

B.I.G

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINTELOR

VOL. LXIII

1976

4. STRATIGRAFIE

126954

BUCUREŞTI

1977



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI D'E SEAMĂ

A L E

Ş E D I N T E L O R

VOL. LXIII

(1976)

4. STRATIGRAFIE

126954

BUCUREŞTI

1977



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA  
Traduceri : ADRIANA NĂSTASE, MONICA TOPOR  
Ilustrația : V. NIȚU, CONstanța BURLACU

---

Dat la cules : iunie 1977. Bun de tipar : noiembrie 1977.  
Tiraj : 800 ex. Hârtie scris I A. Format : 70×100/70 g. Coli de  
tipar : 14,5. Comanda 271. Pentru biblioteci indicele de cla-  
stificare 55(058).

---

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația“  
str. Brezoianu nr. 23—25, București — România



Institutul Geologic al României

#### 4. STRATIGRAFIE

## TINTINNIDE ÎN DEPOZITELE CARBONATICE RECIFALE ALE AUTOHTONULUI DIN MUNTII BIHOR<sup>1</sup>

DE

JOSEFINA BORDEA<sup>2</sup>, SEVER BORDEA<sup>2</sup>

### Abstract

Tintinnids in the Reefal Carbonatic Deposits of the Bihor Mountains Autochthon. The presence of some specimens of *Calpionella alpina* Lorenz and *Crassicolaria* sp. is mentioned for the first time in the Bihor-Pădurea Craiului Mts autochthon. The reefal limestones which contain this microfauna are Upper Tithonian in age and are like the Cornetu Limestone in the Pădurea Craiului Mts. In Bihor, they likewise include *Trocholina alpina* Leupold, *T. elongata* Leupold, *Clypeina jurassica* Favre, *Everticyclammina irregularis* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, and rare *Textularia*, *Milliolida*, *Nodosaria*, *Acicularia?* *minuta* (Maslov), *Pianella* sp., *Macroporella* sp., *Cayeuxia annae* Dragastan, *C. ellioti* Dragastan, Bryozoa, Corals and spicules of Echinids.

În ultimii ani Munții Bihor și în special partea vestică a lor, a fost cercetată atât în vederea întocmirii machetei foii Pietroasa la sc. 1 : 50.000, cît și în scopul sprijinirii directe a orientării lucrărilor de prospecțiune și explorare a diferențelor substanțe utile care se află cantonate în această zonă (bauxite, sulfuri complexe). Astfel s-a ajuns la o schiță tectonică unanim recunoscută de cercetătorii care au studiat acești munți.

Nota de față aduce unele date noi care se referă la depozite ce aparțin autohtonului de Bihor. În autohtonul de Bihor-Pădurea Craiului nu au fost menționate pînă în prezent tintinnide iar în unitățile șariate ele sunt cunoscute numai în cea de Vălani (Patruliș, 1971). Cercetări recente au arătat că depozitele calcaroase ale Jurasicului super-

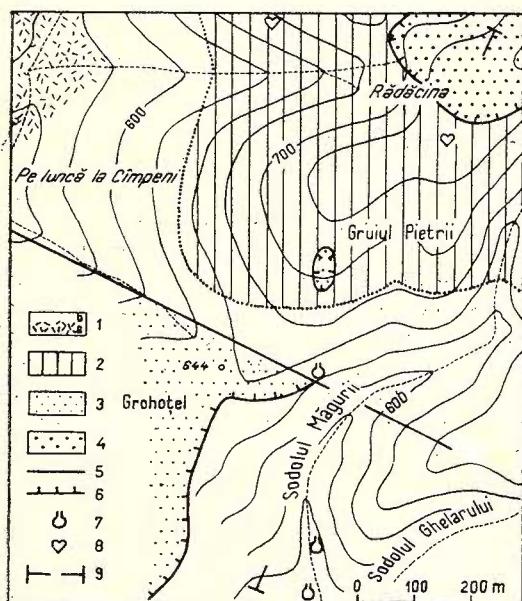
<sup>1</sup> Predată la 26 mai 1976, acceptată pentru publicare la 1 martie 1976, comunicată în ședință din 5 martie 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



rior din autohtonul de Bihor conțin exemplare de tintinnide. Zona în care le-am depistat se află în vestul Bihorului și constituie marea fe-reastră tectonică de la Sighetu. Astfel, pe Sodoul Măgurii amonte de confluența cu Sodoul Ghelarului și pe poteca ce urcă de-a coastă spre șaua cu cotă 644 (fig. 1) apar calcarene cenușii uneori cu nuanță crem; ele au adesea un liant micritic larg dezvoltat. Calcarenele sunt stratificate în bancuri groase de 0,15 pînă la 0,80 cm. În secțiuni sub-

Fig. 1. — Schița zonei Sodoul Măgurii.



- 1, Kimmeridgian-Tithonic : a, calcară tip Farciu ; b, calcară tip Cornetu ; 2, Barremian : calcară cu pahiodonte ; 3, unitatea de Bătrînescu ; 4, unitatea de Următ ; 5, faile ; 6, linie de încălcare ; 7, puncte din care s-au prelevat calcară cu tintinnide ; 8, puncte din care s-au prelevat calcară cu pahiodonte ; 9, linie de secțiune geologică.  
Esquisse de la zone de Sodoul Măgurii.
- 1, Kimméridgien-Tithonique : a, calcaires type de Farciu ; b, calcaires type de Cornetu ; 2, Barrémien : calcaires à pachiodontes ; 3, unité de Bătrînescu ; 4, unité d'Următ ; 5, faille ; 6, ligne de chevauchement ; 7, points d'où on a prélevé des calcaires à tintinnides ; 8, points d'où on a prélevé des calcaires à pachiodontes ; 9, ligne de coupe géologique.

țiri în zonele micritice se pot observa exemplare de *Crassicolaria* sp. și de *Calpionella alpina* Lorenz. Calcarenele mai conțin și *Trocholina alpina* Leupold, *T. elongata* Leupold, *Clypeina jurassica* Favre, *Everticyclammina irregularis* Dragastan, *Cladoceropsis mirabilis* Felix, rare textularii, miliolide și nodosaride; apar de asemenea exemplare de *Acicularia? minuta* (Maslov), *Pianella* sp., *Macroporella* sp., *Cayeuxia annae* Dragastan, *C. elliotti* Dragastan precum și briozare, corali, spiculi de echinide și plăci cri-noidale<sup>3</sup>. Aceste calcară reprezintă Tithonicul superior și sunt asemă-

<sup>3</sup> Aducem pe această cale mulțumiri colegiei Camelia Tomescu pentru concursul dat în studiul secțiunilor subțiri.

nătoare cu „calcarul de Cornetu“ (Patruliș, 1972) din autohtonul Pădurii Craiului; cum în Pădurea Craiului se fac cercetări asupra rocilor din culcușul și coperișul bauxitelor, credem că este posibil, printr-un studiu detaliat, să se pună în evidență prezența unor Tintinnide.

Spre WNW de calcarenitele de pe Sodolul Măgurii, la cca 600 m malul drept al hoancei Brusturi este bine deschis; el este constituit din calcare cenușii masive cu corali, asemănătoare cu „Calcarul de Farcu“ (Patruliș, 1972) din autohtonul Pădurii Craiului. Acestea suportă calcarenitele cu tintinnide; contactul dintre ele nu este tran-

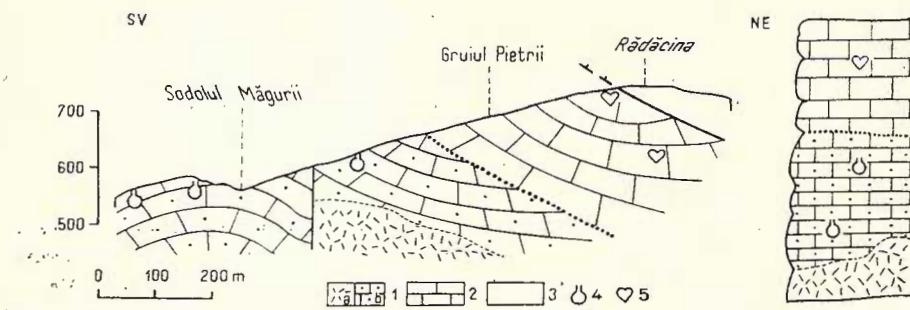


Fig. 2. — Secțiune geologică și coloană stratigrafică în zona Sodolul Măgurii.  
1+2, autohtonul de Bihor: 1a, calcare tip Farcu; 1b, calcare tip Cornetu; 2, calcare cu pahiodonte; 3, unitatea de Următ; 4, tintinnide; 5, pahiodonte. Coupe géologique et colonne stratigraphique dans la zone de Sodolul Măgurii. 1+2, autochtone de Bihor : 1a, calcaires type de Farcu ; 1b, calcaires type de Cornetu ; 2, calcaires à pachiodontes ; 3, unité d'Următ ; 4, tintinnides ; 5, pachiodontes.

