rugunio turbureensis* Font., *Cuneopsidea hochstetteri* Neum. etc.) that together with *Psilunio altecarinatus* (Pen.), *P. biplicatus* (Beltz), *Pseudohyriopsis problematica* (Cob.) etc. mark the NSM 11 a — Rytia brandzae Subzone that indicates the commencement of the Middle Romanian (Palendavian) substage (Andreescu, 1981).

Above coal bed 12 the development is worth noticing of mollusc faunas specific of the NSM 11 b — Pristinunio pristinus Subzone (Andreescu 1981, 1982) illustrated by a rather rich and varied assemblage containing (beside the index species): *Wenziella ponderosa* (Wenz), *Cuneopsidea magna* Andreescu, *Rugunio condai* (Por.), *Rytia brandzae*, *R. slavonica* (Hoern.), *R. bielzi*, *Cyclopotomida destremi* (Por.), *C. zelebori* (Hoern.), *Unio haeckeli* Pen., *Pseudohyriopsis problematica*, *Sinanodonta* sp., *Viviparus rudis* (Neum.), *V.* ex gr. *turgidus* (Bielz) etc. This subzone indicates, it too, the upper part of the Middle Romanian (Andreescu, 1982).

Coal bed 14 is overlain by an alternance of cross bedded sands and tiny gravels and grey-violet or grey bluish sandy clays containing calcareous concretions. Both in the Lupoaia Quarry and in its surroundings no conclusive mollusc fauna has been found in this succession.

Institutul Geologic al României

Results of Palaeomagnetic Investigations

The samples taken from clays, silty clays, slightly sandy clays and argillaceous silts form a collection of 88 cubic samples (side 2 cm) on which paleomagnetic studies were carried out.

Remanent magnetization was measured with a spinner-magnetometer JR-4 (sensibility 2.4×10^{-9} uem CGS), and magnetic susceptibility with a KLY-1 Kappabridge (sensibility 3×10^{-9} uem CGS).

For isolating the primary magnetization acquired during the sediments accumulation from the secondary magnetization, the 88 samples were submitted to magnetic cleaning with a thermic demagnetizer Schonstedt TSD-1.

For determining the remanent magnetization vector each sample was placed in 6 positions, so that the three components x, y and z were measured 4 times, and for determining the magnetic susceptibility each sample was measured in three positions, permitting the evaluation of an average value of this parameter.

The direction of remanent magnetization was obtained by processing the observation data from the spinner magnetometer JR-4 on a computer Hewlett-Packard-9830 A.

The values determined for natural remanent magnetization indicate low intensity (0.03-27.5 $\times 10^{-6}$ uem CGS), and those for magnetic susceptibility range in the interval 8.6-41.9 $\times 10^{-6}$ uem CGS, signaling low intensity of induced magnetization as well.

The plate shows the polarities resulted from laboratory studies :

a) argillites of the top of bed 5, samples 4 L and 5 L respectively, show normal polarities ;

b) sample 6 L and 7 L from the bottom of bed 6 as well as sample 8 L, taken from the argillites separating beds 6 and 7 show reversed polarities ;

c) the three samples (9 L, 10 L and 11 L) collected from the sterile interval separating coal beds 7 and 8 are characterized by normal polarities ;

d) the following 7 samples (12 L, 13 L, 14 L, 15 L, 16 L, 17 L and 3 AL) from the interval between the top of coal bed 8 and that of coal bed 11 show reversed polarities ;

d) samples 3 L, 2 L and 1 L from the upper part of the section (lower part of bed 12 — top of bed 14) have normal primary magnetization.

Interpretation of Palaeomagnetic Data

As known from literature, the first four palaeomagnetic epochs, Brunhes, Matuyama, Gauss and Gilbert span the time interval from the Recent to 5.41 m.y.

But for the Brunhes (1) epoch with normal polarity, with very short reversed events and in which also "geomagnetic excursions" have also been identified, the other three epochs are characterized by an alternation of normal and reversed polarities, as follows : Matuyama (2) epoch (0.73-2.48 m.y.), of predominantly reversed polarity, has four normal episodes : Jaramillo (0.90-0.97 m.y.), Olduvai (1.67-1.87 m.y.)

Institutul Geologic al României

and Réunion (2.01-2.04 and 2.12-2.14 m.y.); Gauss (3) epoch (2.48-3.40 m.y.), predominantly normal polarity, includes two reversed episodes: Kaena (2.92-3.01 m.y.) and Mammoth (3.05.-3.15 m.y.); Gilbert (4) epoch (3.40-5.41 m.y.), of predominantly reversed polarity, has 4 episodes of normal polarity: Cochiti (3.86-3.98 m.y.), Nunivak (4.12-4.26 m.y.), Sidufial (4.41-4.49 m.y.) and Tvera (4.59-4.79 m.y.).

For establishing the position of the Pliocene deposits of the Lupoaia Quarry in the chronopalaeomagnetic scale we also took into account the results of biostratigraphic and paleomagnetic studies carried out previously in the Dacic Basin on various sections of the Romanian and Dacian formations but especially on the stratotype sections of these stages (Andreescu, 1972, 1981, 1982; Andreescu et al., 1981; Ghenea et al., 1981; Alexeeva et al., 1983).

According to the mentioned papers the appearance of sculptured "Levantine" unionids and viviparids (NSM 11 Zone), marking the Middle Romanian-Lower Romanian boundary between the Gauss and Gilbert epochs (3.40 m.y.).

In the Lupoaia Quarry the occurrence of taxa defining the NSM 11 a Rytia brandzaè Subzone is reported in the sterile interval separating coal beds 11 and 12. On the other hand, the palaeomagnetic results obtained for the clay samples from this interval suggest the boundary between the Gauss and Gilbert epochs is to be traced here (Pl.).

In the area of the Romanian and Dacian stratotypes, the boundary between the two stages, biologically marked by the boundary between NSM 10 and NSM 9 zones (Andreescu 1972, 1979, 1982) was evidenced within the Cochiti normal polarity event of the upper part of the Gilbert epoch.

In the Lupoaia Quarry, like in many other areas of the western part of the Dacic Basin, in the intervals in which coal beds 7, 6 and 5 lie, only few, often insignificant, faunal elements were found, if at all. We shall not insist here on the controversal opinions regarding the chronostratigraphic position of these deposits. We shall only mention that coal beds 5 and 6 were referred either to the Upper Dacian (Parscovian) (Pauliuc et al., 1981) or to the Lower Dacian (Getian) (Papaianopol, Lubenescu, 1983).

As already underlined, the samples collected from the interval between the top of coal bed 7 and the lower part of coal bed 8 showed normal magnetic polarities, offering arguments for the interception of the Cochiti event. Consequently, by analogy with the area of the Romanian and Dacian stratotypes, in the Lupoaia Quarry, the boundary between the Lower Romanian and the Upper Dacian is situated between beds 7 and 8. Therefore, the deposits subjacent to bed 7, at least as far as bed 5, are of Upper Dacian age. At the lower part of the Lupoaia Quarry, the Nunivak event was evidenced (Pl.). On the other hand, in the Dacian stratotype area, the Parscovian, at its lower part, includes the Sidufial event. In fact this opinion is also supported by palaeontological arguments, i.e. the macrofaunal assemblage between coal beds 5 and 4, identified from the 95 G Lupoaia borehole: *Prosodacnomya sturi* (Cob.), *P. stenopleura* (Sabba), *Euxinicardium* sp., *Pseudocatillus* sp., *Dreissena* ex gr. *polymorpha* Pallas, *Viviparus rumanus* (Tourn.) etc. (Panã et al., 1981), attesting the Parscovian age.

Institutul Geologic al României

Conclusions

The biostratigraphic and magnetostratigraphic researches permitted the calibration of the Pliocene coal-bearing formations of the Lupoaia Quarry, including the sequences from the lower part of the section (beds 5-7) in the Upper Dacian, those from the middle part (beds 8-11) in the Lower Romanian and those from the upper part (beds 12-14) in the lower part of the Middle Romanian (Pl.).

There exist palaeomagnetic data concerning the Dacian and Romanian deposits in both the east and the west of the Dacian Basin. In the latter region, also the Lower Dacian deposits have to be palaeomagnetically investigated for establishing more accurately the Getian-Parscovian boundary in this region as well.

As a corollary to the integrated (biostratigraphic, lithofacial, magnetostratigraphic) research, the correlations of the coal beds in "the pay formations" (Jiu-Motru Formation of the Upper Getian-Middle Romanian age) will become more accurate, permitting a better orientation of prospecting and exploration works.

REFERENCES

Alexeeva I. L., Andreescu I., Bandrabur T., Cepalîga A., Ghenea C., Mihăilă N., Trubihin V. (1983) Correlation of the Pliocene and Lower Pleistocene depsits in the Dacic and Euxinic Basins. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 143-151, București.

Andreescu I. (1972) Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, București.

— (1981) Middle-Upper Neogene and Early Quaternary chronostratigraphy from the Dacian Basin and correlations with neighbouring areas. VIIth Int. Congr. Medit. Neog., 4, Post-Congress, Athens.

— (1982) Biocronologia și cronostratigrafia Pliocenului superior și Pleistocenului inferior din bazinul dacic. *Anal. Univ. Buc., Geol.*, XXXI, București.

Andreescu I., Rădulescu C., Samson P., Tchepalyga A., Troubikhine V. (1981) Chronologie (Mollusques, Mammifères, paléomagnetisme) des formations plio-pléistocènes de la zone de Slatina (Bassin Dacique), Roumanie. *Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza"*, XX, p. 127-177, București.

Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Mihăilă N., Tshepalyga A., Trubihin V. (1981) Bio- and magnetostratigraphic correlations of the Pliocene and Lower Pleistocene formations from the Dacian Basin and Brașov Depression (Romania). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, București.

Pană I., Enache C., Andreescu I. (1981) Fauna de moluște a depozitelor cu ligniți din Oltenia. I. P. Oltenia, Craiova.

Papaianopol L., Lubenescu V. (1983) Considerații asupra faunei complexului cărbunos al Dacianului din depresiunea getică (Oltenia). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 28, București.

Pauliuc S., Andreescu I., Barus T. (1981) Date noi privind posibilitățile de corelare a stratelor de lignit din regiunea cuprinsă între valea Jiului și valea Motrului. *Anal. Univ. Buc., Geol.*, XXX, București.

Institutul Geologic al României

MAGNETOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR DACIAN-ROMANIENE DIN ZONA LUPOAIA (VALEA MOTRULUI, OLTENIA DE NORD-VEST)

(Rezumat)

Succesiunea depozitelor dacian-romaniene, deschisă în cariera Lupoaia, include stratele de cărbune V-XIV (pl.). La alcătuirea litologică a succesiunii respective, pe lîngă stratele de cărbune, participă nisipuri, nisipuri argiloase, argile nisipoase, argiile siltice și argile cărbunoase.

Asupra atribuirii acestei succesiuni la diferite unități cronostratigrafice au fost enunțate diverse opinii, ele vizînd, în primul rînd, intervalul ce include stratele de cărbune V-VII. Astfel unii autori consideră că stratele V și VI aparțin Dacianului inferior (Gețian), Romanianul inferior începînd cu stratul VII ; alții admit că Dacianul superior (Parscovianul) se încheie cu stratul VII, iar după alte opinii Parscovianul s-ar termina odată cu stratul V de cărbune. Conform primei opinii, în întreaga arie a avanfosei din Oltenia, Parscovianului și primei părți a Romanianului inferior i-ar corespunde o lacună de sedimentare.

Punctele de vedere controversate, enunțate mai înainte, se datoresc, în mare parte, și faptului că în intervalul stratigrafic cuprins între stratele de cărbune V și X asociațiile faunistice (moluște, ostracode) sînt sărace și de cele mai multe ori nereprezentative pentru un subetaj sau altul.

În dorința de a contribui la precizarea poziției cronostratigrafice a depozitelor ce au făcut obiectul acestor controverse, au fost prelevate, din cariera Lupoaia, 18 eșantioane orientate pentru a fi investigate paleomagnetic. Aceste eșantioane provin dintr-o succesiune groasă de 95 m, cuprinsă între acoperișul stratului V și acoperișul stratului XIV de cărbune.

Polaritățile rezultate în urma studiilor de laborator au fost transpuse în planșă, din examinarea căreia se remarcă :

a) Probele 4L și 5L, prelevate din argilele situate în acoperișul stratului V, prezintă polarități normale ;

b) probele 6L și 7L, situate în culcușul stratului VI, ca și proba 8L, prelevată din argilele ce separă stratele VI și VII, au relevat polarități inverse ;

c) eșantioanele 9L, 10L și 11L, provenite din intercalațiile argiloase incluse în intervalul de steril ce separă stratele de cărbune VII și VIII, se caracterizează prin polarități normale ;

d) următoarele 7 probe (12L, 13L, 14L, 15L, 16L, și 3AL), eșalonate pe tronsonul dintre acoperișul stratului VIII și acoperișul stratului XI de cărbune, prezintă polarități inverse ;

e) ultimele trei probe (3L, 2L și 1L), situate între culcușul stratului XII și acoperișul stratului XIV de cărbune, au o magnetizare primară normală.

Beneficiind de rezultatele investigațiilor biomagnetostratigrafice întreprinse anterior (Andreescu, 1981, 1982 ; Andreescu et al., 1981 ; Ghenea et al., 1981 ; Alexeeva et al., 1983) pe diferite secțiuni ale formațiunilor romaniene și daciene dar, mai ales, pe secțiunile stratotipice

Institutul Geologic al României

ale acestor etaje, calibrarea cronopaleomagnetică a polarităților obținute în secțiunea de la Lupoaia a putut fi făcută cu un suficient grad de acuratețe. Astfel pe secțiunea stratotipică a etajului Romanian (comuna Beceni, valea Slănicu de Buzău) apariția faunelor de unionide sculptate, care marchează limita Romanian mediu-Romanian inferior, coincide cu limita dintre epocile Gauss și Gilbert (3,40 mil. ani). În cariera Lupoaia ocurența taxonilor din baza Romanianului mediu se situează între stratele de cărbune XI și XII. În același interval proba 3L s-a dovedit a avea o magnetizare primară normală, iar proba 3AL, subiacentă, una reversă (pl.). Prin urmare, în cariera Lupoaia limita dintre epocile Gauss și Gilbert se plasează între locurile de prelevare ale celor două probe : 3L și 3AL.

În secțiunile stratotipice ale Dacianului și Romanianului (comuna Beceni, valea Slănicu de Buzău), ca și în secțiunea stratotipului de limită Dacian-Romanian (comuna Vintilă Vodă, valea Slănicu de Buzău), limita dintre cele două etaje s-a dovedit a cincide cu episodul de polaritate normală Cochiti (3,86-3,98 mil. ani) din partea superioară a epocii Gilbert. În cariera Lupoaia episodul Cochiti a fost interceptat între acoperișul stratului VII și culcușul stratului VIII de cărbune (probele 9L, 10L și 11L ; pl. nr. 1). În consecință, prin analogie cu aria stratotipurilor Romanianului și Dacianului, în cariera Lupoia limita între Romanianul inferior și Dacianul superior se situează între stratele de cărbune VIII și VII.

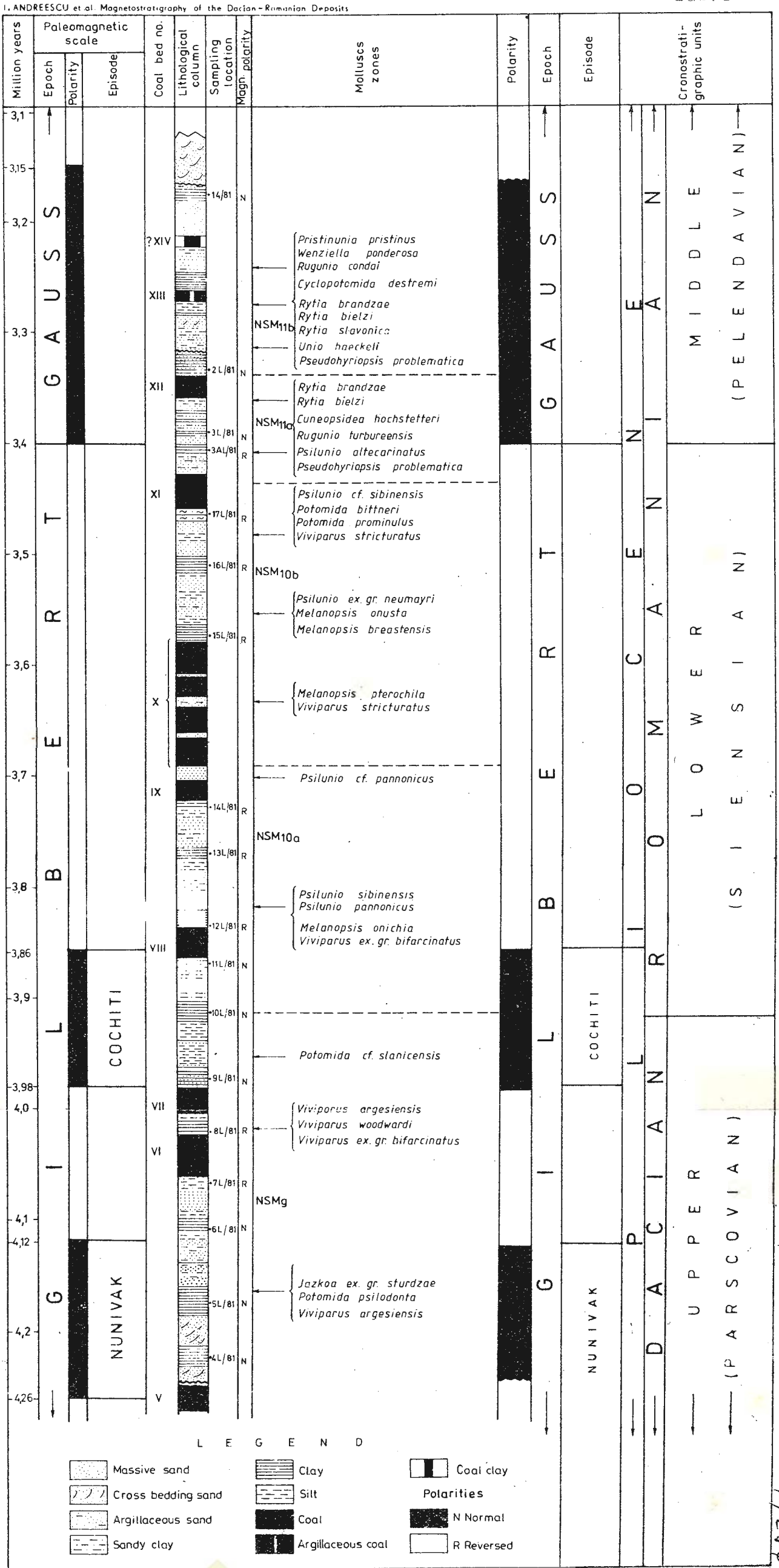
În aria stratotipului Dacianului, Parscovianul include și episoadele de polaritate normală Nunivak și Sidufial din partea mediană a epocii Gilbert. În cariera Lupoaia a fost pus în evidență episodul Nunivak în acoperișul stratului V de cărbune (probele 4L și 5L ; pl.). Prin urmare depozitele subiacente stratului VII de cărbune, inclusiv stratul V, revin Dacianului superior. Avînd în vedere că în forajele executate în zona carierei Lupoaia, în intervalul dintre stratele V și IV au fost detectate faune de moluște ce indică Parscovianul (*Prosodacnomya sturi sturi, P. stenopleura, Euxinicardium* div. sp., *Pseudocatillus* div. sp.) (Pauliuc et al., 1981 ; Pană et al., 1981), este de presupus că și stratul IV de cărbune aparține tot Dacianului superior.

Institutul Geologic al României

LUPOAIA QUARRY
Magnetostratigraphy

Tab. 8

I. ANDREESCU et al. Magnetostratigraphy of the Dacian-Rumanian Deposits



L E G E N D

- Massive sand
- Cross bedding sand
- Argillaceous sand
- Sandy clay
- Clay
- Silt
- Coal
- Argillaceous coal
- Coal clay

Polarities
- N Normal
- R Reversed

Imprim Atel Inst Geol Geof

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 227-244.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES CALCAIRES LACUSTRES ÉOCÈNES DE TRANSYLVANIE [1]

PAR

GEORGE BOMBIȚĂ [2], ALBERT BALTRES [2]

Eocene. Carbonatic rocks. Rona limestone. Dolomites. Calcarenites. Lacustrine sediments. Lithostratigraphy. Microfacies. Sedimentary structure. Intraformational resedimentation. Jibou clays. Comparative study. Algae ; Apuseni Mountains — Paleogene zone from NW Transylvania.

Résumé

La tendance vers la continentalisation de l'aire de l'Eocène de la Transylvanie du nord-ouest semble avoir été permanente, car la présence des carbonates non-marins en est une preuve. L'histoire des recherches antérieures et le stade actuel de la connaissance des caractères pétrographiques, microfaciaux, du milieu sédimentaire et stratigraphiques de ces roches sont discutés en détail. De même, on fait une réexamination du calcaire de Rona et des calcaires d'Aspra. Les calcaires éocènes de Transylvanie présentent des caractères microfaciaux comparables à ceux des calcaires d'origine marine. Le calcaire lacustre de Rona (Cuisien-Lutétien) est intercalé lenticulairement à la partie supérieure des argiles continentales de Jibou et apparaît en deux microfaciès : micrites et calcarénites microbioclastiques (à Ostracodes)/pélétal-microbioclastiques. Au milieu sédimentaire uniforme s'est accumulé un calcaire lacustre proprement-dit, en conditions de submersion continue et dans un intervalle d'interruption de l'apport massif de matériel terrigène. Les calcaires d'Aspra, examinés en cinq affleurements de la zone du massif cristallin Preluca, sont déposés directement sur le soubassement cristallophyllien, représenté par les dolomies ou les calcaires cristallins. Les calcaires lacustres sont recouverts par des dépôts continentaux grossiers. Le calcaire d'Aspra est différent et plus varié de point de vue microfacial, par rapport au calcaire de Rona. Il met en évidence cinq microfaciès : micrites, calcarénites pélétales, calcarénites intraclastiques, calcarénites bioclastiques et calcarénites oncolithiques. Les bioclastes caractéristiques appartiennent au genre *Microcodium*. Les calcaires d'Aspra représentent un sédiment peut-être palustre,

[1] Reçue le 20 mars 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 23 avril 1984, présentée à la séance du 4 mai 1984.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebes nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

accumulé en lacs temporaires migrés vers le nord et diachroniquement dans l'Eocène moyen et supérieur.

Abstract

Contributions to the Study of Eocene Lacustrine Limestones from Transylvania. The tendency towards continentalization of the Eocene area from the north-western Transylvania seems to have been permanent, and the non-marine carbonates presence is one of the proofs in this respect. The history of the previous researches and the present-day stage of knowledge concerning petrographic, microfacial, sedimentary environment and stratigraphic characters of these lacustrine rocks are minutely treated. There are therefore reexamined the Rona and Aspra limestones. The Eocene fresh-water limestones from Transylvania show microfacial features comparable to those of marine limestones. The Rona limestone (Cuisian-Lutetian) is lenticularly included in the upper part of the Jibou continental clays. It appears in two microfacies: micrites and microbioclastic (with ostracods)/peletal-microbioclastic calcarenites. Within the uniformly sedimentary environment there was accumulated a typical lacustrine limestone, in continuous submersion conditions and within an interval of interruption of the massive supply of terrigenous material. The Aspra lacustrine limestones, examined in five outcrops, are directly deposited on the Preluca crystallophyllian basement represented by dolomites or crystalline limestones. The lacustrine limestones are covered by coarse continental deposits. From the microfacial point of view, the Aspra limestone is different and more various than the Rona limestone. It consists of five microfacies: micrites, peletal calcarenites, intraclastic calcarenites, bioclastic calcarenites and oncolitic calcarenites. The characteristic bioclasts belong to the *Microcodium* genus. The Aspra limestones represent a probably paludous sediment, accumulated in temporary lakes migrated northwards, and a diachronous one during the Middle and Upper Eocene.

Les observations sur les calcaires d'origine lacustre sont assez rares en Roumanie. D'autre part, il y avait des confusions en ce qui concerne l'étage paléogène auquel appartiennent les calcaires non marins de Transylvanie, connus dès le dernier siècle ou découverts après 1950. Notre article apporte des données de terrain et de laboratoire sur les caractères pétrographiques, microfaciaux et de milieu sédimentaire, ainsi que sur leur position stratigraphique.

Recherches antérieures

Les notes de terrain de Partsch sur les dépôts éocènes du nord-ouest de Transylvanie signalaient dès les années 1826-1827, entre les localités Popeni et Jibou, quelques affleurements de calcaires en relation avec les couches continentales rouges d'argiles et de sables (fide Hauer et Stache, 1863, p. 145). Mais le vrai découvreur des calcaires lacustres de Transylvanie, en 1859-1860, a été G. Stache (fide Hofmann, 1879).

Dans la synthèse de Hauer et Stache (1863), ces calcaires sont dénommés (p. 133) „Untere Süsswasserkalke von Zsibó, Rona und Boos

Institutul Geologic al României

mit Hornsteinknollen und kleinen Planorben, Paludinen, Limnaeen und Chara". On a alors remarqué des calcaires à accidents siliceux, et à marnes dans une succession alterne de couleur foncée („Kieselkalke, hornsteinartigen und mergeligen Schichten" — Hauer et Stache l.c., p. 398-399).

Plus tard, Hofmann (1879) complétait substantiellement ces données. Il a établi pour ce qu'il nommait „les calcaires d'eau douce et les marnes de Rona", les caractéristiques suivantes : d'une part, l'épaisseur de 265 m environ, l'extension limitée, la position vers la partie supérieure des argiles continentales inférieures (de Jibou) et le contenu paléontologique lacustre ; d'autre part, il a remarqué dans la zone septentrionale de l'aire Meseș l'existence d'un deuxième horizon de roches carbonatées de faciès lacustre, intercalées vers la partie inférieure des couches de Turbuța.

Une nouvelle étape pour la connaissance des calcaires de Rona-Jibou est due à Koch (1894). Il a examiné la roche en sections minces, en mettant en évidence ses caractères pétrographiques-faciaux particuliers. En même temps, il a tiré l'attention sur certains termes lithostratigraphiques locaux, qui la continueraient ou la substitueraient latéralement et localement, dont le plus important lui semblait être le „calcaire" d'Agîrbiciu. Koch soulignait que la récurrence des argiles continentales supérieures (de Nadașu) est elle-aussi accompagnée, selon l'idée générale de Hofmann, de calcaires d'eau douce, bien que discontinus et d'épaisseur réduite (le soi-disant calcaire moyen d'eau douce), et qui, selon l'auteur, affleure avec des caractères typiques aux environs du village Călata.

Il faut remarquer que d'après Hofmann la position de la deuxième formation lacustre est vers la base de la formation de Turbuța, tandis que Koch la situait (dans la carrière Baciu, entre d'autres points d'affleurement), à la limite argiles de Nadașu/gypses supérieurs (de Jebucu), donc plus haut. C'est toujours Koch qui considérait que, dans les alentours des villages Alunișu et Morlaca, ces calcaires ressemblent ou alternent avec les dolomies.

C'est encore à souligner que, suivant l'interprétation générale de la succession des formations éocènes de Transylvanie, Koch (1894, tableau synoptique) a négligé le caractère uniquement lenticulaire des précipités carbonatés lacustres à l'intérieur des formations continentales, caractère remarqué par les prédécesseurs et aussi par lui même. Après l'année 1950, c'était aussi la conclusion de Joja (1956), Răileanu et Saulea (1956), Dumitrescu (1957) et Dragoș (1966). Parmi ces auteurs, le dernier remarquait que dans le golfe Călățele les calcaires lacustres, s'ils sont présents, ne constituent pas une formation, mais des occurrences minces (centimétriques-métriques), aux surfaces d'affleurement réduites et en situations stratigraphiques variables : directement sur le soubassement cristallin, au-dessous des couches de Jibou ; au-dessus d'un microconglomérat interposé ; intercalés à quelques mètres au-dessus du toit des argiles de Jibou comme des couches de passage entre celles-ci et les gypses inférieurs.

V. Dragoș signalait, tout comme Koch, des calcaires d'eau douce à la partie supérieure des argiles continentales supérieures. Mais, selon

Institutul Geologic al României

la description, il est possible que ce que l'auteur a considéré dans le golfe Călățele comme des calcaires lacustres (blanc-laiteux, fins, en plaques lisses), des tufs calcaires etc., soient de diverses variétés de dolomies.

Dès 1956, on a aussi decouvert des calcaires lacustres dans le secteur septentrional de la Transylvanie (horst Preluca) dans les points suivants : sur le chemin de crête entre le village Preluca Bătrînă et le hameau Groape et au sud du hameau Dealu Corbului (Marinescu, 1962); sur le ruisseau Jugastru, au nord du village Vima Mică (Dumitrescu, 1957) ; l'affleurement de la colline Pripod (Custura Calului), au nord du village Selnița (Lăzărescu, 1965, non-publié). Un affleurement en quelque sorte excentrique par rapport aux précédents et qui élargit vers l'ouest l'aire des occurrences connues jusqu'à présent a été découvert récemment par l'un de nous (Bombiță) dans la colline Sulhe (forêt Parona), à l'est du confluent de la vallée Boiu avec la rivière Lăpuș.

Lăzărescu (l.c.) aussi bien que Dumitrescu et Marinescu (1965) ou Mărgărit (1972) ont considéré les calcaires lacustres de l'aire Preluca équivalents et synchrones à ceux de Jibou-Rona.

Tout un siècle après l'étude de Hauer et Stache, l'âge des argiles de Jibou et des calcaires lacustres inclus a oscillé, faute des preuves paléontologiques, entre le Danien-Paléocène et la base de l'Eocène moyen. Kalmar (1972, non-publié) est le premier qui, d'après des relations cartographiques des formations, a placé les calcaires lacustres de Preluca (qu'il a considérés comme sousjacents aux couches de „Turbuța") à la base de l'Eocène supérieur.

Les études récentes de lithostratigraphie et de sédimentation carbonatée-évaporitique des dépôts éocènes de Transylvanie (Popescu, 1976; Popescu et al., 1978 ; Popescu, 1984) mènent à certaines précisions.

a. Le „calcaire" d'Agîrbiciu (recte la lentille de dolomie oolithique-bioclastique) représente le prélude de l'installation du régime sédimentaire marin-évaporitique dans l'aire Gilău, étant intercalé dans les argiles de Jibou à un niveau supérieur aux calcaires lacustres de Rona. On ajoute en même temps que cette lentille n'est corrélable ni avec la masse principale des gypses de Foidaș, qu'elle a précédés d'ailleurs ; cela, sans tenir compte si les argiles rouges (15-20 m) qui la surmontent s'éfilent vers le nord-est ou passent en autre formation.

b. Depuis Hofmann (1879) on savait que les couches de Turbuța, caractéristiques pour l'aire Meseș, comportent, à leur partie inférieure surtout argileuse, des niveaux calcaires schisteux bitumineux de couleur foncée, de niveaux minces de calcaires oolithiques, de stromatolithes et de dolomies lumpales à certaine extension (Rusu, Popescu, 1975 ; Popescu, 1984). Ces niveaux sont similaires mais pas identiques à ceux de Rona et ils ont fourni des Mollusques lacustres (Meszaros, Tămaș, 1963). Koch a interprété les roches carbonatées de la base des couches de Turbuța en tant que la deuxième formation (moyenne) de calcaires lacustres. A présent, après la découverte des affleurements de calcaires lacustres de l'aire Preluca, qui se trouvent aussi tout près de certaines zones de développement des couches „de Turbuța", une équivalence de carbonates lacustres des régions Meseș et Preluca pourrait être prise

Institutul Geologic al României

en considération. Mais, en même temps, on ne peut plus accepter la corrélation des calcaires bitumineux de la base des couches de Turbuța de l'aire Meseș avec les dolomies qui parfois substituent ou avec lesquelles s'associent les gypses de Jebucu de l'aire Gilău et envisagées par Koch comme représentant l'horizon 2 (moyen) de calcaires lacustres.

Paucă (1977) a considéré le calcaire de Rona à titre d'une évaporite continentale paléocène.

Pour résumer ce qu'on connait déjà des études antérieures, on peut souligner :

1) Les roches carbonatées qui accompagnent ou qui remplacent les gypses éocène inférieurs (de Foidaș) et supérieurs (de Jebucu) de Transylvanie semblent représenter des variétés de dolomies marines (Popescu, 1984).

2) Le contenu des affleurements signalés par Koch (1894) et par Dragoș (1966) dans le golfe Călățele (roches carbonatées reposant sur le cristallin ou intercalées vers la partie supérieure des argiles de Jibou), reste une question à resoudre.

3) La présence certaine, au moins locale, dans les pélites noir-verdâtre de la partie inférieure des couches de Turbuța (aire Meseș), des intercalations de calcaires bitumineux à mollusques lacustres (Hofmann, 1879 ; Koch, 1894 ; Meszaros, Tămaș, 1963). Selon les descriptions faites jusqu'à présent on peut déduire que ces calcaires ont un faciès semblable à ceux de Jibou-Rona, bien que leur âge soit plus jeune, similaire, peut-être, à celui des calcaires lacustres de l'aire Preluca, secteur oriental (cas de homotaxie).

Etant donné le stade des recherches sur les carbonates non-marins de l'Eocène transylvain, nous avons abordé l'étude comparée des affleurements de Jibou-Rona avec ceux du horst Preluca.

Le calcaire de Rona

Lithostratigraphie, pétrographie et microfaciès

Les calcaires lacustres de Rona affleurent sous forme de lentille, intercalée à 150 m environ au-dessous de la partie terminale des argiles continentales de Jibou, sur la ligne des localités Cuceu-Jibou-Rona. La suite des argiles bariolées de Jibou y atteint l'épaisseur maximum, évaluée par Hofmann de 1300 à 1500 m.

L'affleurement déjà classique se trouve à la partie méridionale du village Rona (fig. 1) sur le versant droit de la vallée du Someș, au-dessous de la terrasse qui coupe les couches (70° nord-90° ouest/8-12° sud). Un méandre de la rivière du Someș maintient toujours en très bon état d'observation l'affleurement entre le pont vers l'ouest et l'église du village, à l'est.

Observations sur l'affleurement de Rona :

a. Le passage des argiles inférieures aux calcaires, tout comme le passage de ceux-ci aux argiles supérieures est continu et graduel. C'est surtout le deuxième passage qui peut y être observé en détail.

b. La partie centrale (le noyau) de cette lentille, le calcaire lacustre de Rona proprement-dit (calcaires gris foncé-noirâtres), semble être

Institutul Geologic al României

contourrée d'une enveloppe marneuse : dolomies blanchâtres à la base et marnocalcaires dolomitiques ou même dolomies (niveaux minces) à la partie supérieure. L'enveloppe dolomitique marque donc tant l'installation que la consommation de l'environnement lacustre.

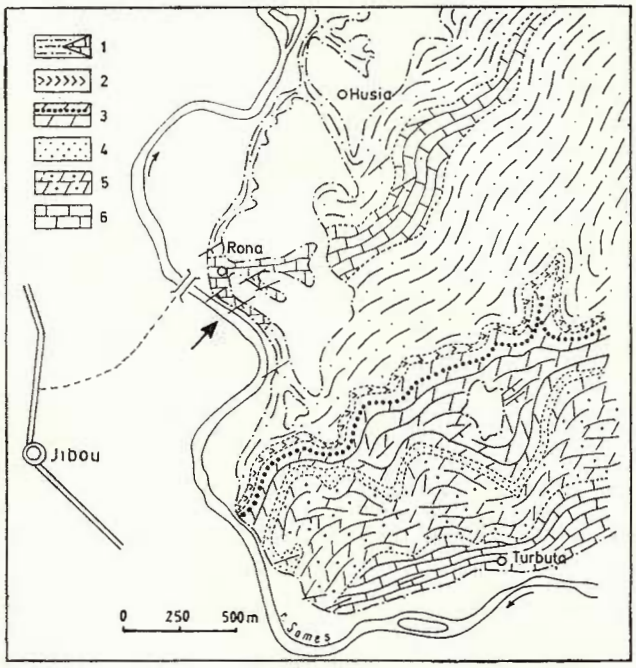


Fig. 1 — Esquisse géologique à l'est de la ville de Jibou, entre les villages de Rona et Turbuța (d'après la Carte géologique Jibou au 50 000, redigée par A. Rusu et B. Popescu, 1975 ; la flèche marque l'affleurement du calcaire de Rona).

1, couches de Jibou à calcaire de Rona intercalé ; 2, gypse de Foidaș ; 3, marnes de Mortănuța ; 4, grès de Racoți ; 5, couches de Turbuța ; 6, calcaire de Cluj.

c. Dans l'affleurement de Rona, l'épaisseur du paquet de couches est de 65 m environ. Dans la feuille Jibou au 1 : 50 000 (Rusu, Popescu, 1975) la lentille s'épaissit vers l'ouest-nord-ouest, avant d'être recouverte par des dépôts transgressifs du Badénien ; ainsi, à une inclinaison des couches de 10° environ, l'épaisseur maximum est de 250 m approximativement, une valeur similaire à celle donnée par Hofmann.

La succession des couches est présentée dans la figure 2 :

1. Marnes dolomitiques foncées, à une intercalation de 1,5 m de dolomies craieuses, blanc-jaunâtre a(), qui contiennent du matériel argileux très fin.

2. Calcaires de Rona proprement-dit, à structure homogène, finement granulaire, de couleur gris foncé, en couches finement et rythmiquement laminées dont l'épaisseur varie entre 1 dm et 1 m (couches plus minces en base et plus épaisses vers la partie supérieure), en alternance avec des pélites siltiques, plus ou moins calcaires. On peut voir à l'œil nu le caractère de calcarénite à bioclastes. On a connu depuis longtemps et considéré comme caractéristiques les accidents siliceux (opale, calcédonie) et les nids de marnes vertes. Vers la partie supérieure

Institutul Geologic al României

de l'horizon apparaît un niveau de brèches à clastes de calcaire blanchâtre, peut-être allogène.

3. Calcarénites gris, à lithologie similaire aux précédents. Les intercalations marneuses sont absentes mais, en échange, il y a des concrétions siliceuses. La roche présente des îles de calcite sparitique et des corpuscules supposés d'origine organique. La couleur en nuances foncées des carbonates lacustres est due (Halley, Rose, 1977) à la dissémination dans le sédiment des restes d'algues très fins et de petites quantités de fer ferreux ou de manganèse. Elle suggère, en tout cas, des conditions réductrices (Friedman, Sanders, 1978 ; Matter, Tucker, 1978).

4. Marnocalcaires dolomitiques gris-verdâtre, en plaques et à cassure prismatique.

5. Calcarénites grises en divers stades de dolomitisation et à fréquentes îles sparitiques.

6. Récurrence de calcarénites grises du type de ceux du point 3, à corpuscules organiques, mais sans concrétions siliceuses.

7. Calcarénites gris foncé, de type „calcaire grossier", à rares traces organiques.

8. Dolomies gris-jaunâtre, à inclusions de matériel argileux et à aspect nodulaire-bréchique.

9. Récurrence des calcarénites des points 3 et 6 à petits fragments et corpuscules d'origine organique.

10. Marnes dolomitiques gris-bleuâtre, non-marines, en alternance avec des argiles siltiques finement micafères, tachetées, verdâtre-bordeaux et qui prédominent progressivement vers la partie supérieure.

La coupe du village Rona continue vers l'est par un paquet de couches (10 m) qui réalisent le passage vers la série terrigène des argiles bariolées de Jibou et qui sont fréquemment recouvertes par les alluvions de la rivière Someș.

11, 12, 13. Micrites et pelmicrites blanc-jaunâtre, grises, vaguement verdâtres ou tachetées, à traces de matière organique finement disséminées et à zones limonitisées.

14, 15, 16. Micrites et silts fluviatiles lacustres, rouge-brun, rouge brique, bleuâtres, verdâtres, en lamines alternantes, faisant le passage vers la formation de Jibou (16).

L'étude microscopique relève que le calcaire de Rona est généralement représenté par deux microfaciès : a) micrites (fig. 2, couches 1, 7 et 8) et b) calcarénites microbioclastiques ou pélétal-microbicolastiques (couches 2, 3, 5 et 6). Le type dominant est celui microbioclastique. Il en résulte de la trituration d'un sédiment à Ostracodes. Dans la masse de la roche on peut remarquer des valves articulées d'Ostracodes (dimensions jusqu'à 0,75 mm), Microgastéropodes, fragments de coquilles de Bivalves de petite taille, prodissoconques de Mollusques, fragments de tiges et oogones de Characées. Plus rarement on observe des calcarénites pélétales qui, à côté de minuscules bioclastes, contiennent d'Ostracodes articulés remplis de calcite largement cristallisée (couche 9).

Des preuves concernant la resédimentation intraformationnelle des sédiments partiellement lithifiés sont fournies par les brèches de calcarénites microbioclastiques dont les éléments ont la longueur de 0,5 à 5 cm (couche 2). Sur les surfaces polies on observe que certaines

Institutul Geologic al României

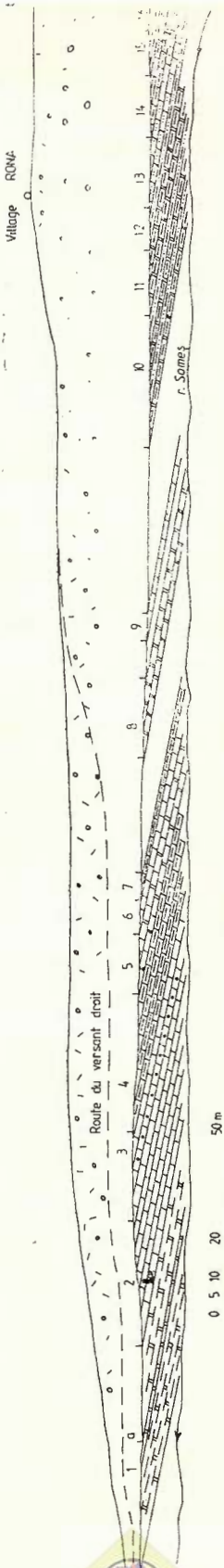


Fig. 2 — Les calcaires de Rona de la localité-type ; esquisse de l'affleurement classique. Explications pour les couches numérotées 1-16 dans le texte, pag. 6-7.

clastes de ces brèches présentent des corrosions périphériques tubulaires, causées par des organismes perforants.

Les structures sédimentaires communes de certains niveaux du calcaire de Rona sont soit les fissures de contraction, alignées (couches 4 et 5), concordantes avec la stratification ou formant des réseaux irréguliers, soit les cavités tubulaires fines, à section circulaire. Nous considérons ces dernières structures comme des traces de racines des plantes aquatiques. Le remplissage des fissures de contraction est invariablement calcitique. Les cavités tubulaires peuvent être remplies de la calcite ou du quartz. Les sédiments pélétaux semblent contenir aussi des biotubations diffuses, mises parfois en évidence par un pigment limonitique (couche 13). Les effets de la diagenèse se traduisent aussi par l'apparition de la dolomie qui remplace la matrice micritique du calcaire, ou par de larges récristallisations (couche 8).

Age

Pendant le siècle passé, les argiles de Jibou, qui renferment la lentille des calcaires de Rona, étaient attribuées á l'Eocène inférieur (Hofmann, 1887) ou moyen (Koch, 1894). Dès la reprise des recherches en Transylvanie, dans les dernières décennies, elles ont été attribuées par la plupart des auteurs des auteurs au Danien, au Paléocène (surtout) éventuellement et possiblement à l'Eocène inférieur.

L'un de nous (Bombiță, 1963) les a datées cuisien-lutetiennes, ayant en vue leurs relations de discordance par rapport au soubassement cristallino-mésozoïque (y compris la couverture néocrétacée, mince, pararécifale en faciès de Gosau, du bord occidental du bassin de Transylvanie). On a même entrevu leur synchronisme avec les dépôts marins de l'affleurement (témoin d'érosion du Nummulitique de Transylvanie de sud-ouest) de Turnu Roșu-Porcești (cas de hétérotropie).

Récemment on a découvert que le calcaire de Rona contient des Charophytes de l'Eocène inférieur, à persistances paléocènes. On a aussi identifié le genre d'Ostracodes Clithrocytheridea, un représentant saumâtre du Cuisien-Lutétien (Iva, Olteanu, in Rusu et al., 1978).

Institutul Geologic al României

Le calcaire d'Aspra

Lithostratigraphie, pétrographie et microfaciès

Les calcaires lacustres du massif Preluca ont été échantillonnés en cinq affleurements, trois au sud de la rivière Lăpuș et deux au nord (fig. 3). Ceux-ci sont groupés autour des hameaux Aspra et Dealu Corbului. Sur ces roches on peut faire quelques remarques générales :

a. Tout comme certains affleurements modestes du golfe Călățele (Koch, 1894 ; Dragoș, 1966), tous les affleurements représentent de petits lambeaux, menagés d'érosion, des formations déposées directement sur le soubassement cristallin et recouvertes par les dépôts continentaux grossiers.

b. L'aire de distribution des calcaires se superpose presque sur la zone où se développent largement des dolomies et les calcaires cristallins (Hofmann, 1887 ; Lăzărescu, 1965 ; Kalmar, 1972) : les affleurements de l'ouest se trouvent au-dessus des calcaires cristallins de la formation terrigène-amphibolitique de Preluca Nouă ; ceux de l'est se sont formés en liaison avec les dolomies et les calcaires cristallins de la formation carbonatée de Măgureni (Kalmar, 1972 ; Balintoni, in Rusu et al., 1983). Il faut supposer que le dépôt des carbonates lacustres des solutions carbonatées saturées s'est produit à des profondeurs petites (Smoot, 1978) sur le lit tapissé d'un feutre de thalles d'algues cyanophicées dans des petites cuvettes dispersées sur le soubassement cristallin, puis partiellement érodées ou recouvertes par la formation terrigène-continentale „de Turbuța".

c. Au point de vue microfacial, les calcaires d'Aspra sont divers et plus variés que ceux de Rona, d'après les conditions différentes de formation.

d. La sédimentation du calcaire éocène d'Aspra semble avoir un caractère diachrone (voir ci-dessous).

La localisation des affleurements est illustrée sur la figure 3. Le plus occidental se trouve au-dessous de la forêt Parola, sur le versant septentrional de la colline Sulhe, le méridien du village Frîncenii Boiului. L'accumulation de presque 5 m d'épaisseur représente des brèches fausses, à clastes rouge brique, à contours irréguliers, fixées en matrices de couleur plus claire (pl. II, fig. B). Parmi ces clastes, quelques unes ont une morphologie distincte, d'oncolithes. La couleur rouge brique de certains niveaux de calcaires suggère la présence de l'hématite diagénétique (Friedman, Sanders, 1978).

Le deuxième affleurement se trouve au nord-est du village Selnița de Jos, dans Custura Calului (éperon cristallin septentrional de la colline Pripodul, contourné par un méandre de la rivière du Lăpuș). Ici apparaît nettement le caractère disséminé des clastes de calcaires cristallins en matrice brun-rose (pl. I, fig. B). La roche est beige, à quelques éléments plus friables, peut-être argileux. Il y a aussi des calcaires bordeaux clair, contenant, à position intraformationnelle, des lithoclastes roulés, bordeaux foncé.

Le troisième affleurement, du nord du village Vima Mică, sur le ruisseau du Jugastrul Mic, contient des roches moins intéressantes: des dolomies gris-verdâtre à surfaces jaunâtre-rose, d'altération oxy-

Institutul Geologic al României

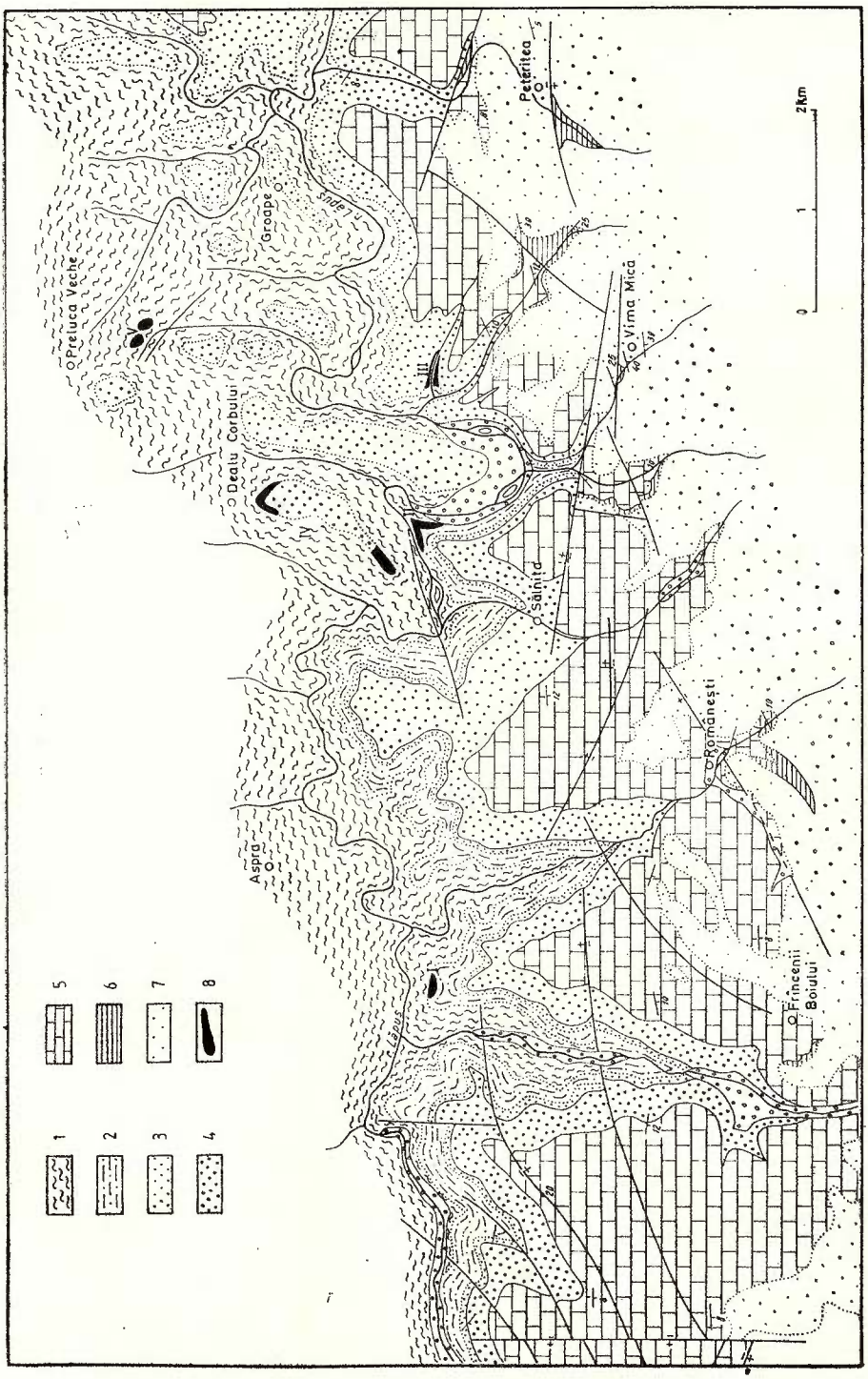


Fig. 3

Institutul Geologic al României

férrique. La roche apparaît comme une micrite olive mat, tacheté de bordeaux, à diaclases élargies par dissolution et tapissage avec de la calcite.

Au nord du ruisseau du Lăpuş, en deux affleurements de Dealu Corbului, on trouve des roches en quelque sorte particulières. Dans l'affleurement septentrional il y a un calcaire micrite à rares lamines algales, à larges zones de limonitisation, à îles et „clous" calcitiques en relief post-érosion et à remplissages primaires. Dans l'affleurement méridional apparaît un calcaire mat, à taches rouge brique, à cavités microcarstiques tapissées à d'oxydes de fer et remplis de la calcite. On rencontre aussi des brèches à lithoclastes variés et mal assortis (transport réduit) en contact direct ou séparés, tout comme un gravier calcaire synsédimenté avec sa matrice rose, ou qui lui a permis l'insinuation ultérieure.

Enfin, au moins d'un kilomètre au sud du village Preluca Veche, sur le chemin qui descend vers le hameau Groapa, affleurent d'abord des calcaires organogènes à laminites algales épaisses, centimétriques, qui ont retenu des corpuscules oncolithiques de 1 à 2 mm („pseudo-oolithes", in Marinescu, 1962). Les bandes millimétriques d'oncolithes sont incrustées de micrite algale. On remarque aussi des micrites brunâtres, tachetées de gris-jaunâtre, à galets cristallins roulés et à zones d'altération oxyférrique, des micrites à oncolithes à diamètre variable, différemment distribués et à noyau altéré. Il y a aussi, bien que plus rarement, des rudites polycolores (pl. I, fig. A ; pl. IV, fig. A).

Sur le chemin vers Groape, un autre petit lambeau contient des calcarénites à matrice micritique et à corpuscules oncolithiques très petits et peu clairs. Y suivent ensuite des laminites micritiques d'origine algale, à fréquents corpuscules de même origine. Les rudites sont aussi présents par des zones largement cristallisées de calcite, marquées en relief sur les surfaces lavées (pl. II, fig. A ; pl. IV, fig. B).

Par l'examen microscopique du calcaire d'Aspra, on a reconnu cinq microfaciès : a) micrites, b) calcarénites pélétales, c) calcarénites intraclastiques, d) calcarénites bioclastiques, e) calcarénites oncolithiques. Une fraction terrigène, subordonnée quantitativement (10%), est représentée par du sable quartzeux. Les calcirudites des affleurements de Preluca Veche appartiennent à la même formation. Ceux-ci incluent des lithoclastes de calcaire, fixés dans une matrice de calcarénites bioclastiques ou dans un ciment incrusté, produit par les algues cyanophicées et par *Microcodium*.

Les micrites et les calcarénites pélétales (microfaciès a et b) de Custura Calului, de Preluca Veche et de la colline Sulhe présentent des structures sédimentaires de type des fenêtres laminoïdes (Tucker,

Fig. 3 — Esquisse géologique au sud du massif cristallin Preluca (d'après la Carte géologique Preluca au 50 000, redigée par A. Rusu et al., 1984, adaptée). 1, soubassement cristallin ; 2, couches de Jibou ; 3, grès de Racoţi ; 4, couches de Turbuţa ; 5, calcaires de Cozla ; 6, formations oligocènes ; 7, formations oligocènes-miocènes ; 8, calcaires lacustres d'Aspra, affleurements I-V : I, Parola-Sulhe ; II, Pripod-Custura Calului ; III, Jugastrul Mic ; IV, Dealul Corbului ; V, Preluca Veche.

Institutul Geologic al României

1978), qui sont le produit de la contraction des sédiments soumis à la déshydratation par l'exposition sous-aérienne. Les structures fenestrales apparaissent comme des fissures fines, parallèles, orientées en concordance suivant la stratification. Le remplissage des fissures est fait par la calcite sparitique ou par le sédiment géopétal et de ciment sparitique. Sauf les structures de séchage, on peut reconnaître des structures d'érosion de la surface indurée des roches qui apparaissent comme des reliefs mineurs. Parfois (dans la colline Sulhe) les calcarénites pélétales contiennent aussi d'oncolithes imprégnés d'oxydes de fer.

Les calcarénites intraclastiques (microfaciès „c" de Custura Calului) (pl. III, fig. C), à matrice micritique ou cimentés à sparite, sont le résultat de la resédimentation intraformationnelle des vases micritiques et pélétales indurées. Les particules intraclastiques sont mal assorties, ont la dimension du sable (0,06-2 mm), étant d'habitude arrondies. Souvent elles sont noyées dans des enveloppes de micrite opaque. Les particles intraclastiques contiennent des granules de quartz monocristallin ou polycristallin, entourées d'auréoles de sparite récristallisée.

Les calcarénites bioclastiques (microfaciès „d" de Preluca Veche) (pl. III, fig. d, e) sont des accumulations de fragments broyés de *Microcodium*, fixés en matrice micritique pigmentée d'oxydes de fer, et traversée par des fissures de contraction. Souvent apparaissent aussi des colonies fragmentaires de *Microcodium* ou à aspect croûtiforme. La microstructure du genre *Microcodium* a déterminé Lucas et Montenant (1967) de supposer que ce fossile était un organisme hétérotrophe, peut-être une bactérie coloniale filamenteuse (Lang, Segonzac, 1979).

Les calcarénites oncolithiques (microfaciès „e" de Preluca Veche et de Dealul Corbului) (pl. III, fig. a, b ; pl. IV, fig. A, B) sont le résultat de l'activité des algues cyanophicées qui produisent, par incrustation, des corpuscules mobiles, à structure interne résultée de la superposition concentrique de certaines lamines ridées de micrite où on reconnaît parfois des restes de filaments algaux. Les calcarénites oncolithiques ont été cimentées de sparite ou, par endroits, de croûtes stromatolithiques ondulées produites toujours par les algues cyanophicées formées dans les aires protégées de l'action des facteurs hydrodynamiques de grande énergie. Les clastes resédimentées et les reliefs d'érosion intraformationnelle sont visibles dans une coupe de Dealu Corbului.

Dans le ruisseau du Jugastrul Mic, le calcaire a été remplacé par un mosaïque anédral de dolomie à des granules de quartz angulaire disséminés.

Age

L'âge des calcaires d'Aspra a été difficilement à préciser, vu leurs relations stratigraphiques : la plupart des affleurements sont interposés entre les dolomies cristallines de Preluca et les argiles, les sables et le grès éocènes pratiquement azoïques. Les restes de Characées, signalés par Marinescu (1962) et qui auraient pu donner des indications d'âge, n'ont pas été retrouvés dans nos échantillons.

Dans son article de 1887 Hofmann faisait ces deux observations :

1. Au sud de „l'île cristalline Preluca" la formation de Racoți peut être observée de l'ouest vers l'est jusqu'au confluent du ruisseau de la

Institutul Geologic al României

Vima Mică avec la rivière du Lăpuș. A l'est de ce confluent, le grès de Racoți devient grossier-détritique, perd son caractère marin et disparaît entre les formations continentales de Jibou et „de Turbuța". (Synonymes des couches de Turbuța dans la région Preluca : argiles bariolées supérieures — Koch, 1894 ; Mărgărit, 1972 ; couches de Valea Nadașului — Popescu, 1978).

Il faut ajouter que le dernier affleurement où le grès de Racoți préserve le faciès et le contenu paléontologique caractéristiques (gréso-calcaire bioclastique à *Scutellina, Alveolina,* des restes de crabes, des miliolidés et, parfois, à beaucoup d'apport terrigène) est le ruisseau de Gura Văii, au nord du village Prislop. Vers l'est, dans les vallées Boiul, Gîdele, Selnița et Balele-Valea Vimii, ces couches changeraient leur litho- et biofaciès. Elles deviendraient d'abord une simple intercalation à lithologie mixte, gréso-marno-calcaire à miliolidés représentant, en effet mais modestement, l'ensemble du groupe marin Racoți ; ensuite un grès détritique, grossier et azoïque qui ne peut plus être séparé des couches „de Turbuța".

2. Dans l'aire Preluca, les couches „de Turbuța" sont constamment recouvertes par le calcaire de Cluj (recte les calcaires de Cozla) et puis par les „représentants du niveau de Priabona" (recte couches à *Nummulites fabianii* et marnes de Brebi).

En ce sens nous rappelons l'idée beaucoup plus générale de Boussac (1912, p. 656), confirmée dans toute l'aire mésogéenne, selon laquelle l'extension générale et maximale de l'Eocéne a été atteinte pendant le Priabonien. C'est donc possible que la disparition de ce qui représente le groupe Racoți à l'est et au nord de Valea Vimii (premièrement du grès de Racoți, puis des autres couches marines sousjacentes), soit dû à son dépassement par les termes ingressifs de l'Eocène supérieur qui le succèdent. Une preuve de cette ingression pourrait être l'existence de petit lambeau de calcaires de Cozla, reposant sur le massif Preluca, dans la colline Dumbrava au-dessus d'une croûte mince de couches „de Turbuța".

Dans l'affleurement le plus occidental, dénommé Sulhe, le calcaire d'Aspra supporte les derniers niveaux d'argiles de Jibou. Il appartient probablement à la base de l'Eocène moyen. L'affleurement de Custura Cailului (Pripod) a la même position, mais présente une évidente réduction d'épaisseur des argiles de Jibou et du paquet de couches représentant le groupe Racoți. En échange, à l'est de Valea Vimii, dans la vallée du Jugastrul Mic, le calcaire d'Aspra supporte une seule série continentale grossier-terrigène, les couches „de Turbuța" qui y dépassent vers le nord les couches de Racoți. Selon notre opinion, c'est la même situation pour les deux affleurements au sud du hameau Dealu Corbului, tout comme pour les deux affleurements au sud du village Preluca Veche, qui se trouvent au-dessous ou près de certains lambeaux minces de grès quartzitiques grossiers, mous, molassoïdes, limonitiques „de Turbuța". Ainsi on admet le caractère diachrone des calcaires lacustres d'Aspra pendant l'Eocène moyen et supérieur.

Institutul Geologic al României

Conclusions

Les calcaires lacustres éocènes de Transylvanie, examinés de point de vue microfacial, présentent des caractères comparables à ceux des calcaires d'origine marine. Ils sont formés de la micrite et des particules allochèmes présentes ordinairement aussi dans les calcaires marins : bioclastes, intraclastes, pélètes, oncolithes. Parmi les bioclastes reconnus en sections minces, seulement ceux qui semblent être des tiges de Characées (dans le calcaire de Rona) et les colonies de *Microcodium* (du calcaire d'Aspra) nous montrent que les sédiments qui les contiennent ne sont pas d'origine marine. La situation de la Transylvanie confirme la conclusion du Flügel (1982, p. 480), selon laquelle seulement le contenu paléontologique décide le caractère marin ou lacustre des calcaires. En tout cas, l'opinion sur le caractère difficile de la différence entre les sédiments lacustres anciens et leurs contemporains marins semble être générale (Friedman, Sanders, 1978).

Les indications concernant les conditions de dépôt nous sont fournies par les structures sédimentaires (Davis, Wilkinson, 1983). Parmi celles-ci, dans les calcaires lacustres éocènes sont communes les fissures de contraction, les reliefs l'érosion et les structures tubulaires, interprétées d'être générées par les racines. Toutes ces structures montrent que le milieu de sédimentation des calcaires lacustres a eu une petite profondeur (Smoot, 1978), favorable à l'installation des conditions palustres, ou même pédogénétiques (Tucker, 1978). Au domaine palustre, les vases calcaires, à la suite d'une exposition sousaérienne temporaire, ont été recouvertes par la végétation ou ont subi des déshydratations et des résédimentations d'ampleur variable.

Grâce à des ambiances sédimentaires particulières, les calcaires lacustres de Rona et d'Aspra ont des caractères pétrographiques distincts : le calcaire de Rona a un aspect microfacial assez homogène (micrites et calcarénites microbioclastiques), en contraste avec le calcaire d'Aspra dont la typologie microfaciale complexe (micrites, calcarénites pélétales intraclastiques, bioclastiques, oncolithiques) trahit un milieu sédimentaire plus différencié. Les restes fossiles des deux formations sont aussi distincts : le calcaire de Rona contient des ostracodes, de petites bivalves, des Characées, pendant que le calcaire d'Aspra comporte beaucoup de bioclastes et des colonies de *Microcodium*, La participation du matériel terrigène a été constante seulement dans le calcaire d'Aspra, qui contiennent 10% environ du sable quartzeux. Les produits de la diagenèse sont plus variés dans le calcaire de Rona, qui présente des phénomènes de dolomitisation de la matrice et la cimentation à quartz des cavités tubulaires produites par les racines dans le sédiment calcaire.

Les différences signalées entre le calcaire de Rona et celui d'Aspra tiennent probablement d'un milieu de sédimentation plus complexe, pour le calcaire d'Aspra, un milieu différencié de point de vue bathymétrique et écologique et à apports terrigènes. En échange, le calcaire de Rona semble présenter des indices plus clairs concernant un milieu de dépôts périphérique du domaine lacustre, favorable à la production de certains phénomènes diagénétiques variés, liés à une exposition sousaérienne plus prolongée.

Institutul Geologic al României

Enfin, la séparation des calcaires continentaux en lacustres et palustres est une opération subtile. Tout de même, selon les caractères faciaux et microfaciaux, on incline de croire que le calcaire de Rona est un carbonate lacustre proprement-dit (caractère plus homogène, couleur foncée, intercalations lithographiques à Characées), déposé en conditions de submersion continue, pendant que le calcaire d'Aspra est peut-être un sédiment palustre (calcaires nodulaires, brécheux), accumulé en lacs temporaires ou en marais périphériques au domaine lacustre, affectés des remaniements et par des processus pédogénétiques, après l'émersion des vases lacustres.

Dans les deux cas mentionnés, les sédiments carbonatés lacustres se sont déposés dans des conditions différenciées :

— dans la région de Jibou, inondation lacustre pendant l'Eocène inférieur-moyen d'une dépression qui accumulait des matériaux détritiques continentaux, résultes du démantèlement des reliefs de bordure;

— dans la zone Preluca, sédimentation en lacs non-permanents supra-littoraux, lentement migrés vers le nord, vers l'exterieur proche d'une zone marine marginale (sédimentation à caractère diachrone) pendant l'Eocène moyen et supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

Bombiță G. (1963) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din România. Edit. Acad. RSR. București.

Davis R. L., B. H. Wilkinson (1988) Sedimentology and petrology of freshwater lacustrine carbonate. *Contrib. Geol., Univ. Wyoming,* 22, 1, p. 45-57, Wyoming.

Dragoș V. (1966) Paleogenul din regiunea Călățele-Huedin, *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XXXV, p. 347-395, București.

Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol, Gaze și Geologie,* III, p. 19-44, București.

— Marinescu Fl. (1965) Harta geologică a României, sc. 1 : 100 000, foaia Tg. Lăpuș, edit. IGG, București.

Flügel E. (1982) Microfacies analysis of limestones. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

Freytet P. (1973) Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sed. Geol.*, 10/1, p. 25-60.

Friedman G. M., Sanders J. E. (1978) Principles of sedimentology. Nonmarine Environments II, p. 237-269, John Wiley & Sons. New York.

Halley R. B., Rose P. R. (1977) Significance of fresh-water limestones in marine carbonate successions of Pleistocene and Cretaceous age. In : Cretaceous-Carbonates of Texas and Mexico. Edit. Bedout & Loucks. Univ. of Texas, Austin Texas.

Hauer Fr. R. von, Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, W. Braunmüller, Wien.

Institutul Geologic al României

Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Föld. közl.*, IX/5-6, p. 231-283, Budapest.

— (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluca und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1885*, p. 31-61, Budapest.

Joja T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în împrejurimile orașului Jibou. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XXIX, p. 309-323, București.

Kalmar I. (1972) Stratigrafia masivelor cristaline Preluca, Inău și Ticău. Thèse de doctorat, manuscrit, IPGG, București.

Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogene Abtheilung. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. Ung. geol. Ant.*, X/6, p. 177-399, Budapest.

Lang J., Segonzac G. (1979) Contributions à l'étude des Algues continentales cénozoïques en Afghanistan central. *Bull. BRGM*, IV, 2, p. 113-131, Paris.

Lăzărescu V. (1965) Cercetări geologice între Someș și Lăpuș, la nord-vest de Dej. Thèse de doctorat, manuscrit, IPGG, București.

Lucas G., Montenant C. (1967) Observations sur les structures internes et le développement des Microcodium. *Bull. Soc. géol. France* (7), 9, 6, p. 909-918, Paris.

Marinescu Fl., Marinescu J. (1962) Contribuții la cunoașterea Paleogenului și Neogenului din regiunea de la nord-est de masivul Preluca. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, XLIII, p. 173-199, București.

Matter A., Tucker M. (1978) Modern and ancient lake sediments. Introduction. *Spec. Publs. int. Assoc. Sediment.*, 2, p. 1-6, Blackwell Sci. Publ., Oxford-London.

Mărgărit G., Mărgărit M. (1972) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Perii Vadului-Tg. Lăpuș. *Acad. RSR, St. cerc. geol. geofiz., Geol.*, II/17, p. 271-279, București.

Meszaros N., Tămaș R. (1963) Identificarea unui nivel lacustru la baza complexului vărgat superior între localitățile Morlaca și Moigrad. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-Geofiz.*, 2, p. 61-73, Cluj.

Paucă M. (1977) Le calcaire de Rona, genèse et répartition. *Trav. Mus. d'hist. nat. „Gr. Antipa"*, XVIII, p. 341-347, București.

Popescu B. (1976) Lower Gypsum Formation west of Cluj. Sedimentological and petrographical approach. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII, p. 97-114, București.

— (1978) On the lithostratigraphic nomenclature of the NW Transilvania Eocene. *Acad. RSR, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 22, p. 99-107, București.

— (1984) Lithostratigraphy of cyclic continental to marine eocene deposits in NW Transilvania, Romania. *Arch. Sci. Genève*, 37, 1, p. 37-73, Genève.

— Bombiță G., Rusu A., Iva M., Gheța N., Olteanu R. (1978) The Eocene of the Cluj-Huedin area. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 295-357, București.

Răileanu Gr., Saulea E. (1956) Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XXIX, p. 271-308, București.

Rusu A., Popescu B. (1975) Harta geologică a României, sc. 1 : 50 000, foaia Jibou. edit. IGG, București.

Institutul Geologic al României

— Popescu B., Moisescu V., Bombiță G., Iva M., Olteanu R., Gheța N., Țicleanu N., Anastasiu N. (1978) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
— Balintoni I., Bombiță G., Popescu G. (1984) Harta geologică a României, sc. 1 : 50 000, foaia Preluca, edit. IGG, București.
Smoot J. (1978) Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA. In : Modern and ancient lake sediments. Ed. Matter & Tucker. *Spec. Publs. int. Assoc. Sediment.*, 2, p. 109-127, Blackwell Sci. Publ., Oxford-London.
Tucker M. (1978) Triassic lacustrine sediments from South Wales. In : Modern and ancient lake sediments. Ed. Matter & Tucker. *Spec. Publs int. Assoc. Sediment.*, 2, p. 205-224, Blackwell Sci. Publ., Oxford-London.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CALCARELOR LACUSTRE EOCENE DIN TRANSILVANIA

(Rezumat)

Tendința spre continentalizare a ariei Eocenului din Transilvania de nord-vest pare a fi fost permanentă, iar prezența carbonaților nemarini este o dovadă în acest sens. Lucrarea tratează în detaliu istoricul cercetărilor anterioare și stadiul actual al cunoașterii caracterelor petrografice, microfaciale, de mediu sedimentar și stratigrafice ale acestor roci. Din aceleași puncte de vedere sînt reexaminate calcarul de Rona și calcarele de Aspra. Calcarele lacustre eocene din Transilvania prezintă caractere microfaciale comparabile cu acelea ale calcarelor de origine marină. Calcarul de Rona (Cuisian-Lutețian) este intercalat lenticular la partea superioară a argilelor continentale de Jibou și se prezintă în două microfaciesuri : micrite și calcarenite microbioclastice (cu ostracode)/peletalmicrobioclastice. În mediul sedimentar uniform s-a acumulat un calcar lacustru propriu-zis, în condiții de submersiune continuă și într-un interval de întrerupere a aportului masiv de material terigen. Calcarele de Aspra, examinate în cinci aflorimente din zona masivului cristalin Preluca, sînt depuse pe fundamentul cristalofilian reprezentat de dolomite sau calcare cristaline. Toate calcarele sînt acoperite de depozite continentale grosiere. Calcarele de Aspra sînt diferite și mai variate microfacial decît calcarul de Rona. Ele pun în evidență cinci microfaciesuri : micrite, calcarenite peletale, calcarenite intraclastice, calcarenite bioclastice și calcarenite oncolitice. Bioclastele caracteristice aparțin genului *Microcodium*. Calcarele de Aspra reprezintă un sediment probabil palustru, acumulat în lacuri temporare migrate spre nord și diacron în Eocenul mediu și superior.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

A — Relief d'érosion (e) à la surface d'un laminite algal (lam). Le sédiment recouvrant (s) est une calcarénite intraclastique qui contient un fragment (fr) érodé du substrat laminé. Preluca Veche.

B — Brèche à lithoclastes de calcaires cristallins (cr) provenant du soubassement du calcaire d'Aspra. La matrice (m) est une calcarénite intraclastique de couleur brune. Custura Calului, nord Selnița.

Images réproduites selon des pélicules d'acétophane. Echelle = 1 cm.

Planche II

A — Calcirudite lithoclastique en matrice calcarénitique de teinte rose (m). Lithoclastes (fr) brunes, longues de 1-6 cm, angulaires et construites de micrite à oncolithes. Preluca Veche.

B — Calcaire rose à oncolithes de 1-2 cm diamètre (on) en matrice micritique (m). Oncolithes minuscules disséminés. Matrice micritique traversée par un réseau épais de fissures de contraction remplies de sparite. Sulhe, sous la forêt Parona.

Images réproduites selon des pélicules d'acétophane. Echelle = 1 cm.

Planche III

Microfaciès du calcaire lacustre d'Aspra

a, b — Calcarénite oncolithique cimentée à calcite sparitique (microfaciès e). La structure des corpuscules oncolithiques, représentée dans la figure b résulte de la superposition des lamines de micrite algale finement plissées à restes de filaments de cyanophycées.

c — Calcarénite intraclastique faiblement sortée (microfaciès c) en matrice micritique partiellement recristallisée. La roche résulte de la resédimentation intraformationnelle d'une vase micritique-pélétale.

d — Calcarénite bioclastique à *Microcodium* (microfaciès d). La masse de la roche formée par des segments calcitiques provenus de la désagrégation des colonies cylindriques ou incrustantes de *Microcodium*. A gauche, en haut, à remarquer la section transversale d'une colonie cylindrique. Matrice micritique de la roche parfois récristallisée.

e — Section longitudinale d'une colonie cylindrique de *Microcodium* noyée de sédiment calcaire pélétal (microfaciès d). Echelle = 0,5 mm.

Planche IV

Microfaciès du calcaire lacustre d'Aspra

A — Croûtes millimétriques, finement plissées de micrite brun à filaments d'algues cyanophicées (c), dans la masse des calcarénites oncolithiques (microfaciès e). En haut de la figure à remarquer les corpuscules oncolithiques (o) qui forment un sédiment calcarénitique faiblement sorté. La roche ressemble beaucoup à certaines variétés de calices continentales. Preluca Veche.

B — Lamines fines, plissées (c), formées de micrite algale, qui englobent aussi de petites particules carbonatées. Le niveau laminaire est recouvert d'une calcarénite bioclastique à *Microcodium* (m) (microfaciès d). Preluca Veche.

A, B — Images négatives d'après les sections minces. Echelle = 0,5 cm.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 245-259.

4. STRATIGRAFIE

Project 25 : Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRATIGRAPHIE ET L'ÉVOLUTION DU VOLCANISME TERTIAIRE DES MONTS MÉTALLIFÈRES[1]

PAR

MIRCEA BORCOȘ[2], GHEORGHE POPESCU[2], EMILIAN ROȘU[2]

Tertiary volcanism. Paleogene-Neogene. Lithostratigraphic units. Biostratigraphy. Chronostratigraphy. Fața Băii conglomerates. Almașu Mare gravels. Tertiary basins. Geotectonics. Apuseni Mountains. Neogene Eruptive — Zlatna sector, Brad-Săcărîmb sector.

Résumé

Les monts Métallifères renferment trois zones avec des formations tertiaires : le bassin de Zlatna-Almașu Mare, le bassin de Băița-Vărmaga, tous les deux avec des caractères carpathiques, et le bassin de Brad-Țebea, avec des caractères pannoniens. On a obtenu de nouvelles données concernant l'âge des unités lithostratigraphiques. Ainsi, les conglomérats de Fața Băii sont considérés paléogènes, les graviers d'Almașu Mare sont miocène inférieurs, la formation de Podeiu est langhienne et kossovien inférieure (corrélable avec le bien-connu horizon des marnes à Globigerina, avec l'horizon des évaporites et avec l'horizon des schistes à Radiolaires de Transylvanie et des Sous-Carpathes), la formation de Dealu Cornilor est kossovien supérieure (corrélable avec l'horizon des marnes à *Spirialis)* et la formation de Dealu Lefticului est sarmatienne (volhinienne). A partir de la biostratigraphie et de la datation radiométrique, les auteurs s'occupent de l'âge de l'activité volcanique des monts Métallifères pendant le Paléogène et le Néogène.

Abstract

New data on Tertiary Stratigraphy and Volcanism Evolution in the Metaliferi Mountains. In the Metaliferi Mountains there are three areas with Tertiary formations : Zlatna-Almașu Mare Basin, Băița-Vărmaga Basin, both with Carpathian features, and Brad-Țebea Basin, with Pannonian features. New data concerning the age of the lithostratigraphic units were carried out. Thus, Fața

[1] Reçue le 14 mai 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 17 mai 1984, présentée à la séance du 22 mai 1984.

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

Institutul Geologic al României

Băii Conglomerates are to be considered Paleogene, Almașu Mare Gravels Lower Miocene, Podeiu Formation Langhian and Lower Kossovian (correlable with well-known Globigerina marls Horizon, evaporitic horizon and Radiolarian Shale horizon from Transylvania and Subcarpathians), Dealu Cornilor Formation Upper Kossovian (correlable with *Spirialis* marls Horizon) and Dealu Lefticului Formation Sarmatian (Volhynian) in age. On the basis of biostratigraphy and radiometric dating, the authors discuss the age of volcanic activity in the Metaliferi Mountains during Paleogene and Neogene.

1. Introduction

Les formations sédimentaires et les roches volcaniques associées des bassins post-tectoniques tertiaires des monts Apuseni et des aires voisines ont fait l'objet d'une intense activité de recherche à résultats souvent contradictoires, consignés dans nombreuses études ou documentations non-publiées. A partir de ces données, on a formulé une série d'hypothèses sur la manière générale d'évolution des processus géologiques, surtout en ce qui concerne le temps de formation des bassins, l'apparition et le mode de développement des événements volcaniques, en généralisant des idées qui devaient être mieux argumentées.

L'histoire de ces recherches est assez longue ; il faut signaler tout de même que certains aspects ont été supposés, les autres non-valorifiés ou abandonnés, faute d'arguments.

Au fur et à mesure on est arrivé à l'image officielle des cartes échelle 1 : 200 000 et 1 : 50 000, c'est-à-dire à accepter l'âge néogène pour les bassins post-tectoniques et leur magmatisme sous-divisé en cycles et phases d'éruption, avec leur entière signification géotectonique, magmatogénétique et métallogénétique, selon les travaux de référence présentés par Ghițulescu, Socolescu (1941), Rădulescu, Borcoș (1967), Ianovici et al. (1976).

Les résultats des déterminations d'âge absolu (K/Ar), particulièrement intéressants, obtenus sur les roches éruptives „néogènes" des monts Métallifères dans le laboratoire IGG (Lemne et al., 1979, 1982, 1984) ont remis en discussion tout l'inventaire de données contradictoires concernant l'âge des formations des bassins post-tectoniques ; on a toujours remarqué qu'une partie des données respectives présente des valeurs contrastantes. Ces résultats ont fait naître une nouvelle étape de recherche, qui a commencé par une étude de détail à regard spécial sur la micro-faune des aires représentatives, pour obtenir de nouvelles données supplémentaires d'interprétation géotectonique et magmatogénétique à l'échelle régionale.

Les données les plus importantes concernant la géologie des bassins tertiaires des monts Métallifères ont été fournies par Ilie (1940), Ghițulescu, Socolescu (1941), Borcoș, Mantea (1964, 1968), Antonescu, Mantea (1966), Cioflică et al. (1966, 1968), Cioflică, Popescu (1966), Ianovici et al. (1978, 1976), Bordea, Borcoș (1972), Berbeleac (1975), Borcoș et al. (1981), Udubașa et al. (1982). D'autres données sont restées consignées dans les rapports géologiques : Mățieș et al. (1979), Nica, Roșu (1981, 1983), Lupu et al. (1984 b), Borcoș et al. (1984).

Institutul Geologic al României

Les dernières recherches géologiques ont fourni de nombreuses données nouvelles, concernant la stratigraphie de l'aire méridionale des monts Apuseni pendant le Tertiaire, ce qui a conduit à une réconsidération de la stratigraphie du Néozoïque et à la réinterprétation de l'évolution des processus magmatogénétiques de cet intervalle.

Les dépôts tertiaires des monts Métallifères peuvent être groupés en trois bassins de sédimentation : le bassin de Zlatna-Almaşul Mare, le bassin de Băiţa-Vărmaga et le bassin de Brad-Ţebea. Les dépôts sédimentaires des premiers deux bassins, tout comme ceux du couloir Mureş (á l'est de Deva) qui entourent les monts Métallifères au sud et à l'est, appartiennent de point de vue paléogéographique au domaine carpathique, tandis que le bassin de Brad-Ţebea et les dépôts sédimentaires à l'ouest de Deva, qui entourent les monts Métallifères au sud et à l'ouest, appartiennent au domaine pannonien.

2. **Données lithostratigraphiques**

2.1. *Bassin de Zlatna-Almaşul Mare*

L'aire située entre Pătrînjeni, Zlatna, Almaşul Mare et Glod forme le bassin tertiaire de Zlatna-Almaşul Mare. Ce nom a été employé pour la première fois par Ghiţulescu, Socolescu (1941) ; Ilie (1940) sépare ici le bassin de Zlatna et le bassin de Glod, qui forment en réalité une même unité géologique. De point de vue paléogéographique pourtant, toute l'aire entre Zlatna-Stănija-Bucuresci-Brad-Vălişoara-Ormindea-Băiţa-Vărmaga-Săcărîmb formait au Miocène un bassin unitaire lié au bassin de Transylvanie par un couloir s'ouvrant au sud vers Mureş-Strei et d'ici, à l'est, vers le bassin de Transylvanie. Les dépôts sédimentaires tertiaires de la zone Roşia Montană ont fait probablement partie de la même aire de sédimentation.

Les dépôts sédimentaires constituant le remplissage du bassin ont été groupés en quatre unités lithostratigraphiques : les conglomérats de Faţa Băii, les graviers d'Almaşu Mare, la formation de Podeiu et la formation de Dealul Cornilor.

2.1.1. *Conglomérats de Faţa Băii*

En discordance au-dessus du soubassement cristallin-mésozoïque, est disposé un paquet de roches détritiques terrigènes, continental-lacustres, à intercalations de laves et de produits pyroclastiques, séparées par Ghiţulescu, Socolescu (1941) sous le nom de conglomérats de Faţa Băii. Elles représentent un complexe de roches à dominance conglomératiques, parfois brécheuses, polygènes (à éléments de roches sédimentaires néojurassiques et crétacées, de roches éruptives basiques et schistes cristallins) à intercalations de grès friables et d'argiles siltiques. La couleur générale du paquet de dépôts est rouge-rouge brique, caractéristique pour toute la formation.

A divers niveaux de la succession lithologique de la formation, on trouve des intercalations de laves et de produits pyroclastiques de rhyolites, rhyodacites et andésites (de type Faţa Băii), représentant l'élément caractéristique de la formation rouge inférieure. Les intercalations de

Institutul Geologic al României

roches volcaniques passent souvent sur la verticale ou l'horizontale aux séquences à caractère épiclastique. Parfois, les produits pyroclastiques sont superposés transgressivement sur les dépôts sous-jacents étant ainsi en contact direct avec le soubassement du bassin. L'épaisseur de la formation varie entre 300-700 m.

2.1.2. *Les graviers d'Almașu Mare*

En discordance au-dessus des conglomérats de Fața Băii il y a un deuxième paquet de dépôts rouges, qui ressemblent aux dépôts sous-jacents, l'élément distinctif principal par rapport aux premiers étant l'absence des intercalations de roches éruptives, fait signalé par Ghițulescu, Socolescu (1941). La formation des graviers d'Almașu Mare (Ghițulescu, Socolescu, 1941) est formée de graviers, parfois surtout quartzitiques, à intercalations de sables et d'argiles siltiques à la partie basale et d'argiles grises et rouges, d'argiles siltiques et sables à la partie supérieure. La répartition aréale de la formation avec une épaisseur de 50-200 m est restreinte au bassin de Zlatna-Almașu Mare ; elle apparaît autour de l'édifice volcanique de Breaza et dans les alentours de la localité d'Almașu Mare. La similitude lithologique de ces deux formations rouges rend leur séparation souvent arbitraire, surtout quand l'élément lithologique distinct est absent.

2.1.3. *Formation de Podeiu*

En transgression sur les dépôts rouges, parfois directement sur le soubassement du bassin, il y a une pile de dépôts marins formés de marnes, argiles et argiles siltiques, à rares intercalations gréseuses et tuffitiques ou à lentilles calcaires (algolithes) vers la partie supérieure, dont l'épaisseur varie entre 20-100 m. Au-dessus du paquet marno-argileux décrit auparavant, avec un développement local, lenticulaire, il y a un niveau épais de 5-15 m et puis un niveau d'argiles schisteuses à efflorescences de sulfates. Parfois, en base de la formation se développe un niveau gréseux ou gréso-conglomératique avec une épaisseur de quelques centimètres (dans la colline Podeiu et dans la vallée de l'Almaș, en aval de sa confluence avec le ruisseau du Pogor) jusqu'à quelques dizaines de mètres (70 environ), comme autour de la colline Breaza et dans les versants de la vallée de la Rugina.

Toute la formation est affectée de point de vue thermique ; souvent, elle est disloquée par les éruptions néogènes, entraînée sous forme de grandes enclaves ou très bréchifiée tout près des corps éruptifs et de principaux alignements tectonomagmatiques (Haneș, ruisseau de Țifa-Stănija, Valea Lungă, Almașu Mare).