șant. Cum în zonă nu apăr nici iviri de bauxită, limita dintre calcarenitele tithonic-superioare (cu tintinnide) și calcarele barremiene (cu pahiodonte) este dificil de cartat, pentru ridicarea ei fiind necesare cele mai adesea studii microscopice de detaliu.

În figura 2 prezentăm o secțiune geologică între Rădăcina și Sodolul Măgurii și alăturat o coloană stratigrafică sintetică a depozitelor jurasice superioare și cretacice inferioare din zona Sodolul Măgurii-Hoanca Brusturi. Se observă cele trei tipuri de calcar: (1) — calcarul de Farcu, în bază, (2) — calcarul de Cornetu, cu *Calpionella alpina* și *Crassicolaria* sp. și (3) — calcarul cu pahiodonte. Între ultimele două tipuri de calcar există o importantă discordanță stratigrafică corespunzătoare depunerii bauxitelor. Nivelul cu characee nu a fost observat în zonă.

## BIBLIOGRAFIE

- Bordea S., Bleahu M., Bordea Josefina (1975). Date noi stratigrafice și structurale asupra Bihorului de vest. Unitatea de Următ și unitatea de Vetre. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI/5, București.
- Patrulius D. (1971) Unitatea de Vălani: un nou element structural al sistemului pâncelor de Codru (Munții Apuseni). *D. S. Inst. geol.*, LVII, București.
- Patrulius D. (1972) Atlas litofacial III, Jurasic. Tithonic superior și Tithonic inferior-Kimmeridgian (textul explicativ). Inst. geol. București.

## TINTINNIDES DANS LES DÉPÔTS CARBONATIQUES RÉCIFAUX DE L'AUTOCHTONE DES MONTS BIHOR

(Résumé)

La présente note apporte de nouvelles données concernant les dépôts appartenant à l'autochtone de Bihor. La présence des Tintinnides a été mentionnée seulement dans les Monts Pădurea Craiului dans les dépôts de l'unité de Vălani. L'ouvrage se propose d'en discuter, tout en précisant l'existence des Tintinnides dans la zone ouest des Monts Bihor, dans l'autochtone de Bihor qui apparaît dans la fenêtre tectonique du Sighiștel. Sur Sodolul Măgurii et dans le versant droit de cette vallée apparaissent des calcarénites à liant fin. Au microscope, dans la masse du liant on peut voir des exemplaires de *Calpionella alpina* Lorenz et de *Crassicolaria* sp.; on observe encore *Trocholina alpina* Leupold, *T. elongata* Leupold, *Clypeina jurassica* Favre, *Everticyclammina irregularis* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, de rares textulaires, de milliolides, de nodosarides, d'*Acicularia*? *minuta* (Maslov), *Pianella* sp., *Macroporella* sp., *Cayeuxia annae* Dragastan, *C. ellioti* Dragastan, de bryozaires, coraux et spicules d'échinides. Ces calcaires sont semblables au „Calcaire de Cornetu“ de Pădurea Craiului (D. Patrulius, 1972); ils représentent le Tithonique supérieur.

Dans la colonne stratigraphique synthétique des dépôts jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs de la zone on remarque trois types de calcaires: (1) — Calcaire de Farcu (km-th), (2) — Calcaire de Cornetu (th<sub>2</sub>) et (3) — Calcaire de pachiodontes (br).



#### 4. STRATIGRAFIE

## NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA BIOSTRATIGRAPHIE DU JURASSIQUE INFÉRIEUR DE LA ZONE DE SIRINIA (BANAT)<sup>1</sup>

PAR

ELENA POPA<sup>2</sup>, SERGIU NĂSTĂSEANU<sup>2</sup>, EMANUEL ANTONESCU<sup>2</sup>

### Abstract

New Data on the Biostratigraphy of the Lower Jurassic in the Sirinia Zone (Banat). In the present paper the ammonite assemblages of the following zones of the Lower Jurassic are listed: *Ibex*, *Davoei*, *Stokesi*, *Margaritatus*, *Tenuicostatum*, *Serpentinus*, *Bifrons*, *Insigne*. Palynological assemblages, specific to the Sinemurian have been identified in the same area.

Par les études effectuées au cours des dernières années, les auteurs ont réussi à accumuler des nouvelles données concernant la corrélation chronostratigraphique des dépôts du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (Svinița), zone située dans l'extrême sud-ouest de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales roumaines. Les nouvelles données paléontologiques, corroborées à celles existentes, ont offert des témoignages pour la corrélation des divers lithofaciès de la région en question, mais surtout des secteurs de Munteana et de Cozla. On a ainsi fait de grands pas dans la précision de l'âge des complexes à charbons du secteur de Cozla et on a complété la colonne stratigraphique de Munteana.

### RECHERCHES ANTÉRIEURES

Le Jurassique de la zone de Sirinia a fait l'objet de nombreuses études géologiques dès le siècle passé.

Tietze (1872) est le premier chercheur qui fait une étude circonstanciée sur la partie méridionale de la zone de Sirinia. Les données

<sup>1</sup> Recu le 6 mai 1976, accepté le 3 mars 1977, présenté à la séance du 27 mai 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



biostratigraphiques obtenues, à partir des faunes d'ammonites, lamelli-branches et brachiopodes provenant des dépôts du Jurassique inférieur de Munteana et de Cozla, constituent le début des corrélations stratigraphiques des secteurs susmentionnés.

L'ouvrage de Răileanu (1953) sur la géologie de la région de Svinică-Fața Mare apporte de nouvelles contributions sur la stratigraphie du Jurassique inférieur, notamment sur les colonnes stratigraphiques des secteurs de Cozla, de Munteana et de Bigăr, etc. On enrichit également, la liste des ammonites de Munteana avec de nouvelles espèces déterminées.

Răileanu et Iordan (1964) publient une étude concernant les brachiopodes éojurassiques de Munteana, faisant de nouvelles précisions d'ordre biostratigraphique sur ces dépôts.

A l'occasion de certaines recherches dans la zone de Sirinia, C. Boldur et al. (1963<sup>3</sup>, 1964<sup>4</sup>) séparent dans le cadre du Jurassique inférieur trois complexes lithologiques : complexe inférieur (Rhaetien-Hettangien inférieur), complexe moyen (Hettangien supérieur-Toarcien) et complexe supérieur (Aalénien ou Toarcien-Aalénien). Ces auteurs relèvent que ces complexes se délimitent assez difficilement cartographiquement et qu'une délimitation bien précise entre divers lithofaciès composant ces complexes est difficile à tracer. Il faut mentionner que ces trois complexes lithologiques comprennent toutes les variétés de faciès sous lesquelles se développe le Jurassique inférieur de la zone de Sirinia.

Les données concernant le Jurassique inférieur de la zone de Sirinia, à références spéciales sur les oolithes ferrugineuses de la zone de Munteana, font l'objet des autres comptes rendus de prospections (S. Năstăseanu et al., 1960<sup>5</sup> et A. Radu, 1971<sup>6</sup>).

Rusu (1968), se rapportant aux calcaires oolithiques de Munteana, distingue des oolithes chamositiques (primaires) et des oolithes hématitiques (primaires et secondaires). Selon le même auteur, le faciès géochimique à leptochlorites — signalé antérieurement par Răileanu (1953) et mentionné aussi par Papiu (1960) — est comparable à celui développé dans l'Eojurassique de la Yougoslavie, de la Bulgarie et de l'ouest de l'Europe.

Gh. Pitulea (1969)<sup>7</sup> étudiant le secteur de Cozla, attribue les dépôts contenant de charbons (d'une épaisseur d'environ 120 m) au Rhaetien-Hettangien et les séparent en trois horizons :

l'horizon basal, épais de 25 m environ, qui débute par un niveau de conglomérats et de microconglomérats (environ 5 m) passant ensuite à une alternance de grès grossiers à grès argileux, parmi lesquels s'in-

<sup>3</sup> Arch. I.G.G. Bucarest.

<sup>4</sup> Arch. I.G.G. Bucarest.

<sup>5</sup> Arch. I.G.G. Bucarest.

<sup>6</sup> Arch. du Fond géologique. Bucarest.