La formation de Podeiu est bien ouverte dans la colline Podeiu, d'où sa dénomination ; ici affleure seulement la partie inférieure de la formation. Quant au contenu paléontologique, la formation de Podeiu est le paquet de dépôts le plus riche en ce qui concerne les restes fossiles de tout le bassin. Les transformations thermiques de ces dépôts ont mené à une diagénisation forte de tous les restes fossiles. Très rarement, comme par exemple au sud-ouest de Glod, les faunes sont bien conservées et facilement à détacher de la roche. La plupart des

Institutul Geologic al României

faunes néogènes marines citées par les chercheurs antérieurs (surtout Ghițulescu, Socolescu, 1941) proviennent de cette formation. Dans la colline Podeiu, dans sa crête, dans la vallée de la Rugina et dans la vallée de l'Almaș (en aval de sa confluence avec le ruisseau du Pogor), dans les dépôts argileux-marneux de la partie inférieure de la formation, on a reconnu de nombreux Foraminifères planctoniques : *Candorbulina glomerosa* (Blow), *C. universa* Jedl., *Globigerinoides triloba* Rss., *G. immaturus* Le Roy, *G. bannerblowi* Popescu (= *G. quadrilobatus* Blow non d'Orbigny), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Globigerina bulloides* d'Orb. Sauf le plancton, qui forme la masse principale des restes fossiles, il y a aussi quelques Foraminifères *(Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Dimorphina variabilis* (Neug.), *Heterostegina costata* (d'Orb.), de très rares Ptéropodes *(Clio pedemontana* Mayer) et assez fréquentes coquilles d'Ostrei — *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi). Sur le ruisseau de la Țifa (au versant droit de la vallée de Ciungi, Stănija), près de certaines intercalations lentiliformes de calcaires organogènes, algolithiques, on trouve une riche macrofaune pareille à la faune de type Lăpugiu. Malheureusement, ici aussi le phénomène de transformation thermique est très avancé, ce qui rend les faunes et les microfaunes diagénisées et presque impossiblement à détacher de la roche. Les faunes rencontrées au niveau marno-argileux inférieur de la formation de Podeiu sont typiques pour le Badénien inférieur (Langhien). La partie supérieure de la formation, avec les deux niveaux (les gypses et les schistes argileux) est plus pauvre en restes organiques. Seulement dans les schistes argileux, là où ils sont moins transformés du point de vue thermique (par exemple dans le bassin de Băița-Vărmaga, dans la vallée de la Duba et à Vărmaga, dans le versant gauche de Valea Mare), ils renferment bien de restes organiques siliceux (Radiolaires et Diatomés). Les deux niveaux sont corrélables avec le niveau évaporitique de l'aire carpathique (Langhien terminal) et respectivement avec l'horizon des schistes à Radiolaires (Kossovien inférieur). Autrement dit, la formation de Podeiu doit être encadrée du point de vue chronostratigraphique au Langhien et à la base du Kossovien.

2.1.4. *La formation de Dealu Cornilor*

En continuité de sédimentation sur la formation marine terrigène sous-jacente, qu'il dépasse parfois en développement, se superpose un paquet de dépôts formé surtout de produits volcaniques andésitiques, à rares intercalations pélitiques, ou plus grossiers, terrigènes. Le modèle de sédimentation de cette formation peut être imaginé en se déroulant dans une aire avec une puissante activité volcanique, à courtes périodes de calme, pendant lesquelles s'accumulaient des dépôts terrigènes, marins. Dans ces dernières intercalations (sur le ruisseau de Bizaci, la colline Breaza) on a rencontré une riche faune fossile, caractéristique pour le bienconnu horizon des marnes à *Spirialis* du Miocène moyen carpathique. Malheureusement, la faune est mal conservée, la séparation des espèces étant difficile. Ici on a reconnu des exemplaires d'*Ammussium denudatum* Rss., des Globigérines de type *Velapertina* et de nombreux exemplaires de *Spiratella*. La faune fossile de la formation de Dealu Cornilor indique l'âge kossovien. Il faut mentionner que dans

Institutul Geologic al României

la région on n'a pas rencontré de dépôts plus jeunes — sarmatiens — bien qu'ils soient mentionnés dans la colline Fidice (Fidecu) située à l'ouest d'Almaşu Mare. A notre avis, la sédimentation dans l'aire Zlatna-Almaşu Mare finit avec le Badénien.

2.2. *Bassin de Băiţa-Vărmaga*

Au sud-est de Brad, en commençant du nord de Vălişoara, s'ouvre un autre bassin de sédimentation, qui se développe vers Băiţa-Săcărîmb-Vărmaga, avec une ouverture vers la vallée du Mureş, que nous avons nommé le bassin de Băiţa-Vărmaga.

La structure et l'évolution géologique du bassin sont identiques avec celles du bassin de Zlatna-Almaşu Mare ; les deux bassins ont formé peut-être un seul bassin de sédimentation, séparé ensuite par les processus de dénudation post-sarmatiens.

2.2.1. *Conglomérats de Faţa Băii*

Par rapport au bassin de Zlatna-Almaşu Mare, dans le bassin de Brad-Săcărîmb les conglomérats de Faţa Băii ont un développement beaucoup plus réduit. En effet, Ghiţulescu et Socolescu (1941, p. 241) affirmaient que ces dépôts sont absents dans l'aire Brad-Săcărîmb, la seule zone possible d'affleurement étant Măgura Băii à Hărţăgani et à Băiţa-Barbura, où apparaissent des laves et des tuffs andésitiques et rhyolitiques. Au sud-est de Măgura Săliştei, Cioflică et al. (1966) signalent dans les graviers d'Almaşu Mare la présence de certaines intercalations de pyrhoclastites et de cynérites rhyodacitiques. Vu que les graviers d'Almaşu Mare se caractérisent par l'absence de ces produits, il en résulte que ces dépôts devraient être attribués aux conglomérats de Faţa Băii.

2.2.2. *Graviers d'Almaşu Mare*

Le développement le plus grand est celui des graviers d'Almaşu Mare, qui forment la plus importante formation qui affleure dans tout le bassin. Cette formation a le même contenu lithologique que dans le bassin de Zlatna-Almaşu Mare, mais les intercalations pélitiques et siltiques sont beaucoup plus importantes, en formant l'élément lithologique prédominant.

2.2.3. *Formation de Podeiu*

Le plus souvent, en continuité de sédimentation sur les graviers d'Almaşu Mare, suit la formation de Podeiu. Cette situation peut être observée dans Valea Rea (la vallée de la Duba) à Hărţăgani, où les rapports de continuité en sédimentation ne peuvent pas être contestés. A la différence du bassin de Zlatna-Almaşu Mare, où d'habitude la formation de Podeiu est souvent transformée du point de vue thermique — avec des conséquences sur son contenu fossile — dans le bassin de Băiţa-Vărmaga ce phénomène est plus rare. On peut facilement reconnaître l'aspect général des marnes à Globigérines du Miocène moyen carpathique, l'horizon à évaporites et finalement l'horizon des schistes

Institutul Geologic al României

à Radiolaires, tous ces trois horizons constituant la formation de Podeiu. Des profiles clairs et complets peuvent être observés dans Valea Rea (Hărțăgani) et dans Valea Mare, au SE de la colline Hulpuș et dans l'horizon des marnes á Globigérines de l'interfleuve entre Valea Mare et Pîrîul Mare, près de la colline Știrba dans le bassin de la vallée de la Trestia, au NE de la localité Trestia. Les marnes à Globigérines affleurent aussi à Ormindea (au NO du village) et sur le chemin qui lie Ormindea de Vălișoara, ou à la partie méridionale du bassin, aux alentours de la localité Vărmaga, dans le versant gauche de Valea Mare, sur le ruisseau de la Mărjăria, où affleurent aussi l'horizon à évaporites (gypses saccharoïdes) et l'horizon des schistes à Radiolaires.

2.2.4. *Formation de Dealu Cornilor*

La quatrième unité lithologique, qui se superpose en continuité de sédimentation sur la précédente, est la formation de Dealu Cornilor qui a le même contenu lithologique et la même position stratigraphique que le bassin de Zlatna-Almașu Mare. Cette formation est bien développée et ouverte dans la vallée de la Duba à Hărțăgani, dans Valea Mare, à l'est de la localité Săliștea, à Hondol et à Săcărîmb. Elle consiste d'une alternance de pyrhoclastites et, subordonnément, des écoulements de laves andésitiques à intercalations de grès, argiles et parfois de grès calcaires ou de calcaires algolitiques riches en restes organiques. Il faut mentionner que dans le bassin de Băița-Vărmaga la formation de Dealu Cornilor et la formation de Podeiu ont été décrites ensemble sous le nom de „complexe volcanogène-sédimentaire" (Cioflică et al., 1966, 1968), auquel on a attaché parfois la partie inférieure du Sarmatien.

2.2.5. *Formation de Dealu Lefticului*

La sédimentation du bassin de Băița-Vărmaga finit par la formation de Dealu Lefticului, située entre Vărmaga et la vallée du Nojag ; celle-ci est formée d'une alternance de marnocalcaires, argiles et tuffites riches en faune et de calcaires oolithiques massifs à la partie supérieure. La formation de Dealu Lefticului n'a pas été rencontrée dans le bassin de Zlatna-Almașu Mare, bien qu'elle soit citée (en réalité on a mentionné des faunes au niveau de cette formation) par Borcoș et Mantea (1964). Un équivalent stratigraphique de la formation de Dealu Lefticului a été mentionné aussi par Ghițulescu, Socolescu (1941) au sud de Săcărîmb, où on a rencontré quelques bancs à *Cerithium rubiginosum* Eichw. Il faut souligner ici que beaucoup de coupes mentionnées par Ghițulescu, Socolescu (1941) comme représentant le Sarmatien — donc l'équivalent de la formation de Dealu Lefticului, appartiennent en réalité à la formation de Podeiu (Langhien).

2.3. *Bassin de Brad-Țebea*

Dans l'aire au nord de Brad, vers Baia de Criș et Ribița, il y a un autre bassin de sédimentation. Cette zone, considérée jusqu'à présent comme faisant partie du bassin de Brad-Săcărîmb, forme en effet une entité géologique à caractères distincts par rapport aux deux autres

Institutul Geologic al României

bassins de sédimentation tertiaires décrits auparavant. A partir de Ruda vers le nord, les formations tertiaires qui y affleurent ont des affinités avec les dépôts similaires du domaine pannonien. Les dépôts rouges ont une position stratigraphique similaire à ceux du bassin de Bega (par exemple à Lăpugiu) ou du bassin de Caransebeș (Zlatna-Caransebeșul Nou) et appartiennent au Badénien inférieur ; les dépôts d'en dessus de la formation rouge (= les couches de Rugi, Marinescu et al., 1984, sous presse) débutent par un niveau de marnes à Globigérines, après lequel il y a un faciès charbonneux (en Langhien) et de nouveau des dépôts marins. A la partie supérieure du Badénien, au même niveau stratigraphique que dans le bassin de Zlatna-Almașu Mare ou de Băița-Vărmaga il y a des dépôts similaires à la formation de Dealu Cornilor. Ici, dans les intercalations d'argiles ou d'argiles siltiques entre les niveaux à agglomérats andésitiques, à Ribița et dans la vallée du Brad (à Brădișca) il y a une faune et une microfaune kossoviennes exceptionnelles (Antonescu, Mantea, 1966).

Au-dessus des agglomérats kossoviens se disposent des dépôts tuffitiques, argiles, marnocalcaires et parfois, en base, un niveau à gypses. Ces dépôts appartiennent déjà au Sarmatien, qui a un contenu lithologique similaire à celui du bassin de Caransebeș (Marinescu et al., 1982).

3. Corrélations biostratigraphiques et chronostratigraphiques

Les premiers dépôts qui se sont formés dans les zones dépressionnaires récemment apparues sont représentés par des formations continentales résiduelles présentes dans les deux bassins : les conglomérats de Fața Băii.

Les éruptions rhyolitiques et andésitiques du type Fața Băii sont liées au processus de formation (submersion) des bassins, le bassin de Transylvanie y compris, et dont les produits se trouvent intercalés sous forme de „lentilles", surtout à la partie inférieure des conglomérats de Fața Băii.

L'idée de la liaison des processus éruptifs mentionnés ci-dessus de la fin du Crétacé et du commencement du Paléogène appartient au Szadeczky (1892) (fide Ilie, 1940), qui soutenait l'existence des éruptions rhyolitiques daniennes en Transylvanie.

Les conglomérats de Fața Băii renferment de très rares restes organiques, ce qui rend impossible leur datation paléontologique. Les faunes rencontrées (fide Ghițulescu, Socolescu, 1941) sont non-concluantes. En tenant compte de la position géométrique de la formation, on doit la considérer plus jeune que le Maestrichtien et plus ancienne que le Burdigalien. Nopcsa (1905, fide Ilie, 1940) a restreint ce large intervalle stratigraphique possible au Danien, mais sans en apporter des arguments. Il s'est basé seulement sur le parallèle de ceux-ci avec la formation similaire à dinausauriens du bassin de Hațeg. Plus tard, ils seront considérés aquitaniens (Ilie, 1940) et puis „tortoniens" (Ghițulescu, Socolescu, 1941 ; Borcoș, Mantea, 1964). Cioflică et al. (1966) les ont considérés „prétortoniens" (Helvetien).

Toutes ces fluctuations dans la datation de la formation ont été dues à l'absence de preuves paléontologiques.

Institutul Geologic al României

Récemment (Lemne et al., 1979, 1982, 1984) on a fait des datations radiométriques pour les intercalations rhyolitiques et andésitiques de type Fața Băii, les valeurs respectives étant contenues entre 26,5 ± 1,5 mil. ans (Oligocène supérieur) et 62,27 ± 2,3 mil. ans (Paléocène inférieur). Si l'on tient compte de toutes les valeurs obtenues (andésites : 26,5 ± 1,5 ; 32,33 ± 1,21 ; 45,64 ± 1,83 ; 51,16 ± 2,13; 62,67 ± 2,35 ; rhyolites : 39,47 ± 1,47 ; 42,29 ± 1,48 ; 43,15 ± 1,63 ; 49,89 ± 1,91 ; 59,15 ± 2,20 mil. ans) et du fait que certains échantillons ont été affectés par des processus volcaniques ultérieurs associés à la mise en place des andésites néogènes de type Barza, on peut conclure que pour les éruptions de rhyolites et d'andésites de type Fața Băii il faut généralement considérer les valeurs d'âge radiogène plus grandes, qui sont groupées au Paléogène inférieur (Berggren, Van Couvering, 1974 ; Berggren, 1969 ; Hardenbol, Berggren, 1978 ; Van Couvering et al., 1981).

L'attribution des éruptions des conglomérats de Fața Băii au Paléogène s'accorde aux vues les plus nouvelles sur les dépôts similaires de la rive droite et gauche du Mureș, entre Sebeș et Alba Iulia. Ainsi, Mantea et Popescu (1984) — données non-publiées — arrivent à la conclusion que les dépôts continentaux de Rîpa Roșie et généralement les dépôts continentaux rouges, à intercalations de tuffs rhyolitiques, de la rive droite du Mureș, appartiennent au Paléogène, étant compris entre un Maestrichtien daté palynologiquement (Antonescu et al., 1983) et un Eocène inférieur, daté à base d'alvéolines.

En guise de conclusion, on peut supposer que les conglomérats de Fața Băii sont corrélés avec la formation rouge à Dinausauriens de Hațeg, avec la formation rouge de type Rîpa Roșie-Sebeș, mais aussi avec la formation volcanique entre Lăpugiu-Coșteiu de Sus-Dobra et la suite de celles-ci vers le NE, dans la zone Gurasada-Ilia-Sîrbi (Lupu et al., 1984 b).

Tous ces éléments pourraient être la preuve de l'existence, dans la zone des monts Métallifères et au sud de ceux-ci, de certaines manifestations volcaniques puissantes dans l'intervalle Crétacé supérieur-Paléogène inférieur.

Quant à la deuxième formation continentale rouge, les graviers d'Almașu Mare, bien que sans restes organiques (la faune mentionnée par les prédécesseurs est erronée) ou d'intercalations d'écoulements de lave à même de donner des indications radiométriques, leur âge peut être apprécié très nettement.

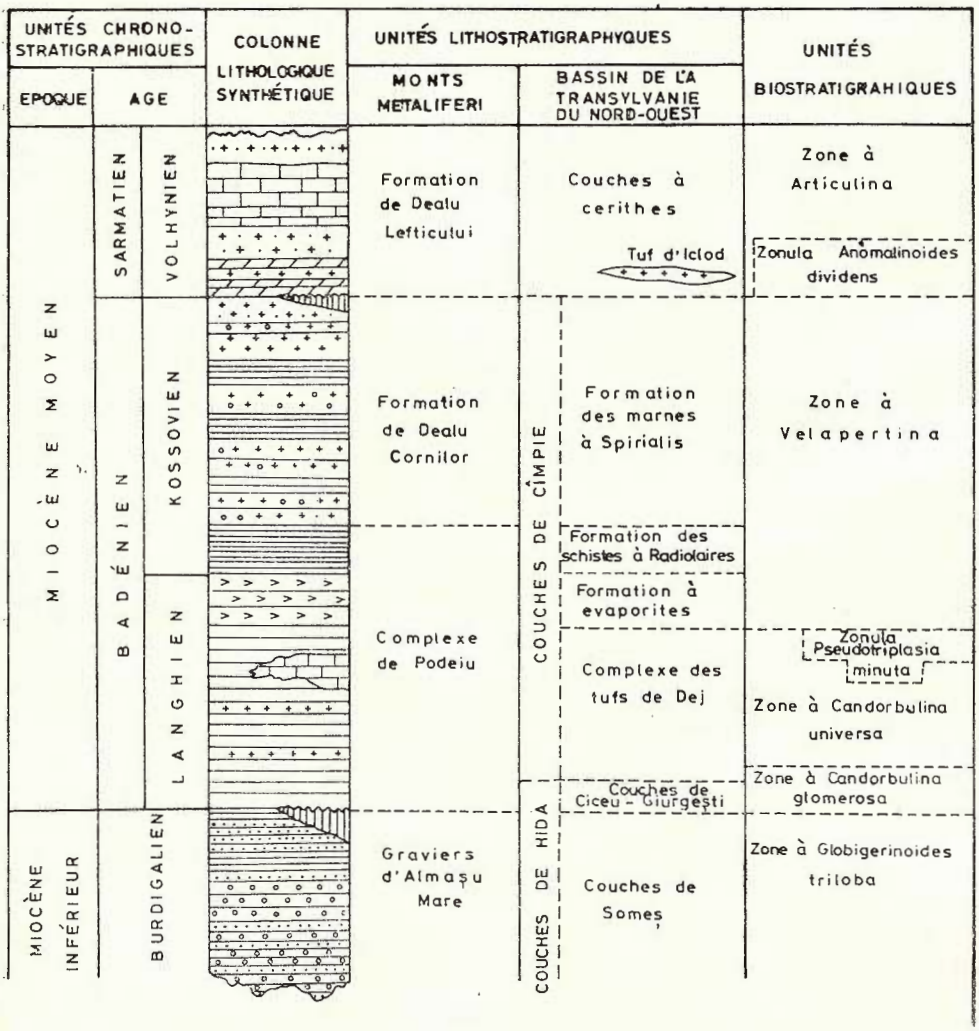
L'âge des graviers d'Almașu Mare a été estimé assez correctement par Cioflică et Popescu (1966), par la détermination à bases paléontologiques des dépôts du toit de la formation, avec lesquels ils se trouvent en rapports stratigraphiques de continuité de sédimentation. L'âge des premiers dépôts marins qui les couvrent étant Langhien basal, la formation a été attribuée au Burdigalien.

Les graviers d'Almașu Mare peuvent être corrélés avec les dépôts rouges du bassin inférieur du Strei et avec les couches de Hida de la Transylvanie du nord. On ne doit pas les confondre avec les formations rouges qui se développent à la base du Badénien de nombreux

Institutul Geologic al României

bassins intramontagneux du bord oriental de la dépression pannonienne (par exemple, le bassin de Caransebeș, le bassin de Bega etc.).

Le développement géographique des graviers d'Almașu Mare ne suit pas une certaine règle. Cette formation couvre en discordance les conglomérats de Fața Băii selon une surface de dénudation formée dans un intervalle de temps très large (Eocène-Miocène inférieur).



Corrélation stratigraphique du Néogène des monts Métallifères avec le nord-ouest du bassin de la Transylvanie.

Les dépôts du toit de la formation rouge burdigalienne — la formation de Podeiu — sont corrélés selon des critères paléontologiques avec les dépôts équivalents de toute l'aire carpathique (fig., pl.).

Institutul Geologic al României

Les premiers essais de corrélation des dépôts équivalents avec la formation de Podeiu du bassin de Băița-Vărmaga ont été faites par Cioflică et al. (1966) et Cioflică, Popescu (1966), qui ont corrélé la „formation volcano-sédimentaire" avec le „Tortonien" des Sous-Carpathes et de la Transylvanie.

Dans le bassin de Zlatna-Almașu Mare, la partie inférieure de la formation de Podeiu est corrélée avec la partie inférieure de „la formation volcano-sédimentaire" du bassin de Băița-Vărmaga ou avec l'horizon des tufs et des marnes à Globigérines des Sous-Carpathes, á savoir avec le complexe du tuf de Dej de Transylvanie. La partie supérieure de la formation — à savoir le niveau à gypses rencontrés à Glod et dans la vallée de Ciungi (ruisseaux La Tifa et La Șesul lui Todie-Stănija) dans le bassin de Zlatna-Almașu Mare et à Vărmaga et Hărțăgani dans le basin de Băița-Vărmaga — représente l'équivalent de l'horizon à évaporites du domaine carpathique. La partie terminale de la formation — les schistes argileux — est un équivalent des horizons des schistes à Radiolaires de même domaine de sédimentation.

La formation de Dealu Cornilor — qui constitue le remplissement du bassin de sédimentation de Zlatna-Almașu Mare — est encadrée, du point de vue chronostratigraphique, à la partie supérieure du Kossovien. Elle est corrélable avec la partie supérieure de „la formation volcano-sédimentaire" du bassin de Băița-Vărmaga, mais aussi avec les dépôts surtout volcaniques, formés d'argiles siltiques ou de sables qui ont été décrits au nord de Brad (bassin de Brad-Țebea) par Antonescu et Mantea (1966). Ils sont parfaitement corrélables avec l'horizon des marnes à *Spirialis* du domaine carpathique.

La ressemblance de l'évolution géologique et implicitement des formations affleurant dans les bassin de Băița-Vărmaga et de Zlatna-Almașu Mare rend possible l'extrapolation des donnés obtenues, d'un bassin à l'autre.

La possibilité que le bassin de Zlatna-Almașu Mare soit lié au bassin de Transylvanie le long de la vallée de l'Ampoi est très réduite. Ilie (1940) soutenait cette hypothèse à l'argument de la présence des dépôts „tortoniens" (par exemple le lambeau de Gălați) situés dans la vallée de l'Ampoi. Plus tard, Ghițulescu et Socolescu (1941) considèrent ces dépôts d'âge crétacé, ce qui s'accorde avec nos observations concernant ce qu'on nomme les calcaires de type Leitha de Gălați.

Les processus tectoniques qui mené à la formation des bassins de Zlatna-Almașu Mare et Băița-Vărmaga ont commencé à la fin du Crétacé et le début du Badénien, donc avec une histoire similaire à celle du bassin de Transylvanie (pl.). Au-dessus de la formation de Dealu Cornilor, dans le bassin de Zlatna-Almașu Mare et le bassin de Băița-Vărmaga, se disposent les produits andésitiques, qui sont plus jeunes que les derniers dépôts sédimentaires des bassins mentionnés.

4. Conclusions

Les recherches ont montré que les formations géologiques des bassins post-tectoniques de Zlatna-Almașu Mare et Băița-Vărmaga se sont formées dans un intervalle de temps plus large que ce qu'on a considéré jusqu'à présent, leur âge étant tertiaire et pas néogène.

Institutul Geologic al României

La formation des bassins „néogènes" des monts Métallifères a commencé beaucoup plus tôt, pendant le Crétacé supérieur-Paléocène, ayant comme caractéristique l'accumulation des dépôts continentaux-résiduels rouges (conglomérats de Fața Băii) à intercalations de rhyolites et d'andésites de Fața Băii. On constate que les intercalations de roches éruptives sont associées d'habitude aux premiers stades d'évolution des bassins respectifs.

A partir de nouvelles données obtenues, on donne l'âge paléogène inférieur aux conglomérats de Fața Băii, celui-ci étant en concordance avec les âges établis par la méthode radiométrique pour les rhyolites et les andésites de Fața Băii.

Les relations spatiales et temporelles entre les formations sédimentaires et éruptives, à la différence de l'image concernant l'évolution des processus magmatiques acceptée auparavant, ont permis la séparation de deux étapes magmatogéniques distinctes :

— la première étape, pendant le Paléogène, qui correspond partiellement au cycle I d'éruption des monts Métallifères — accepté jusqu'à présent ;

— la deuxième étape, qui correspond aux cycles II et III d'éruption du volcanisme néogène, qui démontre que le Kossovien commence avec le domaine des monts Métallifères.

Les données acquises dans les bassins tertiaires de Zlatna-Almașu Mare et Băița-Vărmaga se retrouvent aussi dans les régions adjacentes, ce qui montre que les processus géologiques respectifs ont évolué à l'échelle régionale. Leur observation et leurs implications dans l'évolution des monts Métallifères peuvent constituer l'objet des recherches futures.

Certaines de ces données avec leur signification ont été déjà consignées dès ce stade des recherches comme des données inédites dans les études non-publiées (Borcoș et al., 1984 ; Lupu et al., 1984 a, 1984 b ; Andrei et al., 1984).

A base des résultats obtenus, on peut aborder ainsi, d'un autre point de vue, l'évolution géotectonique des bassins tertiaires des monts Apuseni du sud et, en relation avec celle-ci, le développement du magmatisme subséquent alpin, à vue spéciale sur la liaison temporelle entre le magmatisme banatique et celui tertiaire.

BIBLIOGRAPHIE

Andrei J., Ududbașa G., Roșu E., Ciucur E., Ioane D., Rădulescu Fl., Proca A., Mihaiu M., Simionescu El., Strugaru T., Vancea Șt., Berinde N., Tănăsescu I. (1984) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Institutul Geologic al României

Antonescu E., Mantea Gh. (1966) Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița-Valea Bradului (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.*, LII/1, p. 185-193, București.

— Lupu D., Lupu M. (1983) Corrélation palynologique du Crétacé terminal du sud-est des Monts Metaliferi et des dépressions de Hațeg et de Rusca Montană. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 71-78, București.

Berbeleac I. (1975) Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Porcurea) (Munții Metaliferi). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, p. 5-185, București.

Berggren W. A. (1969) Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 15 (3), p. 351-365, New York.

— Van Couvering, J. A. (1974) The late neogene-biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. Elsevier, p. 216, Amsterdam.

Borcoș M., Mantea Gh. (1964) Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.*, XLIX/2 (1961-1962), p. 99-112, București.

— Berbeleac I., Bordea S., Bordea J., Mantea Gh., Boștinescu S. (1981) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, Foaia Zlatna, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Berbeleac I., Popescu Gh., Roșu E., Lemne M., Filip V. (1984) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Bordea S., Borcoș M. (1972) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, Foaia Brad, Inst. Geol. Geofiz., București.

Cioflica G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 11/1, p. 171-182, București.

Cioflica G., Popescu Gh. (1966) Biozonarea depozitelor tortoniene din bazinul Brad-Săcărîmb. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 11/2, p. 537-545, București.

— Udubașa G., Istrate Gh., Popescu Gh. (1968) Noi contribuții la cunoașterea produselor vulcanice neogene din regiunea Băița-Săcărîmb (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 13/1, p. 77-92, București.

Couvering Van J. A., Aubry M. P., Berggren W. A., Bujak J. P., Naeser C. W., Wieser T. (1981) The terminal eocene event and the Polish connection. *Els. S. P. Co., Paleogeogr., Paleocl., Paleoecol.*, 36, p. 321-362, Amsterdam.

Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 181-463, București.

Hardenbol J., Berggren W. A. (1978) A new Paleogene Numerical Time Scale. *Geol. Time Scale, Contr., Studies in geology*, 8, p. 213-234, New York.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R.S.R., p. 741, București.

— Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 631 p., București.

Ilie M. (1940) Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 75-145, București.

Lemne M., Borcoș M., Vâjdea El., Tănăsescu A., Romanescu O., Călinescu E. (1979) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Institutul Geologic al României

— Vâjdea El., Borcoș M., Tănăsescu A., Romanescu O., Iosipenco N. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

— Vâjdea El., Borcoș M., Tănăsescu A., Romanescu O. (1984) Des datations K-Ar concernant surtout des magmatites subséquentes alpines des Monts Apuseni. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI (Trav. XII-ème Congr. Assoc Géol. Carp.-Balk.), p. 375-386, București.

Lupu M., Antonescu E., Bandrabur Th., Boștinescu S., Bratosin I., Horvath A., Kräutner H., Lupu D., Mureșan M., Mureșan G., Nicolae I., Peltz S., Peltz M., Popescu A., Popescu A., Popescu Fl., Roșu E. (1984 a) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

— Avram E., Bordea S., Bordea J., Cioflica G., Dumitrică P., Lazăr C., Lupu D., Mantea G., Nicolae I., Popescu G., Ștefan A., Vlad S. (1984 b) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Marinescu Fl., Bițoianu C., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu A., Popescu Gh., Rogge-Țăranu El., Roman Șt., Stancu J., Țicleanu N. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Mățieș P., Nica D. B., Roșu E., Galea H., Galea P., Barbu N., Cazacu Gh., Josan M., Silean T., Silean I. (1979) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.

Nica D. B., Roșu E. (1981) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.

— Roșu E. (1983) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.

Rădulescu D., Borcoș M. (1967) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, 1-3, p. 139-152, Budapest.

Udubașa G., Istrate G., Vălureanu M. (1982) Metalogeneza regiunii Coranda-Hondol, Munții Metaliferi *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/2, (1979-1980), p. 197-232, București.

DATE NOI PRIVIND STRATIGRAFIA ȘI EVOLUȚIA VULCANISMULUI TERȚIAR DIN MUNȚII METALIFERI

(Rezumat)

Studiile efectuate asupra formațiunilor terțiare și a vulcanismului asociat lor din partea sudică a Munților Apuseni au condus la reconsiderarea stratigrafiei și, implicit, la reinterpretarea evoluției proceselor magmatogene din acest interval de timp. Formațiunile sedimentare și vulcanismul asociat au fost grupate pe trei bazine de sedimentare (Zlatna-Almașu Mare, Băița-Vărmaga și Brad-Țebea). Astfel, sînt descrise petrografic și conglomeratele de Fața Băii (paleogene, probabil paleogen-eocen inferioare), pietrișurile de Almașu Mare (atribuite, probabil, Burdigalianului), formațiunea de Podeiu care, cronostratigrafic, aparține Langhianului și Kossovianului inferior, formațiunea de Dealul

Institutul Geologic al României

Cornilor (kossoviană) și formațiunea de Dealul Lefticului (sarmațiană). Datările cronostratigrafice se bazează pe asociațiile paleontologice conținute, pe poziția geometrică sau pe determinările radiometrice (K/Ar) obținute pe rocile vulcanice.

Un capitol special este consacrat corelărilor bio- și cronostratigrafice ale formațiunilor terțiare din cele trei bazine de sedimentare mai sus-amintite, cu referiri la depozitele echivalente din împrejurimile Alba-Iuliei și culoarul Mureșului.

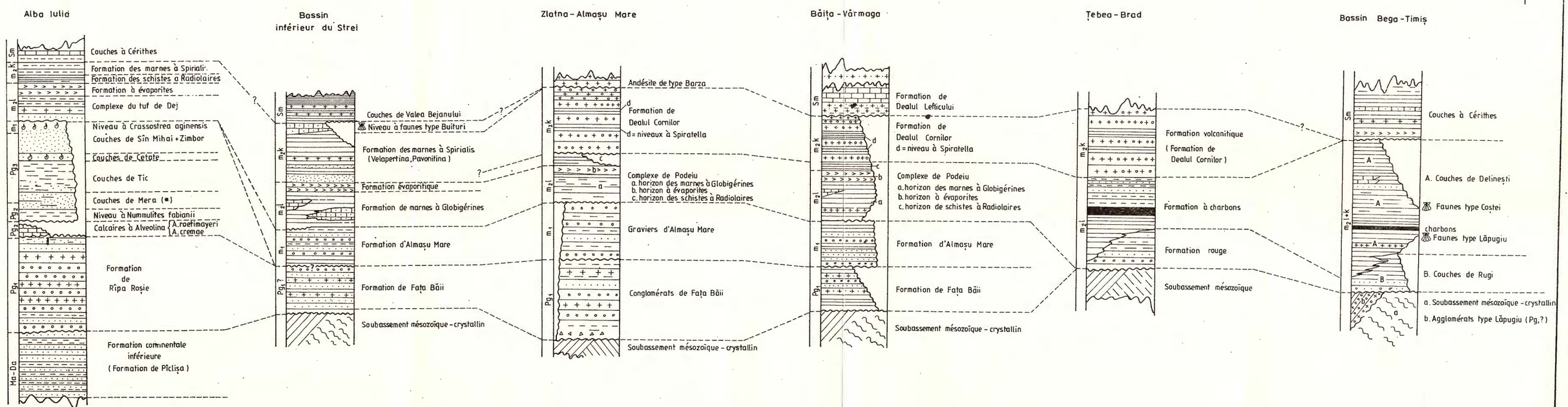
Evoluția proceselor magmatice terțiare a fost grupată în două etape magmatogenetice : etapa paleogenă, corespunzătoare parțial cu primul ciclu de erupție, așa cum a fost considerat pînă de curînd, și etapa neogenă (kossoviană), echivalentă cu ceea ce pînă în prezent a fost atribuit ciclului II și III de erupțiuni.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CORRÉLATION DES DÉPÔTS TERTIAIRES DES BASSINS INTRAMONTAGNEUX DES MONTS APUSENI DU SUD

DOMAINE CARPATHIQUE — DOMAINE PANNONIQUE



(*) Faciès atypique qui inclut probablement aussi l'équivalent des marnes à Bryozoaires et le calcaire de Hoia

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. 70-71/4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 261-266.

4. STRATIGRAFIE

NOTE SUR LES DÉPÔTS BADÉNIENS DU BASSIN DE LIUBCOVA-SICHEVIȚA [1]

PAR

MARIANA MĂRUNȚEANU [2], JOSEFINA STANCU

Badenian. Langhian. Lithostratigraphic sequences. Cyprinidae. Correlation study. South Carpathians — Intramontaneous depressions — Sichevița

Résumé

Dans la note présente les auteurs séparent les dépôts miocènes développées dans le bassin de Liubcova-Sichevița en trois séquences lithostratigraphiques à caractères distincts, qu'ils attribuent au Langhien, à arguments paléontologiques (restes de Cyprinidae).

Abstract

Note on the Badenian Deposits of the Liubcova-Sichevița Basin. In this note the authors divide the Miocene deposits developed in the Liubcova-Sichevița basin in three lithostratigraphic sequences displaying distinct features, which they assign to the Langhian, on the basis of paleontologic arguments (Cyprinidae remains).

Les recherches effectuées pour dresser la feuille géologique de Sichevița (echelle 1 : 50 000) ont fourni beaucoup de données nouvelles sur la litho- et biostratigraphie des dépôts badéniens développés dans le bassin de Liubcova-Sichevița.

Dans la littérature de spécialité il y a très peu de données sur les formations géologiques du bassin cité. Ce sont Schafarzik (1903) et Halaváts et Schretter (1916) qui ont donné les premières informations

[1] Reçue le 9 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 11 mai, présentée à la séance de 21 mai.

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

Institutul Geologic al României

sur la stratigraphie des dépôts miocènes du bassin de Liubcova-Sichevița. À l'occasion de la rédaction de la Carte géologique d'Oravița (échelle 1 : 200 000), Alexandrescu (1962) a essayé d'établir les séquences stratigraphiques de ces dépôts. Étudiant les dépôts miocènes du versant nord du Danube, entre Dubova et Pojejena, Stancu et al. decrivent leur succession lithologique dans le secteur Liubcova-Sichevița et présentent l'inventaire fossile d'une biozone complexe, déterminant, à cette occasion-là, de nouveaux ensembles fauniques.

Données stratigraphiques

Les dépôts badéniens développés dans le bassin de Liubcova-Sichevița, qui reposent transgressivement sur des formations éruptives à l'ouest et crystallophiliennes et mésozoïques à l'est sont de faciès continental-dulçaquicole (Stancu et al., 1971) marqué, surtout par l'apparition des argiles bitumineuses à charbons et des calcaires d'eau douce.

Comportant une lithologie assez variée, ces dépôts peuvent être divisés en trois séquences principales, à savoir : séquence inférieure à graviers, séquence moyenne argilo-marneuse et séquence supérieure sableuse.

La séquence inférieure, à une épaisseur d'environ 150 m, est formée d'alternances régulières de graviers en bancs métriques, à rares intarcalations minces de sables et argiles sableuses rouges ou gris-verdâtre.

Les graviers sont constitués d'éléments qui ne dépassent pas 10 cm en diamètre, étant plus grossiers à la partie inférieure de la séquence et plus fins vers sa partie supérieure. Les fragments proviennent, pour la plupart, des quartzites, quartz, schistes phylliteux et calcaires.

Parfois le faciès à graviers de cette séquence passe latéralement à un faciès sableux argileux, représenté par des alternances de sables grossiers (grains compris entre 2-0,5 mm), jaunâtres et argiles sableuses gris-verdâtre (vallon Podul, ruisseau de Ravensca Mare, vallon Almaș, pl.).

Les intercalations argileuses ou sableuses (vallon Podul, ruisseau de Ravensca Mare, pl.) contiennent des restes fossiles de Characeae (genres *Tectochara* et *Kosmogyra),* Planorbidae et Cyprinidae (dents pharyngiennes).

La séquence moyenne argilo-marneuse, qui repose en continuité de sédimentation sur la séquence inférieure, a une épaisseur d'environ 200 m. Elle débute par un complexe à charbon, épais de 20 m, formé d'une pile d'argiles noirâtres bitumineuses, à nombreux restes végétaux où on trouve parfois de charbons (ruisseau Brestelnic, vallon Micul). Ce complexe est surmonté par le niveau inférieur de tuffs dacitiques jaunâtre-blanchâtre, épais de 10 à 40 cm (ruisseau de Sichevița, ruisseau d'Almaș, ruisseau Brestelnic, pl.).

Pour le reste, la succession est constituée d'alternances d'argiles ou marnes gris-blanchâtre et sables médio-granulaires (0,5-0,2 mm). Souvent dans les sables apparaissent des lentilles de graviers.

La séquence moyenne s'accomplit par le niveau supérieur de tuffs.

Dans les argiles du complexe charbonneux (sud du ruisseau d'Oravița, pl.) on a pu déterminé des oogons de Charophytes, ainsi que des

Institutul Geologic al României

restes foliaires de *Salix* et *Populus*. Dans le lambeau badénien de Crușovița (pl.), développé dans le faciès argilo-marneux, on a trouvé à ce niveau stratigraphique des restes mal conservés d'*Unio, Teodoxus* et *Acteocina*.

Sur les ruisseaux de Sichevița, Ogașul Podului et Ogașul Mozii on a également identifié des restes de détritus végétal, Planorbidae, Ostracodae ainsi que des dentes pharingiennes, radia et vertebres appartenant aux genres *Scardinus, Aspius* et *Tinca*.

La séquence supérieure, prédominamment sableuse, est épaisse d'environ 80 m et débute par le niveau supérieur des tuffs. Elle est constituée d'alternances métriques de sables médio-granulaires (0,5-0,2 mm) ou finement granulaires (0,2-0,1 mm), à intercalations centimétriques de graviers.

Le niveau supérieur de tuffs peut toucher parfois 10 m d'épaisseur, étant formé de maximum trois bancs de tuffs dacitiques, intercalés entre marnes blanches et tuffites. Ces tuffs se distinguent de ceux développés au niveau supérieur par l'apparition, dans leur masse, de nombreux feuillets de biotite.

À la partie sommitale de la séquence supérieure apparaissent des calcaires d'eau douce (r. Sichevița, r. Stenca, et colline Greda) blanc-jaunâtre, à nombreux accidents siliceux. Les calcaires contiennent des fragments de Limneidae, Planorbidae, Hydrobiidae et nombreux oogons de Characeae.

Nous attribuons à toute la succession lithostratigraphique décrite l'âge langhien (badénien inférieur) argumenté par les restes de Cyprinidae (dents pharyngiennes, radia et vertebres), appartenant aux genres *Scardius, Aspius* et *Tinca*. Cette association ichtyologique réunie à l'ensemble faunique des Carophytes, Ostracodae et Mollusques révèle le caractère nettement continental lacustre de toute la succession développée dans le bassin de Liubcova-Sichevița.

Données tectoniques

Les dépôts badéniens, développés à l'est du ruisseau de Gornea, reposent en transgression sur les formations crystallophiliennes et représentent le remplissage sédimentaire du synclinal Liubcova-Sichevița. Ce synclinal est orienté approximativement nord-sud et est affecté par un système de failles verticales (et de décrochement en même temps), orienté est-ouest. Le système de failles transversales a engendré un soulèvement en étapes du synclinal, du sud au nord, beaucoup plus prononcé à sa partie supérieure.

À l'ouest du ruisseau de Gornea, les dépôts badéniens apparaissent en tant que lambeaux (Crușovița, colline Greda, ruisseau de Stenca, ruisseau de Camenița — pl.) transgressives sur des magmatites paléozoïques et métapélites précambriennes (Năstăseanu et al., 1981). Sur le ruisseau de Camenița le Badénien se développe dans le faciès de la séquence inférieure à graviers, tandis que sur les versants nord et sud du ruisseau de Stenca et à Crușovița apparaît la séquence moyenne argilo-marneuse. Sur la colline Greda on rencontre des calcaires d'eau

Institutul Geologic al României

douce, équivalents stratigraphiques de ceux développés dans la séquence supérieure sableuse du synclinal Liubcova-Sichevița.

La lithostratigraphie de ces lambeaux indique clairement qu'ils se sont accumulés en fonction du paléorelief préexistant.

Corrélations

Le bassin de Liubcova-Sichevița a eu une évolution similaire à celle du bassin de Bozovici, dans le Langhien les deux bassins étant probablement liés par un couloir. Les formations des deux bassins peuvent être assez bien corrélés tant lithostratigraphiquement (séquence moyenne et supérieure de Liubcova-Sichevița équivalant à l'horizon inférieur et les couches de Dalboșeț, séparées antérieurement en Bozovici) qu'en ce qui concerne le contenu paléontologique (en espèce la présence des restes de Cyprinidae).

Du point de vue stratigraphique, les dépôts du bassin de Liubcova-Sichevița peuvent être corrélés avec les dépôts équivalents des bassins de Caransebeș, Tîrnova-Tirova et Mehadia. Ainsi, à Delinești (bassin de Caransebeș) les formations badéniennes, à faciès marin argilo-marneux, se trouvent en affleurement sur 80 m d'épaisseur. Ils surmontent une pile épaisse de 20 m, à faciès continental dulçaquicole, constituée de graviers et sables, et des argiles charbonneuses et tuffs à la partie supérieure. Cette pile pourrait être l'équivalent stratigraphique de la séquence inférieure et de la partie basale de la séquence moyenne (complexe charbonneux + niveau inférieur de tuffs) séparée dans le bassin de Liubcova-Sichevița.

Dans les forages 35 et 77, exécutés à la partie sud du bassin de Caransebeș, dans la base du Langhien, on a décrit (Stancu, in Marinescu et al., 1982) une succession de couches constituées de sables à intercalations de graviers surmontés par des argiles à charbons et tuffs dacitiques appartenant à la base du Langhien. Tant du point de vue lithologique que du point de vue du contenu paléontologique (restes de Cyprinidae appartenant aux genres *Scardius* et *Tinca)* cette succession peut être corrélée avec la séquence inférieure et, au moins, à la base de la séquence moyenne (complexe charbonneux + niveau inférieur de tuffs) du bassin de Liubcova-Sichevița.