<sup>7</sup> Arch. I.F.L.G.S. Bucarest.



tercalent, par endroits, des couches lenticulaires de charbons qui forment le complexe charbonneux basal ;

l'horizon médian, épais d'environ 25 m, est constitué de grès grossiers, grès finement siliceux gris-blanchâtre, à intercalations d'argiles grises ou noirâtres, mais sans couches de charbons ;

l'horizon supérieur, épais d'environ 70 m, présente une composition lithologique voisine de celui médian, mais s'y distinguant par la prédominance des intercalations argilo-gréseuses noires où sont englobés les charbons cokéfiables de Cozla. Donc, cet horizon comprend le complexe charbonneux supérieur (exploitable), avec ces trois couches principales de charbons (basal, inférieur et supérieur). Chacune de ces couches principales sont constituées de plusieurs petites couches de charbon, séparées par des intercalations minces de sterile. Entre la couche basale et celle inférieure (= médian) s'intercale un paquet (d'environ 10 m) constitué seulement des roches dépourvues de charbons ; entre la couche inférieure et celle supérieure se trouve un paquet (environ 20 m) de sterile.

Semaka (1970) étudie la flore du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia, expliquant à cette occasion que les couches de charbons de Dragosela et de Sirinca appartiennent au Lias β (Sinémurien), et celles du reste de la zone (y compris Cozla) se situent dans le Lias α (Hettangien).

Selon Al. Stillă et al. (1971)<sup>8</sup> le Jurassique inférieur de la zone de Sirinia se présente sous trois faciès :

le faciès gréseux, duquel font partie les dépôts conglomératiques développés dans les secteurs de Cioaca-Borii, Copriva, Berzasca, Ostres, etc. ;

le faciès gréseux-argileux duquel font partie le reste des dépôts détritiques de cette zone y compris les couches de charbons ;

le faciès gréseux-calcaire développé seulement à Munteana.

D'après les mêmes auteurs, les dépôts du faciès gréseux-argileux — accumulés dans la partie médiane du bassin de sédimentation le long des trois alignements d'affleurement (Cozla-Camenița-Poleșnic ; Sirinia-Svinecea ; Bigăr-Pregheda) — se divisent en trois complexes lithologiques.

Le complexe inférieur (Rhaetien-Hettangien inférieur) dont l'épaisseur atteint jusqu'à 500 m, est constitué de conglomérats, microconglomérats, grès quartzitiques arcadiens, schistes argileux, argiles, schistes charbonneux et charbons. De ce complexe provient, du S-E de Bigăr, l'association à *Equisetites muensteri*, *Thaumatopteris brauniana*, *Thinnfeldia* sp., *Podozamites* cf. *mucronatus*, *Czekanowskia nathorsti*, association qui indique le Rhaetien (Semaka, 1958, 1962, 1970).

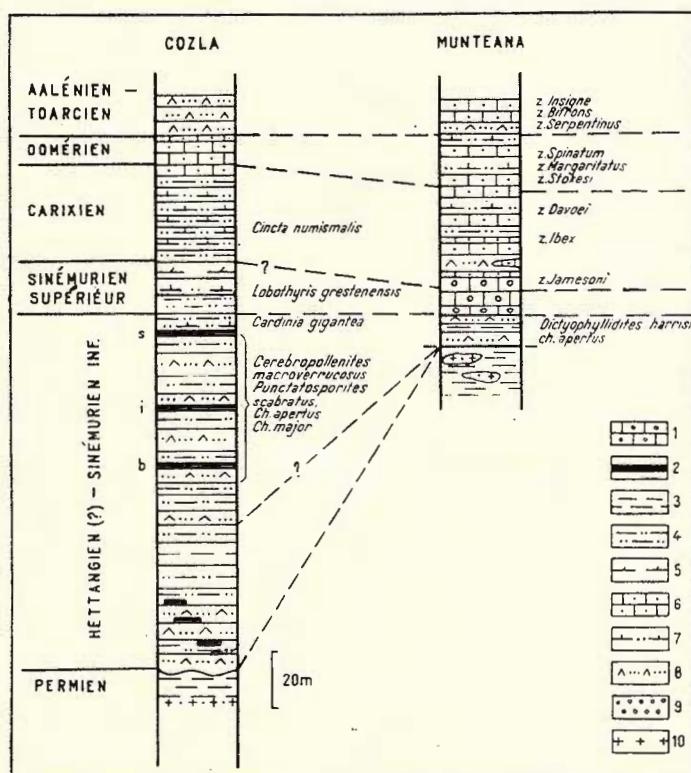
Le complexe moyen (Hettangien supérieur-Domérien) avec une épaisseur maximum de 250 m est représenté par des : schistes argileux noir-gris à restes de plantes, grès calcaires verdâtre-bleuâtre et marnocalcaires noirâtres riches en fossiles.

<sup>8</sup> Arch. I.G.G. Bucarest.

Le complexe supérieur avec une épaisseur maximum de 100 m est constitué de grès quartzitiques gris-blanchâtre, à rares intercalations de grès calcaires spatiques. On attribue à ce complexe l'âge toarcien-aalénien vu le critère de la superposition, mentionnant que les éléments paléontologiques manquent de ce complexe.

#### BIOSTRATIGRAPHIE

On sait que dans la zone de Sirinia, tout comme dans le reste du domaine danubien, les dépôts du Jurassique inférieur reposent en discordance sur les formations plus anciennes.



Corrélation du Jurassique inférieur de Cozla avec celui de Munteana. Toarcien, Domérien, Carixien, Sinémurien supérieur, Hettangien (?) - Sinémurien inférieur, Permien.

1, calcaires oolithiques ; 2, charbons (b = couche basale ; i = couche inférieure ; s = couche supérieure) ; 3, argiles ; 4, siltites marno-argileuses ; 5, marnes ; 6, calcaires gréseux ; 7, grès calcaires ; 8, grès quartzitiques ; 9, conglomérats ; 10, tufs.

Des données signalées en divers ouvrages, antérieurs à nos observations de terrain plus récentes, résultent que le Jurassique inférieur de la zone de Sirinia se présente sous deux faciès principaux : calcaire-gréseux et conglomératique-gréseux-argileux.

Le faciès calcaire-gréseux (pl. 1) est développé rien que dans le secteur de Munteana, et contient une riche faune formée principalement des ammonites, brachiopodes, lamellibranches et gastropodes.

Le faciès conglomératique-gréseux-argileux (fig.), contenant des formations fluvio-lacustres en base, est représenté par des conglomérats, microconglomérats, grès quartzitiques, siltites, schistes argileux, localement à intercalations de charbons. Dans le cadre du même faciès, situé au niveau du Sinémurien supérieur, se développent des formations marines sous faciès prédominant gréseux-argileux à ammonites et brachiopodes.

Avant de faire une présentation plus approfondie de ces deux faciès susmentionnés il est nécessaire de préciser que tenant compte de l'opinion de Trauth (1909, voir aussi Kuehn, 1960) et de Patruilus et al. (1972), nous considérons toute la succession des dépôts du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (y compris les dépôts du faciès calcaire-gréseux) comparable à celle des couches de Gresten subalpines.

### Faciès conglomératique-gréseux-argileux

Les dépôts du Jurassique inférieur développés dans ce faciès sont, dans le cadre de la zone de Sirinia, les plus répandus. Dans le secteur de Cioaca-Borii la partie basale du Jurassique inférieur est représentée surtout par des conglomérats massifs (conglomérats de Cioaca-Borii, Răileanu, 1953). Dans les secteurs de Cozla, de Bigăr, etc., dans le cadre du même faciès, dans la partie basale du Jurassique inférieur se développent des conglomérats, microconglomérats, grès quartzitiques à argiles, localement à intercalations de charbons, et vers la partie supérieure se développent des formations marines prédominant gréseuses-argileuses, localement gréseuses-calcaires, à ammonites et brachiopodes.

En synthétisant les résultats des recherches antérieures sur la stratigraphie des dépôts du Jurassique inférieur, sous faciès conglomératique-gréseux-argileux et en les corroborant à nos données d'observation (fig.) on a réussi à définir les suivants intervalles stratigraphiques : Hettangien (?)—Sinémurien inférieur, Sinémurien supérieur, Pliensbachien et Toarcien. Rappelons que suivant certains auteurs il y aurait également des dépôts rhaetiens dans la zone de Sirinia ce qui nous détermine à présenter ci-dessous, brièvement, notre opinion envers ce problème.