La succession badénienne, développée à la partie est du bassin de Tîrnova-Tirova, commence par des schistes argileux (comportant aussi des dents pharingiennes, radia et vertebres de Cyprinidae), à des restes charbonneux surmontés par un niveau mince de tuffs dacitiques sur lequel restent des dépôts sableux à faciès marin. Il est probable que les schistes argileux et les tuffs dacitiques sont les équivalents stratigraphiques du complexe charbonneux et du niveau inférieur des tuffs développés à la base de la séquence moyenne, décrite dans le bassin de Liubcova-Sichevița.

Dans le bassin de Mehadia, à Bolvașnița, Grossu et Voicu (1971) séparent dans „le Tortonien" (= Badénien) deux horizons, l'horizon charbonneux et l'horizon à Cyprinidae, développés dans le faciès continental dulçaquicole à récurrences marines, qui peuvent être corrélés tant du point de vue lithologique que du point de vue faunique (restes

Institutul Geologic al României

de Cyprinidae appartenant aux genres *Tinca, Aspius* et *Scardius)* avec la séquence moyenne du bassin de Liubcova-Sichevița. Dans le bassin de Mehadia, l'horizon à Cyprinidae est surmonté, dans certains endroits, par un lithofaciès grossier (sables et graviers) qui pourrait représenter un équivalent lithostratigraphique de la séquence supérieure du bassin de Liubcova-Sichevița.

En conclusion, on peut remarquer que la succession langhienne développée dans le bassin de Liubcova-Sichevița ne peut être corrélée, lithologiquement et du point de vue du contenu faunique, que partiellement avec les dépôts équivalents dans les bassins de Bozovici, Caransebeș, Tîrnova-Tirova et Mehadia, à cause de l'évolution paléogéographique particulière des bassins mentionnés.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandrescu Gr. (1962) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Grossu V., Voicu Gh. (1971) Ciprinidele fosile, reper geologico-economic în bazinul de cărbuni Mehadia, zona Bolvașnița. *St. cerc., Acad. RSR, Geol.* 16, p. 189-201, București.

Halaváts J., Schretter Z. (1916) Umgebung von Fehértemplom Száskabánya und O Moldova. Budapest.

Marinescu Fl., Bițoianu C., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu A., Popescu Gh., Rogge E., Roman Șt., Stancu J., Țicleanu N. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Năstăseanu S., Mărunțiu M., Stancu J., Mărunțeanu M., Întorsureanu I. (1981) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Sichevița, Institutul de geologie și geofizică, București.

Schafarzik Fr. (1903) Kurze Skize der geologischen Verhältnisse Geschichte des Gebirges am Eiserman Tor an der unteren Donau. *Földt. közl.*, XXXIII H, 7-9, Budapest.

Stancu J., Andreescu E. (1968) Fauna tortoniană din regiunea Rugi-Delinești (bazinul Caransebeș) *St. cerc., Acad. RSR, Geol.*, 13, 2, p. 456-471, București.

Stancu J., Gheorghian D., Popescu A. (1971) Studii stratigrafice asupra Miocenului din versantul nordic al Dunării, între Dubova și Pojojena (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LVII (1969-1970), p. 119-133, București.

NOTĂ ASUPRA DEPOZITELOR BADENIENE DIN BAZINUL LIUBCOVA-SICHEVIȚA

(Rezumat)

În bazinul Liubcova-Sichevița succesiunea miocenă a putut fi împărțită în trei secvențe litostratigrafice, cu caractere proprii bine marcate, și anume : secvența inferioară cu pietrișuri, secvența medie

Institutul Geologic al României

argilo-marnoasă, cu complexul cărbunos, și nivelul inferior de tufuri în partea bazală și secvența superioară nisipoasă, cu nivelul superior de tufuri în bază.

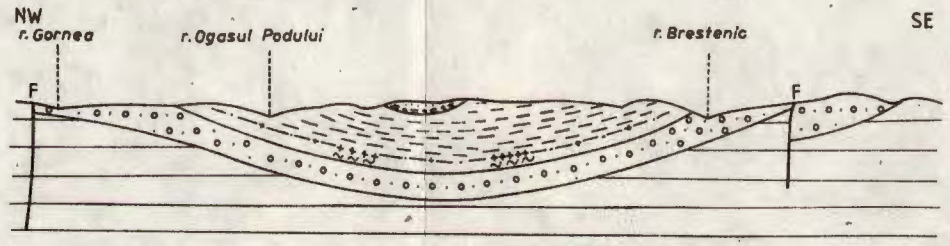
Pe baza conținutului paleontologic (în special pe resturi de Cyprinidae), precum și prin corelări cu formațiuni echivalente dezvoltate în bazinele Bozovici, Caransebeș, Tîrnova-Țirova și Mehadia, a fost atribuită vîrsta langhiană (Badenian inferior) întregii succesiuni miocene din bazinul Liubcova-Sichevița.

Institutul Geologic al României

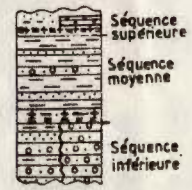
M. MARUNȚEANU, J. STANCU

ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA FORMATION BADENIENNE DU BASSIN DE SICHEVIȚA

0 250 500m



COLONNE STRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE



Echelle 1:10000

L É G E N D E

QUATERNAIRE
- Glissements
- Alluvions actuelles

BADÉNIEN (m_2)
- Séquence supérieure sableuse a-niveau supérieur de tufs
- Séquence moyenne argilo-marneuse a-complexe charbonneux; b-niveau inférieur de tufs
- Sequence inférieure à graviers

PRÉBADÉNIEN
- Autres formations

SIGNES CONVENTIONNELS
- Limite géologique
- Limite lithologique
- Limite de discordance
- Faille verticale
- Faille de decrochement
- Axe synclinal
- Coupe géologique
- Point fossilifère

SIGNES LITHOLOGIQUES FIGURÉS DANS LES COLONNES
- Tuf dacitique
- Calcaires
- Argile charbonneuse
- Argiles et marnes
- Sable
- Graviers

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 267-281.

4. STRATIGRAFIE

CONSIDÉRATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES SUR LES DÉPÔTS NÉOGÈNES DU BASSIN DE COMĂNEȘTI [1]

PAR

VICTORIA LUBENESCU [2], NICOLAE BALTEȘ [3], CONSTANȚA MANOLESCU-BALTEȘ [2]

Molusca. Meotian. Sarmatian. Palynologic assemblage. Biostratigraphy. Paleontologic systematic classification. Biometry. Fossil assemblage. Coal. East Carpathians — Tertiary intramontaneous depressions — Comănești.

Résumé

Les auteurs décrivent quelques espèces de Mollusques du Sarmatien et des ensembles palynologiques représentatifs pour le Sarmatien inférieur, moyen et supérieur et pour le Méotien. On remarque l'ample développement du Sarmatien moyen où se trouve la plupart des couches de charbons.

Abstract

Biostratigraphic Remarks on the Neogene Deposits of the Comănești Basin. The authors describe a few mollusc species of the Sarmatian and palynologic assemblages representatives of the Lower, Middle and Upper Sarmatian and of the Meotian. We should mention the ample development of the Middle Sarmatian, that includes most coal beds.

Formé par l'affaissement du flysch externe à la fin du Miocène moyen, le bassin de Comănești présente un intérêt économique particulier grâce à ses ressources énérgétiques. Prospectée et explorée pour charbons et hydrocarbures, cette unité géologique fait l'objet de recherches intenses qui se proposent d'augmenter le degré de connaissance géologique, d'assurer un cadre scientifique adéquat à la mise en évidence et exploitation optimale de ses ressources.

[1] Reçue le 7 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 11 mai 1983, présentée à la séance du 31 mai 1983.

[2] Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

[3] Institutul de Cercetări și Proiectări pentru Petrol și Gaze, Str. Toamnei, nr. 103, București.

Institutul Geologic al României

C'est Teisseyre (1887) qui a communiqué les premières données géologiques sur le Néogène du bassin de Comănești ; il attribue la formation à charbon au Pliocène basal, opinion à laquelle se rallient également Popescu-Voitești, Protopopescu (1923), Macarovici (1941) et d'autres.

La présence des espèces de Mollusques *(Didacna subcarinata placida, Dreissena rimestiensis* etc.) détermine Ciocîrdel (1943) à attribuer les dépôts néogènes de la région au Pontien.

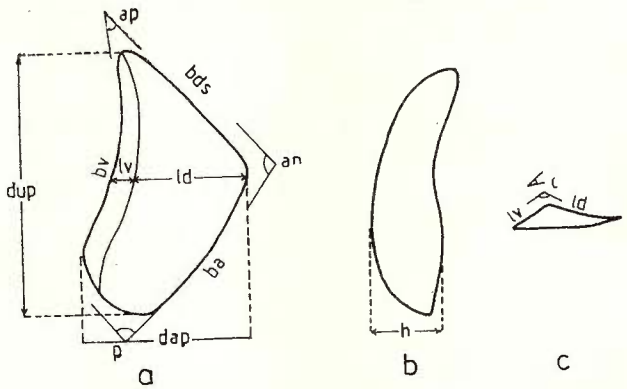


Fig. a, b, c — Éléments morphologiques d'une valve de Congeria.

dap, diamètre antéro-postérieur ; dup, diamètre umbono-paléal ; h, hauteur de la coquille ; bv, bord ventral ; bd, bord dorsal supérieur ; ba, bord anal ; ap, angle umbonal ; an, angle anal ; p, angle postérieur ; c, angle de la carène ; lv, largeur maximum du champ ventral ; ld, largeur maximum du champ dorsal.

Le bassin de Comănești est ensuite étudié en détail par Drăghici (1954), Stoica (1956), Micu et al. (1981, 1984) et Nicolaescu et al. (1981, 1984). À arguments d'ordre lithologique (Stoica, 1956) et biostratigraphique (Drăghici, 1954 ; Micu et al., 1981, 1984) la formation à charbons est attribuée au Sarmatien ou au Sarmato-Méotien (Nicolaescu et al., 1981) et les dépôts suprajacents au Méotien. Les dernières données biostratigraphiques apparaissent dans les deux documentations sur les forages effectuées par IPEG Suceava dans les cuvettes Asău N. et Lapoș et analysées par Covaci et al. (1982) et Cehlarov et al. (1982).

À l'exception des dépôts paléogènes, qui forment le substrat du bassin, bien divisés en horizons et corrélés dans tous les cuvettes, les dépôts néogènes identifiés au niveau du Sarmatien et du Méotien n'ont jamais fait l'objet d'une étude paléontologique systématique et exclusive jusqu'a présent. Nous mentionnons qu'on n'a publié que des listes contenant différents taxons, dessins et photos.

Les recherches stratigraphiques récentes ont inclut également une étude détaillée des Mollusques, Foraminifères et Palynomorphes dans divers affleurements naturels et forages. L'ouvrage présent se propose, à la lumière de ce qu'on a déjà dit, de compléter les diagnoses strati-

Institutul Geologic al României

graphiques de certains dépôts représentatifs situés sur toute l'aire du bassin à faune caractéristique.

Pour réaliser l'image biostratigraphique la plus complète sur les dépôts néogènes on a étudié des échantillons provenus des affleurements de la rivière de Trotuș, des ruisseaux de la colline de Țigla Mică et environ 50 carottes mécaniques provenus des forages dans les secteurs Lapoș, Dărmănești, Podei etc. (tab.).

On a déterminé environ 25 taxons de Mollusques, appartenant aux espèces suivantes: *Congeria moldavica* Andr., *C. soceni* Jek., *C. politioanei* Jek., *C.* cf. *Congeria tacutai* Jeanrenaud, *C. diversa* Mac, *C. carpatica* Mac., *Unio luminae* n. sp., *Unio (Nemrodia) moldavicum* Stef., *U.* aff. *Unio partschi* Sinzov non Penecke, *Anodonta* sp., *Hyriopsis* sp., *Melanopsis* cf. *M. bouei multicostata* Handm., *M.* aff. *decollata* Stol., *Calliostoma* sp., *Hydrobia* sp., *Campylaea (Dinarica) tutovana* (Sevastos), *Planorbarius thiollierei* (Michaud), *Planorbis* aff., *Planorbis planorbis* (L), *Helix* aff. *H. coquandiana* Math., *H.* cf. *H. mrazeci* Sevastos, *Theodoxus* sp., *Lithoglyphus* sp., *Valvata* sp.

Récemment, analysant les carottes prélevées dans les forages 510, 516 Lapoș et 551, 557, 564, 569, 576, 592 Asău nous avons également mis en évidence d'autres espèces de Mollusques et Foraminifères. Parmi les Mollusques déterminées on cite :

Modiolus sp.
Acmaea soceni Jek.
Calliostoma guttenbergi (Hilber.)
Valvata ex gr. *Valvata (Turrivalvata) soceni* Jek.

L'étude du contenu micropaléontologique de la formation porteuse de charbons a mis en évidence en espèce une association d'Ostracodes du groupe Cyprideis (*C. pannonica* Meheș, *C. pokornyi* Jir.), *Xestoleberis glaberscense* (Reuss), *Eucypris sarmatiensis* Stanc., *Candoniella* aff. *grozniensis* Sch., *Candona dainae* Schneider.

Dans cette note nous soulignons également la présence de certaines espèces de Foraminifères :

Porosonion subgranosus (Egger)
Elphidium macellum (F and M)
Elphidium sculpturatum (Cushmann)
Elphidium minutum Rss.
Quinqueloculina sp.

Dimensions

dup	dap	h	lv	ld	bds	ba	ap	p	an	c
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
14, 3	8	4, 3	5	6	8	10	50	53	94	40
18	9	4	5	9	13	15	55	53	10	40
18	8, 9	5	4	6	12	12, 8	50	50	130	35
18	11	6	5	11	15	10	55	55	130	35

Institutul Geologic al României

Espèce déterminée par Andrusov mais figurée pour la première fois par Simionescu et Barbu (1940). L'holotype provient le la faune bessarabienne de Bohotin (Jeanrenaud, 1963), Andrusov l'a considérée une variété de *Congeria neumayri.* Comme remarquent Jekelius (1944) et plus tard Jeanrenaud, la dénomination „neumayri" est donnée à des types à variabilité trop grande.

Congeria soceni Jekelius, 1944

Pl. I, fig. 3, 4

1944 *Congeria soceni* n. sp. — Jekelius, p. 62, pl. 27, fig. 1-12 ;
1953 *Congeria soceni soceni* — Papp, p. 64, pl. 11, fig. 6-8 ;
1968 Pană, pl. 2, fig. 2-5 ;
1981 Lubenescu, p. 161, pl. IX, fig. 2

Dimensions

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
23	13	8	7,5	12	17	15	40	100	45	35
25	14	8	8	11	14	14	40	100	45	35
30	14	8	8	14	22	20	40	100	45	30

Remarques. Espèce décrite dans le Sarmatien de Soceni et rencontrée dans le Sarmatien du bassin de Vienne, dans le bassin de la Transylvanie dans la faune sarmato-pannonienne ainsi que dans les dépôts méotiens des Sous-Carpathes.

Elle présente des similitudes à *Congeria moldavica* mais en diffère par la taille grande et la carène moins marquée.

Dans le bassin de Comănești nous l'avons rencontré en association avec *C. moldavica, Melanopsis bouei multicostata* etc. sur les ruisseaux Galeon et Șupan.

Congeria politioanei Jekelius, 1944

Pl. I, fig. 10-12

1944 *Congeria politioanei* n. sp. — Jekelius, p. 93, pl. 27, fig. 13-16 ;
1963 Jeanrenaud, pl. IV, fig. 4-7.

Dimensions

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20	14	4	4	13	16	15	55	95	60	65
23	14	5	5	14	15	17	50	100	50	60
23	15	6	6	14	22	12	55	110	60	60

Institutul Geologic al României

Remarques. Elle ressemble à Congeria soceni, mais en diffère par un développement plus grande du champ dorsal, qui se remarque tout de suite, à partir du crochet.

De même, la carène est latérale et tranchante sur toute la surface de la coquille.

Les exemplaires que nous avons rencontrés ont des similitudes à ceux décrits par Jekelius dans le Sarmatien de Soceni ainsi qu'aux Congéries du Bessarabien de Comănești.

Congeria cf. *Congeria tacutai* Jeanrenaud 1963

Pl. I, fig. 13

1963 *Congeria tacutai* n. sp. — Jeanrenaud, p. 55, pl. III, fig. 9, 16, 17, 18.

Remarques. L'espèce ressemble à *Congeria soceni* et *C. politioanei* En comparaison avec *C. soceni* elle présente le champ dorsal au droit du crochet plus développé, l'angle du crochet plus grand de 60°(*C. soceni*, 55°) et la carène plus centrale.

On l'a rencontré dans les dépôts aux Congéries sur le ruisseau de Șupan.

Congeria cf. *Congeria elongata.* Jeanrenaud 1963

Pl. I, fig. 5

1963 *Congeria elongata* n. sp. Jeanrenaud, p. 53, pl. II, fig. 13, 14

Dimensions

dup	dap	h	bds	lv	ld	ap	an	p	c
29	12,8	4,5	15	5	9,5	40	120	205	45
25	12	5	10	6,5	10,0	45	130	105	50
24	11	—	9	10,3	9,5	45	—	—	—

Remarques. Les exemplaires rencontrés par nous ressemblent à *Congeria elongata* Jeanr. (pl. II, fig. 13) (allongement, carène etc.) On l'a rencontré sur le ruisseau de Șupan, à côté de *Congeria politioanei,* sur la rive droite du Trotuș (cuvette Asău à côté des Unionidae).

Congeria diversa Macarovici, 1941

Pl. I, fig. 14-16

1941 *Congeria neumayri diversa* — Macarovici, p. 9, pl. I, fig. 8, 9

Institutul Geologic al României

Dimensions

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
30,5	13,2	7	6,5	13	20	20	50	65	115	60
30	14,2	6	6	11,5	194	14,3	42	67	115	40
28	15	8	8	14	20	15	50	60	90	60
25	13	9	8	13	15	15	50	60	75	45
20	11	6	5	10	12	15	40	55	95	65

Remarques. L'espèce est assez variable. Macarovici lui-même figure deux types : l'un plus court se rapprochant à *Congeria carpatica* et qui a les angles anal et postérieur aïgus, et un autre type plus allongé, avec les angles anal et postérieur plus larges. Les deux types ont été rapportés par Macarovici à la forme *Congeria neumayri* var. *diversa*. Dans l'opinion de Jekelius (1944, p. 92, 93) on ne peut prendre une décision sur tous les types présentés par Andrusov comme *C. neumayri* qu'après avoir étudié un riche matériel provenant des points fossilifères du Sarmatien et des couches inférieures et supérieures aux Congéries.

Revanant aux espèces de Congéries du bassin de Comănești, on constate, à part d'autres caractères morphologiques, la presence d'une carène tranchante, parfois en forme de S, tandis que chez *C. neumayri* la carène est arrondie. C'est pour cela que nous avons considéré que les formes décrites par Macarovici comme variétés sont des espèces indépendantes.

Congeria carpatica Macarovici, 1941

Pl. I, fig. 14-16

1941 *Congeria neumayri carpatica* n. sp. — Macarovici, p. 9, pl. IV, pl. 4-7.

Dimensions

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
23,5	10	5	5,5	7,5	14,4	16	20	110	70	40
23	10	5	5	7,5	14,3	16	20	110	70	40
23	11	6	6	11	17	15	35	95	70	60
22,5	11,4	4,5	4,5	11	12,7	30	30	100	70	60

Unio (Nemrodia) moldavicum (Ștefănescu, 1896)

Pl. II, fig. 7-9 ; pl. III, fig. 1, 2, 5, 6

1896 *Limnium moldavicum* n. sp. Sabba Ștefănescu, p. 49, pl. 4, fig. 14-17 ;
1940 *Unio moldavicum* — Macarovici, p. 219, pl. 2, fig. 4-5 ;
1942 *U. moldovicus* Wenz, p. 104, 105, pl. 50, fig. 551-554 ;
1973 *Unio (Nemrodia) moldavicus* — Roșca, p. 94, pl. 7, fig. 66.

Institutul Geologic al României

Remarques. On a rencontré beaucoup d'exemplaires complets et bien conservés dans les couches basales aux Congéries, dans les intercalations pélitiques de la formation à charbons ainsi que dans les couches suprajacentes à celle-ci.

Unio (Nemrodia) luminae n. sp.

Pl. II, fig. 1-6

Holotype no. 17343. Collection de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest, pl. II, fig. 1.

Derivatio nominis: de Pîrîul Luminii

Locus tipicus: colline Tigla Mică, Comănești, district de Bacău

Stratum tipicum: niveau des sables et grès gris-blanchâtres à *Congeria diversa, C. politioanei, C. soceni* d'âge sarmatien.

Diagnose. Coquille mince, ovale-allongée, portant une dent pseudocardinale ultérieure et une dent latérale postérieure sur la charnière de la valve droite, et deux dents pseudocardinales et deux dents latérales antérieures sur la valve gauche.

Description. Coquille de taille moyenne, allongée, mince, à sillons fins de croissance. La partie antérieure est petite, l'umbo petit peu saillant au dessus du bord cardinal. La partie postérieure allongée se rétrécit graduellement vers le bord dorsal. Au droit de la zone umbonale se forme une carène peu saillante, développée à la partie supérieure de la coquille. Sur la valve droite il y a une dent pseudocardinale antérieure et une dent latérale postérieure, et sur la valve gauche deux dents pseudocardinales et deux latérales antérieures, l'une des dernières étant plus saillante.

Remarques. Par sa forme allongée, cet Unionid ressemble par certains caractères à *Romanunio rumanus* (Tourn.) auquel il a été d'ailleurs confondu (Ciocîrdel, 1943). Il diffère de celui-ci en étant plus court et de taille plus petite.

Des formes du genre Iazkoa, auxquelles on peut également le confondre, il diffère par la coquille peu convexe, les valves très allongées, la carène peu saillante ainsi que par les dents pseudocardinales beaucoup plus petites.

Dimensions	d.u.p.	4,50	4,40	4,40	3,80
Holotype	d.a.p.	2,10	2,00	2,00	1,80

Considérations palynologiques

Afin d'obtenir l'image palyno-stratigraphique la plus complète possible sur les dépôts néogènes, on a étudié environ 20 échantillons récoltés dans des affleurements naturels (ruisseaux Pîrîul Luminii, Solovăstru, Supan, Șipotul Rece, Galeon, rivière de Trotuș, colline Tigla Mică) et approximativement 50 carottes mécaniques dans les forages exécutés dans les secteurs de Lapoș, Dărmănești, Podei (tab.).

Institutul Geologic al României

TABLEAU

Carottes mécaniques du bassin de Comănești investiguées du point de vue palynologique

Nr.	Sonde	Profondeur (m)	Age
1	1245 Lapoș	425,2	Sarmatien (sup.)
2	„	537	Sarmatien (moyen)
3	„	669	Sarmatien moyen
4	1250 Lapoș	464	Sarmatien moyen
5	„	541,4	Sarmatien moyen
6	„	715	Sarmaaien (inférieur)
7	„	780	Sarmatien (inférieur ?)
8	100 Dărmănești	249	Sarmatien supérieur
9	„	330	Sarmatien supérieur
10	293 Dărmănești	514,4	Sarmatien moyen
11	„	606,2	Sarmatien moyen
12	„	711,8	Sarmatien moyen
13	1265 Dărmănești	438,8	Méotien (inférieur)
14	„	545,9	Sarmatien (moyen)
15	„	602,3	Sarmatien (moyen)
16	1275 Dărmănești	390	Sarmatien (moyen)
17	„	470	Sarmatien (moyen)
18	1285 Dărmănești	698,6	Sarmatien inférieur
19	1290 Dărmănești	424	Sarmatien moyen
20	„	518,1	Sarmatien moyen
21	1291 Dărmănești	402,3	Méotien (inférieur)
22	1292 Dărmănești	414	Sarmatien moyen
23	„	480,5	Sarmatien moyen
24	„	577,8	Sarmatien moyen
25	1293 Dărmănești	346	Méotien (inférieur)
26	„	397	Sarmatien (supérieur ?)
27	„	540	Sarmatien moyen
28	1294 Dărmănești	400	Méotien (inférieur)
29	„	510	Sarmatien (moyen)
30	1296 Dărmănești	499	Sarmatien moyen
31	1296 Dărmănești	593	Sarmatien moyen
32	„	707,3	Sarmatien inférieur
33	1297 Dărmănești	608,7	Sarmatien (inférieur)
34	„	756	Sarmatien (inférieur)
35	1299 Dărmănești	546	Méotien (supérieur)
36	„	596,5	Sarmatien (moyen)
37	„	660	Sarmatien (moyen)
38	1303 Dărmănești	712	Sarmatien (moyen)
39	1306 Dărmănești	597	Meotien
40	1309 Dărmănești	494,6	Sarmatien (moyen)
41	„	587,8	Sarmatien (moyen)
42	1352 Dărmănești (Podei)	533	Sarmatien moyen
43	„ (Podei)	619	Sarmatien moyen
44	1354 Dărmănești	541	Sarmatien moyen
45	„	607,7	Sarmatien inférieur
46	„	771	Sarmatien inférieur
47	1365 Dărmănești	661	Sarmatien inférieur
48	1370 Dărmănești	600	Sarmatien inférieur
49	1380 Dărmănești	500,1	Sarmatien (moyen)
50	„	602,2	Sarmatien (moyen)
51	„	705,5	Sarmatien inférieur
52	1390 Dărmănești	523,8	Sarmatien moyen
53	„	603,9	Sarmatien moyen
54	F 501 Asău	145	Sarmatien moyen
55	F 576 Asău	110,20	Sarmatien moyen

Institutul Geologic al României

Méthodologie de travail

On a adopté la méthodologie de travail utilisée couramment dans l'industrie pétrolière, consistant en la détermination qualitative et quantitative du contenu palynologique et l'interprétation stratigraphique de certaines associations-type, constituée de taxons index phytoplanctoniques et groupes parasociologiques index d'origine continentale.

Les associations-type ont été encadrées dans l'échelle palynostratigraphique usuelle du Néogène des unités carpathiques (Baltes, 1977) corrélables par des zones et sous-zones palynologiques à des unités intra- et extracarpathiques de la Roumanie et des pays voisins.

Associations palynologiques sarmatiennes

Bien développées dans le bassin de Comănești, les dépôts sarmatiens sont caractérisés par un contenu palynologique très riche et abondant, composé de toutes les catégories floristiques majeures néogènes, y inclu phytoplancton (Dinoflagellés, Diatomées, Acritarches) et éléments continentaux du groupe des Cryptogames vasculaires, Gymnospermes, Angiospermes, mono- et dicotylédones, ainsi que d'autres microfossiles végétaux „incertae sedis" ou fragments plus ou moins déterminables des thalles algaux, bois fossile, cires et résines etc.

En suivant la distribution verticale des associations palynologiques sarmatiennes en sens euxinique on a identifié ses trois sous-divisions, dans certaines situations suggérant même des sous-divisions de celles-ci, évidemment à valeur locale.

Le Sarmatien inférieur a une distribution restreinte. On ne l'a identifié que dans certains forages dans le secteur de Dărmănești, à des profondeurs qui ne dépassent pas 750 m. Il est constitué, généralement, de grès lithiques à intercalations pélitiques et parfois de conglomerats, Il est peu épais et il est facile à le séparer biostratigraphiquement des dépôts paléogènes sous-jacents.

Il contient une très riche association palynologique dans laquelle apparaissent des types phytoplanctoniques saumâtres (qui diffèrent des types marins précédents, badéniens), parmi lesquels le genre *Microiythodiscus*, présent par quelques sous-espèces, connaît sa première explosion et détermine la possibilité de créer une acmé-zone, repère palynostratigraphique extrémement utile dans tous les secteurs et unités carpathiques. Y apparaissent aussi quelques espèces et sous-espèces angiospermiques, à savoir : *Betulaepollenites betuloides sarmaticus, Carpinusporellenites carpinoides minor, Juglanspollenites pentaporatus, Chenopodipollenites neogenicus pannonicus, Platicaryapollenites kedvesi* etc. Le pollen gimnospermique des conifères est, lui aussi, très bien représenté par le groupe *Pinuspollenites, Abiespollenites, Piceapollenites, Tsugaepollenites, Podocarpidites,* mais de nombreuses espèces déterminées n'ont pas de valeur stratigraphique au niveau du Sarmatien inférieur.

Une fraction microfloristique constamment rencontrée dans ce segment sarmatien appartient aux Diatomées : *Fragilaria, Navicula, Stauroneis* et *Coscinodiscus* qui, par leurs espèces (non déterminées jusqu'à présent) dominent l'ensemble. On peut mentionner aussi quelques

Institutul Geologic al României

espèces du genre *Actinocyclus, Aulacodiscus, Cyclotella* rencontrées dans la base du Volhynien de l'Unité péricarpathique, les plate-formes moldave et mœsienne, les dépressions de la Transylvanie et pannonienne, inclusivement les aires d'origine de certains para et néotypes (Krestel — thèse de doctorat). Cet aspect, corrélé à l'absence de certains Dinoflagellés et Silicoflagellés provenus du Badénien supérieur, fréquents aussi dans le Buglovien, suggère la conclusion que la partie basale du Volhynien du bassin de Comănești manque. D'autre part, il n'est pas exclu que la zone n'êut pas été carottée par des forages mais cette possibilité est minime, car de nombreuses analyses micropaléontologiques sur des échantillons au tamis récoltés entre le Paléogène et le Néogène n'ont pas indiqué ce segment stratigraphique.

Le Sarmatien moyen, c'est l'intervalle le plus répandu et aux plus grandes épaisseurs (jusqu'à 600 m) dans le bassin. Il est caractérisé en général par une gamme lithologique large, déterminée par les conditions de sédimentation spécifiques aux diverses aires du bassin. Bien que ce soient les pélites à nombreux niveaux argilitiques à charbons ou charbonneux, qui prédominent, on a aussi rencontré des grès, sables, microconglomérats, calcaires et parfois des intercalations tuffitiques. La macrofaune est souvent présente, les espèces de Mollusques décrites en haut appartenant à ce sous-étage.

Le contenu palynologique de ces dépôts est caractérisé par une variation taxonomique relativement modérée (généralement ce sont les groupes continentaux qui prédominent) mais par une fréquence des spécimens exceptionnellement élevée, spécifique au faciès charbonneux. Dans plusieurs échantillons d'affleurement et forage on a calculé cca. 50 000 d'exemplaires palynologiques par 100 g de roche.

L'association sarmatienne moyenne correspond à des dépôts à faune caractéristique qui, dans d'autres régions, débute par les couches á statolites de Myssidae *(Paramysis mihaii* Voicu). À ce niveau s'inscrit également la dernière apparition explosive des Dinoflagellés saumâtres, y inclu *Pterodinium circumsutum,* microfossile caractéristique au Sarmatien moyen carpathique (Balteș, 1977). Les Angiospermes dicotylédonnées se développent fortement, une partie d'elles continuant celles apparues dans le Volhynien, quelques unes étant à leur première apparition *(Betulaepollenites microexcelsus, Juglanspollenites hexaporatus, Triporopollenites urticoides* etc.). On remarque qu'en même temps avec l'instauration de cet ensemble disparaît un grand groupe angiospermique apparu dans le Miocène inférieur et moyen *(Pterocarypollenites mecsekensis, Corsinipollenites polonicus, Aceripollenites aceroides, Alnipollenites verrus* etc.). Si on ajoute à tous ces éléments la diminution jusqu'à la disparition des Diatomées et l'apparition de deux types de léiossphères d'eau douce *(Microtytthodiscus clarus* et *M. clarus punctatus),* on peut apprécier que les dépôts sarmatiens moyens se sont déposés après une nouvelle redistribution (à caractère local) des conditions de sédimentation, probablement par le rétrécissement des aires de déposition et l'influence de plus en plus accentuée qu'ont eu sur elles le matériel provenu du littoral. Cet aspect se retrouve fréquemment dans le contenu palynologique, surtout dans les séquences charbonneuses lorsque apparaît un détritus végétal très abondant, surtout vitrinitique ainsi que des frag-

Institutul Geologic al României

ments microscopiques de sutures libéro-ligneuses, cuticules et plus rarement *Botryococcus,* une algue spécifique aux marais d'eau douce.

La limite supérieure de cet ensemble est plus difficile à préciser, étant située quelque part à la partie basale des couches de Milcov, dans des dépôts sableux et calcaires à *Mactra* d'âge sarmatien supérieur, qu'on va présenter ultérieurement.

L'ensemble sarmatien moyen a été rencontré dans nombreux forages pétroliers dans les secteurs de Lapoș et Dărmănești et les forages F. 501, et F. 576 (cuvette Asău S) dans des dépôts situés entre 25 m (forage 100 Dărmănești) et 780 m (forage 1250 Lapoș) d'épaisseur.

Dans des affleurements il a été déterminé dans Pîrîul Luminii (échantillons 1, 2, 76), le ruisseau de Supan (couche de Kalk), la rivière de Trotuș (échantillon 31).

Le Sarmatien supérieur a une distribution aréale très restreinte dans le bassin de Comănești, n'étant déposé que dans des zones isolées, à épaisseurs réduites. Représentant une bonne partie des couches de Milcov, constituées d'argiles sableuses blanchâtres et des calcaires fossilifères, les dépôts sarmatiens supérieurs contiennent une microflore pauvre, représentée par quelques types d'Algues unicellulaires d'eau douce *(Phtanoperidium),* Diatomées et surtout microspores de Cryptogames vasculaires, des palynomorphes résistants et qui se conservent donc dans les conditions d'une sédimentation précaire, très peu profonde et oxigénée. On n'a rencontré cet ensemble que dans des affleurements dans la colline Tigla Mică et avec certaines incertitudes, dans la couche de „Kalk" du ruisseau Galeon.

Quelques échantillons à faciès argilitique récoltés du ruisseau de Șupan, pourrait représenter le contact avec les dépôts du Sarmatien moyen.

On n'a pas pu suivre l'ensemble sarmatien supérieur en rapport avec les dépôts méotiens mais des recherches récentes effectuées sur des coupes continues, à faune, du sud de la Moldavie (E. Popescu et al., 1980) ont indiqué une relative continuité palynologique de cette association jusqu'aux sables à *Dosinia* et *Congeria.*

Le Méotien a été identifié du point de vue palynologique par des forages entre 346 m (F. 1293 Dărmănești) et 597 m (F. 1306 Dărmănești) épais généralement de moins de 100 m, ainsi que dans des affleurements du ruisseau Șipotu Rece (où il peut représenter le Méotien inférieur et la ruisseau Sălăvăstru). Il est constitué de sables, marnes et argiles (à *Congeria* dans le forage 1299 Dărmănești, 546 m).

Le contenu palynologique est, sous aspect taxonomique global, un peu différent du Kersonien, mais beaucoup plus riche quantitativement en espèce dans les grès argileux friables dans les séquences supérieures du Méotien, qui, dans les dépôts équivalents du domaine pannonien contiennent *Congeria subglobosa, C. partschi* ou dans le bassin dacique, *C. panticapea* et parfois *C. novorossica* etc.

Quant aux éléments phytoplanctoniques, se mentiennent quelques espèces de *Leiosphera* d'eau douce ou faiblement saumâtre (dépendant des aspects parfois faiblement transgressifs du Méotien), parmi lesquels *Phtanoperidinium mucronatum* est la plus fréquente. Les types terrestres

Institutul Geologic al României

sont, d'habitude, communs avec ceux du Sarmatien moyen supérieur, quelques éléments originaux étant considérés sans signification stratigraphique.

En synthétisant toutes les considérations stratigraphiques sur le bassin de Comănești, on remarque l'ample développement des dépôts du Sarmatien moyen, bien caractérisés par un ensemble palynologique typique et plusieurs sous-ensembles à valeur réduite. En ensemble, on peut affirmer que la plupart des couches de charbons sont d'âge sarmatien moyen, pouvant passer aussi dans le Sarmatien supérieur, à séquences de plus en plus minces et limitées en espace. La présence d'un détritus charbonneux ou même des intercalations minces de charbons est possible aussi dans les dépôts méotiens, y représentant probablement des épisodes tardifs d'une sédimentation lacustre, de marais, en environnement anoxique et moins les aspects de gisement de charbon, comme dans le Sarmatien.

La communauté de Mollusques et Ostracodes dans les dépôts sarmatiens, ainsi que certains éléments végétaux (spores, pollen et détritus végétal) reflète un complexe limnique qui est caractérisé par un ensemble d'eau douce typique à accumulations continentales en excès (végétation arboricole et de type hérbacé) constituée de Ptéridophytes, Gymnospermes et Angiospermes.

La présence de certains Foraminifères et Mollusques de type saumâtre dénote les éventuelles relations, qui ont duré très peu de temps, avec le domaine de sédimentation de l'extérieur (bassin euxinique). Leur rareté démontre encore une fois la présence d'un environnement à salinité très réduite, impropre à leur développement. D'autre part, la faune rencontrée représente un autre argument pour attribuer l'âge sarmatien à la formation à charbons.

BIBLIOGRAPHIE

Baltes N. (1969) Distribution stratigraphique des dinoflagellés et acritarches tertiaires en Roumanie. Proc. 1st Internat. Conf. Plankton, Microfossils, 1, p. 27-45, 6 pl.

— (1971) Pliocene Dinoflagellata and Acritarcha in Romania. Proc. 2nd Conf. Plankton, Microfossils, Roma, 1, p. 1-16, 6 pl., Roma.

— (1977) Schema de corelare palino-stratigrafică a depozitelor neogene din România investigate pentru hidrocarburi. În : Palinologie (Petrescu I., Dragastan O., Olaru L.), Edit. didactică și pedagogică, 419 p., 16 pl., București.

Cehlarov A., Covaci S., Lubenescu V., Manolescu C. (1983). Rapport, archives de l'I.P.G.G., București.

Ciocîrdel R. (1943) Neue Daten über das Alter Beckens von Comănești (Bezirk Bacău — Rumänien). *Moniteur de Pétrole roumain*, 1-2, București.

Covaci S., Cehlarov A., Lubenescu V., Manolescu C. (1982). Rapport, archives de l'I.P.G.G., București.

Drăghici I. (1954) Rapport, archives de l'I.P.G.G., București.

Institutul Geologic al României

Jeanrenaud P. (1963) Contributions á l'étude des couches à faune d'eau douce du Sarmatien de la plate-forme Moldave. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza"*, 1, p. 39-56, 5 pl., Iași.

Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, 167 p., 65 pl., București.

Macarovici N. (1941) Sur certains mammifères trouvées dans le bassin de Comănești. *Anal. Sci. l'Univ. Iassy*, XXVII, 1, p. 1-9, 1 pl., Iași.

Micu M., Țicleanu N., Andreescu I., Moisescu V., Jipa D., Popescu A., Rădan S., Anghel S., Stancu J., Vanghelie I., Vlad C., Bratosin I. (1981) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

— Țicleanu N., Andreescu I., Jipa D., Popescu A., Rădan S., Anghel S., Iva M., Căuș C. (1985) Geologia bazinului Comănești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/4, București.

Nicolaescu V., Cibotaru T., Nichiforescu H., Ștefănescu C., Ciupu F., Țicleanu P., Mihalache P., Lubenescu V., Manolescu C., Barbu V., Bendea C. (1981) Rapport, archives de l'I.P.G.G., București.

— Lubenescu V., Cibotaru T., Nichiforescu H., Ciupu F. (1984) Bazinul Comănești — considerații geologice. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, XXIX, p. 117-123, București.

Popescu E., Stănescu A., Ionescu-Vornicu E., Moldovanu M., Bönig O., (1980) Rapport, archives de l'I.C.P.P.G., Ministère du Pétrole, Cîmpina.

Popescu-Voitești I., Protopopescu Gh. (1927) Cîteva observațiuni asupra bazinului pliocenic de la Comănești (jud. Bacău). *D. S. Inst. Geol.*, V, p. 195-296, București.

Roska V. Kl. (1973) Meotian mollusks of the north-west coast area of the Black Sea. 284 p., 40 pl., 563 fig., Chișinău.

Simionescu I., Barbu I. Z. (1940) La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, III, 194 p., 8 pl., București.

Stoica C. (1956) Bazinul Comănești (Bacău). *An. Univ. „C. I. Parhon", Șt. nat.*, 9, p. 165-193, București.

Teisseyre W. (1897) Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d.k.k. Reichs.*, XLVII, p. 702-703, Wien.

CONSIDERAȚII BIOSTRATIGRAFICE ASUPRA DEPOZITELOR NEOGENE DIN BAZINUL COMĂNEȘTI

(Rezumat)

Bazinul Comănești face obiectul unor intense cercetări geologice. Lucrarea de față completează cu macrofaună și asociații palinologice diagnozele stratigrafice ale unor depozite reprezentative de pe întreaga arie a bazinului.

Sintetizînd considerațiile macropaleontologice și palinologice prezentate, autorii remarcă ampla dezvoltare a depozitelor bessarabiene, bine caracterizate printr-o invazie de congerii, o asociație-tip palinologică și mai multe subasociații cu valoare restrînsă. În ansamblu se poate afirma că majoritatea stratelor de cărbuni sînt de vîrstă bessarabiană, putînd trece și în Kersonian, cu secvențe din ce în ce mai

Institutul Geologic al României

subțiri și limitate în spațiu. Prezența unui detritus cărbunos, chiar a unor intercalații foarte subțiri de cărbuni, este posibilă și în depozitele meoțiene, reprezentînd probabil episoade tardive ale unei sedimentări lacustre de mlaștină, în mediu anoxic.

QUESTIONS

M. Săndulescu : 1. Quels sont les dépôts paléogènes sur lesquels repose le Volhynien ?

2. Les dépôts attribués au Volhynien ne contiennent-ils que les éléments floristiques ou également des faunes et/ou des microfaunes ?

3. Le Bessarabien est-il représenté entièrement ou seulement partiellement?

Réponses : 1. Le Volhynien repose tant sur des dépôts éocènes que sur des dépôts oligocènes.

2. Les dépôts attribués au Volhynien ont seulement un très riche et abondant contenu palynologique (phytoplancton et éléments continentaux).

3. Le Bessarabien n'est représenté que par sa partie supérieure.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu : On doit souligner premièrement les contributions que les auteurs de la communication ont fait en signalant les dépôts volhyniens. Pour des considérations d'ordre paléogéographique général et d'évolution géotectonique de la zone externe du flysch et des Sous-Carpathes, les formations appartenant à la dépression (postgénétique) de Comănești commence seulement part les dépôts du Bessarabien supérieur. C'est pour cela qu'il est important de préciser si les formations attribuées — au moins pour le moment — au Volhynien couvrent exclusivement la nappe de Tarcău ou celle-ci et la nappe des plis marginaux. Si le second cas était confirmé, on aurait un argument pour préciser l'âge différent du charriage de la nappe de Tarcău par rapport à celui de la nappe sous-carpathique.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1, 2 — *Congeria moldavica* Andr. ; × 2 ; ruisseau du Supan, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Fig. 3, 4 — *Congeria soceni* Jekelius ; fig. 3 × 1,8 ; fig. 4 × 2 ; ruisseau du Supan, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Fig. 5 — Lumachelle à *Congeria elongata* Jeanrenaud ; × 1 ; colline Arinis, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Fig. 6, 8 — *Congeria carpatica* Macarovici ; × 1, ruisseau du Supan ; Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Institutul Geologic al României

Fig. 10-12 — Lumachelle à *Congeria polițioanei* Jekelius ; × 1 ; ruisseau du Supan, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.
Fig. 13 — *Congeria tacutai* Jeanrenaud ; × 1 ; colline Tigla Mică, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.
Fig. 14-16 — *Congeria diversa* Macarovici ; × 1 ; ruisseau du Supan, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Planche II

Fig. 1-6 — *Unio (Nemrodia) luminae* n. sp. ; fig. 1, 2, 3, 4, 6 a × 1 ; fig. 5 a × 2 ; fig. 6 b × ½ 8 ; fig. 1-3, 5, 6 colline Tigla Mică, Sarmatien, Comănești, district de Bacău, fig. 4 Méotien, ruisseau Malului, district de Bacău.
Fig. 7-9 — *Unio (Nemrodia) moldavicum* Stef., × 1 ; Sarmatien, colline Tigla Mică, Comănești, district de Bacău.

Planche III

Fig. 1, 2, 5, 6 — *Unio (Nemrodia) moldavicum* Ștef., × 1, colline Tigla Mică, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.
Fig. 3, 4, 5 — *Psilunio* sp. ; fig. 3 × 1 ; fig. 4 × 2, colline Tigla Mică, Sarmatien, Comănești.
Fig. 7 — *Hydrobia* sp.
Fig. 8 — *Anodonta* sp. × 1, colline Tigla Mică, Sarmatien, Comănești, district de Bacău.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983; 1984), 1986, pag. 283-287.

4. STRATIGRAFIE

DATE PRELIMINARE ASUPRA NEOGENULUI DIN FORAJELE DINTRE VĂILE TELEORMANULUI ŞI VEDEA (PLATFORMA MOESICĂ) [1]

DE

VICTORIA LUBENESCU, MIRCEA DIACONU, CECILIA ŞTEFĂNESCU, AUREL RADU, STELIAN DITA [2]

Sarmatian. Pontian. Pleistocene. Dacian. Studies-boreholes. Romanian. Biostratigraphy. Lumachel. Mollusca. Romanian Plain-West Romanian Plain — Zone between the Olt and the Argeş Rivers.

Abstract

Preliminary Data Concerning the Neogene Sediments in the boreholes between the Teleorman and Vedea Valleys (Moesian Platform). The authors present the preliminary results obtained from several boreholes drilled in a less investigated region of the Moesian Platform. On the basis of a rich fauna were evidenced the Sarmatian, the Pontian, the Dacian, the Romanian.

Résumé

Données préliminaires concernant les sédiments néogènes dans les forages entre les vallées de Teleorman et de Vedea (plate-forme moesienne). Les auteurs présentent les résultats préliminaires de plusieurs forages exécutés sur la plate-forme moesienne, dans une zone moins investiguée. On a mis en évidence, à arguments fournis par une riche faune, le Sarmatien, le Pontien, le Dacien, le Romanian et le Quaternaire.

În nota de faţă prezentăm cîteva date preliminare obţinute în urma analizării a 12 foraje cu carotaj continuu, săpate pentru cercetarea cărbunilor din partea centrală a Cîmpiei Române în sectorul valea Clanița (afluent stîng al Teleormanului) şi valea Vedea.

[1] Predată la 5 mai 1983, acceptată pentru comunicare şi publicare la 10 mai 1983, comunicată în şedinţa din 31 mai 1983.

[2] Întreprinderea de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice, str. Caransebeş, nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

În zona de care ne ocupăm, depozitele neogene corespund intervalului Sarmațian-Pleistocen, aparținînd ultimului ciclu major al sedimentarului de pe platforma moesică.

Din analiza biostratigrafică a carotelor reiese că a fost străbătută o cuvertură de depozite neogene cu asociații paleontologice bogate și diversificate, a căror determinare ne-a permis să punem în evidență prezența Sarmațianului, a Pontianului, a Dacianului, a Romanianului și a Cuaternarului (fig.).

Volhinianul-Bessarabianul. În majoritatea forajelor, depozitele străbătute, pe o grosime de 5—35 m, sînt reprezentate printr-o serie calcaroasă-grezoasă, în cadrul căreia se disting : calcare oolitice albicioase, fosilifere, gresii dure cenușiu-negricioase și intercalații de nisipuri cenușiu-albicioase. Ansamblul faunistic este reprezentat prin bivalve și gasteropode, primele fiind dominante și alcătuind lumașele : *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi* Lask., *Mactra (Sarmatimactra) vitaliana* Orb., *Mactra (Sarmatimactra) fabreana* Orb., *Tapes* sp., *Cerastoderma (Obsoletiforma) obsoletum vindobenense* Lask., *Cerastoderma (Obsoletiforma) obsoletum obsoletum* (Eichw.), *Hydrobia* sp., *Pirenella* sp.

Kersonianul. Am atribuit acestui subetaj depozite pelitice reprezentate prin marne și argile cenușii, cu intercalații de nisipuri cenușiu-albicioase compacte, care conțin *Mactra* cf. *Mactra (Sarmatimactra) caspia* Eichw. și fragmente de gasteropode.

Menționăm că depozitele kersoniene par a avea o foarte mică dezvoltare, ele fiind depistate numai în două foraje (Izvoarele și Cetate).

Pontianul. Transgresiv și discordant peste diverși termeni ai Sarmațianului, se dispune o serie predominant pelitică, de marne cenușii, compacte, lumașelice, cu nivele de nisipuri cenușiu-verzui și albicioase și siltite cenușii. În asociația faunistică determinată predomină lamelibranchiatele.

Debutul Pontianului este marcat de apariția taxonilor : *Chartoconcha bayerni* (R. Hörnes), *Plagiodacna carinata* (Desh.,), *Dreissena rimestiensis* (Font.)

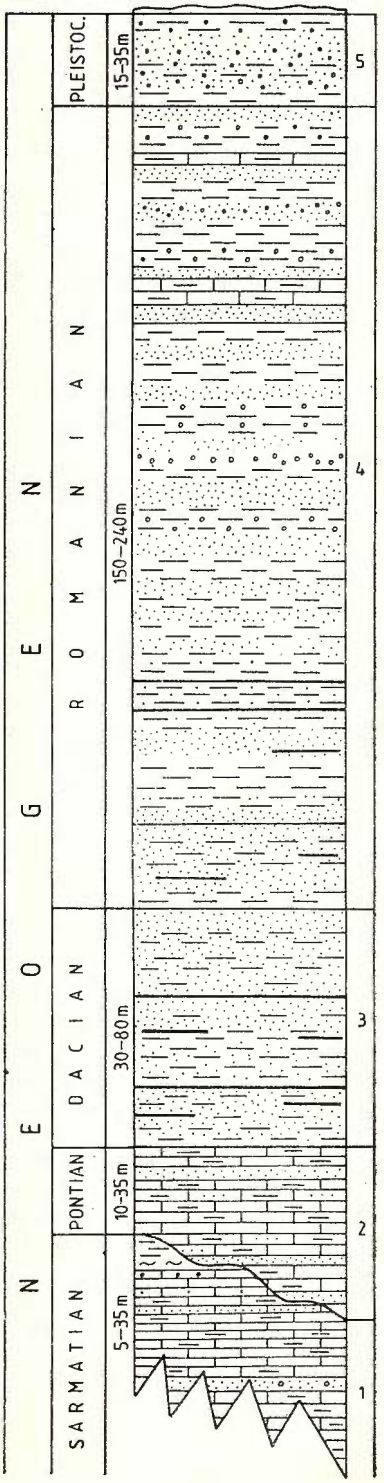
Partea terminală a succesiunii litologice pontiene conține o faună extrem de bogată și diversificată, reprezentată predominant prin lamelibranchiate de talie mare și medie, în care apar și taxoni ce indică limita Pontian/Dacian : *Lunadacna lunae* (Voitești), *Phyllocardium planum planum* (Desh.)

În afara acestora, mai apare o mare varietate de moluște din care deocamdată prezentăm următoarea listă : *Luxuridacna magna* Papaianopol, *Stylodacna heberti* (Cob.), *Plagiodacna carinata* (Desh.), *Paradacna okrugici* (Brus.), *Paradacna tutovana* Ghenea, *Chartoconcha gigantea* (Wenz.), *Pseudocatillus* sp., *Paradacna andrussovi* Eberzin, *Pontalmyra constantiae* Sabba, *Giletella* sp., *Amphimelania fossariformis* (Tourn).

Grosimea pelitelor pontiene variază între 10—35 m.

Dacianul. A fost străbătută o succesiune litologică de nisipuri cenușii, fine și cu granulație medie, nisipuri argiloase cenușiu-albicioase, argile plastice cu concrețiuni calcaroase, cenușii și verzui și cu intercalații de cărbuni cu grosime de 0.10—2 m.

Institutul Geologic al României



Coloana stratigrafică a depozitelor neogene dintre văile Teleormanului şi Vedea. 1, gresii glauconitice, calcare oolitice organogene, marne şi intercalaţii de nisipuri ; 2, marne cenuşii compacte, nisipuri cenuşiu-albicioase ; 3, nisipuri calcaroase, cenuşii, argile cenuşiu-verzui şi intercalaţii de argile cărbunoase şi cărbuni ; 4, argile cenuşiu-verzui cu concreţiuni calcaroase albe, nisipuri cenuşii, marne cenuşii şi pietrişuri, intercalaţii şi argile cărbunoase şi cărbuni ; 5, argile gălbui cu concreţiuni calcaroase şi pelicule limonitice, nisipuri gălbui-ruginii şi pietrişuri.

Stratigraphic column of the Neogene deposits between the Teleorman and Vedea Valleys.

1, glauconitic sandstones, organogenous oolitic limestones, marls and sands interbeds ; 2, compact grey marls, grey-whitish sands ; 3, grey calcareous sands, greenish-grey clays, coal clays and coal interbeds ; 4, grey-greenish marls with white calcareous concretions, grey sands, grey marls and gravels; 5, coal clays with calcareous concretions and limonitic films, yellowish-rust-coloured sands and gravels.

Institutul Geologic al României

Ansamblul faunistic de moluște, destul de monoton, este alcătuit predominant din gasteropode, între care menționăm viviparele și melanopsidele, specii care-și vor continua evoluția în Romanian. Numai în forajul de la Călinești asociația de bivalve este ceva mai bogată și reprezentativă : *Docicardium rumanum* (Font.), *Zamphiridacna orientalis* Sabba, *Stylodacna heberti* Cob., *Rumanunio rumanus* (Tourn.) *Dreissena remestiensis* (Font.), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Hydrobia grandis* Cob, *Viviparus conicus* Lub., *Viviparus argesiensis* Stef.

Carotele prelevate din celelalte foraje conțin toate aproape aceiași taxoni, și anume : *Melanopsis (Melanopsis) esperioides* Stef., *Bulimus (Tylopoma speciosus)* (Cob.), *Unio* sp. (fragmente).

Remarcăm deci, în cuprinsul suitei litologice atribuită Dacianului, moluște care atestă în general prezența acestui etaj. Oricum Gețianul este categoric reprezentat în acest sector, probabilă rămînînd doar prezența Parscovianului.

Romanianul. Succesiunea Romanianului debutează cu argile cenușii, lumașelice și cu intercalații cărbunoase, avînd grosimi de 0,5-2 m, nisipuri cenușii și verzui și subordonat marne și pietrișuri. Fauna, distribuită neuniform, este bogată și diversificată și alcătuită din unionide, vivipare și melanopside.

În lumașelul bazal se disting : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz) în asociație cu unionide netede, sau chiar sculptate, cum sînt cele din grupul Wenziela strossmayeriana.

Deasupra acestor depozite, în argile și nisipuri, am întîlnit o faună foarte bogată în vivipare, unionide netede și sculptate asemănătoare cu cea de la Bucovăț, care de asemenea va fi îmbogățită în viitor cu taxoni încă nedeterminați : *Viviparus craiovensis* (Tourn.), *Viviparus rudis* Neum., *Viviparus strossmayerianus* (Brus.), *Psilunio bielzi* (Czekelius), *Psilunio craiovensis* (Tourn.), *Psilunio biplicatus* (Bielz.), *Pristinunio pristinus* (Bielz.), *Rugunio turburensis* (Font.), *Rugunio moysvari* (Penecke), *Rugunio condai* (Porumbaru).

Constatăm deci prezența Romanianului inferior și mediu, fără a putea ști dacă există și baza Romanianului.

Cuaternarul. Succesiunea litologică întîlnită în forajele analizate de noi se încheie cu nisipuri argiloase, cu rare elemente de pietrișuri diseminate, precum și pietrișuri cu filme de nisipuri grosiere sau intercalații de argile plastice, cu fragmente nedeterminabile de gasteropode.

Structural, depozitele ponțiene se dispun discordant peste un paleorelief sarmațian (reprezentat prin diverși termeni : Volhinian, Bessarabian și Kersonian) cu înclinări de 5—10° spre nord. De asemenea, se constată o tendință de îngroșare a depozitelor ponțiene și dacian-romaniene de la sud la nord, respectiv din zona de țărm a lacului pliocen, care s-a situat probabil de-a lungul Dunării, spre zona flancului extern al avanfosei carpatice.

Concluziile biostratigrafice prezentate de noi vor fi completate cu analize petrografice și micropoleontologice, precum și cu date macropaleontologice, care sînt în curs de executare.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Diaconu M., Cojocaru L. (1982) Proiect de foraje, arhiva Întreprinderii de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice, Bucureşti.

PRELIMINARY DATA CONCERNING THE NEOGENE SEDIMENTS IN THE BOREHOLES BETWEEN THE TELEORMAN AND VEDEA VALLEYS (MOESIAN PLATFORM)

(Summary)

Preliminary results of the analysis of the boreholes drilled in the Neogene deposits of the Moesian Platform (Teleorman Valley-Vedea Valley zone) are presented in this paper.

On the basis of rich and diverse faunas the presence was evidenced of the Sarmatian (Upper Volhynian-Bessarabian, Kersonian), Upper Pontian, Dacian, Romanian and Quaternary deposits.

Some of the determined mollusc taxa are markers for these stages.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 289-307.

4. STRATIGRAFIE

Project 174 : Geological events at Eocene-Oligocene boundary

EOCENE-OLIGOCENE BOUNDARY IN ROMANIA ON CALCAREOUS NANNOPLANKTON [1]

BY

MIHAI MICU [2], NICOLAE GHEȚA

Eocene. Oligocene. Stratigraphic boundary. Calcareous nannoplankton. Fossil assemblages. Flysch. Cheia Conglomerates. East Carpathians. External Flysch Zone. Paleogene zone of NW Transylvania ; Getic Plateau.

Abstract

The identification in the upper half of the Globigerina Marls from the external flysch of the East Carpathians of some nannoplankton assemblages belonging to the NP 22 and NP 23 biozones allowed the authors to trace the Eocene-Oligocene boundary within this lithological unit, previously considered, based on the calcareous foraminifera, to belong entirely to the Priabonian. Also, paleontological arguments are provided to support the Priabonian-Rupelian boundary (between NP 21 — NP 22 biozones) within the Cheia Conglomerates of the Getic Depression, respectively the Brebi Marls of Transylvania.

Résumé

Limite Eocène-Oligocène en Roumanie à base du nannoplancton calcaire. L'identification de certaines associations de nannoplancton appartenant aux zones NP 22 et NP 23, à la moitié supérieure des marnes à Globigérines du flysch externe des Carpathes Orientales a permis aux auteurs de tracer la limite Éocène-Oligocène dans cette unité lithologique, considérée antérieurement, à base de Foraminifères calcaires, appartenir toute entière au Priabonien. On argumente également du point de vue paléontologique l'emplacement de la limite entre le Priabonien et le Rupélien (entre les biozones NP 21 et NP 22), dans les conglomérats de Cheia de la dépression Gétique, respectivement des marnes de Brebi de la Transylvanie.

[1] Received February 16, 1984, accepted for publication February 21, 1984, presented at the meeting of March 9, 1984.

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

Institutul Geologic al României

The studies on the calcareous nannoplankton assemblages in the Neozoic formations of Romania started after 1970, the deposits situated at the Eocene-Oligocene boundary being of primary importance. Among the first contributions on this subject one should note those of Martini and Lebenzon (1971), Lebenzon (1973, a, b) in the East Carpathians, Popescu and Gheța (1972), Meszaros et al. (1973, 1974, 1975), Martini and Moisescu (1974) in Transylvania and Gheța (in Popescu et al., 1976) in the Getic Depression.

Recently Popescu et al. (1978), Bombiță and Rusu (1981), Ionesi (1982) and Rusu (1983) have synthesized in their papers all the biostratigraphic data existing so far at the Eocene-Oligocene boundary, referring to foraminifera, nannoplankton and mollusc assemblages.

The present paper provides new data on the calcareous nannoplankton assemblages at the Eocene-Oligocene boundary in the External Flysch Zone of the East Carpathians. These data will be compared with the results recently obtained in synchronous formations from the northwestern part of Transylvania and the Getic Depression.

External Flysch Zone of the East Carpathians

The Paleogene deposits at the Eocene-Oligocene boundary are largely developed in all the outer flysch units of the East Carpathians except the Audia Nappe, where they have been probably removed by erosion. They crop out on large areas in the Tarcău Nappe and the Marginal Folds Nappe, having a much smaller extension in the outermost nappe of the East Carpathians — the Subcarpathian Nappe.

Beginning with studies of Cobălcescu (1883, 1887) the Eocene-Oligocene boundary was traced in the East Carpathians Flysch at the base of some deposits developed in a bituminous facies containing a rich Oligocene paleoichtyofauna. They overlie flysch formations of a relatively varied lithology, the latter being considered to represent the Upper Eocene. Litho- and biostratigraphic details were presented in several monographs on the regional geology of the East Carpathians (Băncilă, 1958; Dumitrescu et al., 1971; Săndulescu et al. 1981 a, b) so that we only mention the fact that the discovery in the last decades of a Priabonian Globigerina Maris level underlying the deposits of bituminous facies confirmed, this time by clear paleontological arguments, Cobălcescu's opinion expressed a century ago.

As already shown, the results of the previous researches on the biozonation based on the calcareous nannoplankton assemblages from the flysch of the East Carpathians have been recently presented in several compilation papers (Bombiță, Rusu, 1981; Ionesi, 1982). Figure 1 synthetically shows the opinions of various authors on the location of the Eocene-Oligocene boundary based on the calcareous nannoplankton to which we added the results of the present study, in which we used several preliminary data first obtained in the Tazlău Basin (Micu et al., 1981; Micu et al., 1984), as well as those of the subsequent investigations carried out both in the Tarcău Nappe and the Marginal Folds Nappe.

Institutul Geologic al României

MARTINI, LEBENZON (1971) LEBENZON (1973 a, b)		DICEA, DICEA(1976)		DICEA, DICEA(1980)		IONESI, FLOREA (1981)		FLOREA (1982)		MICU, GHEȚA (present paper)	
SHALY HORIZON	NP 23	BITUMINOUS MARLS AND MENILITES		BITUMINOUS MARLS	NP 21	LOWER MENILITES	NP 22	LOWER MENILITES	NP 22	LOWER MENILITES AND BITUMINOUS MARLS	NP 23 -
	NP 22	FLYSCH-LIKE HORIZON (LINGUREȘTI BEDS)	NP 21	SILICEOUS SDST, DYSODILES-MENILITES			NP 21		NP 21	SLATY BITUMINOUS SHALES AND FIERĂSTRĂU SDST.	
BASAL FUSARU SDST.	NP 21	LUCĂCEȘTI SDST.		LINGUREȘTI BEDS (FLYSCH HORIZON)		QUARTZITIC SANDSTONES (LUCĂCEȘTI AND FIERĂSTRĂU SANDSTONES UNDIFFERENTIATED)	NP 20	LUCĂCEȘTI SDST.	NP 20	GLOBIGERINA MARLS AND LUCĂCEȘTI SDST.	NP 22
PODU SECU BEDS (uppermost part)	NP 20	BISERICANI BEDS (uppermost part)	NP 20	SILICEOUS SDST. (LUCĂCEȘTI SDST?)	NP 19-20						
				BISERICANI/PLOPU BEDS (uppermost part)		PLOPU FORMATION (uppermost part)	NP 20part. NP19	PLOPU BEDS (uppermost part)	NP 20part. NP 19	PLOPU/BISERICANI BEDS (uppermost part)	NP 21

OBSERVATIONS: - Standard zones at the right hand side of each column indicate the nannofossil zonation of the authors
- Thick black bars between standard zones represent Eocene/Oligocene boundary of authors

Fig. 1 — Lithostratigraphic correlation and nannoplankton biozonation at Eocene-Oligocene boundary — Outer Flysch Zone, East Carpathians.

Institutul Geologic al României

Thus it can be easily noticed in Figure 1 that, in spite of the fact that synchronous deposits showing a similar lithology or even the same geological sections were investigated (Dicea and Dicea, 1976, respectively Ionesi and Florea, 1981 — Larga section; Ionesi and Florea, 1981, respectively Micu and Gheța — present paper — Plopu section, above the Plopu Beds stratotype), these opinions greatly differ from one author to the other both as regards the nannoplankton content of the biozones to which it can be assigned and especially concerning the tracing of the Eocene-Oligocene boundary.

Following an axiomatic principle in paleontology, according to which the age of some deposits can be established based on the age of the youngest fossils, we reached a different opinion on the Eocene-Oligocene boundary from that of the previous researches, which we shall further present.

As it was already shown, our investigations were focused on the calcareous nannoplankton content of the Globigerina Marls and the overlying deposits, the latter having developed in a bituminous facies. Some sandy sequences occur both in the Globigerina Marls and in the overlying deposits (Lucăcești Sandstone and its more internal equivalent, the "basal" Fusaru Sandstone, are associated with the Globigerina Marls, while the Fierăstrău Sandstone belongs to the suprajacent bituminous facies). The Fierăstrău Sandstone has been frequently mistaken for the subjacent Lucăcești Sandstone. The misinterpretation of the real position of the above-mentioned sandy sequences often led to errors concerning their assignment to a certain horizon and implicitely their attribution to the Eocene or Oligocene. Dumitrescu (1952 a, b) and Micu (1981) pointed out that the Lucăcești and the Fierăstrău Sandstone respectively represent in fact two distinct sandy levels, both developed in their distinct lithological context.

The nannoplankton content of the Globigerina Marls was studied in the Marginal Folds Nappe from the Tazlău Basin, on the Șoimu Brook (Fig. 2) and the Peștiosu Brook (Fig. 3), while in the Tarcău Nappe, on the Plopu II section, it was determined in a more eastern scale than the Plopu Beds stratotype (Fig. 6).

The lower part of the Globigerina Marls on the Șoimu Brook contains the last specimens of *Cyclococcolithus formosus* Kamptner whose disappearance is considered to mark the boundary of the NP 21-NP 22 zones (Martini, 1970, 1971). In the upper part of this horizon *Chiasmolithus altus* Bukry & Percival and *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay occur, while the extinction of the species *Reticulofenestra umbilica* (Levin) is noticed, a reason why we assigned the assemblage of the upper part of the Globigerina Marls to the NP 22 — Helicopontosphaera reticulata Zone. Samples nos. 8072 and 8073 from the terminal part of the Globigerina Marls contain the first specimens of *Sphenolithus distentus* Bramlette &Wilcoxon. This fact made us assign the terminal part of the Globigerina Marls to the NP 23 — Sphenolithus predistentus Zone (Martini, 1971).

Considering the opinions expressed by Hardenbol and Berggren (1978), Cavelier (1979) and Odin (1983) we place the Eocene-Oligocene boundary between the NP 21 and NP 22 zones. It follows that, at least

Institutul Geologic al României

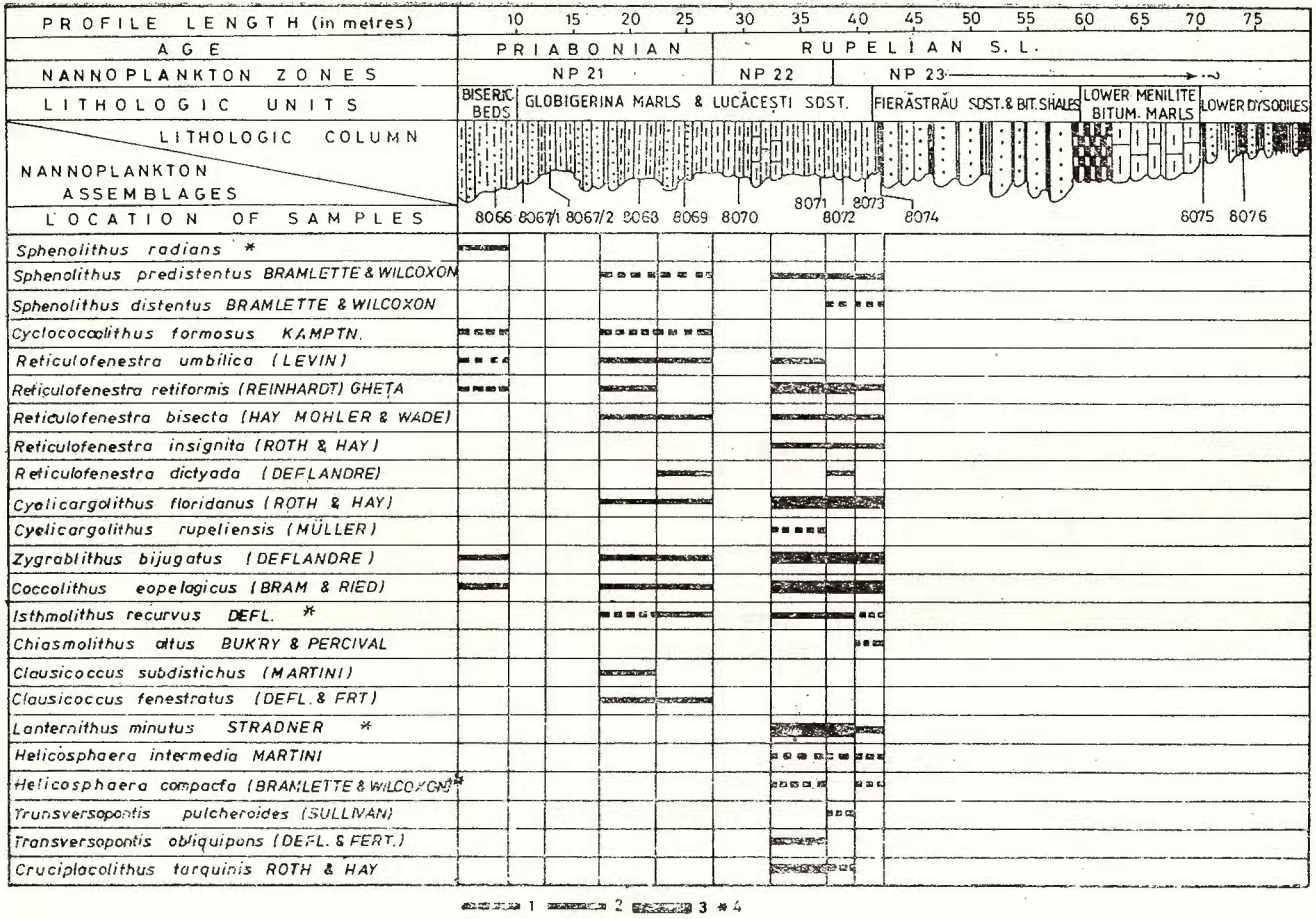


Fig. 2 — Lithostraigraphy and nannoplankton assemblage on the Șoimu Brook section, Tazlău Basin (Marginal Folds Nappe, Bistrița Half-Window).

1, rare ; 2, frequent ; 3, very frequent ; 4, reworked specimens.

Institutul Geologic al României

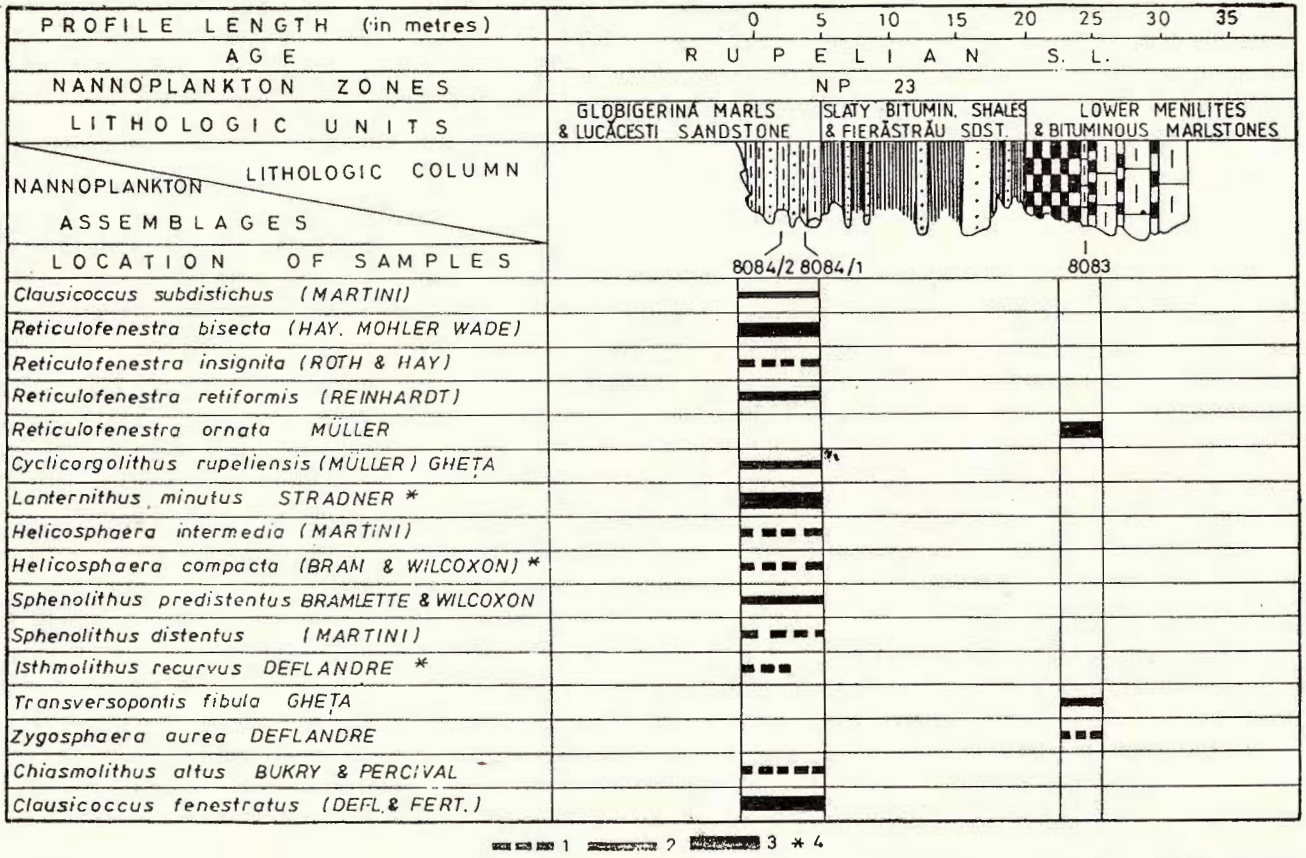


Fig. 3 — Lithostratigraphy and nannoplankton assemblage on the Peștiosu Brook section, Tazlău Basin (Marginal Folds Nappe, Bistrița Half-Window).
1, 2, 3, 4 — see Figure 2.

Institutul Geologic al României

based on the calcareous nannoplankton, the upper half of the Globigerina Marls may be assigned to the Oligocene, respectively to the Rupelian s.l.

The above presented data are only apparently contradictory to those provided by the content of the calcareous planktonic foraminifer assemblages at this level, on the basis of which the Globigerina Marls were considered to belong exclusively to the Priabonian. The presence in these assemblages of the species *Globigerina tripartita tapuriensis* (Blow and Banner) (Bratu, in Micu et al., 1981), which, in Bolw's opinion (1969), started their evolution only in the P 18 zone, makes necessary, in our opinion, the reconsideration of the biozonation based on the calcareous foraminifera from the Globigerina Marls and implicitely of their age based on foraminifera.

The deposits overlying the Globigerina Marls contain, beginning with the Slaty Bituminous Shales and the Fierăstrău Sandstone up to the level of Bituminous Marls associated with the Lower Menilites inclusively, assemblages typical of the NP 23 — Sphenolithes predistentus Zone (Figs. 2, 3, 4, 5, 6). Therefore the deposits under discussion belong entirely to the Rupelian s. l. Concerning the Bituminous Marls, it is worth noting that they contain also a mollusc fauna (Ciobanu, 1977) which may, in our opinion, be equivalent to the level with *Nucula comta* of the Ileanda Beds in Transylvania which Rusu (1977, 1983) also placed at the level of the NP 23 zone of the Rupelian s. l.

The studies concerning the palynological content of the deposits at the Eocene-Oligocene boundary on the Șoimu Brook (Tăutu, in Micu et al., 1981 ; Micu et al., 1984) also revealed significant modifications of the spore-pollen and microphytoplankton assemblages immediately above the level from which we traced the boundary between the NP 21 — NP 22 zones ; this indicates the possibility of a good correlation between the palynological assemblages and calcareous nannoplankton in the future researches on this subject.

Getic Depression

În the Getic Depression, the deposits situated at the Eocene-Oligocene boundary, which have been investigated by one of the authors of the present paper since 1976 (Gheța, in Popescu et al., 1976 ; Gheța, in Bombiță et al., 1980), are represented west of the Olt River by the Olănești Marls, the Cheia Conglomerates and the Pucioasa-like Marls, east of the Olt, by the same lithological sequence, but the Cheia Conglomerates are replaced by the Corbi Sandstone. The most representative geological sections for the study of the nannoplankton assemblages are situated on the Olănești and Muiereasca Valleys west of the Olt Valley and on the Vîlsan and Doamna Valleys east of the Olt Valley.

The nannoplankton assemblages at the top of the Olănești Marls contain specimens of *Istmolithus recurvus* Defl., *Lanternithus minutus* Str., *Cyclococcolithus formosus* Kmptn., *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. deflandrei* Bramlette & Riedel which would indicate the NP 19 — Istmolithus recurvus Zone.

Institutul Geologic al României

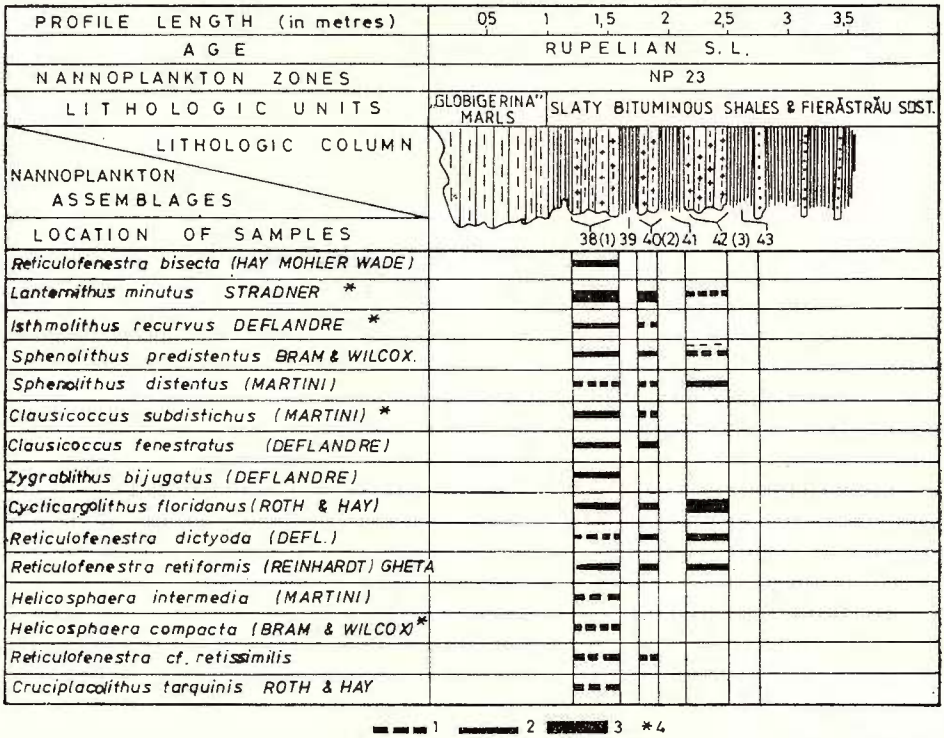


Fig. 4 — Lithostratigraphy and nannoplankton assemblages on the Runcu Brook section, Cuejdiu Basin (Marginal Folds unit, Bistrița Half-Window).
1, 2, 3, 4 — see Figure 2.

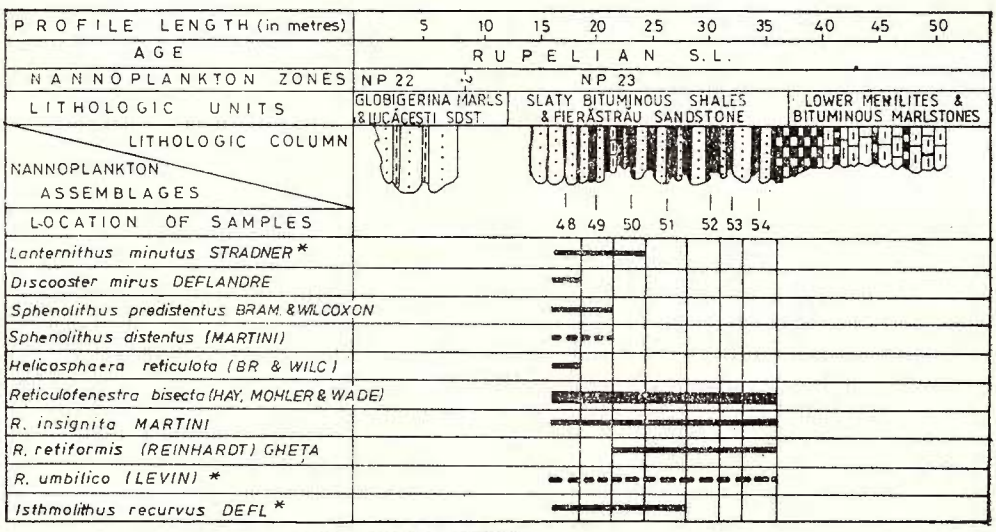


Fig. 5 — Lithostratigraphy and nannoplankton assemblage on the Plopu I section (above the Plopu Beds stratotype), Trotuș Basin (Tarcău Nappe).
1, rare ; 2, frequent ; 3, very frequent ; 4, probably reworked specimens.

Institutul Geologic al României

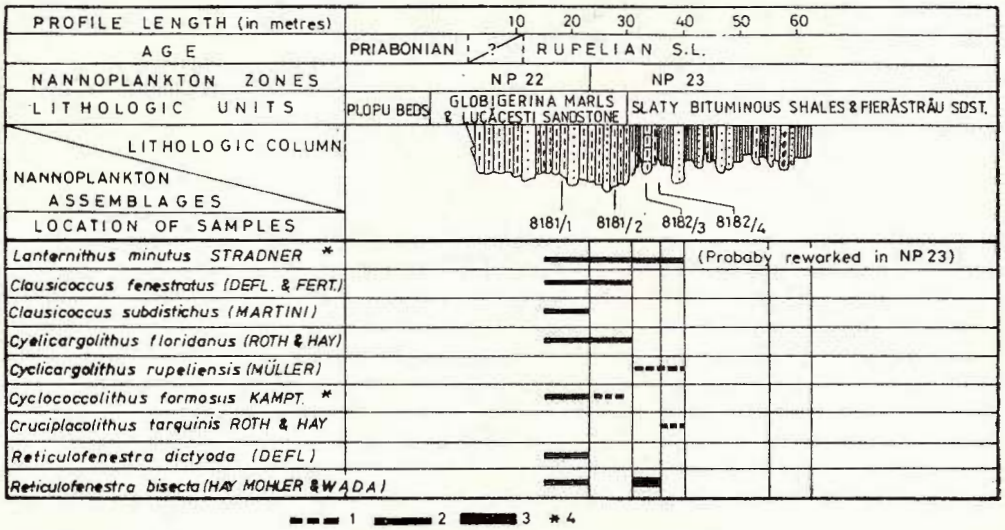


Fig. 6 — Lithostratigraphy and nannoplankton assemblages on the Plopu II section, Trotuș Basin (Tarcău Nappe).
1, 2, 3, 4 — see Figure 2.

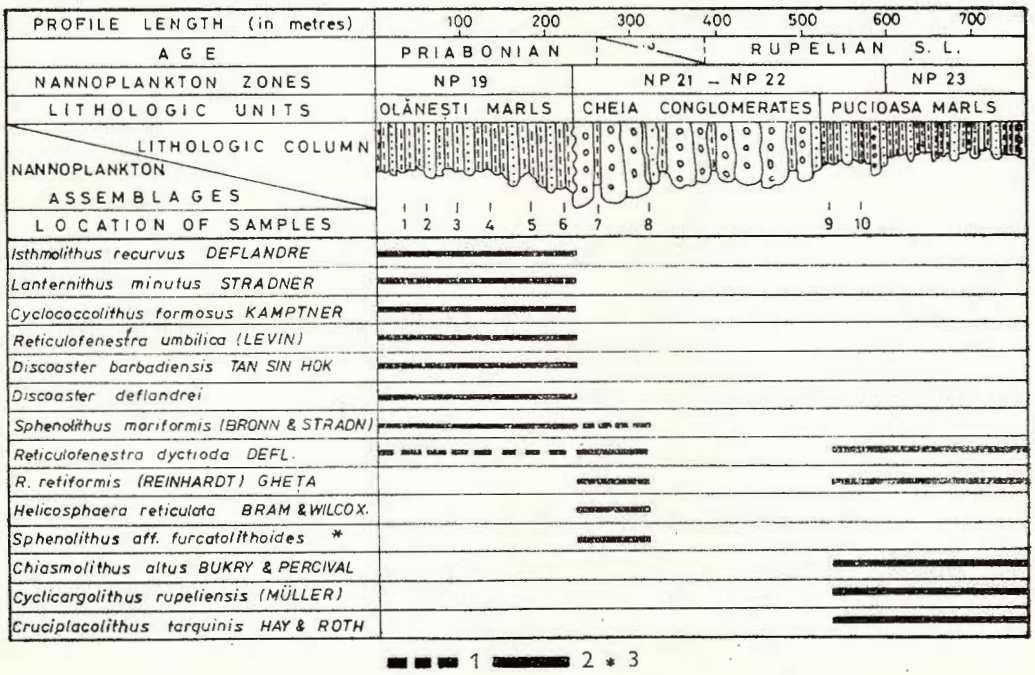


Fig. 7 — Lithostratigraphy and nannoplankton assemblages at Eocene-Oligocene boundary in the Getic Depression.
1, rare; 2, frequent; 3, reworked specimens.

Institutul Geologic al României

On the Muiereasca Valley, at the base of the Cheia Conglomerates, the association with *Sphenolithus moriformis* Brön. & Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *R. dyctioda* (Defl.), *R. retiformis* (Reinh.), *Discoaster deflandrei* Bram. & Riedel, *Helicosphaera reticulata* Bram. & Wilcox., together with frequent specimens of *D. barbadiensis* Tan, *Cyclococcolithus formosus* Kmptn. and *Sphenolithus* aff. *furcatolithoides*, indicate an admixture of forms belonging to the NP 21 and NP 22 zones where *D. barbadiensis* and *C. formosus* seem to be reworked.