### Problème du Rhaetien

L'existence du Rhaetien dans la partie basale, conglomératique des dépôts liasiques de la zone de Sirinia, a été supposée par Răileanu (1953) dans les conglomérats de Cioaca-Borii et soutenue par



Semaka (1970). Le dernier auteur a justifié la présence du Rhaetien par l'identification à Sirinia d'une association floristique (*Equisetites muensteri*, *Thaumatopteris brauniana*, *Clathropteris meniscoïdes*, *Podozamites mucronatus*, *Czekanowskia nathersti*, etc.) qui indique la zone à *Lepidopteris*. Sans nier la valeur stratigraphique de cette zone paléobotanique nous voulons remarquer que non pas toutes les espèces susmentionnées dans l'association de Sirinia indiquent, chacune séparément, le Rhaetien stricto sensu tel qu'on affirme l'auteur (ouvrage cité, page 74). Même Semaka (1970) démontre que *Podozamites mucronatus* est présent au Rhaetien, Rhaeto-Lias et Lias inférieur (ouvrage cité, page 54), *Czekanowskia nathersti* est présente au Rhaeto-Lias (ouvrage cité, page 56), et l'espèce *Equisetites muensteri* est connue dans le Rhaetien, le Rhaeto-Lias et le Lias (ouvrage cité, page 43, Semaka, 1969).

Les recherches palynologiques effectuées par nous, dans quelques gisements mentionnés par Semaka (1970) comme ayant une macroflore rhaetienne, n'ont pas menés à des résultats édifiants. En échange, les échantillons collectés des complexes à charbons (Rhaetien-Hettangien selon les auteurs mentionnés antérieurement) ont donné des associations microfloristiques caractéristiques au Sinémurien. Il est aussi important de retenir qu'un échantillon palynologique prélevé des dépôts rhaeto-lias de Mehadia (selon Iliescu, Semaka, 1962) a indiqué l'Hettangien (voir page 10 et planche IX). Vu les données paléontologiques actuelles nous doutons de la présence du Rhaetien dans la partie basale des dépôts du faciès conglomératique-gréseux-argileux de la zone de Sirinia. Au reste, une même conclusion résulte des autres ouvrages antérieurs (Năstaseanu, 1964; Năstaseanu, in Codarcea et al., 1967).

#### *Hettangien (?) - Sinémurien inférieur*

Dans le secteur de Cozla les dépôts de l'Hettangien (?) - Sinémurien inférieur, disposés en discordance sur les dépôts permiens, sont représentés par des grès quartzitiques, localement conglomératiques ou microconglomératiques, des grès siltiques, des schistes argileux et des charbons (fig.).

Dans les dépôts gréseux-marneux situés immédiatement sur des couches de charbons de Cozla, au-dessous de Cioaca Vîrnișco, Răileanu (1953) a identifié une association à lamellibranches qui comprend également les espèces : *Cardinia gigantea*, *Modiola neumayri*, *Gresslya petersi*. Cette association, selon Răileanu, se situerait au niveau de la zone d'Angulata (Hettangien supérieur) et les couches à charbons de Cozla auraient inférieures à cette zone.

L'espèce *Cardinia gigantea* a été mentionnée à Cozla par Tietze (1872) comme provenant du même niveau (zone à Angulata).

L'idée qui ressort des ouvrages mentionnés ci-dessus et des comptes rendues de prospections ou d'explorations géologiques c'est que les complexes à charbons de Cozla ont été attribués, jusqu'à présent, au



Rhaetien-Hettangien inférieur ou à l'Hettangien. Il n'y a que Semaka (1970) qui attribue au Lias B (Sinémurien) les dépôts de Dragosela-est et de Sirinca (Pietrele Albe), qui contiennent des couches de charbons à macroflore.

Nos études palynologiques effectuées sur des échantillons prélevés de quelques forages de Cozla, qui ont traversé l'intervalle stratigraphique contenant de charbons, ont indiqué l'âge sinémurien pour les dépôts de cet intervalle (fig.). Nous précisons que l'intervalle en question comprend le complexe charbonneux supérieur, situé immédiatement au-dessous des grès fossilifères et se développent sur une épaisseur de 70 m (Pitulea, 1969)<sup>9</sup>. Cette détermination conduit, à la conclusion que presque deux tiers de l'épaisseur totale (120 m) de l'Eojurassique inférieur (forage 22744 I.F.L.G.S.) appartient au Sinémurien inférieur et rien qu'un tiers pourrait appartenir à l'Hettangien.

Nous donnons ci-dessous le contenu palynologique dès échantillons recueillis de l'intervalle stratigraphique à charbons traversé par quelques forages (pl. X et XI).

#### Forage 22744-Cozla :

Echantillon 7288 (201—205 m profondeur) : *Cyathiditea australis* Couper 1953, *Dictyophyllidites harrisi* Couper 1958, *Concavisporites juriensis* Balme 1957, *Obtusisporites junctum* (Kara-Murza) Pocock 1970, *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson 1958, *Classopolis classoides* (Pflug) Pocock & Janssonius 1961.

Echantillon 7275 (205,76—206,64 m profondeur) : *Cyathiditea australis*, *Deltoidospora* sp., *Annulispora cicatricosa* (Rogalska) Morbey 1975, *Stereisporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Contignisporites dunrobinensis* (Couper) Schulz 1967, *Monosulcites minimus* Cookson 1947, *Alisporites* sp., *Classopolis classoides*.

Echantillon 7277 (208,80—209 m profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Dictyophyllidites* sp., *Deltoidospora* sp., *Cyathidites minor*, *Chasmatosporites major* Nilsson 1958, *Cycadopites* sp.

Echantillon 7282 (211,40—211,90 m profondeur) : *Cyathidites australis*, *Cyathidites minor*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Retitriletes* sp., *Punctatosporites scabratus* (Couper) Bóna 1969, *Chasmatosporites major*, *Eucomiidites troedssonii* Erdtmann 1947, *Classopolis classoides*.

Echantillon 7302 (211,90—212 m profondeur) : *Cyathidites australis*, *Cyathidites minor*, *Osmundacidites wellmani* Couper 1958, *Retitriletes* sp., *Combaculatisporites* sp., *Bennetitinaepollenites bitorosus* (Bóna) Bóna 1969, *Punctatosporites scabratus*, *Araucariacites australis* Cookson 1947, *Chasmatosporites major*, *Chasmatosporites apertus* (Rogalska) Nilsson 1958, *Sphaeripollenites* sp., *Classopolis classoides*, *Corolina meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, *Contignisporites dunrobinensis*, *Cerebropollenites ma-*

<sup>9</sup> Op. cit. point 7.

*croverrucosus* (Thiergart) Schulz 1967, *Monosulcites minimus*, *Vitreisporites pallidus*, *Alisporites* sp.

Echantillon 7296 (212—212,40 m de profondeur) : *Cyathidites australis*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Calamospora* sp., *Concavisporites juriensis*, *Osmundacidites* sp., *Auritulinaspores triclavis* Nilsson 1958, *Auritulinaspores scanicus* Nilsson 1958, *Toroisporis crasse-xinus* (Nilsson) Reinhardt 1961, *T. cf. mesozoicus* Döring 1965, *Foraminisporis jurassicus* Schulz 1967, *Contignisporites dun-robinensis*, *Classopollis classoides*, *Corolina meyeriana*.

Echantillon 7300 (264,23—264,53 m de profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Punctatosporites scabratus*, *Classopollis classoides*, *Monosulcites minimus*, *Corolina meyeriana*, *Osmundacidites* sp. 1.

Echantillon 7298 (264,53—264,93 m de profondeur) : *Cyathidites* sp., *Dictyophyllidites harrisi*, *Classopollis classoides*, *Corolina meyeriana*.

Echantillon 7298 (264,53—264,93 m de profondeur) : *Cyathidites harrisi*, *Cyathidites minor*, *Punctatosporites scabratus*, *Classopollis classoides*.

Echantillon 7297 (272,39—273,39 m de profondeur) : *Cyathidites minor*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Deltoidospora* sp., *Auritulinaspores* sp., *Obtusisporis junctum*, *Retitriteles austroclavatidites* (Coocks) Döring, Krutzsch, Mai & Schulz 1963, *Eucomiidites troedssonii*, *Chasmatosporites apertus*, *Classopollis classoides*, *Vitreisporites pallidus*.

Echantillon 7289 (275,93—276,74 m de profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Punctatosporites scabratus*, *Classopollis classoides*.

Echantillon 7287 (276,79—278,09 m de profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Punctatosporites scabratus*, *Osmundacidites* sp., *Classopollis classoides*.