Within the Pucioasa-like Marls, the most representative assemblages identified on the Muiereasca Valley at about 3 m above the base of this formation contain *(R. dyctioda* (Defl.), *R. retiformis* (Reinh.), *Chiasmolithus altus* (Bukry & Percival), *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay and *Cyclocargolithus rupeliensis* (Müller) Gheța and only incidentally 1-2 specimens of *R. umbilica* (Levin). All these species indicate the upper part of the NP 22 zone, possibly even the base of the NP 23 zone (if the *R. umbilica* occurrences are reworked).

The above-mentioned assemblage is overlain also by *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay and *Cyclocargolithus rupeliensis* (Müller, Gheța) (NP 23).

Taking into account the above statements we place the Eocene-Oligocene boundary in the Getic Depression within the Cheia Conglomerates, between the NP 21-NP 22 zones (Fig. 7).

NW Tranyslvania

The Upper Paleogene deposits at the Eocene-Oligocene boundary in the north-western part of Transylvania show a relatively uniform lithology, the existing facies variations being characteristic of three sedimentary areas : Gilău — in the south-western part, Mezeș — in the northern part and Preluca — in the north-eastern part.

In the Gilău and Mezeș areas the succession of the deposits under discussion is represented by the Brebi Marls (Bryozoan Marls Formation), the Hoia Limestone and the Mera Formation, the equivalent of the latter in the Mezeș area being the Curtuiuș Formation. In the Preluca area these formations are replaced by a limy facies, the Cozla Limestone (Rusu et al., 1978), which does not contain nannoplankton.

The Brebi Marls, about 70 m thick, extending between the Cluj Limestone and the Mera Beds, contain, between the base and the *Pycnodonte gigantica* level from the upper third, a rich nannoplankton assemblage belonging to the NP 21 zone. From the level with *Pycnodonte gigantica* to the base of the Mera Formation or the Hoia Limestone this assemblage is subject to some changes caused by the appearance of the species *Cyclicargolithus rupeliensis* (Müller) Gheța (syn. *R. hillae)* and the disappearance of *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (Gheța, 1982 ; Gheța, 1985). The presence in a large amount of the species *Reticulofenestra dyctioda* (Deflandre), *Transversopontis zigzag* Hay & Möhler and *Reticulofenestra retiformis* (Reinhardt) Gheța at this level is also significant. This indicates in our opinion the NP 22 zone — Helicosphaera reticulata Martini, 1971, equivalent to the Reticulofenes-

Institutul Geologic al României

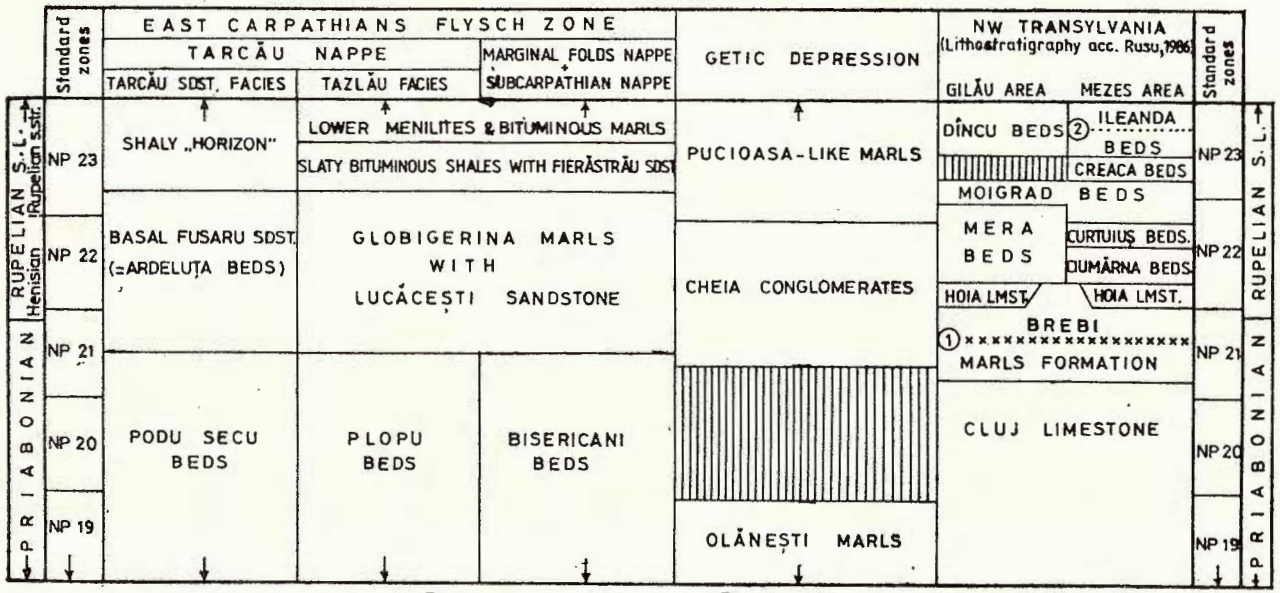


Fig. 8 — Tentative lithostratigraphic correlation and nannoplankton biozonation at Eocene-Oligocene boundary in Romania.

Institutul Geologic al României

tra hillae Zone (Bukry, 1973). The Mera Formation, which is generally sandy, contains in its lower part rare specimens of *R. umbilica* and *Cruciplacolithus tarquinis,* therefore pointing also to, at least in its basal part, the NP 22 zone.

As concerns the equivalence of the Lattorfian, considered to represent the NP 21 biozone, with the upper part of the Priabonian in Transylvania — the zone with *Nummulites fabianii,* it has already been demonstrated (Rusu, 1977 ; Gheța, in Rusu et al., 1978) and largely used in other papers (Bombiță, Rusu, 1981 ; Rusu, 1983 etc.). We express again our opinion that the Eocene-Oligocene boundary, respectively Priabonian-Rupelian s.l. can be established based on the calcareous nannoplankton in the upper part of the Bryozoan Marls, approximately at the *Pycnodonte gigantica* level (Martini, Moisescu, 1974). The NP 22 zone, considered of Lower Oligocene age, was initially assigned to the Upper Tongrian or Henisian, a transition between the Upper Eocene (Priabonian) and Middle Oligocene (Rupelian s.s.) being maintained. Taking into account the suggestions made by IUGS, we think that the use of the term Rupelian s.l. is more adequate, the latter including in its lower part deposits previously assigned to the Upper Tongrian. (Henisian). The lack of any important paleontological changes at this level makes in our opinion the maintenance of a ternary subdivision of the Oligocene superfluous. In this way we consider that the Rupelian s.l. represents the Lower Oligocene and the Chattian designates the Upper Oligocene.

Conclusions

The above presented results lead to the following conclusions concerning the Eocene-Oligocene boundary in Romania (Fig. 8) :

— In the external flysch zone of the East Carpathians the Eocene-Oligocene boundary is situated within the Globigerina Marls with Lucăcești Sandstone and their more internal equivalents between the NP 21 and NP 22 zones ;

— The Eocene-Oligocene boundary in the Getic Depression is situated within the Cheia Conglomerates.

— In the Paleogene deposits of north-western Transylvania the Eocene-Oligocene boundary is situated within the Bryozoan Marls (= Brebi Marls Formation), approximately at the level with *Pycnodonte gigantica.*

— The important modifications in the content of the calcareous nannoplankton assemblages at the boundary between the NP 21-NP 22 biozones (Priabonian-Rupelian s.l.) can be correlated with the bionomic thresholds at this level of some other groups of organisms such as ostracods (Olteanu, in Rusu, 1983) or microphytoplankton, spores and pollen (Tăutu, in Micu et al., 1984).

— Due to some disagreements still persisting between the ages indicated by nannoplankton and those based on planktonic foraminifera, we think that a more detailed study of the latter might offer the possibility of a better correlation between these groups of organisms in the future.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali, Ed. științifică, 374 p., București.

Blow W. (1969) Late-Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils, Geneve, 1967, 421 p., Leiden.

Bombiță G., Bratu E., Gheța N., Ion J. (1980) Foraminiferele mari din depresiunea getică și limitele studiului lor. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LV, p. 45-96, București.

— Rusu A. (1981) New data on the Eocene/Oligocene boundary in the Romanian Carpathians. *Palaeo*, III, 36 (1981), p. 213-222, Amsterdam.

Bratu E. (1975) Coupe du Maestrichtien à l'Oligocène inférieur dans le flysch externe de Cuejdiu (bassin de la Bistrița). 14th Europ. Micropal. Coll. Romania 1975, *Micropal. Guide, exc. J*, Publ. Inst. Geol. Geofiz., p. 135-141, București.

Bukry D. (1973) Low latitude coccoliths boistratigraphic zonation. Init. Reports D.S.D.P., XV, p. 685-703, U.S. Gov. Printing Office, Washington D.C.

Cavelier C. (1969) La limite Eocène-Oligocène en Europe Occidentale. *Sci. Géol. Mém.*, 54, 280 p., Strasbourg.

Ciobanu M. (1977) Fauna fosilă din Oligocenul de la Piatra Neamț. Edit. Acad. RSR, 159 p., București.

Cobălcescu Gr. (1883) Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale României. 161 p., București.

— (1887) Despre originea și zăcămintele petrolului în general și particular în Carpați. Tip. Națională, 111 p., Iași.

Dicea O., Dicea M. (1976) Limita Eocen-Oligocen în flișul extern din pîrîul Larga după conținutul în nannoplancton. *Rev. Mine, Petrol, Gaze*, 27/4, p. 185-188, București.

— Dicea M. (1980) Stratigraphic correlations on nannoplankton basis in the external flysch of the East Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4 (1977-1978), p. 111-126, București.

Dumitrescu I. (1952 a) Cercetări geologice în Vrancea de nord. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948-1949), p. 51-61, București.

— (1952 b) Cercetări geologice asupra flișului din Valea Oituzului. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948-1949), p. 61-70, București.

— Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu E., Ștefănescu M., Micu M., Mărunțeanu M. (1971) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Florea Fl. (1982) Contribuții la cunoașterea nannoplanctonului din flișul paleogen (bazinul văii Moldovița). Lucr. Ses. șt. „Gr. Cobălcescu", p. 289-295, Iași.

Gheța N. (1982) Comments on the genus Cyclicargolithus Bukry. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 26, p. 91-96, București.

— (1985) Eocene of Transylvania. A new biostratigraphic interpretation. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/3 (1982), p. 95-106, București.

Hardenbol J., Berggren W. A. (1978) A new Paleogene numerical time scale. *AAPG Studies in Geology*, 6, p. 213-234, Tulsa.

Ionesi L. (1982) Asupra limitei Eocen-Oligocen în flișul extern carpatic. Lucr. ses. șt. „Gr. Cobălcescu", p. 349-365, Iași.

Institutul Geologic al României

— Florea Fl. (1981) Le nannoplancton du grès de Lucăcești et des menilites inférieurs et sa signification biostraigraphique. *An. St. Univ. Iași*, II b, XXVII, p. 15-20, Iași.

Lebenzon C. (1973 a) Nannoplanctonul calcaros din stratele de Podu Secu și orizontul bazal al gresiei de Fusaru din valea Tărcuța. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/4 (1971), p. 89-100, București.

— (1973 b) Nannoplanctonul calcaros al depozitelor oligocene și miocen inferioare din cursul superior al Tarcăului. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/4 (1971), p. 101-112, București.

Martini E. (1970) Standard Palaeogene Calcareous Nannoplankton Zonation. *Nature*, 226, 5245, p. 561-562, London.

— (1971) Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. *Proc. 2nd Int. Plankt. Conf.*, Rome, 1970, p. 739-777, Rome.

— Lebenzon C. (1971) Nannoplankton Untersuchungen in oberen Tal des Tarcău (Ostkarpathen, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. *N. Jhrb. Geol. Paläont.*, 9, p. 552-565, Stuttgart.

— Moisescu V. (1974) Nannoplankton untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj and Huedin (NW Siebenbürgisches Becken). *N. Jahr., Geol. Paläont. Monatsh.* 1, p. 18-37, Stuttgart.

Mészáros N., Lebenzon C., Ianoliu C. (1973) Limita Eocen-Oligocen în dealul Hoia din Cluj stabilită cu ajutorul nannoplanctonului. *St. Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-Miner.*, 1, p. 61-69, Cluj.

— Lebenzon C., Ianoliu C. (1974) Trasarea limitei Eocen-Oligocen la Mera cu ajutorul nannoplanctonului. *St. Univ. „Babeș-Bolyai', Geol.-Miner.*, 2, p. 44-52, Cluj.

— Lebenzon C., Șuraru N., Ianoliu C. (1975) Die mit Hilfe des Nannoplanktons durchgeführte Abgrenzung des Oligozäns im Tale des Almaș (NW Siebenbürgen Becken, Rumänien). *6th Congr. Reg. Comm. Medit. Neog. Stratigr.*, p. 129-137, Bratislava.

Micu M. (1981) Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Sucevița. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4 (1979), p. 51-64, București.

— Bratu E., Gheța N., Tăutu E., Ion J., Antonescu E. (1981) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— Gheța N., Tăutu E., Bratu E. (1984) Contributions to the Paleogene stratigraphy of Tazlău Basin (Bistrița Half-Window, East Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/4 (1981), p. 105-118, București.

Odin G. S. (1983) Geochronology of Mesozoic and Cenozoic deposits of Europe/ Calibration of stratigraphic methods : Project 133/89. *Geol. Correlation IGCP Programme Spec. Issue*, p. 24-26, Paris.

Popescu B., Gheța N. (1972) Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare de la vest de Cluj (bazinul Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/3, p. 129-140, București.

— Bratu E., Gheța N., Popescu D. (1976) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleogene între Olt și Olănești (depresiunea getică). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4, p. 265-268, București.

— Bombiță G., Rusu A., Iva M., Gheța N., Popescu D., Tăutu E. (1978) The Eocene of the Cluj-Huedin Area. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4 (1976-1977), p. 295-357, București.

Institutul Geologic al României

Rusu A. (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LI, p. 69-223, București.

— (1983) Remarks on Oligocene Chrono- and Biostratigraphy in Transylvania (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 229-238, București.

Rusu A., Popescu B., Moisescu V., Bombiță G., Iva M., Olteanu R., Gheța N., Țicleanu N., Popescu D., Tăutu E., Anastasiu N. (1978) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Săndulescu M., Ștefănescu M., Butac A., Pătruț I., Zaharescu P. (1981 a) Genetical and structural relations between flysch and molasse (The East Carpathians Model). *Publ. IGG-Guidebook Series*, no. 19, 95 p., București.

— Kräutner H. G., Balintoni I., Russo-Săndulescu D., Micu M. (1981 b) Structure of the East Carpathians (Maramureș-Moldavia Area). *Publ. IGG — Guidebook Series*, no. 21, 92 p., București.

LIMITA EOCEN-OLIGOCEN ÎN ROMÂNIA PE BAZA NANNOPLANCTONULUI CALCAROS

(Rezumat)

Prezenta lucrare aduce o serie de date noi privind asociațiile de nannoplancton calcaros ale depozitelor de la limita Eocen-Oligocen din flișul extern al Carpaților Orientali, care sînt prezentate comparativ cu rezultatele obținute în ultimul timp în formațiuni sincrone din nord-vestul Transilvaniei și depresiunea getică.

Carpații Orientali

Investigațiile asupra asociațiilor de nannoplancton calcaros și biozonările ce se pot face pe baza acestora au fost concentrate asupra marnelor cu globigerine și a depozitelor situate deasupra acestora. Secțiunile geologice studiate din pînza cutelor marginale sînt situate în bazinul Tazlăului, pe pîraiele Șoimu și Peștiosu și în bazinul Cuejdiului, la nord de Piatra Neamț, iar cele din pînza de Tarcău sînt localizate pe pîrîul Plopu, la sud de Comănești.

Partea inferioară a marnelor cu globigerine conține ultimele exemplare de *Cyclicargolithus formosus* Kamptner, a cărui dispariție este considerată ca marcînd limita zonelor NP 21/NP 22 (Martini, 1971, 1973). În jumătatea superioară a acestor depozite apar *Chiasmolithus altus* Bukry & Percival și *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay și are loc extincția speciei *Reticulofenestra umbilica* (Levin), motiv pentru care asociația a fost atribuită zonei NP 22 — Helicopontosphaera reticulata. Probele provenind din ultimii centimetri ai marnelor cu globigerine de pe pîrîul Șoimu au furnizat unele exemplare de Sphenolithus distentus Bramlette & Wilcoxon, ceea ce ne-a determinat să atribuim partea terminală a acestui orizont zonei NP 23 — Sphenolithus predistentus.

Institutul Geologic al României

Pe baza acestor rezultate considerăm că limita Eocen- Oligocen poate fi plasată la limita biozonelor NP 21/NP 22, în cuprinsul marnelor cu globigerine și nu deasupra acestui orizont, cum fusese sugerat de cercetările anterioare ale altor autori.

În lucrare este luată în discuție și posibilitatea reinterpretării poziției limitei Eocen-Oligocen care a fost acordată pe baza asociațiilor de foraminifere planctonice calcaroase ale marnelor cu globigerine, asociații care pînă în prezent au fost unanim considerate ca reprezentînd în exclusivitate Priabonianul. După părerea autorilor prezentei lucrări prezența în aceste asociații a specimenelor de *Globigerina tripartita tapuriensis*, precum și a altor specii semnalate de Bratu (1975) și Bratu (in Micu et al., 1984) pot fi considerate de asemenea ca argumente conform cărora partea superioară a marnelor cu globigerine aparține zonei P 18 de foraminifere calcaroase, care se plasează în Rupelianul s.l.

Depozitele situate deasupra marnelor cu globigerine au furnizat pe secțiunile studiate, începînd cu șisturile ardeziforme cu gresie de Fierăstrău pînă la nivelul marnelor brune bituminoase inclusiv, asociații tipice zonei NP 23. Prin urmare, depozitele în discuție revin în întregime Rupelianului s.l. Fauna de moluște semnalată de Ciobanu (1977) în marnele bituminoase poate fi echivalată în opinia noastră nivelului cu *Nucula comta* al stratelor de Ileanda din Transilvania, pe care Rusu (1977, 1983) îl plasează la nivelul zonei NP 23 din Rupelian.

Depresiunea getică

Formațiunile care au făcut obiectul investigațiilor în vederea stabilirii limitei Eocen-Oligocen sînt reprezentate la vest de Olt prin marnele de Olănești, conglomeratele de Cheia și marnele de tip Pucioasa, studiate pe secțiunile văilor Olănești și Muiereasca, iar la est de Olt, în profilele văilor Vîlsan și Doamna prin aceleași formațiuni, doar conglomeratele de Cheia fiind înlocuite prin gresia de Corbi.

În baza conglomeratelor de Cheia asociația cu *Sphenolithus moriformis* Bronnimann & Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *R. dyctioda* (Defl.), *R. retiformis* (Reinh.), *Helicosphaera reticulata* (Bram. & Wilcox.) etc., indică un amestec de forme ale zonelor NP 21 și NP 22, în care *Discoaster barbadiensis* și *Cycloccolithus formosus* par a fi remaniate.

Marnele de tip Pucioasa conțin *Reticulofenestra dyctioda* (Defl.), *R. retiformis* (Reinh.), *Chiasmolithus altus* (Bukry & Percival), *Cruciplacolithus tarquinis* (Hay & Roth) și *Cyclicargolithus rupeliensis* (Muller) Gheta și, accidental, 1-2 exemplare de *Reticulofenestra umbilica*. Speciile sus-menționate indică partea superioară a zonei NP 22, eventual chiar baza zonei NP 23, dacă specimenele de *R. umbilica* sînt remaniate. Deasupra acestei asociații apar *Cruciplacolithus tarquinis* și *Cyclicargolithus rupeliensis* care pot fi încadrate la zona NP 23 a Rupelianului.

Avînd în vedere cele arătate mai sus se consideră că limita Eocen-Oligocen în depresiunea getică se plasează în cuprinsul conglomeratelor de Cheia, respectiv al gresiei de Corbi.

Institutul Geologic al României

Nord-vestul Transilvaniei

În această regiune au fost studiate secțiuni din ariile Gilău și Mezeș, unde aflorează marnele de Brebi (marnele cu briozoare), calcarul de Hoia și formațiunea de Mera. În aria Preluca aceste formațiuni sînt înlocuite de un facies calcaros (calcarul de Cozla) care nu conține nannoplancton.

În marnele de Brebi, din bază pînă la nivelul cu *Pycnodonte gigantica,* asociația de nannoplancton aparține zonei NP 21. Deasupra acestui nivel pînă la baza formațiunii de Mera sau a calcarului de Hoia apare *Cyclicargolithus rupeliensis* (Muller) Gheța și se înregistrează dispariția lui *Cyclococcolithus formosus* (Kamptner). Este semnificativă de asemenea prezența în masă a speciilor *Reticulofenestra dyctioda* (Deflandre), *Transversopontis zigzag* Hay & Mohler și *Reticulofenestra reticulata* (Martini, 1971), echivalentă zonei Reticulofenestra hillae (Bukry, 1983). Formațiunea de Mera conține în partea sa inferioară rare exemplare de *R. umbilica* și *Cruciplacolithus tarquinis,* indicînd, cel puțin pentru partea sa bazală, tot zona NP 22.

Concluzii

Rezultatele prezentate mai sus conduc la următoarele concluzii :

— În zona externă a flișului Carpaților Orientali limita Eocen-Oligocen se plasează în cuprinsul marnelor cu globigerine cu gresie de Lucăcești și/sau al echivalenților mai interni ai acestor depozite, între biozonele NP 21/NP 22 ;

— În depresiunea getică limita respectivă se situează în cuprinsul conglomeratelor de Cheia, respectiv al gresiei de Corbi ;

— În depozitele paleogene din nord-vestul Transilvaniei această limită este situată aproximativ la nivelul cu *Pycnodonte gigantica ;*

— Modificările importante ale asociațiilor de nannoplancton calcaros de la limita dintre biozonele NP 21-NP 22, care reprezintă limita Priabonian-Rupelian s.l., pot fi corelate cu pragurile bionomice de la același nivel ale altor grupe de organisme, cum ar fi ostracodele (Olteanu, in Rusu et al., 1983), microfitoplanctonul, sporii și polenul (Tăutu, in Micu et al., 1985).

QUESTIONS

M. Săndulescu : 1. Which are the microforaminifer assemblages in the Globigerina Marls situated at the level of the NP 22 zone ?

2. Is your assignment of the NP 22 zone to the Oligocene absolutely sure ? Could we not admit, by correlation with the foraminifera, that this zone (NP 22) is still Priabonian in age ?

Answer : 1. At the level of the NP 22 zone *Globigerina tapuriensis* specimens were identified on the Șoimu Brook (Bratu, in Micu et al., 1984), and *Globigerina gortani* specimens on the Runcu Brook (Bratu, 1975). They appear in a planktonic foraminifer assemblage, characteristic of the Upper Eocene (P 17

Institutul Geologic al României

zone), but Blow (1969) shows that the evolution of the two mentioned species begins only in the P 18 zone, Oligocene in age, whose equivalence to the NP 22 zone is undebatable.

2. It is already unanimously admitted that the boundary between the NP 21/NP 22 zones coincides with important changes, on global scale, in the associations of many groups of organisms (molluscs, larger foraminifera, planktonic foraminifera, floras etc.). They have been brought about first of all by the fact that the climate became much colder and/or locally by modifications of paleobathimetry (for details, see Cavelier, 1979). While temperature has continually decreased since the Middle Eocene, numerous nannoplankton species have disappeared, notable appearances being recorded as late as the top of the NP 22 zone *(R. laevis)* or in the NP 23 zone *(Sph. distentus)*. From this point of view it is not advisable to establish the Eocene/Oligocene boundary exclusively based on nannoplankton, which could be the object of more or less theoretical speculations.

In the present paper we have shown that at the NP 21/NP 22 boundary, beside the nannoplankton assemblages, there also appear modifications of the spore-pollen content, accompanying certain globigerina specimens of sure Oligocene age. These data are comparable with those obtained both in Romania and in other regions of Europe in deposits containing assemblages typical of the NP 22 zone, for the Oligocene age of which plead other numerous arguments.

The reasons shown above made us consider that the NP 22 zone should be maintained at the Oligocene, being characteristic of the lower part (Henisian) of the Rupelian s.l.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu : In the East Carpathians Flysch Zone the problem of the Eocene/Oligocene boundary has represented first of all a lithostratigraphic problem, being drawn between the Podu Secu Beds or the Plopu Beds (which included in many sections at the upper part, but not everywhere, the Globigerina Marls and/or the Lucăcești Sandstone) on the one hand, and "the Slaty Bituminous Shales" (which contained in certain sections, but not everywhere, the Fierăstrău Sandstone), on the other hand. This lithostratigraphic scheme was first dated based on the microforaminifer assemblages. Those from the Globigerina Marls (or the Lower Șeșorsk Beds) have been compared to the Priabonian associations from the French-Italian Alps. The poorer assemblages from "the Slaty Bituminous Shales" (or the Upper Șeșorsk Beds in Subcarpathian Ukraine, equivalent of the infrasilex shales in Poland) have been assigned to the Oligocene.

The subsequent researches based on the investigation of the calcareous nannoplankton, the present communication included, have proposed new models of assigning the formations in relation with the Eocene/Oligocene boundary. In this respect it is the calibration between the zones established based on microforaminifera and those established based on nannoplankton that should be more detailed. Therefore it is not out of question that by more detailed researches of the flysch zone sequences extended over larger areas, the conclusion should be drawn that the NP 22 zone is still Priabonian in age, most of the Globigerina Marls being therefore of Eocene age.

O. Dicea : We have traced the Oligocene/Eocene boundary between NP 20 and NP 21, considering that NP 21 is of Latdorfian age. We have always found

Institutul Geologic al României

NP 21 above the Globigerina-bearing Marls, which are not always overlain by sandstones. If the authors of the present paper consider NP 21 and NP 22, determined by Martini in the Latdorfian stratotype, to be of Rupelian age, the Oligocene/Eocene boundary should be traced between NP 22 and NP 23 (?).

In papers drawn up before 1980 based on arguments offered by planktonic foraminifera, we have established, just like other authors, the Oligocene/Eocene boundary above the Globigerina Marls. The paper largely contributes to elucidating this problem especially by the new studied sections.

Answer : In the Latdorfian stratotype the youngest nannoplankton assemblages were assigned by Martini (1971) to the NP 21 zone. The assemblages in the subjacent deposits, up to the *"queteleti"* level included, were also referred to this zone. After an obvious break in the sedimentation (see Cavelier, 1979) the oldest Rupelian deposits (Rupelton and its equivalents) contain associations assigned to the upper part of the NP 22 zone. Consequently nobody has ever assigned the Latdorfian deposits to the Rupelian.

Irrespective of your assignment of the Latdorfian to th Eocene or to the Oligocene in previous papers, our paper brings new evidences according to which the Globigerina Marls and their suprajacent deposits are referred to the interval between the NP 21 and NP 23 zones.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Figs. 1, 2 — *Sphenolithus distentus* Bramlette & Wilcoxon ; Fig. 1 — N ||; Fig. 2 — N ×; × 3200 ; Şoimu Valley, uppermost part of Globigerina Marls, Bistriţa Half-Window.

Figs. 3, 4 — *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay ; Fig. 3 — N ||; Fig. 4 — N ×; × 3200 ; Curtuiuş Beds, NW Transylvania.

Figs. 5, 6 — *Reticulofenestra retiformis* (Reinhardt) Gheţa, 1984 ; Fig. 5 — N ||; Fig. 6 — N ×; × 3200 ; Brebi Marls Formation, NW Transylvania.

Figs. 7, 8 — *Cyclicargolithus rupeliensis* (Muller) Gheţa, 1984 ; Fig. 7 — N ||; Fig. 8 — N ×; × 3200 ; Brebi Marls Formation, NW Transylvania.

Plate II

Figs. 9, 10 — *Reticulofenestra dyctioda* (Deflandre) ; SEM — × 9200 ; Brebi Marls Formation, NW Transylvania.

Fig. 11 — *Reticulofenestra retiformis* (Reinhardt) Gheţa, 1984 ; SEM × 9000 ; Brebi Marls Formation, NW Transylvania.

Fig. 12 — *Cyclicargolithus rupeliensis* (Muller) Gheţa, 1984 ; SEM — × 7200 ; Brebi Marls Formation, NW Transylvania.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 70-71/4 (1983 ; 1984), 1986, pag. 309-310.

4. STRATIGRAFIE

BOOK REVIEW

L. HAKANSON, M. JASSON : *Principles of Lake Sedimentology*, 1983. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 187 Figs.

The book, composed of 10 chapters, analyze the multiple aspects of the sedimentary processes in lakes. The first chapters deal with the types of lakes and lacustrine sediments. The authors present a classification of lakes according to their genesis and to trophic studies. The types of thermal lakes are discussed, after which follows the classification of sediments. In the final part of the chapter a comparison is made between the types of lakes and the sediment type.

Chapter 3 treats amply of the sampling methods. After discussing several boden greifer models, the authors analyze complex equipment for obtaining sediment samples : core drills, sediment traps, cones, equipment for collecting interstitial waters. The sampling methods are discussed in a subchapter.

Chapter 4 treats of the physico-chemical parameters of sediments, discussing sediments water contents, organic matter content, determined after cremation, sediments density, methods of grain-size analysis, composition in elements, organic carbon compounds, minerals content of sediments (carbonates, silicates, minerals with iron and phosphorus contents etc.).

Chapter 5 refers to "the biologic parameters", dealing mainly with the study of the algoflore, microphites, benthal invertebrates. The final, subchapter treats of the bacteria closing the biotic chain (producers, consumers and reducers).

Chapter 6 deals with the lakes dynamics (water $\pm$ sediment). Both the geomorphological aspect of present day lakes and their evolution in time are analyzed. The authors mention that it is the waves energy, the solid flow of the tributary rivers and the degree of evaporation that are important from the sedimentological point of view. In the sedimentological context of lakes, the importance of the source area and the dominance wind/waves is of utmost importance.

In chapters 7 and 8 both the bottom sediments dynamics and the sedimentation rate of lacustrine deposits are considered. The sedimentation processes are analyzed : erosion, transport and redeposition of sediments depending on the contribution of the tributary rivers and the banks. The authors show that the lakes morphological aspect influences the grain-size composition and the sediments structure.

Chapter 9 represents a description of the sedimentation processes and conditions, with special reference to the reintroduction of heavy metals in the circuit.

Institutul Geologic al României

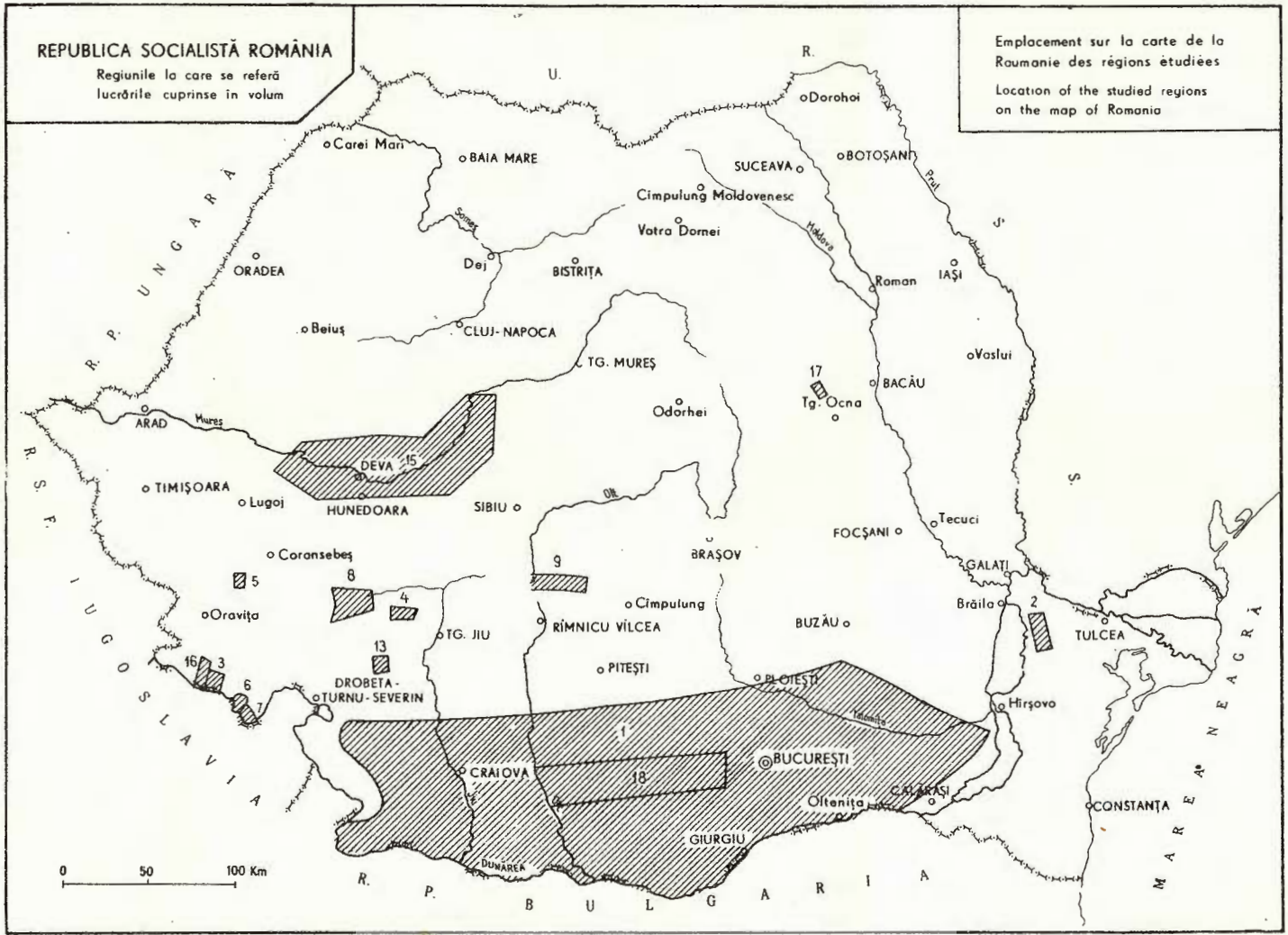
Chapter 10 deals with the Programs of controlling the sediments pollution, in which the following aspects are discussed : the principles of the distribution of metals in the recent sediments, types of metals and types of pollution, the transport of particles, the characteristics of the environment, the contamination factor, the contamination degree, exemplification by the Kolbäcksam River study.

The book ends with an epilogue, 2 annexes concerning the tables and computer programs (models), about 480 references titles and an index of subjects.

D. Jipa

14256

Institutul Geologic al României



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. 70-71/4

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

Redactor : I. SANDU
Traducători : A. BĂJENARU, A. BRATU, R. RACEA
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : iulie 1986. Bun de tipar : decembrie 1986. Tiraj 700 ex. Hîrtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 19,5. Comanda 677. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058)

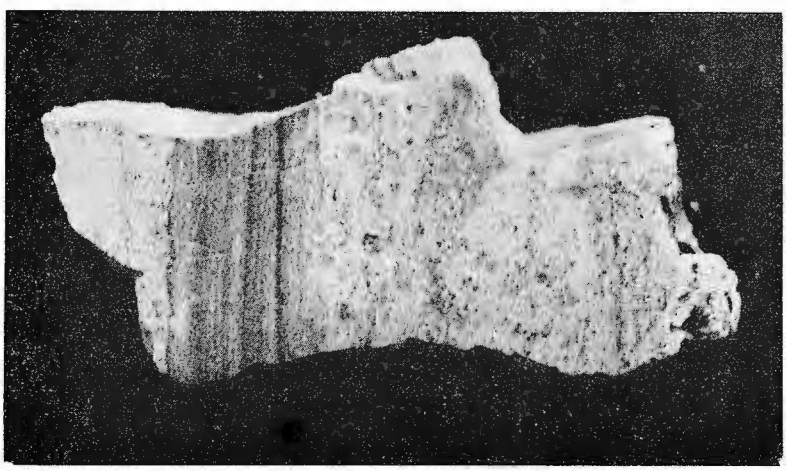
Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23—25
București — România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

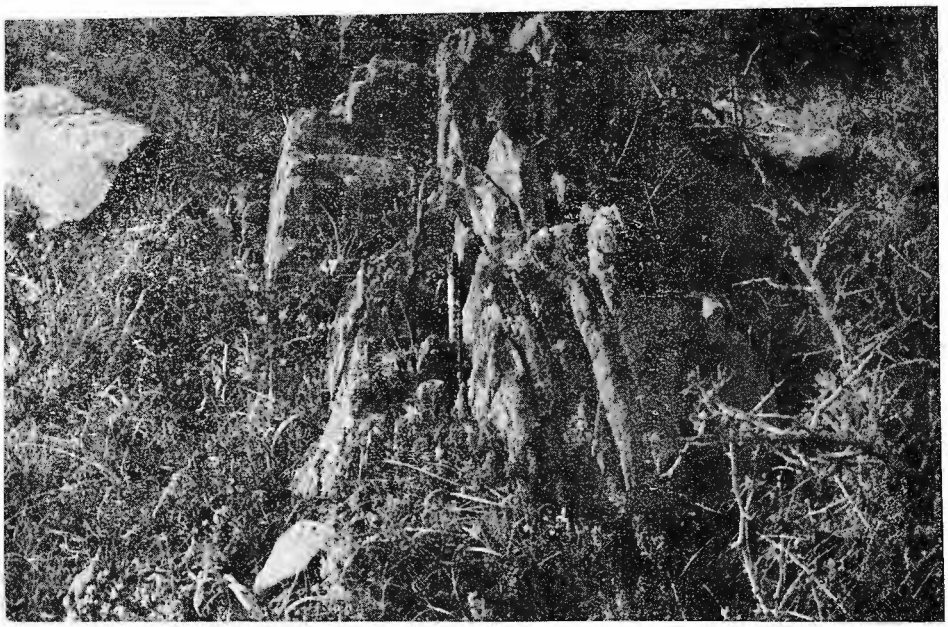


1



2

Institutul Geologic al României

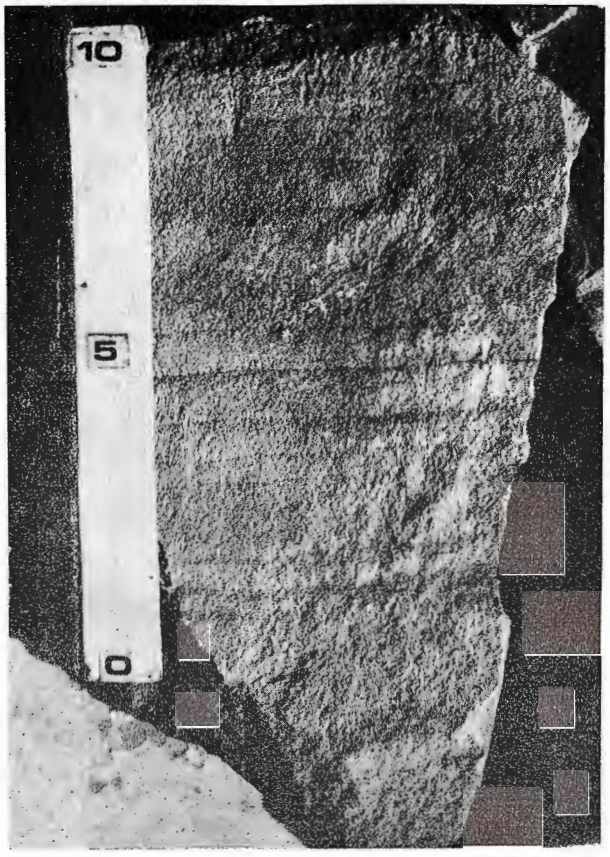


1

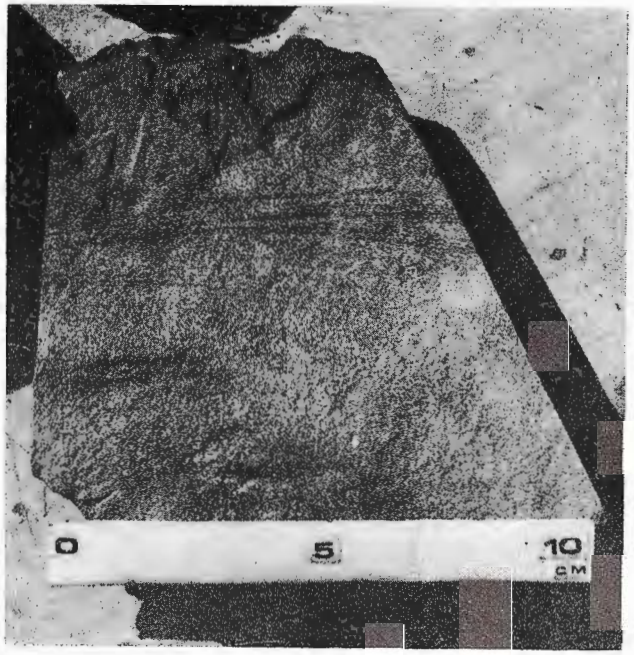


2

Institutul Geologic al României

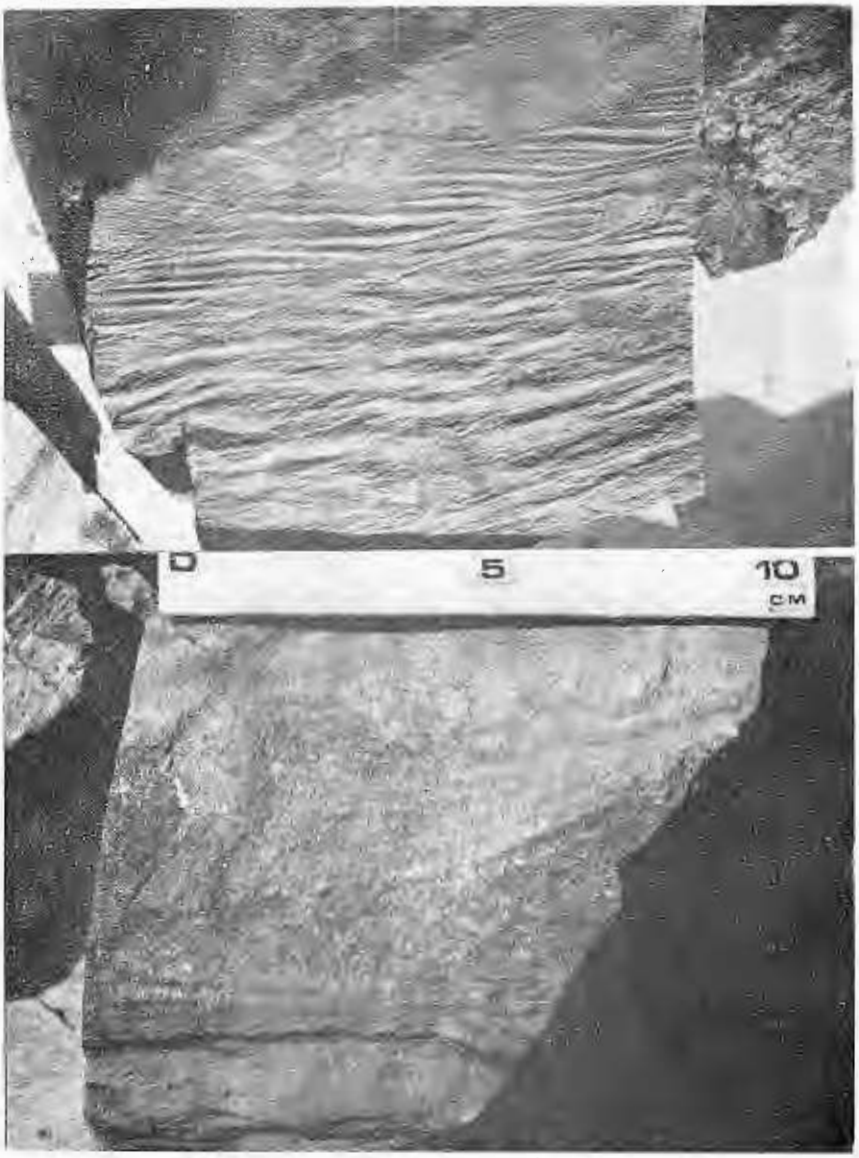


1



2

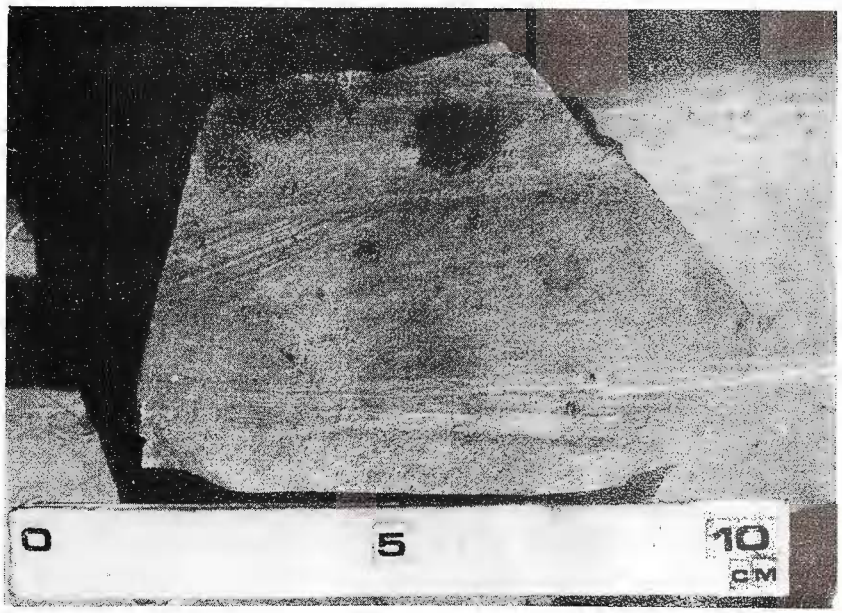
Institutul Geologic al României



1

2

Institutul Geologic al României

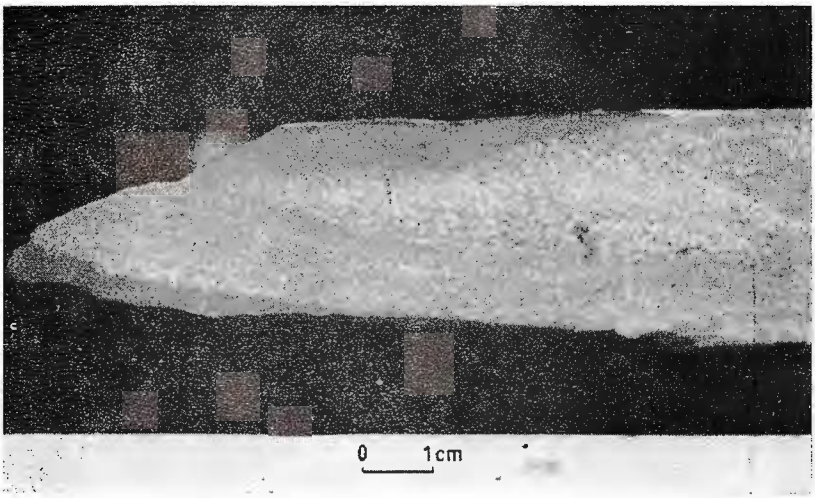


1

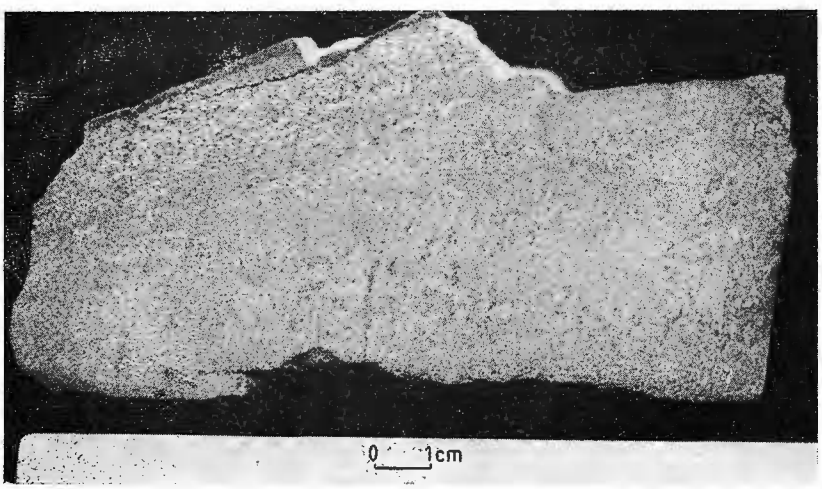


2

Institutul Geologic al României

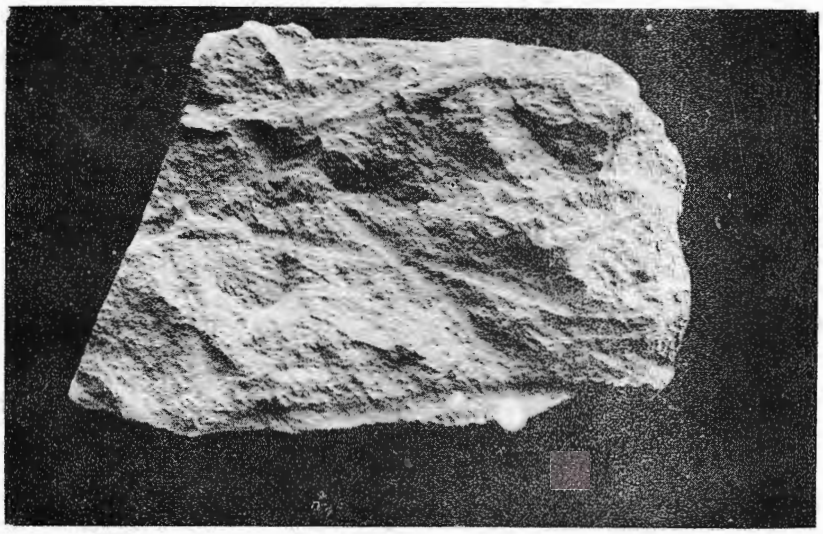


1



2

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

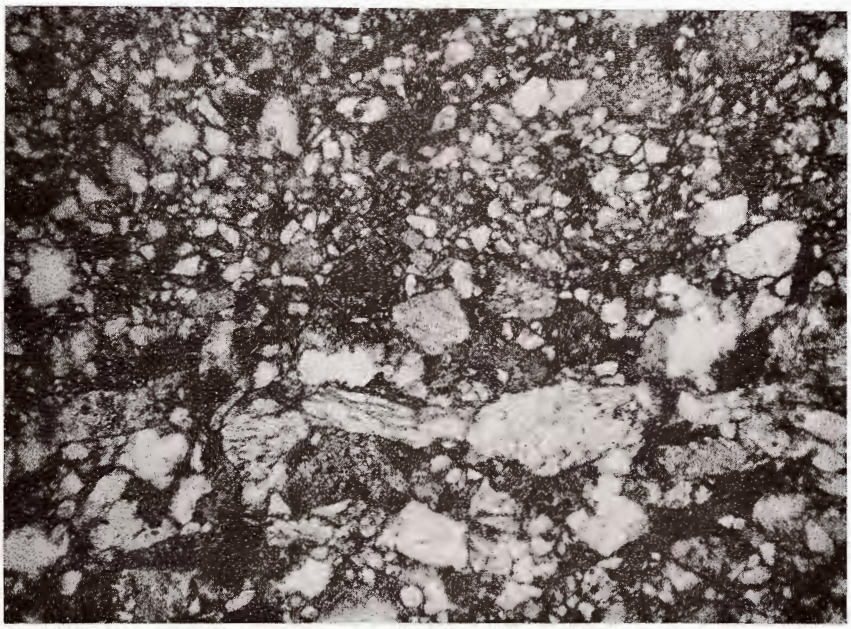
Institutul Geologic al României



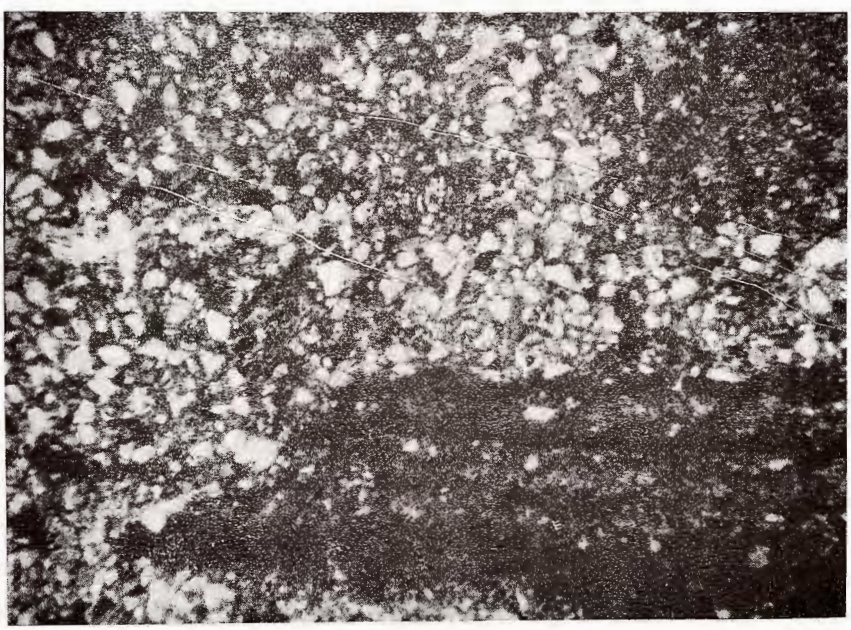
1



2

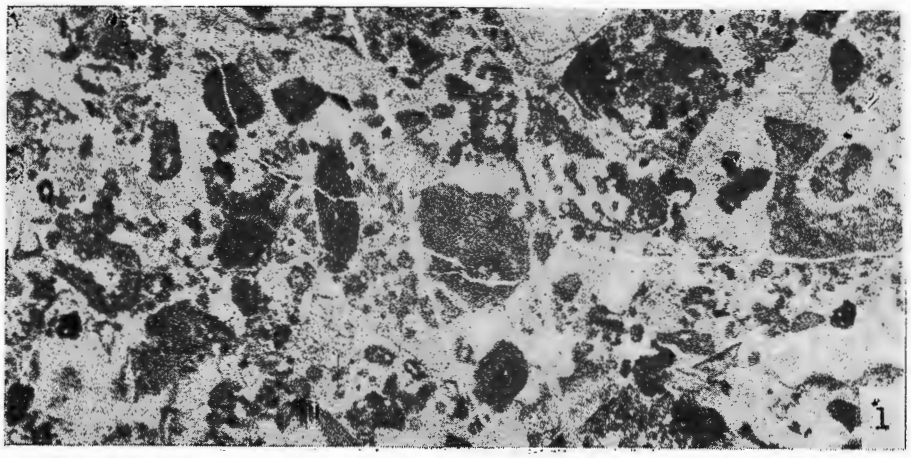


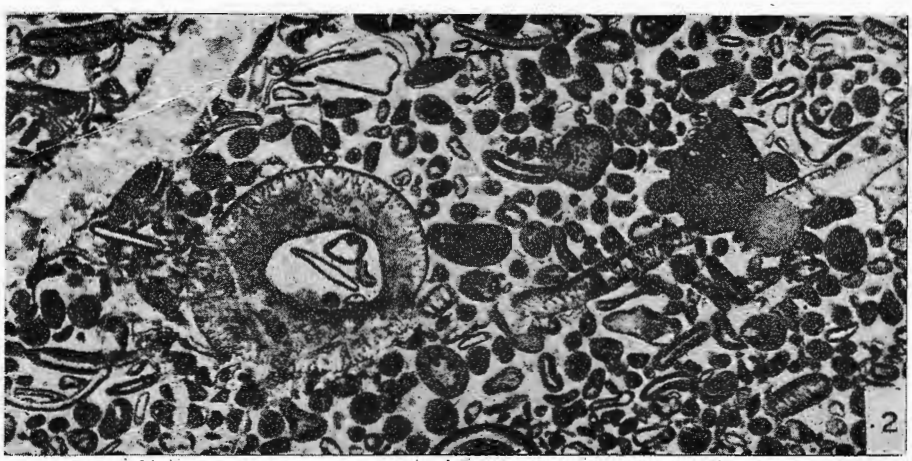
1



Institutul Geologic al României

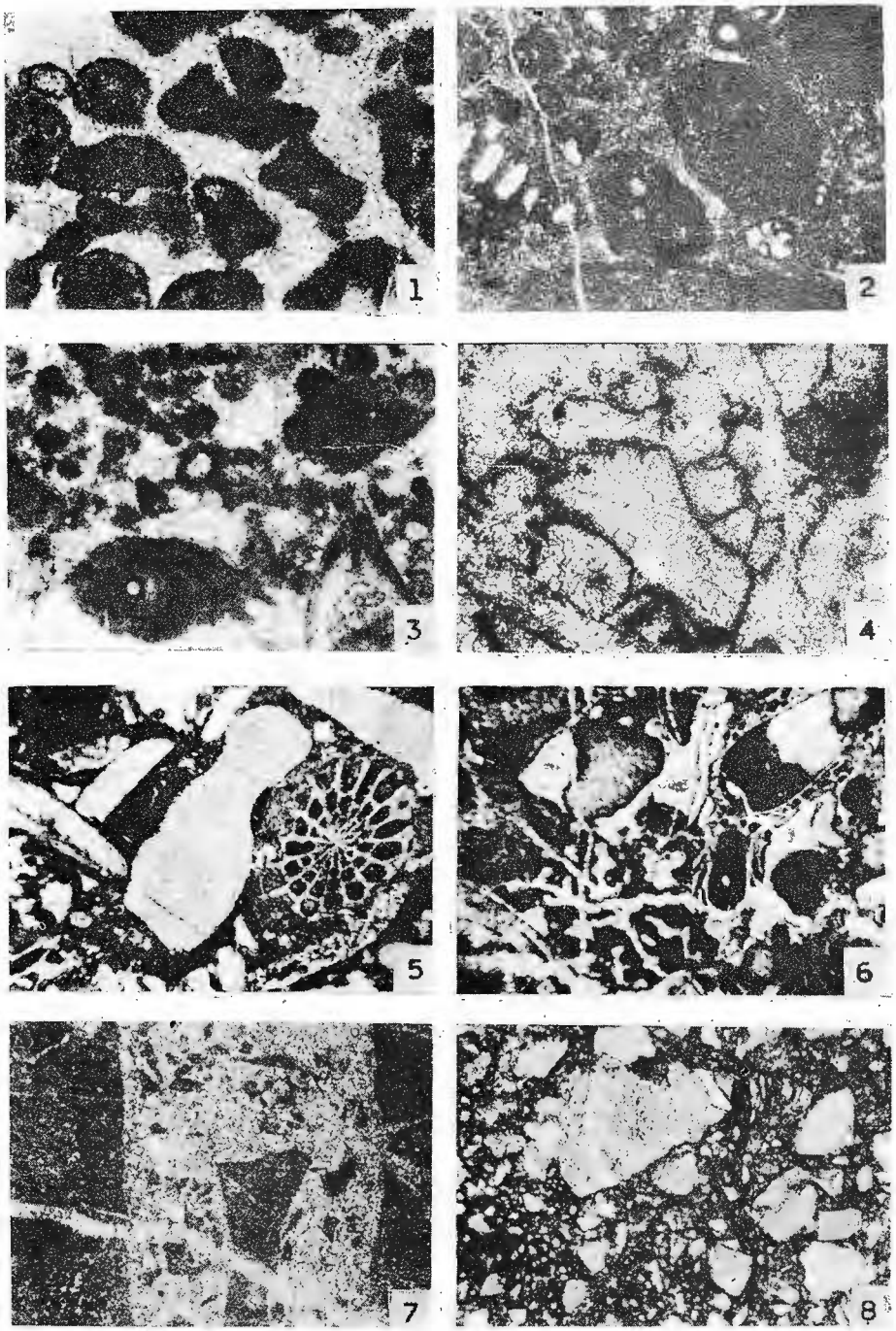
Institutul Geologic al României



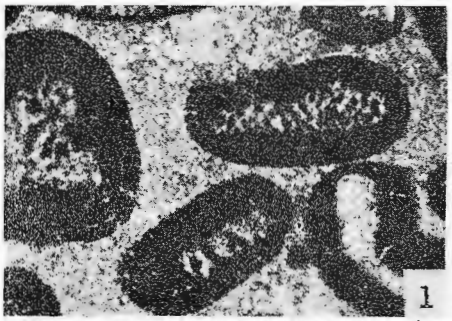


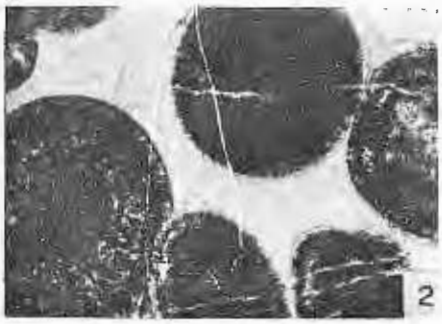


Institutul Geologic al României

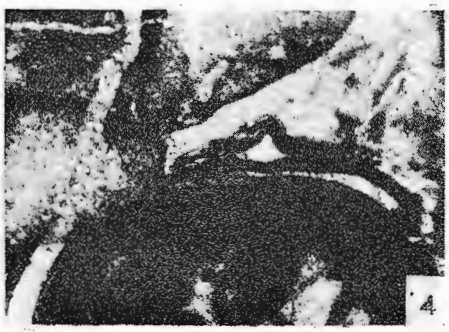


Institutul Geologic al României

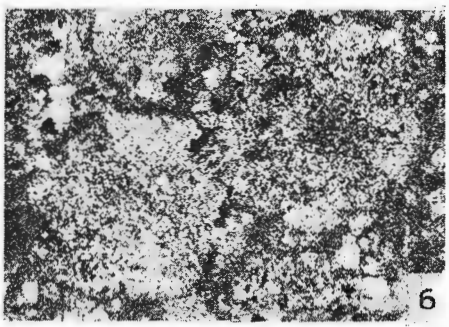

1

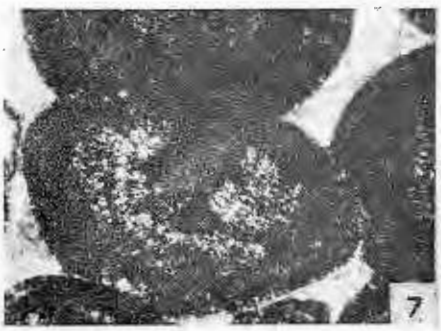

2


3


4


5

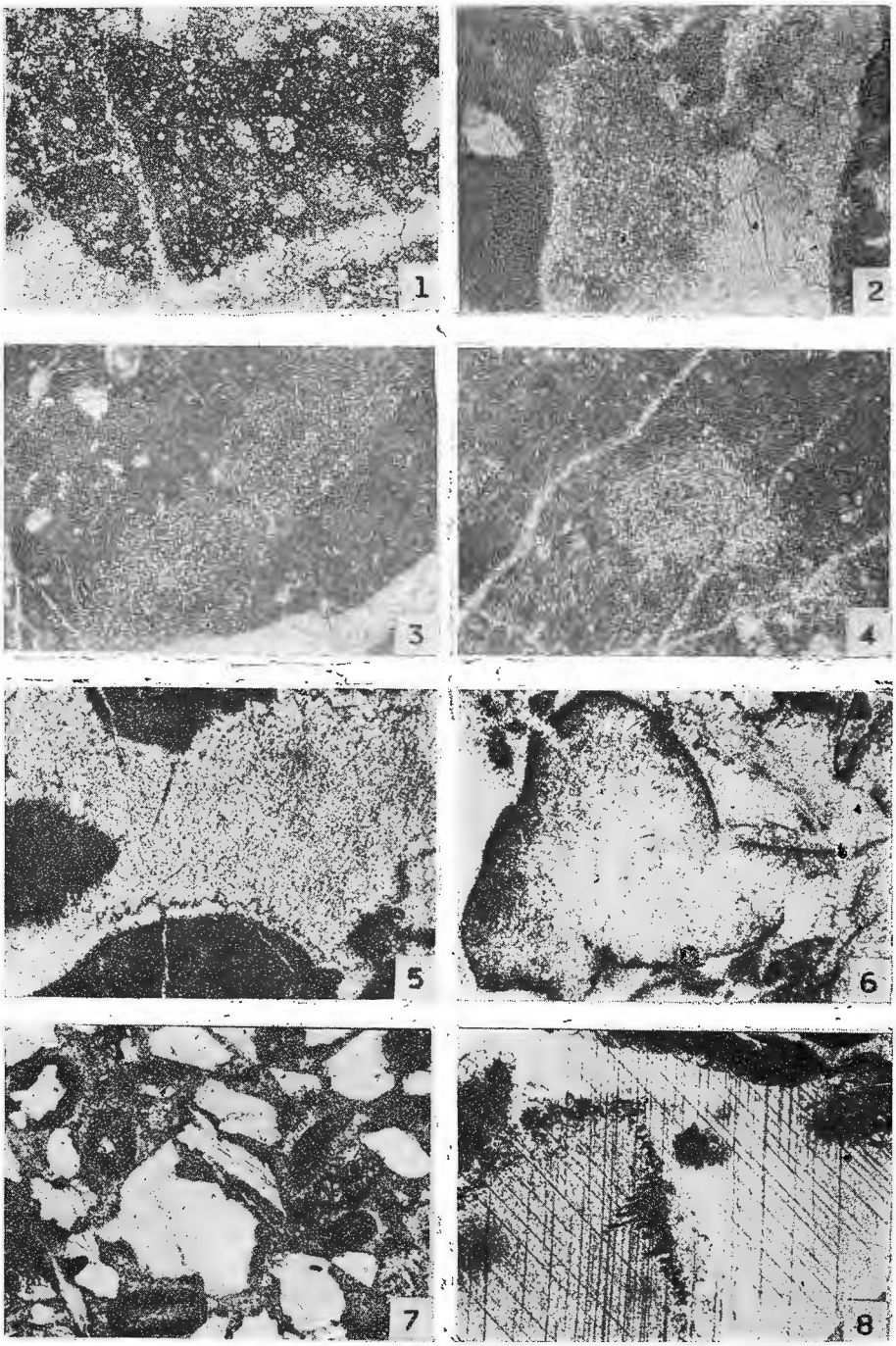

6


7

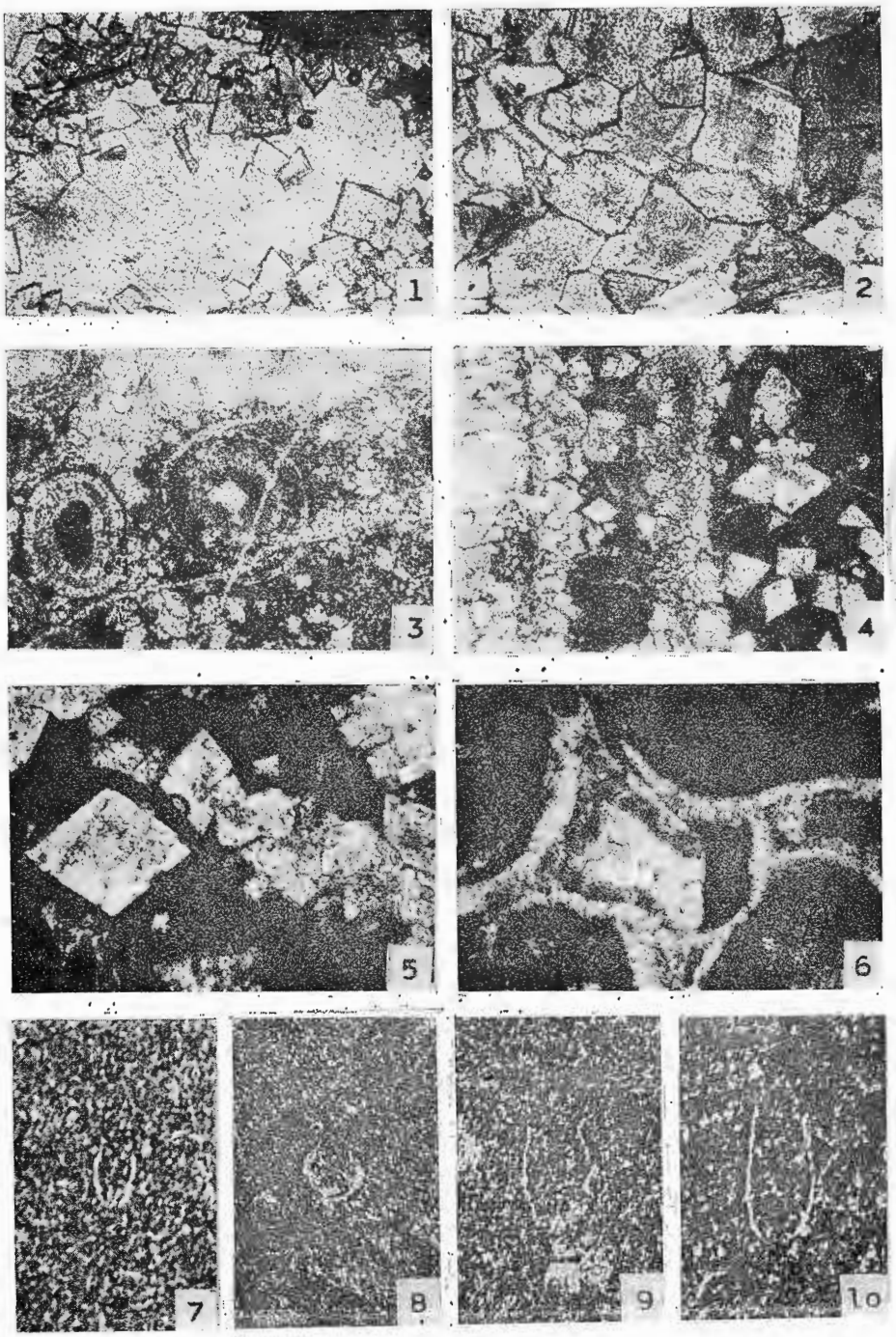

8

Institutul de Geologie şi Geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. 70-71/4

Institutul Geologic al României

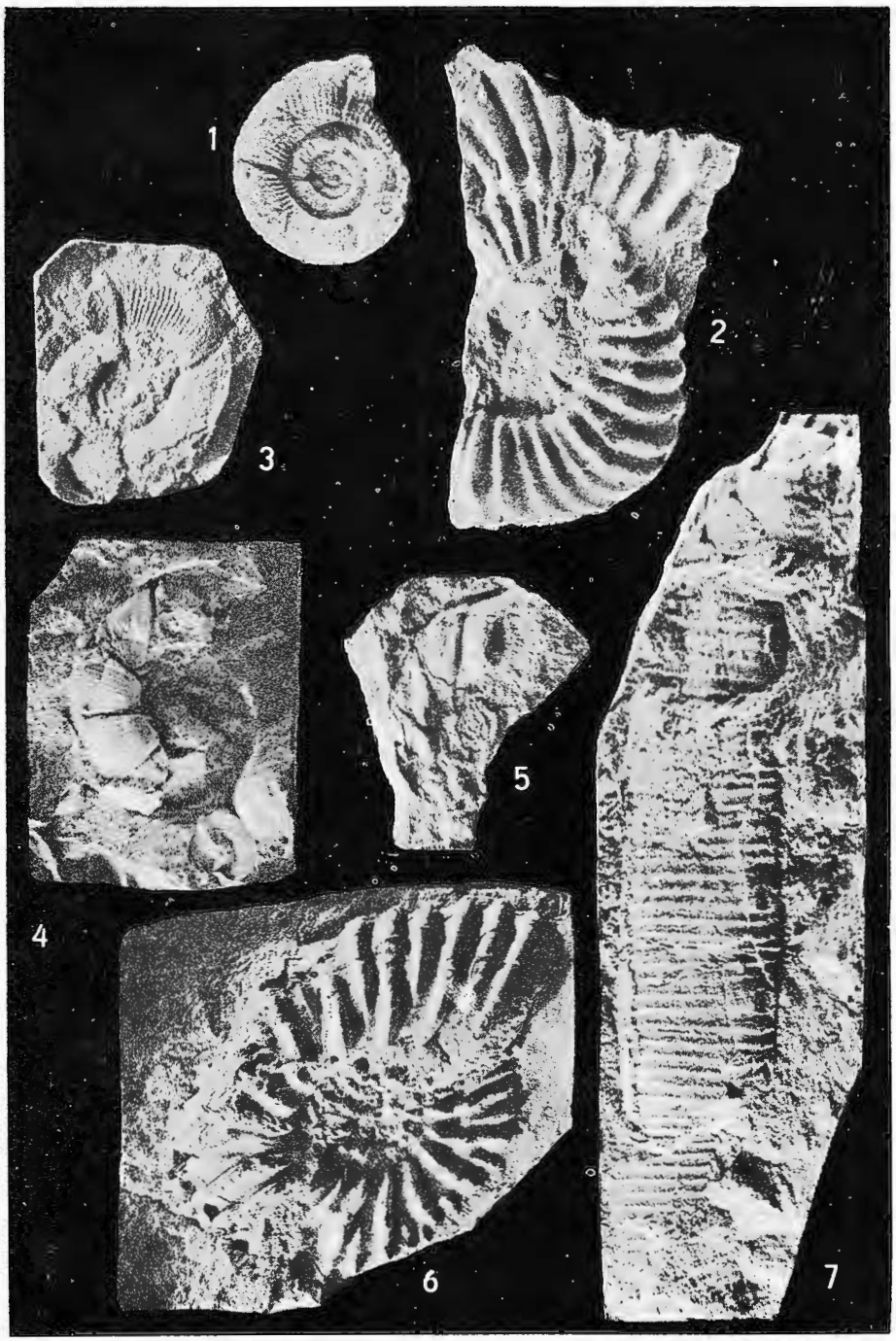


Institutul Geologic al României



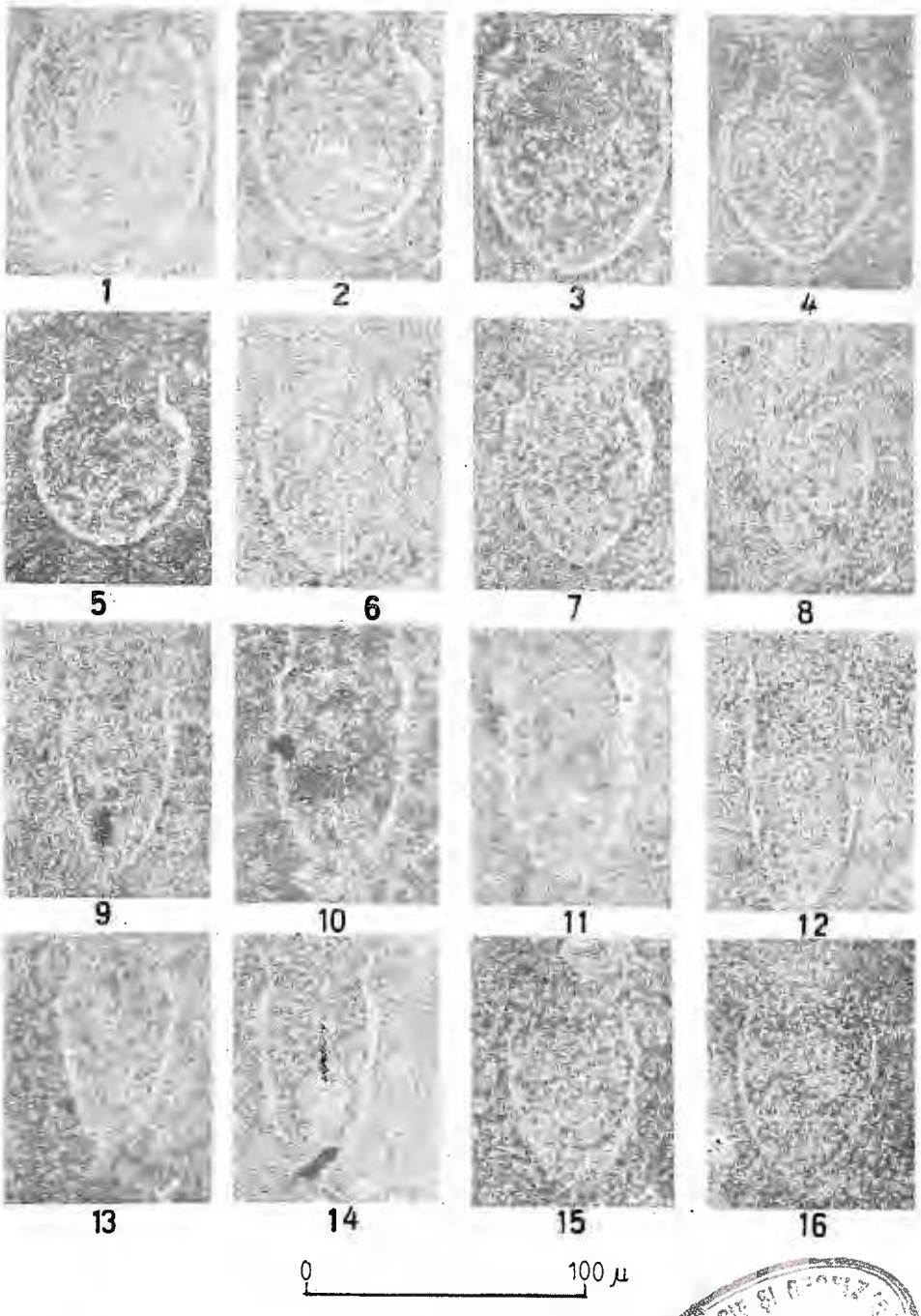
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