#### Forage 22714-Cozla :

Echantillon 7307 (369,78—370,28 m de profondeur) : *Cyathidites australis*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Osmundacidites wellmani*, *Concavisporites juriensis*, *Vitreisporites pallidus*, *Chasmatosporites* spp., *Alisporites* sp., *Classopollis classoides*.

Echantillon 7314 (383,47—384,52 m de profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Osmundacidites* sp., *Classopollis classoides*, *Monosulcites minimus*.

Echantillon 7313 (388,46—389,47 m de profondeur) : *Dictyophyllidites harrisi*, *Concavisporites juriensis*, *Punctatosporites scabratus*, *Alisporites* sp.

Echantillon 7306 (396,21—397,21 m de profondeur) : *Dictyophyllidites* sp., *Classopollis classoides*, *Corolina meyeriana*, *Punctatosporites scabratus*.



*Forage 22703-Cozla :*

Echantillon 7305 (196,70—199,95 m de profondeur) : *Cyathidites australis*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Deltoidospora* sp., *Concavisporites juriensis*, *Osmundacidites* sp., *Classopollis classoides*, *Chasmatosporites* sp.

*Forage 22738-Tulinbreg :*

Echantillon 7321 (95,70—96,81 m de profondeur) : *Cyathidites australis*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Concavisporites juriensis*, *Toroisporis* sp., *Contignisporites dunrobinensis*, *Lycopodiacidites rugulatus* (C ouper) Schulz 1967, *Alisporites* sp., *Cycadopites* sp., *Chasmatosporites major*, *C. apertus*, *Monosulcites minimus*, *Araucariacites australis*, *Crassulina* sp., *Osmundacidites* sp. 1.

La microflore des forages de Cozla est extrêmement intéressante par la composition des associations qui sont unitaires du point de vue qualitatif. Nous considérons que ces associations indiquent le Sinémurien vu les critères :

l'existence de l'espèce *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiegarth) Schulz 1967, qui apparaît à la base du Sinémurien ;

la prédominance quantitative dans les dépôts sinémuriens des „genres et des espèces communes à tout l'Eojurassique“ (sensu Antonescu, 1973) et la manque des espèces rhaeto-hettangiennes et liasiques moyennes.

Mentionnons que l'association obtenue de l'échantillon 7296 (212—212,40 m de profondeur) pourrait indiquer la limite avec l'Hettangien, puisque les espèces *Auritulinasporites triclavus*, *A. scanicus*, *Toroisporis crassexinus*, *T. cf. mesozoicus* sont des espèces qui apparaissent en grande quantité dans la base du Lias (Nilsson, 1958; Jeanne Levet-Carette, 1964).

Le seul gisement de tout l'autochtone danubien où jusqu'à présent on a rencontré une microflore qui pourrait indiquer l'Hettangien est la carrière de Mehadia-Valea Mare. Un échantillon recueilli de cette carrière de l'horizon conglomératique — couches à *Laccopteris angustiloba* (rhaeto-liasiques selon Iliescu et Semaka, 1962) — a offert la suivante association : *Cyathidites australis*, *C. minor*, cf. *Lundbladispora* sp., cf. *Converrucosporites luebbenensis* Schulz 1967, *Concavisporites kaiseri* Arjang 1975, cf. *Toroisporis* (*Toroisporis*) sp. A ex Bonia 1969, cf. *Perforosporites* sp., *Classopollis* (sp. non-identifiée), *Alisporites* sp., *Monosulcites* sp., *Vitreisporites pallidus* (voir pl. X).

*Sinémurien supérieur*

Sur les grès calcaires à *Cardinia gigantea*, dans le secteur de Cozla, reposent des grès calcaires sablonneuses de couleur violacée, qui dans la partie supérieure deviennent plus marneuses et sont très riches en brachiopodes, fait qui a déterminé Tieze (1872) à les dénommer

des „calcaires à brachiopodes“. Les grès calcaires à brachiopodes ont été retrouvés par nous le long du chemin de Cozla-Bigăr.

L'association de brachiopodes identifiée par Tietze (1872) des „calcaires à brachiopodes“, revue et complétée avec de nouvelles espèces par Răileanu (1953) et Răileanu et Iordan (1964) contient les suivantes espèces : *Lobothyris grestenensis*, *L. punctata*, *L. grossaviensis*, *Tetrahynchia sirinniae*, *T. drenkovana*, *Spiriferina tumida*, *S. ascendens*, *S. acuta*, *S. walcotti*.

Selon Tietze (1872) les dépôts à brachiopodes de Cozla appartiennent au Sinémurien inférieur (zone à Bucklandi). Răileanu (1953, 1966) les considère de même âge (zone à Bucklandi, zone à Semicostatum) et les met en corrélation avec les calcaires oolithiques rouges de Munteana. Les dépôts marneux développés immédiatement sur les grès calcaires à brachiopodes de Cozla sont attribués par Răileanu (1953) au Sinémurien supérieur (Lotharingien).

Dues à nos recherches de Munteana (voir le chapitre „Le Faciès calcaire-gréseux de Munteana“) on a établit à partir des ammonites que la partie supérieure de la succession de calcaires oolithiques rouges appartient au Cargien inférieur (zone à Jamesoni) et par suite les dépôts calcaires oolithiques à *Lobothyris grestenensis* de la même succession, situés immédiatement en dessous appartiendraient au Sinémurien supérieur. C'est le même âge qu'on attribue aux „calcaires à brachiopodes“ de Cozla, mis en corrélation par Răileanu et Iordan (1964) à partir des brachiopodes avec ceux de Munteana mais attribués par ces auteurs au Sinémurien inférieur.

#### *Pliensbachien*

Le Pliensbachien est représenté dans le secteur de Cozla par des grès marneux, grès calcaires à lamellibranches et gastéropodes. Dans la partie basale de cette succession Răileanu (1953) et Răileanu et Iordan (1964) séparent un horizon où prédomine l'espèce *Cincta numismalis*. Suivant les auteurs susmentionnés, la partie totalement supérieure du Lias moyen est représentée par des marnes schisteuses brunes contenant diverses espèces de lamellibranches et de brachiopodes (*Spiriferina rostrata*, *S. alpina*, *Tetrahynchia tetrahedra*, *T. austriaca*). Ces dépôts sont corrélables suivant l'opinion de Răileanu (1953) aux grès verts à *Amaltheus margaritatus* de Munteana.

Dans le secteur de Bigăr, le Pliensbachien est représenté par une alternance de grès calcaires gris, grès quartzitiques blanc-jaunâtre altérés couleur de rouille, ou de grès quartzitiques micacés et siltites argileuses grises. Les grès calcaires contiennent des exemplaires de *Gryphaea* sp. et d'autres lamellibranches aussi que des brachiopodes et des restes d'échinodermes.

Une liste de faune plus complète des dépôts pliensbachiens développés dans le synclinal de Bigăr a été publiée par Răileanu (1953, 1960). Nous y citons : *Cincta numismalis*, *Becheiceras bechei* et *Phylloceras heterophyllum*.

Le Pliensbachien a été pour le moment moins étudié palynologiquement. Du forage 22738-Tulinbreg on a recueilli les espèces :

Echantillon 7336 (70,74—75,03 m de profondeur) : *Pinuspollenites* sp., *Classopollis classoides*, *Spheripollenites* sp., *Micrhystridium* sp.

Echantillon 7320 (84,03—85,54 m de profondeur) : *Cyathidites austalis*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Osmundacidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Podocarpites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Classopollis* type 1, *Cycadopites* sp.

Echantillon 7319 (89,36—90,81 m de profondeur) : *Cyathidites austalis*, *Dictyophyllidites harrisi*, cf. *Leptolepidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Corollina meyeriana*, *Podocarpites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Alisporites* sp., *Classopollis* type 2, *Cycadopites* sp., *Micrhystridium* cf. *inconspicuum* (Deflandre) Deflandre 1937.

Le contenu palynologique de ces échantillons est fort différent envers celui obtenu de l'échantillon 7321 (95,70—96,81 m de profondeur) qui indique le Sinémurien. La différence réside dans le fait qu'à côté des „genres et des espèces communs à tout le Lias“ (sensu Antonescu, 1973), il y a des espèces de *Classopollis* à stries équatoriales nettes, bien définies, qui d'habitude peuvent être rencontrées à partir du Lias moyen, des types de pollen de conifères *Pinuspollenites* et *Podocarpites* rencontrés également dans le Lias moyen de Cristian-Brașov (Antonescu, 1973), des exemplaires incertains de *Leptolepidites* sp. (genre qui apparaît pendant le Lias moyen) et des éléments de microplancton — acritarches (espèces du genre *Micrhystridium*) — apparaissant en grandes quantités dans notre pays toujours pendant le Lias moyen. Donc, nous ne voulons que noter quelques critères assez relatifs — ne disposant pas certainement des genres et des espèces apparaissant durant le Lias moyen (*Leptolepidites*, *Callialasporites*), mais seulement d'un exemplaire appartenant au genre *Leptolepidites* — pour attribuer à partir des spores et pollens l'âge eojurassique moyen à ces dépôts.

### Toarcien

Dans la région de Cozla et de Bigăr le Toarcien est formé surtout des grès quartzitiques.

Dans la coupe de la vallée de Dragosela, le Toarcien est représenté par des grès quartzitiques, localement micacés, dans des couches d'épaisseurs de 30 cm jusqu'à 3—4 m. Dans le même intervalle stratigraphique se développent des grès calcaires et des calcaires sablonneux gris, encrinitiques, contenant des exemplaires de *Gryphaea* sp., et des bélélemnites. En alternance avec les grès apparaissent des siltites argileuses grises, charbonneuses, en couches d'épaisseurs atteignant même 1 m, des grès siltyques micacés, des argiles schisteuses. Dans la base de la succession de dépôts appartenant au Toarcien de la région de Bigăr (sur la vallée de Zamonița) dans les argiles siltyques schisteuses charbonneuses on a identifié la présence de certains ammonites (pl. IV,

V) parmi lesquels l'espèce *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson), caractéristique pour la zone *Tenuicostatum* (Whitbien). Dans la même association, excepté l'espèce citée, on a encore identifié : *Mesodactylites (?) sp.*, *Phylloceras* sp., *Protogrammoceras (?) sp.*, *Propeamussium (Propeamussium)* sp. Il est important de retenir (voir Hoffmann et Martin, 1960) que l'espèce *Dactylioceras semicelatum* marque (en certaines coupes de l'Allemagne) même la base du Toarcien inférieur, reposant immédiatement au-dessus de la zone *Spinatum*, dépassant l'espèce *Dactylioceras tenuicostatum*.

### Faciès calcaire-gréseux

Le faciès calcaire-gréseux est assez limité en ce qui concerne sa superficie dans le cadre de la zone de Sirinia, étant développé seulement dans le secteur de Munteana.

#### *Hettangien (?) - Sinémurien inférieur*

Jusqu'à présent on a considéré que le premier terme du Jurassique inférieur est représenté à Munteana par les calcaires oolithiques ferrugineux disposés directement sur les pyroclastites permianes (Răileanu, 1953). Mentionnons de plus qu'en divers ouvrages (Răileanu, in Codarcea et al., 1961, page 111 ; Rusu, 1968, page 278) on a insisté sur la manque, dans cette coupe, des affleurements qui permettent d'établir les rapports nets d'entre le Permien et le Jurassique. Les dernières années, dans les affleurements du nouveau chemin le long du Danube, on a pu observer qu'entre les pyroclastites permianes et les calcaires oolithiques ferrugineux de Munteana s'intercale une succession de dépôts prédominant gréseux ayant une épaisseur dépassant 10 m. Cette succession est constituée d'une alternance de grès siliceux blancs en couches d'environ 1 m d'épaisseur, à argiles grises dans des couches de 2 à 30 cm d'épaisseur.

Les échantillons palynologiques récoltés de la partie supérieure de la succession gréseuse ont donné la suivante association : *Cyathidites australis*, *Baculatisporites* sp., *Chasmatosporites apertus*, *C. major*, *Classopollis classoides*, *Obtusisporis junctum*, *Dictyophyllidites harrisi*, *Concavisporites* sp. Cette association indique le Sinémurien et est comparable à celle obtenue des dépôts contenant des charbons de Cozla.

La succession de grès sinémuriens de Munteana est entourée d'accidents tectoniques tant à la partie supérieure qu'à la partie inférieure (pl. I). Cela nous n'empêche pas à supposer que, par direction, l'amplitude des accidents tectoniques peut diminuer jusqu'à la normalisation des relations entre les formations en question. Ainsi, entre les dépôts permianes et ceux sinémuriens pourrait s'intercaler une entité lithologique qui appartenirait à l'Hettangien.



### *Sinémurien supérieur-Carixien*

Dans la coupe de Munteana (pl. I) sur les dépôts gréseux attribués au Sinémurien inférieur se disposent les calcaires oolithiques ferrugineux. Ces calcaires sont détritiques, organogènes, rouges, bordeaux et grises, faiblement sablonneux (à oolites chamositiques et hématitiques) et contiennent des fragments de crinoïdes, d'échinides, de foraminifères, de brachiopodes. Ces calcaires se développent dans un intervalle stratigraphique dépassant 10 m, se disposant en couches de 60—70 cm à des bancs de plus 1 m d'épaisseur. Dès 0,5 m à partir de la base de cette succession de calcaires apparaissent diverses espèces de lamellibranches parmi lesquelles le genre *Propeamussium* est le plus fréquent. Dans la partie médiane de la pile de calcaires oolithiques de cette coupe apparaît sur 1 m d'épaisseur un lumachelle à brachiopodes (pl. I). Răileanu et Iordan (1964) mentionnent de ce niveau l'association suivante : *Lobothyris punctata*, *L. grestenensis*, *L. gregaria*, *Tetralynchia sirinniae*, *T. banatica*, *Spiriferina tumida*, *S. ascendens*, *S. acuta*, *S. walcotti*, *S. alpina*. Tenant compte de cette association, les calcaires rouges oolithiques ont été attribués au Sinémurien inférieur. Du niveau des calcaires à brachiopodes pourrait provenir aussi l'espèce *Promicroceras cf. planicosta* (Sow.) citée par Răileanu (1953) de la coupe de Munteana.

On a recueilli de la partie supérieure de la succession de calcaires oolithiques (les trois derniers mètres au-dessus du lumachelle à brachiopodes) l'espèce *Acanthopleuroceras rursicosta* (Buckman) qui indique le Carixien.

Le type de l'espèce *Acanthopleuroceras rursicosta* provient (Buckman, 1918) du Lias moyen de Leckhampton (Gloucestershire). Arkell, Kummel et Right (in Moore, 1957) précisent que le genre *Acanthopleuroceras* appartient à la zone Jamesoni (Carixien inférieur). Sur un schéma provisoire de l'évolution de la famille Polymorphitidae, le genre *Acanthopleuroceras* est placé (Moatert et Bordalo da Rocha, 1972) à la base de la zone à Ibex (Carixien moyen) où, selon ces auteurs persiste aussi le genre *Uptonia* et même l'espèce *U. jamesoni*. Puisque les auteurs susmentionnés montrent que le problème de l'évolution de la famille Polymorphitidae est encore en étude, nous avons accepté pour le moment le point de vue conformément auquel le genre *Acanthopleuroceras* indique la zone Jamesoni.

La présence de l'espèce *Acanthopleuroceras rursicosta* nous a déterminé à attribuer au Carixien inférieur la partie terminale des calcaires oolithiques et au Sinémurien supérieur le reste des calcaires oolithiques où est englobé le lumachelle à brachiopodes, attribué antérieurement au Sinémurien inférieur (Tietze, 1872 ; Răileanu, 1953). Cette nouvelle distribution stratigraphique est corroborée aussi par le fait que la plupart des espèces de brachiopodes, existentes dans les calcaires oolithiques de Munteana, évoluent également dans le Sinémurien supérieur (Răileanu et Iordan, 1964). Pour conclure,

d'après les nouvelles données paléontologiques, les calcaires à brachiopodes de Munteana et de Cozla appartiennent au Sinémurien supérieur, et le complexe charbonneux supérieur de Cozla au Sinémurien inférieur (fig.).

A Munteana (pl. I), sur les derniers bancs de calcaires rouges oolithiques attribués au Carixien inférieur (zone Jamesoni) suivent : grès quartzitiques gris à lentilles de calcaires gréseux, développés sur une épaisseur de 3 m ; ensuite dans un intervalle stratigraphique d'environ 30 m se développent des calcaires détritiques organogènes sablonneux gris, en couches de 30—50 cm à 1 m d'épaisseur, contenant localement dans le liant de la chamosite et de l'hématite. En alternance avec les calcaires apparaissent des grès calcaires et subordonné des siltites gris. Ces dépôts contiennent à côté des ammonoïdés et des nautiloïdes, diverses espèces de lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes, échinides et foraminifères.