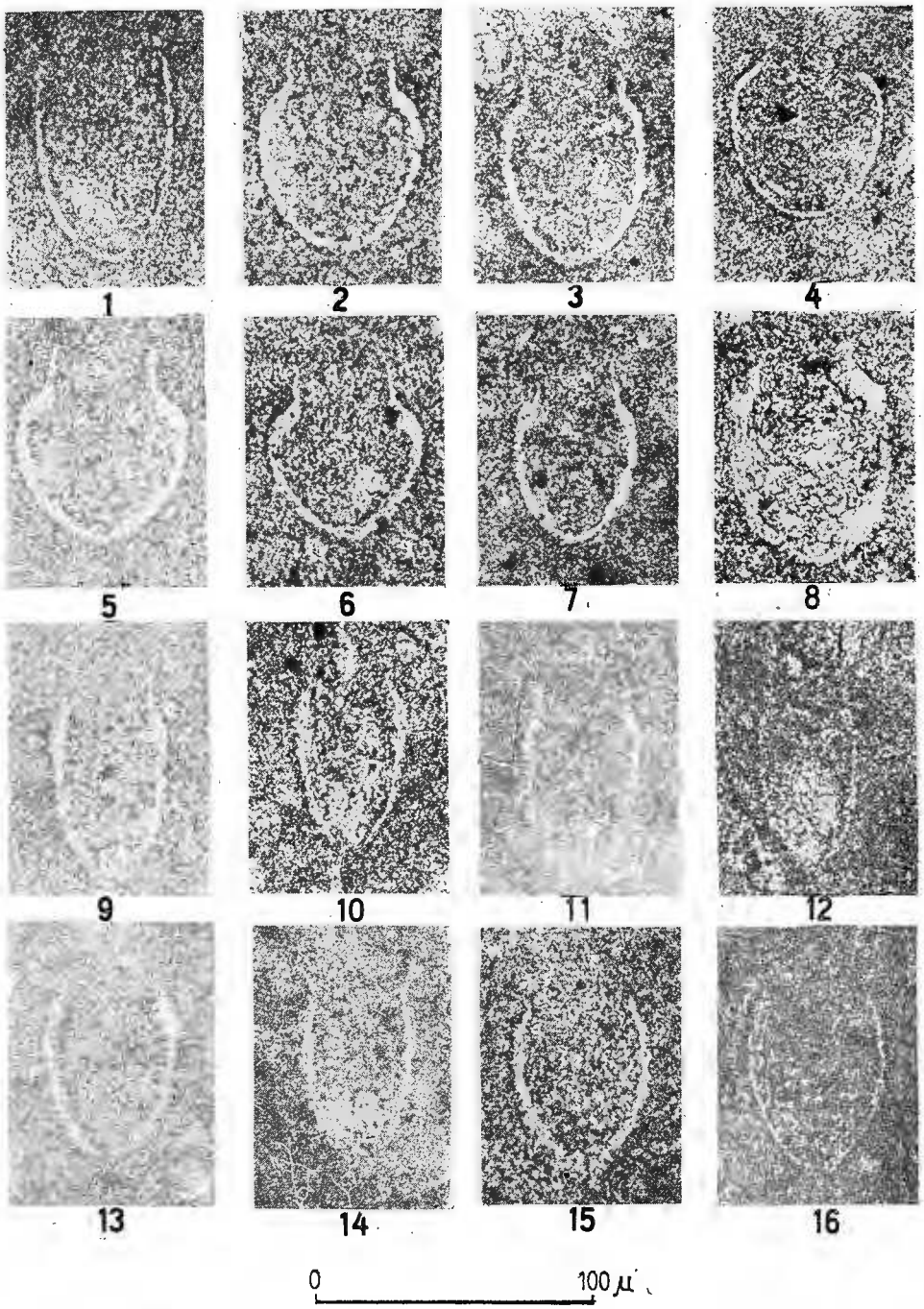


Institutul Geologic al României

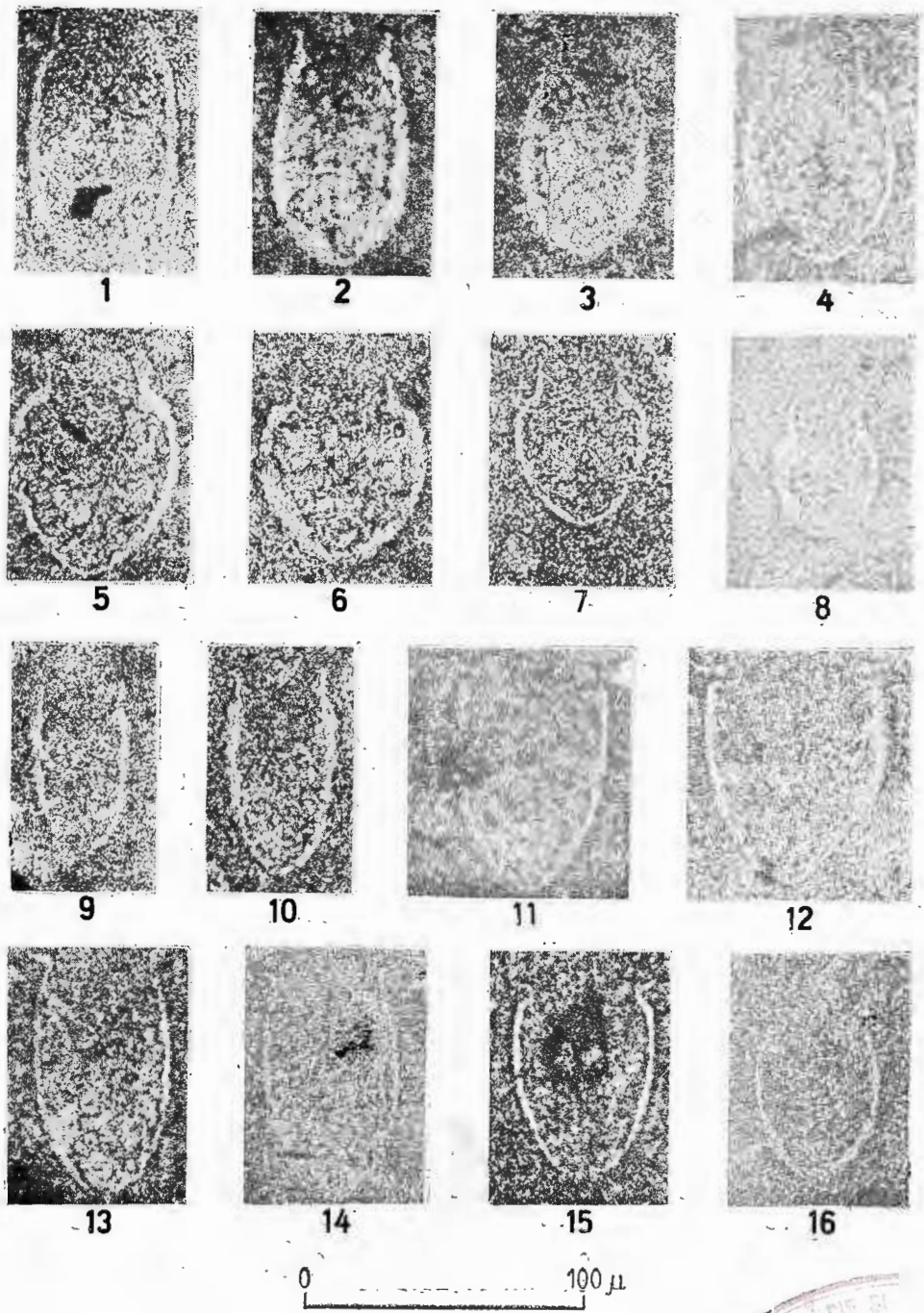
Institutul Geologic al României



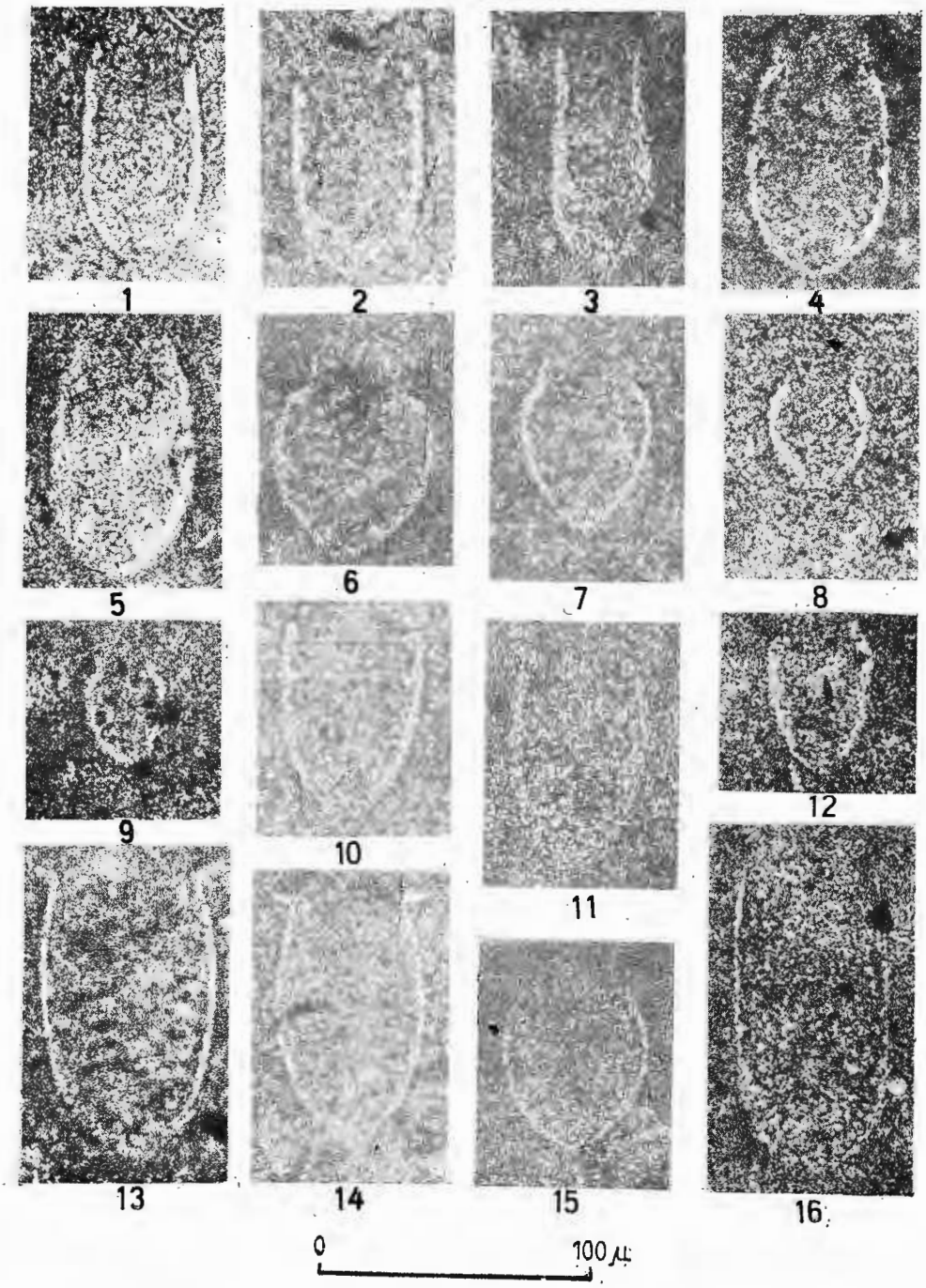
Institutul Geologic al României



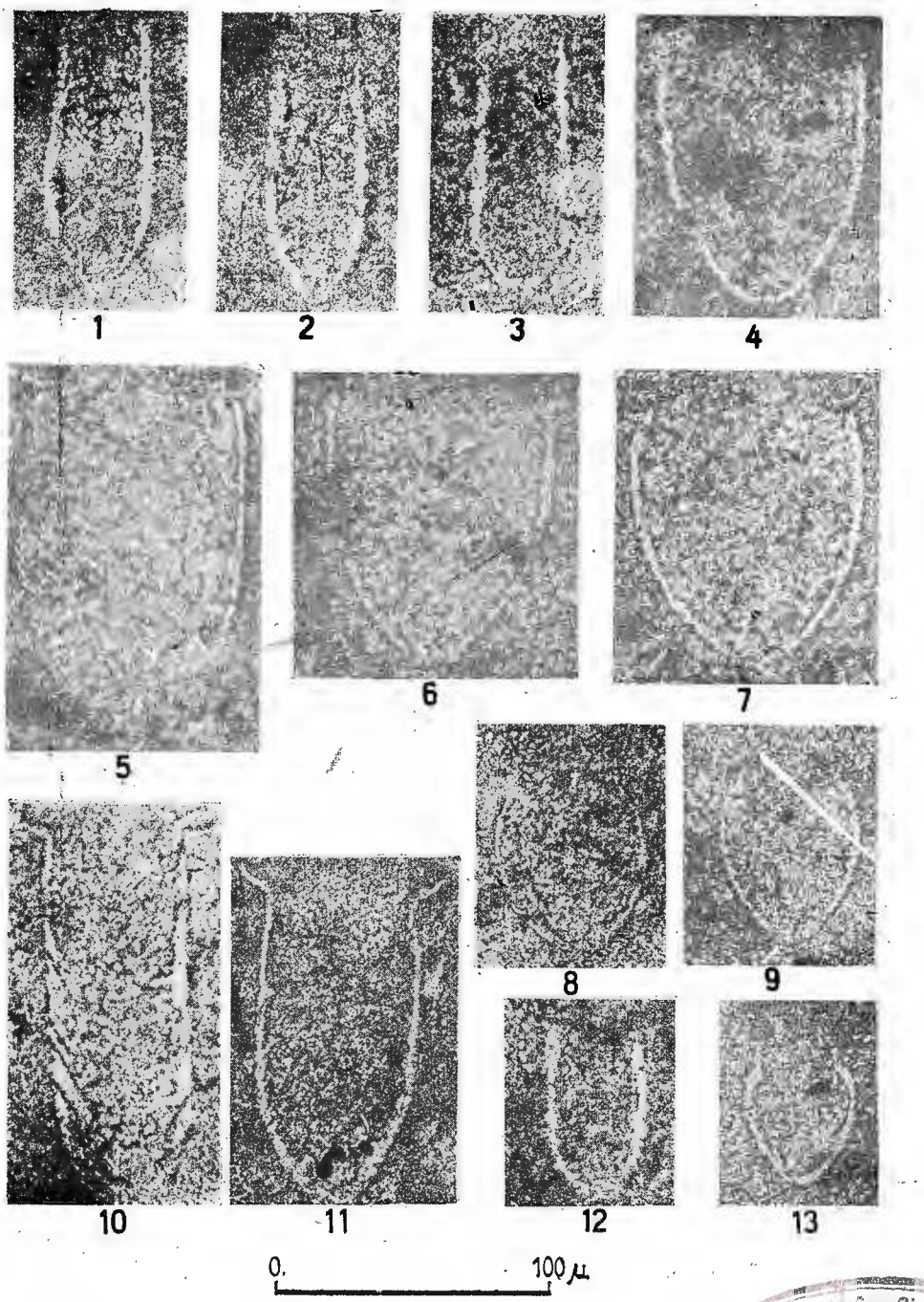
Institutul Geologic al României



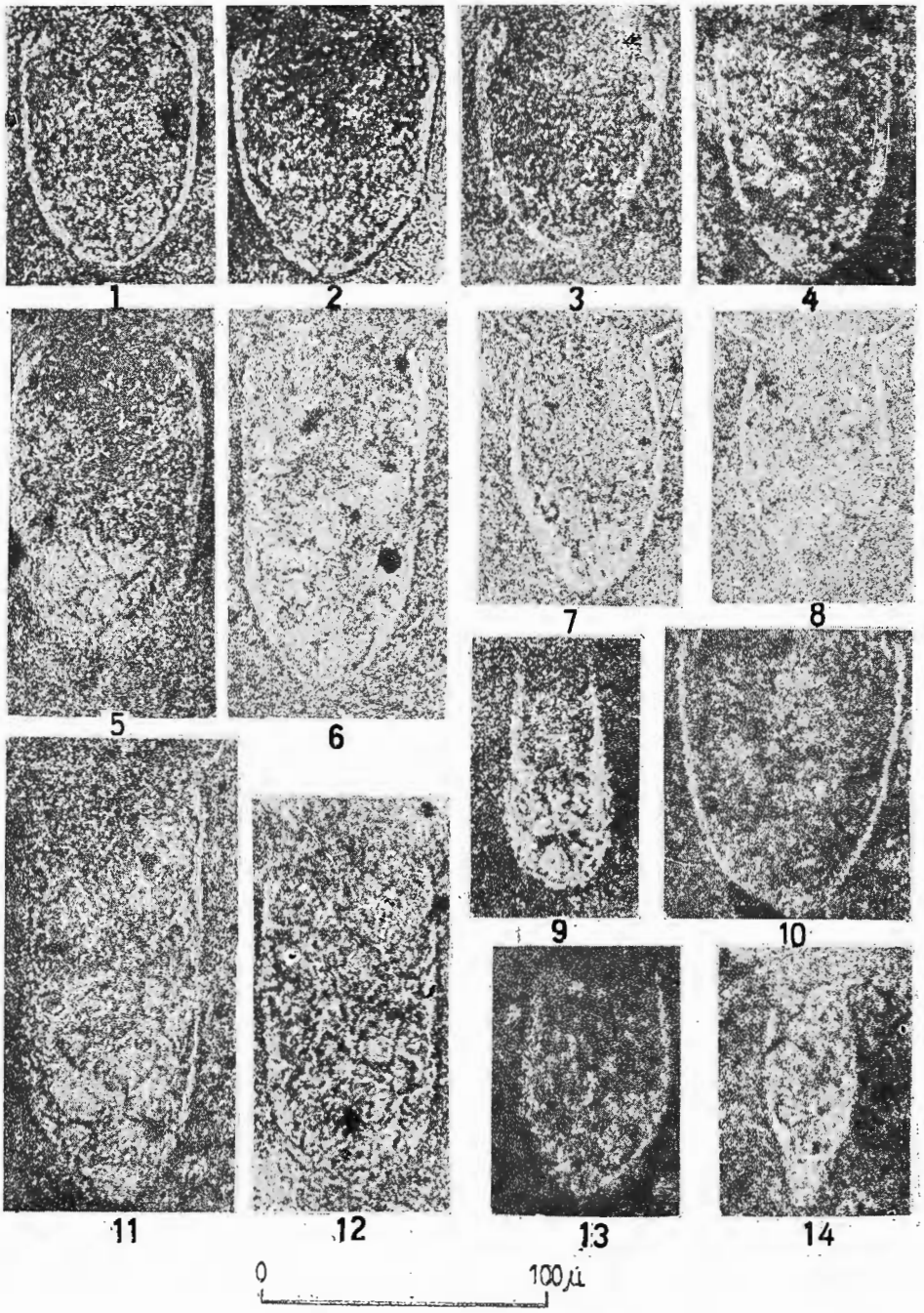
Institutul Geologic al României



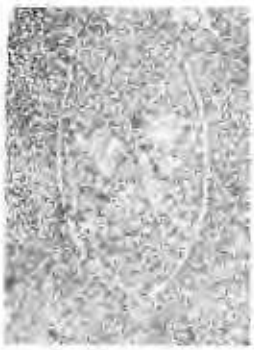
Institutul Geologic al României



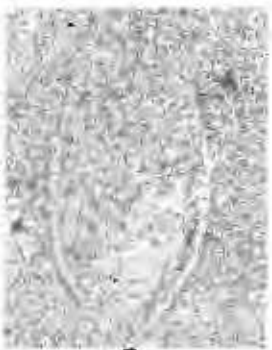
Institutul Geologic al României



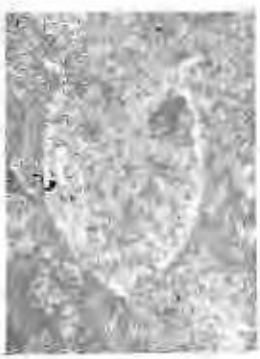
Institutul Geologic al României

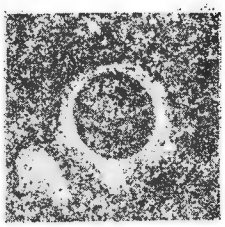

1


2


3


4

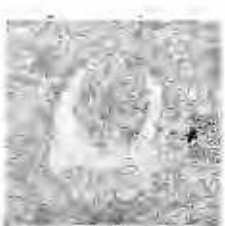

5


6


7


8


9

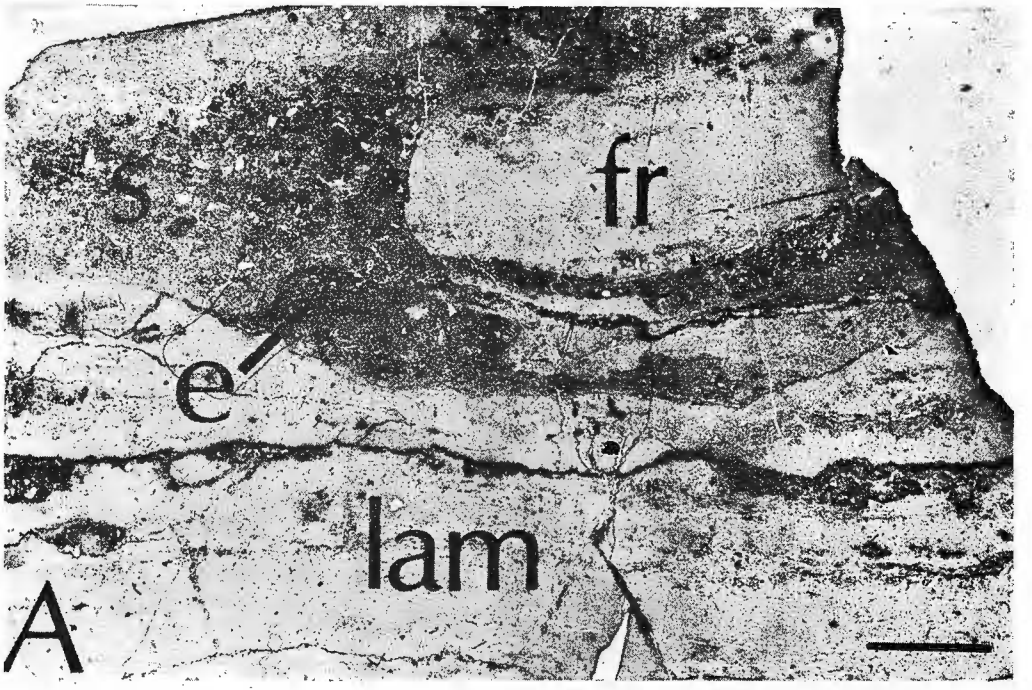

10

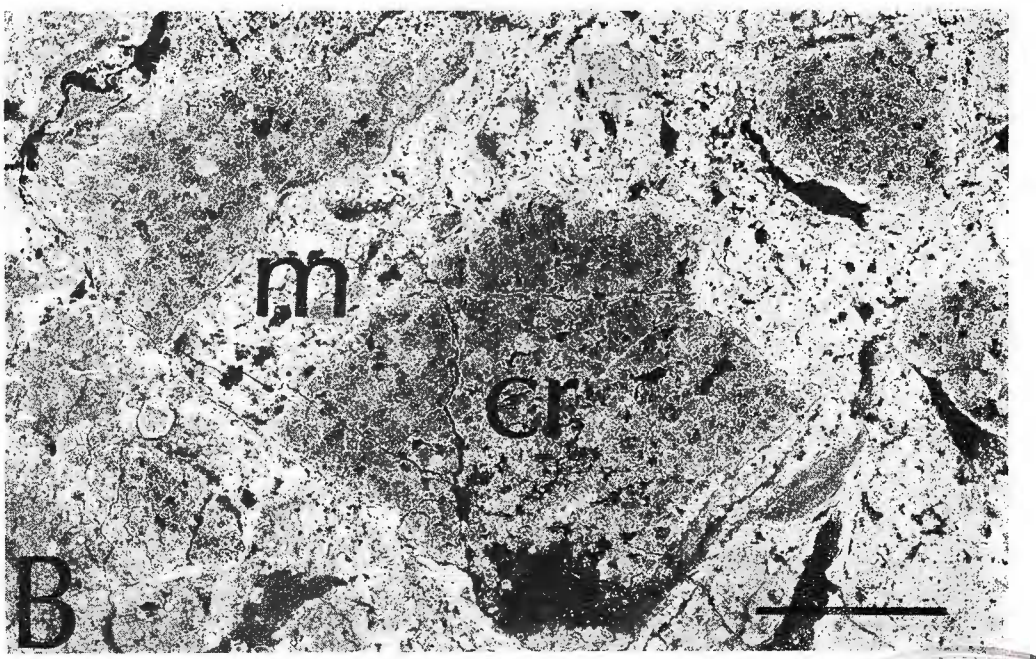
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

G. BOMBIȚĂ, A. BALȚRES. Calcaires lacustres éocènes de Transylvanie.

Pl. I

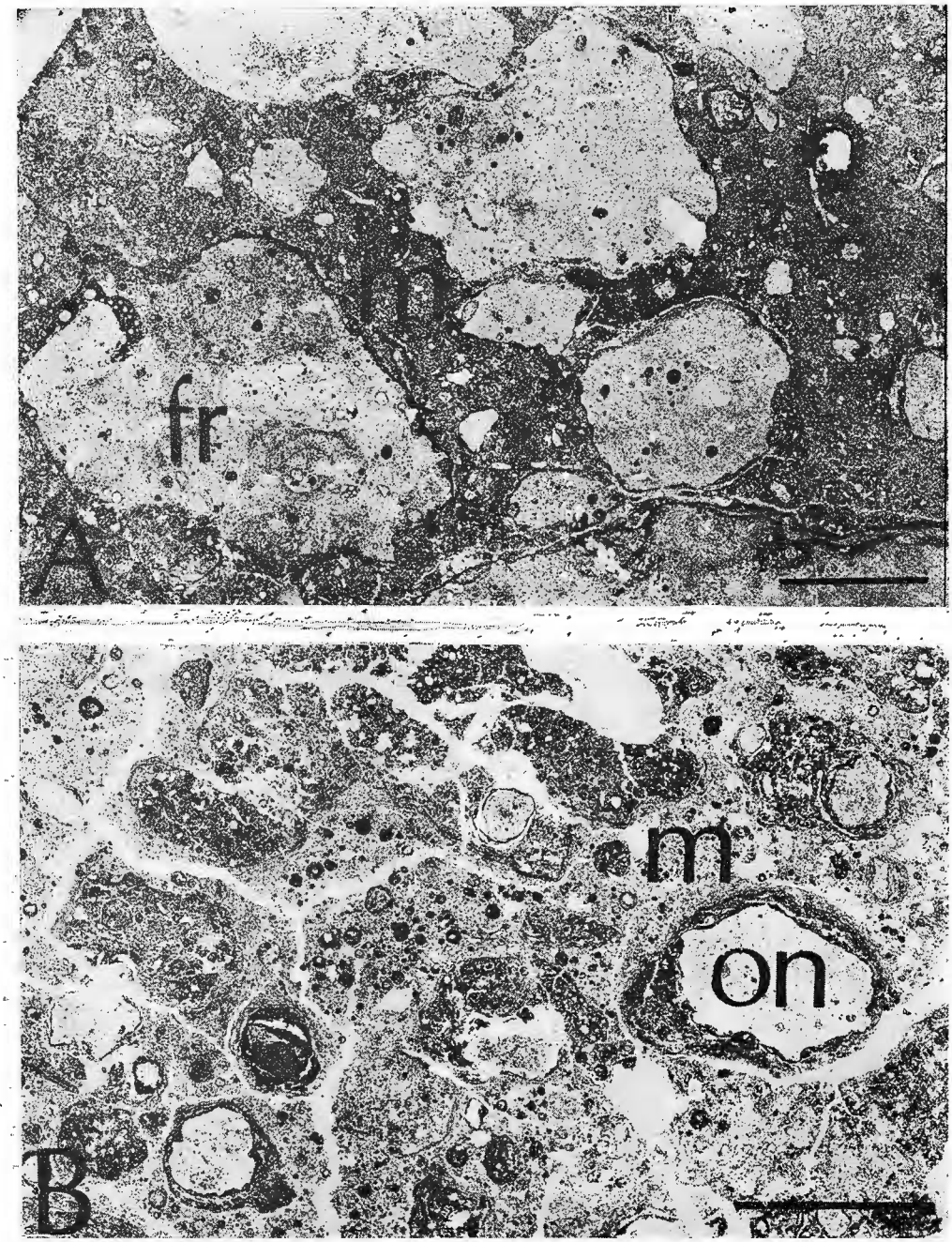




Institutul Geologic al României

G. BOMBIȚĂ, A. BALTRES. Calcaires lacustres éocènes de Transylvanie.

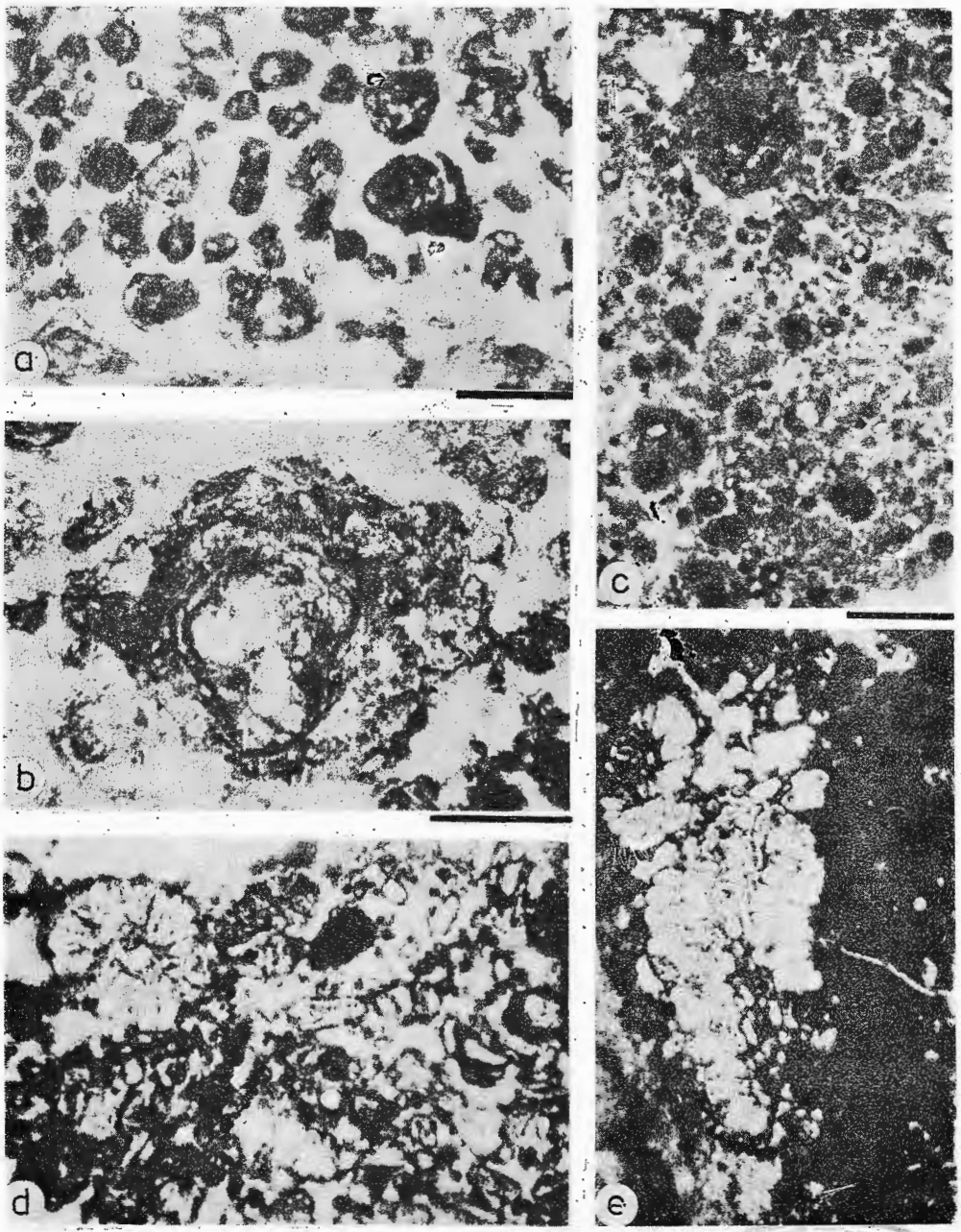
Pl. II



Institutul Geologic al României

G. BOMBIȚĂ, A. BALTRES. Calcaires lacustres éocènes de Transylvanie.

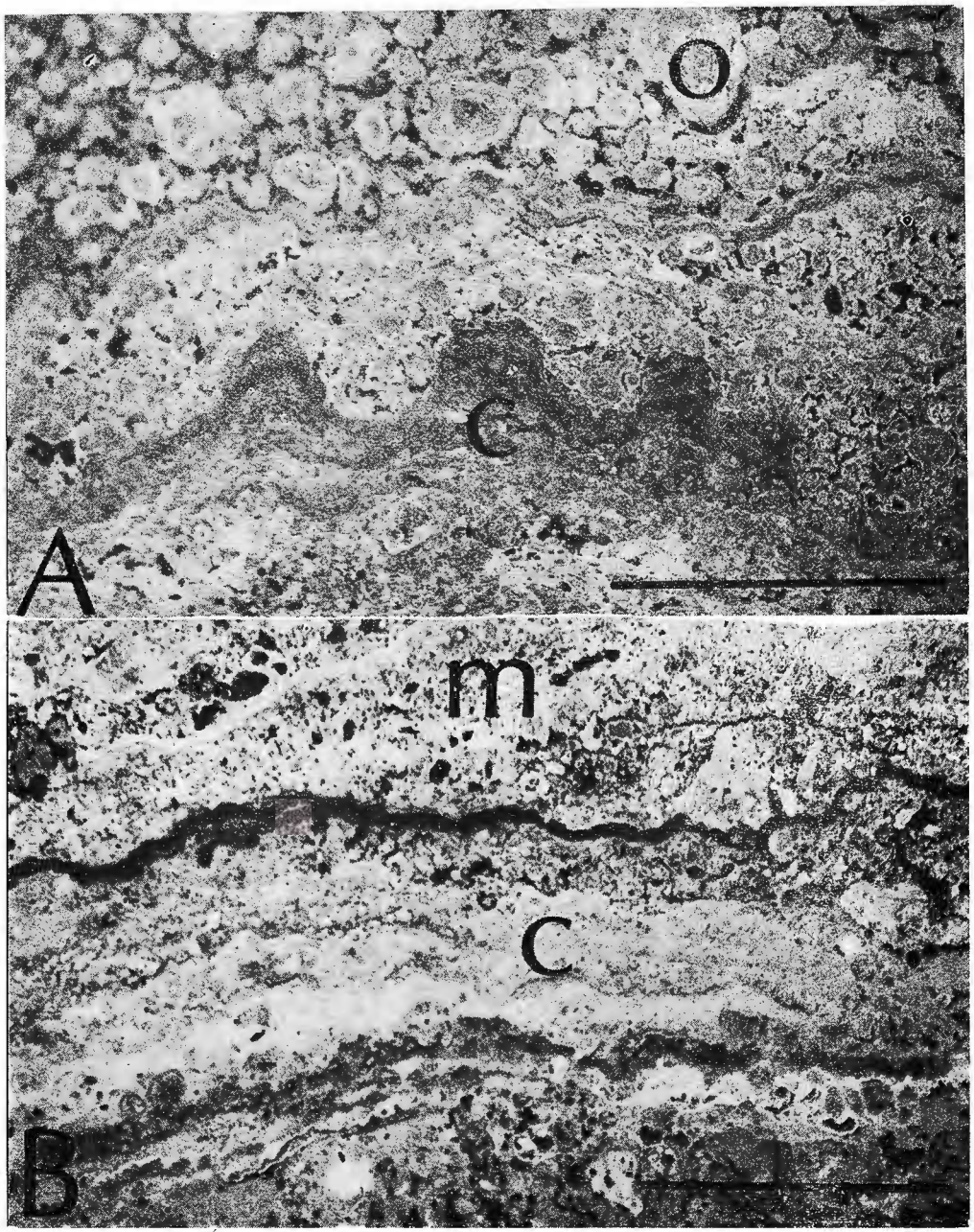
Pl. III



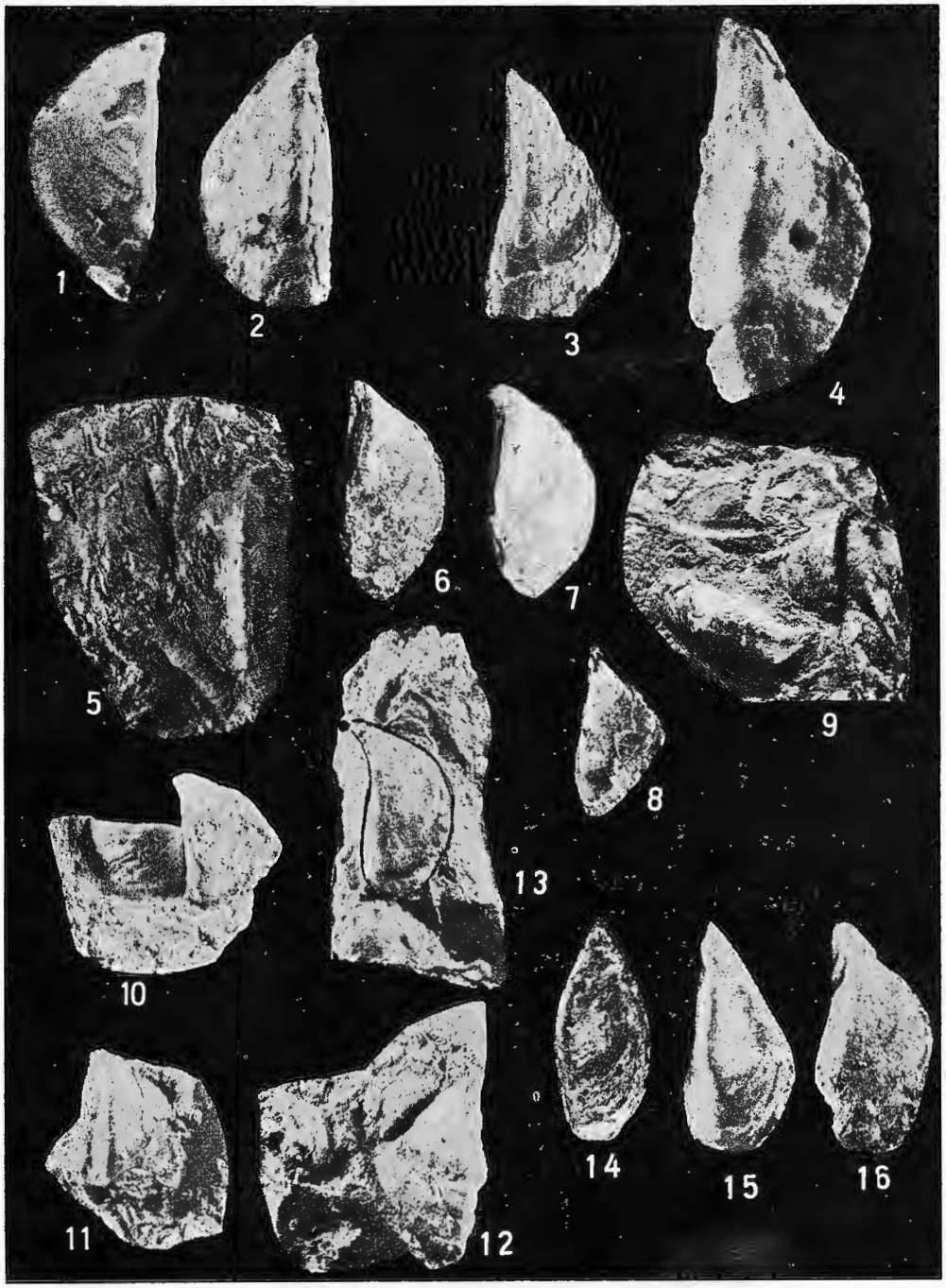
Institutul Geologic al României

G. BOMBIȚĂ, A. BALTRES. Calcaires lacustres éocènes de Transylvanie.

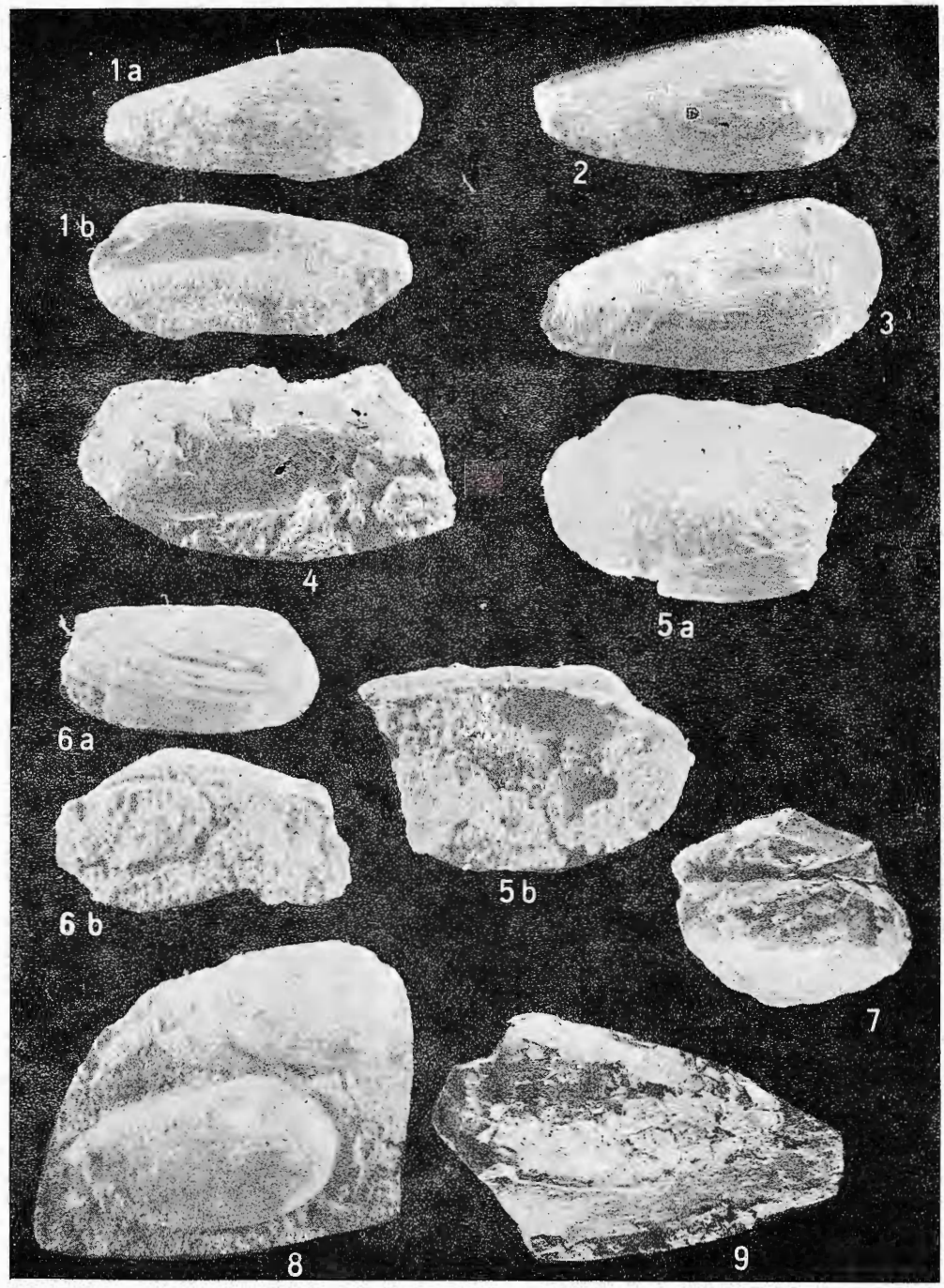
Pl. IV



Institutul Geologic al României

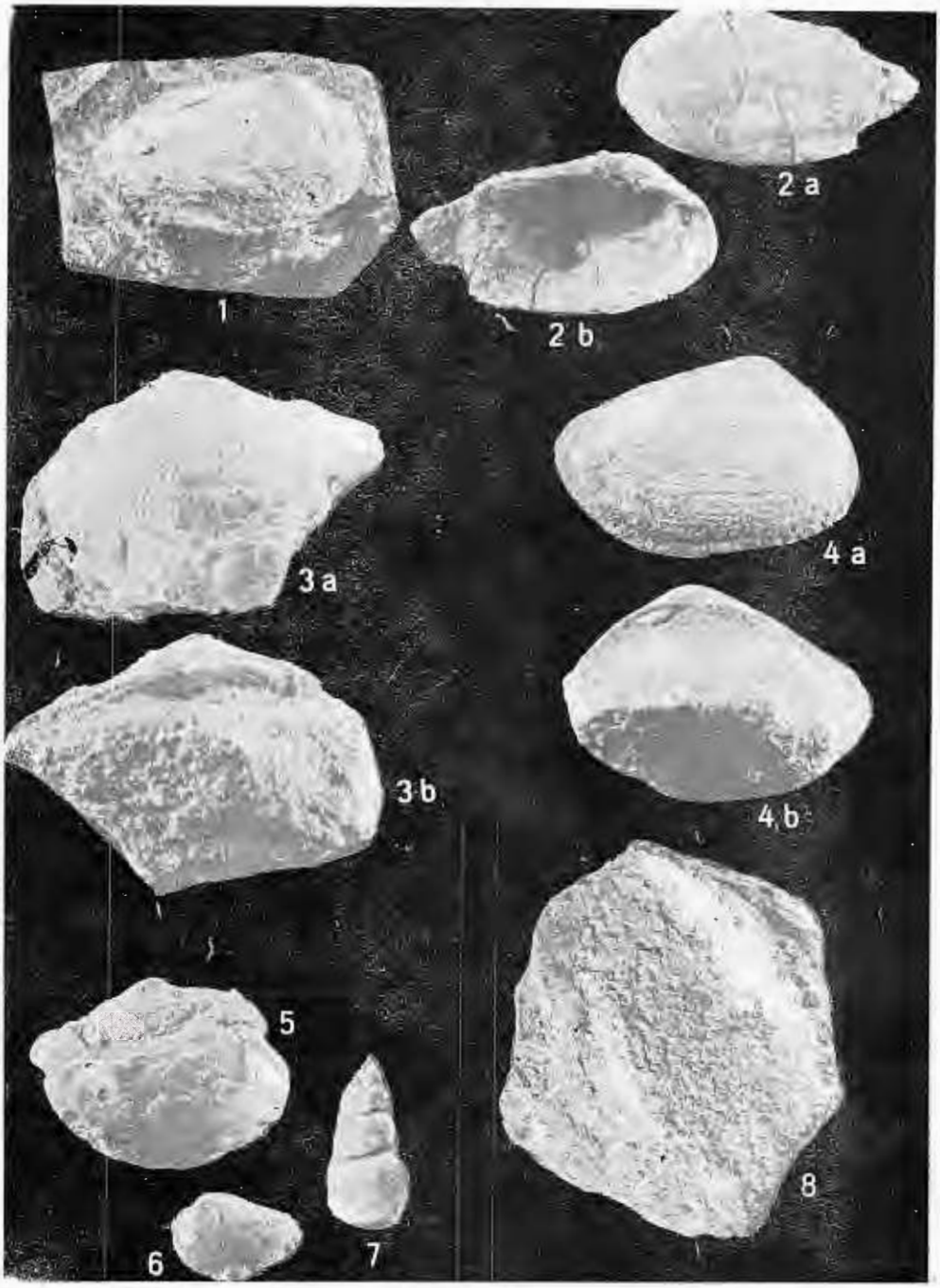


Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 70-71/4

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



1



2



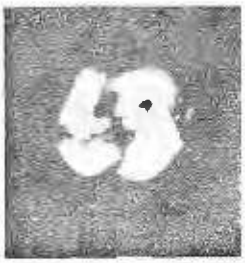
3



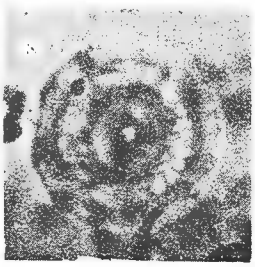
4



5



6



7



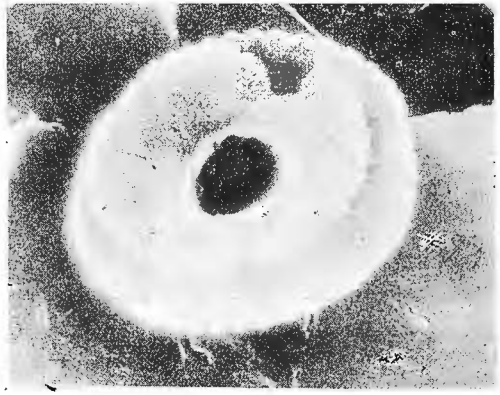
8

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 70-71/4

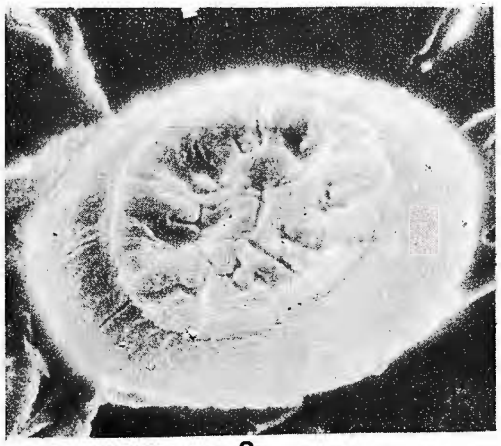
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

„Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions":

Institutul Geologic al României t. I - XXXVI (1910 - 1952)

Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / 1 (1953 - 1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / 1 (1967 - 1969)

Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)

Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)

Institutul Geologic al României

CUPRINS

		Pag.
PALEOZOIC		
D. PARASCHIV et al.	STUDY OF THE VLAȘIN FORMATION - MOESIAN PLATFORM	5
A. SEGHEDI, GH. OAIE	FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT	19
I. STĂNOIU, N. STAN	MOLASA PERMIAN - CARBONIFERĂ (BANATUL DE SUD)	39
O. STRUSIEVICZ, E. STRUSIEVICZ	FORMAȚIUNEA DE OSLEA ÎNTRE VALEA DE PEȘTI ȘI VALEA TUSU	51
MEZOZOIC		
I. I. BUCUR, D. POMĂRJANSCHI	CARBONATE ROCKS - REȘIȚA	63
S. NĂSTĂSEANU, E. AVRAM	SOUS - FORMATION DE PÎRÎUL ȚIGANILOR	79
GR. POP	CALPIONELLES TITHONIQUES - NÉOCOMIENNES - SVINIȚA	87
GR. POP	FORMATIONS NÉOCRÉTACÉES DE SOARBELE	109
M. ȘTEFĂNESCU et al.	GEOLOGY OF THE TITEȘTI DEPRESSION	133
L. SZÁSZ	TURONIAN IN ROMANIA	147
L. SZÁSZ	CONIACIAN IN ROMANIA	175
NEOZOIC		
I. ANDREESCU	PLIOCENE COAL FORMATION CONDITIONS - DACIC BASIN	203
I. ANDREESCU et al.	MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE DACIAN - ROMANIAN DEPOSITS	218
G. BOMBIȚĂ, A. BALTRÈS	CALCAIRES LACUSTRES ÉOCÈNES DE TRANSYLVANIE	227
M. BORCOȘ et al.	VOLCANISME TERTIAIRE DES MONTS MÉTALLIFÈRES	245
M. MĂRUNȚEANU, J. STANCU	DÉPÔTS BADÉNIENS DU BASSIN LIUBCOVA - SICHEVIȚA	261
V. LUBENESCU et al.	DÉPÔTS NÉOGÈNES DU BASSIN DE COMĂNEȘTI	267
V. LUBENESCU et al.	NEOGENUL DINTRE TELEORMAN ȘI VEDEA	283
M. MICU, N. GHEȚA	EOCENE - OLIGOCENE BOUNDARY IN ROMANIA	289

Institutul Geologic al României