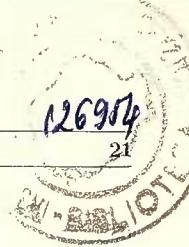
Parmi les ammonites recueillis de ces dépôts, mentionnons (pl. II, IV) l'espèce *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), de la zone Ibex (Carixien moyen) et l'espèce *Aegoceras capricornu* (Schlotheim) provenant de la partie supérieure de la succession décrite et qui indique la zone à Davoei (Carixien supérieur). On a récolté du même intervalle et des exemplaires de *Gryphaea* sp.

L'espèce *Aegoceras capricornu* a été mentionnée par Tietze à Munteana qui lui a donné le nom de *Amm. capricornus* v. Schloth. (pl. I). C'est toujours du niveau de la zone à Davoei de Munteana que provient aussi l'espèce *Liparoceras (Becheiceras) bechei* (J. Sowerby), recueillie par Răileanu (1953).

Un échantillon palynologique recueilli du niveau de la zone à Davoei de Munteana contient des espèces du genre *Micrhystridium*, rencontrées également dans les associations palynologiques du Pliensbachien traversé par les forages de la région de Tulinbreg. Le Carixien-Domérien de Cristian-Brașov à associations palynologiques bien plus riches et mieux conservées (Antonescu, 1973) pourrait être comparer généralement à la microflore plus pauvre des dépôts pliensbachiens de Munteana et du forage de Tulinbreg, à cause d'un trait commun, à savoir le palynofaciès à acritarches qui indique le faciès marin.

Răileanu et Iordan (1964) ont déterminé de la partie basale du Lias moyen (Carixien) de Munteana la suivante association de brachiopodes : *Spiriferina alpina*, *S. rostrata*, *S. tumida haueri*, *Tetrahynchia argotinensis*, *Gibbirhynchia curviceps*, *Cirpa fronto*, *Lobothyris punctata*, *L. punctata subpunctata*, *L. punctata carinata*, *L. punctata edwardsi*, *L. punctata andleri*, *L. subvoidei*, *L. ovulum*, *L. grossaviensis*, *Cincta numismalis*, *Zeileria subnumismalis*, *Z. quadrifida*, *Z. roemeri*, *Z. cornuta*, *Z. indentata*, *Z. sarthacensis*, *Z. dellegraziana*, *Z. berzaskensis*.

126984



### Domérien

Le Domérien est formé surtout par des calcaires détritiques organogènes, gréseux, gris-verdâtres, en couches de 30—50 cm, et subordonné des grès calcaires. En sections minces on peut observer des restes d'échinodermes, spongiaires, brachiopodes. La couleur verte des dépôts est donnée par la présence de la chamosite qui se trouve distribuée dans le liant, ou en substituant les éléments détritiques. Les calcaires gréseux verts décrits ci-dessus se développent sur une épaisseur stratigraphique de 12 m. Dans ces dépôts on a identifié des ammonites de la zone à Stokesi : *Amaltheus stokesi* (J. Sow.) et de la zone à Margaritatus : *Amaltheus margaritatus* De Montfort, *Pseudamaltheus* sp., *Pleuroceras cf. transiens* (Frentzel). En association avec les ammonites on a identifié des exemplaires de *Gryphaea gigantea* J. de C. Sow. (pl. II—IV). De la zone à Margaritatus provient également l'association *Amaltheus gloriosus* Hyatt et *Protogrammoceras* sp. décrites aussi par Tietze (1872, page 102, 104, pl. II, fig. 4—5) sous les noms d'*Ammonites margaritatus* var. *muntjanae* Tietze, respectivement *Ammonites normannianus* d'Orb. (pl. I).

Dans la coupe de Munteana, sur les calcaires verts gréseux à ammonites de la zone à Margaritatus se développe, dans un intervalle stratigraphique de 3—4 m, des calcaires durs gris, encrinitiques, sablonneux en couches de 20—70 cm, à rares restes de chamosite. Dans ces calcaires on a identifié des ammonites (voir pl. IV) de la zone Spinatum [*Pleuroceras solare* (Phyll)]. Ces calcaires appartiennent à la partie supérieure du Domérien. Tietze (1872) a trouvé l'espèce *Pleuroceras solare*, dans ces calcaires, mais l'auteur l'a décrite et figurée (page 102, tab. 2, fig. 6) sous le nom d'*Amm. spinatus* d'Orb. (pl. I).

La faune à lamellibranches et brachiopodes des dépôts domériens de Munteana est publiée par Răileanu (1953, 1960) et Răileanu et Iordan (1964), d'où nous en citons l'association de brachiopodes : *Tetrahynchia tetrahedra*, *T. austriaca*, *T. subconcina*, *Grandirynchia grandis*, *Lobothyris punctata clevelandensis*, *L. punctata carinata*, *L. punctata subpunctata*, *Zeilleria quadrifida*, *Z. cornuta*, *Spiriferina cornuta haueri*.

### Toarcien-Aalénien

Sur les calcaires gris à *Pleuroceras solare*, de la partie supérieure du Domérien de Munteana, reposent des schistes argileux (20 cm) noirâtres, suivant sur une épaisseur de 2,5 m des calcaires gréseux en couches de 10—30 cm, en alternance avec des siltites marneuses grises. Dans les calcaires gréseux, partiellement oolithiques, nous avons identifié des ammonites appartenant à la zone à Serpentinus : *Hildaites* sp. aff. *H. septentrionalis urkutensis* Geczy, *Harpoceras exaratum* (Young et Bird), *H. mulgravium* Young et Bird, *H. cf. falcerum* (Sow.), et à la zone à Bifrons : *Hildoceras sublevisoni* (Fucini), *H. lusitanicum* (Meister), *H. semicosta* (Buckman), *Lytoceras* sp., ex. gr. *R. rhodanicum* (Monestier), *Porpoceras* sp. ex.

gr. *P. vortex* (Simpson), *Phymatoceras* sp. ex. gr. *P. lilli* (Hauer), *Catacoeloceras* sp. ex. gr. *C. jordani* (Goux) (voir pl. I et pl. V—IX).

Au-dessus les calcaires gréseux à ammonites de la zone à Bifrons se disposent, dans un intervalle stratigraphique de 4 m d'épaisseur, des grès quartzitiques à liant calcaire et des calcaires faiblement sablonneux gris, en bancs de quelques mètres, partiellement à séparations en dalles de 30 cm d'épaisseur, des diaclases qui prennent la couleur de rouille par altération. De cet intervalle stratigraphique on a récolté (pl. IX) plusieurs exemplaires de *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), espèce qui indique la zone à Insigne (sensu Moutarde et al., 1971) du Toarcien supérieur.

Răileanu (1953) et Răileanu (in Codarcea et al., 1961) mentionne dans l'intervalle du Toarcien de Munteana les espèces *Hildoceras bifrons* et *Pachylytoceras jurense* (pl. I).

L'épaisseur totale du Toarcien de Munteana ne dépasse pas 10 m.

Sur les calcaires à ammonites de la zone à Insigne suivent, dans un intervalle stratigraphique de 10 m d'épaisseur, des grès quartzitiques gris-blandhâtres, en bancs de 1 m, à séparations de dalles de 30—50 cm. Ceux-ci sont probablement les grès siliceux représentés par Răileanu (1953) et Răileanu (in Codarcea et al., 1961) dans la colonne stratigraphique du Jurassique inférieur de Munteana et attribués au Toarcien-Aalénien ou à l'Aalénien.

Tant qu'on obtiendra des données plus précises d'ordre paléontologique, nous acceptons que ces grès quartzitiques appartiennent à l'Aalénien mais n'excluant pas la possibilité que leur base contienne des ammonites de la zone Aalensis ou bien Pseudoradiosa (sensu Moutarde et al., 1971) du Toarcien supérieur.

#### CONCLUSIONS

En ce qui concerne la présence du Rhaetien dans la base des dépôts éojurassiques de la zone de Sirinia il n'y a pas de données biostratigraphiques pour la confirmer.

Les dépôts du complexe charbonneux supérieur (en tant que partie terminale de la succession attribuée jusqu'à présent au Rhaetien-Hettangien inférieur ou à l'Hettangien) qui représentent deux tiers de l'épaisseur totale des dépôts de l'Eojurassique inférieur de Cozla, ont été attribués à partir d'une association palynologique et des critères stratigraphiques au Sinémurien inférieur. Partant seulement les dépôts situés à la partie totalement inférieure de la succession de l'Eojurassique pourrait appartenir éventuellement à l'Hettangien.

Dans le secteur de Munteana, entre les calcaires oolithiques ferrugineux et les pyroclastites permianes, a été mise en évidence une succession de dépôts prédominant gréseux (10 m) d'où on a obtenu une association palynologique (sinémurienne) comparable à celle provenant du complexe supérieur charbonneux de Cozla.

L'horizon à brachiopodes connu tant à Cozla qu'à Munteana (fig.) est attribué au Sinémurien supérieur. Cette distribution strati-



graphique est confirmée par la position de l'horizon, inférieure par rapport au niveau d'où on a recueilli l'espèce *Acanthoplouroceras rursicosta* Buckman (zone à Jamesoni). Tenant compte du même repère paléontologique (zone à Jamesoni) on précise qu'une partie (celle terminale) de la succession des calcaires oolithiques de Munteana appartient au Carixien.

Dans la succession des dépôts éojurassiques de Munteana, supérieurs à la zone Jamesoni, on a mis en évidence de nouvelles zones paléontologiques et les listes existentes pour les zones déjà connues se sont enrichies avec de nouvelles espèces, notamment : zone à Ibex désignée par l'espèce *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) ; zone à Davoëi : *Androgynoceras capricornu* Schlotheim ; zone à Stokesi : *Amaltheus stokesi* J. Sow.; zone à Margaritatus : *Amaltheus margaritatus* de Montf.; *Pseudamaltheus* sp. en association avec *Gryphaea gigantea* J. de C. Sow.; zone à Serpentinus : *Harpoceras mulgravium* Y. et B., *H. exaratum* (Y. et B.), *H. cf. falciferum* (Sow.), *Hildaites* sp. aff. *H. serpentiniformis urkutensis* Géczy; zone à Bifrons : *Hildoceras sublevisoni* (Fuccini), *H. lusitanicum* (Meister), *H. semicosta* (Buckman), *Lytoceras* sp. ex. gr. *L. rhodanicum* (Monestier), *Porpoheras* sp. ex. gr. *P. vortex* (Simpsom), *Phymatoceras* sp. ex. gr. *P. lilli* (Hauer), *Catacoeloceras* sp. ex. gr. *C. jordani* (Gueux); zone à Insigne : *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle).

Dans les formations éojurassiques de faciès conglomératique-gréseux-argileux du secteur de Bigăr on a mis en évidence la base extrême du Toarcien, par l'identification de la zone à *Tenuicostatum* (Toarcien inférieur), désignée par l'espèce *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpsom).

## BIBLIOGRAPHIE

- Antonescu E. (1973) Quelques données sur la Palynologie du Lias sous facies de Gresten de Roumanie. Palynology of Mesophyte. Proceedings of the III International Palynological Conference, 53—57, Moscow.
- Buckman S. S. (1918) Jurassic chronology. I-Lias. Quarterly Journal of the Geological Society. LXXIII/4, p. 257—327, London.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. Ghidul excursiilor C. Carpații Meridionali, p. 3—125, București.
- Bercia I., Boldur C., Constantinof D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S. (1967) Geological Structure of the Southwestern Carpathians. Guide to Excursion 49 AC Roumania, p. 5—47, București.
- Hoffmann K., Martin G. P. R. (1960) Die Zone des Dactylioceras tenuicostatum (Toarcien, Lias), in NW — und SW — Deutschlands. Paläont. Zeitschrift Bd. 34/2, p. 103—149, Stuttgart.

- Iliescu O., Semaka A. (1962) Contribuții la cunoașterea Rheto-Liasicului din împrejurimile Mehadii. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, 1961, p. 113—119, București.
- Kuehn O. (1960) Lexique stratigraphique international, I, Europe, 8, Autriche, p. 4—646, Paris.
- Levet-Carette J. (1964) Etude de la microflore infraliasique d'une sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas de Calais). *Ann. Soc. Géol. du Nord.* LXXXIII, 2-me trim., 101—129, Lille.
- Moore R. C. (1957) Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. L. Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea. New York.
- Mouterde R., Enay R., Cariou F., Contini D., Elmi S., Gabilly J., Mangold Ch., Mattei J., Rioult M., Thierry J., Tintant H. (1971) Les zones du Jurassique en France. *C. R. Som. de Séances de la Soc. Géol. Fr.* 6, p. 2—27, Nancy.
- Nilsson T. (1958) Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. *Publ. from the Inst. of Mineral Paleontolog. and Quaternary Geology* 53, Univ. Of. Lund, 1—112, Lund.
- Papiu V. C. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. științifică, București.
- Patrulius D., Popa Elena (1970) Lower and Middle Jurassic Ammonite Zones in the Roumanian Carpathians. *Ann. Inst. Geol., Publ. Hungarici.* LIV, 2, p. 131—147, Budapest.
- Popa Elena (1972) Hărțile litofaciale ale Eojurasicului și texte expliative, în Atlasul litofacial al Jurasicului din România. București.
  - Răileanu Gr. (1953, 1960) Cercetări geologice în regiunea Svinia-Fața Mare. *Bul. St. Acad. R.P.R. Secția de Științe Biologice, Agronomice, Geologice și Geografice.* V, 2, 1953, publicată în 1960 în l. franceză în *An. Com. Geol.* XXVI—XXVIII, p. 348—383, București.
  - Iordan Magdalena (1964) Studiul brahiopodelor liasice din zonă Svinia. *Stud. cerc. geogr. geofiz. geol., seria Geologie,* I, 9, p. 4—24, București.
  - Rusu A. (1968) Calcarul oolitic cu charnosit și hematit de la Munteana (Banat). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geologie,* 13/2, p. 377—389. Ed. Acad. R.S.R., București.
  - Semaka A. (1958) Über die pflanzenführenden Liasschichten Rumäniens. I. Getische Decke. *N. Jb. Geol. Paleont.* 8—9, Stuttgart.
  - (1962) Flora liasica de la Doman, Banat. *D. S. Inst. Geol.* XLIII, pag. 215—242, București.
  - (1969) Die Selenocarpus Flora aus dem Apuseni-Gebirge Rumäniens. *N. Jb. Paläont. Mh. H-10,* 609—617, Stuttgart.
  - (1970) Geologisch-Paläohotanische Untersuchungen im SO-Banater Danubikum. *Mém. Inst. Geol.* XI, p. 1—71, București.
  - Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgstockes, p. 36—142, Viena.
  - Trauth Fr. (1909) Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. *Beitr. Pal. Geol. Öst.-Ung. und Orients.* Bd. XXII, p. 1—78, Vien.

## DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES CONCERNANT LE JURASSIQUE INFÉRIEUR DE MUNTEANA SELON DIVERS AUTEURS

ELENA POPA et al. Nouvelles données sur la biostratigraphie du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia(Banat)

COLONNE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU JURASSIQUE INFÉRIEUR DE MUNTEANA SELON ELENA POPA, S.NASTASEANU ET EM. ANTONESCU (1976)		FAUNE D'AMMONITES SELON TIETZE (1872) PARTIELLEMENT REVUE PAR D.PATRULIU ET EL.POPA (1970); ENTRE PARENTHÈSES LES NOMS ORIGINAUX SELON TIETZE	FAUNE D'AMMONITES SELON GR.RĂILEANU, (1953,1961) AUX NOMS REVUS ON A AJOUTÉ ENTRE PARENTHÈSES LES NOMS SELON GR. RĂILEANU	FAUNE DE BRACHIOPODES SELON GR.RĂILEANU ET M.IORDAN (1964)
AALÉNIEN				
TOARCien	Pseudogrammoceras fallaciosum } z. insigne Hildoceras semicosta, H.ustulatum, H.sublevisoni } z. Bifrons Harpoceras mulgravium Hildites sp. aff. H. serpentiformis urkutensis } z. Serpentinus	0 5m  Schistes argileux à impressions charbonneuses, grès siliceux lenticulaires Grès quartzitiques gris-blanchâtre; localement à liant calcaire, en base argiles, grises et vertes.	(Am. cf. actaeon d'Orb)	Pachyltoceras jurensen (ziet) (= Lytoceras jurensen) Hildoceras bifrons (Brug.)
DOMÉRIEN	Pleuroceras solare } z. Spinatum Amatheus margaritatus, Pseudamatheus sp., Gryphaea gigantea Amatheus stokesi } z. Stokesi	Calcaires gris encrinitiques sablonneux Calcaires détritiques organogènes sablonneux et grès calcaires gris-verdâtre à chamosite.	Pleuroceras solare (Phill) (= Am. spinatus d'Orb) Amatheus gloriosus Hyatt (= Am. margaritatus var. muntjanae Tietze) Protogrammoceras sp. (= Am. normannianus d'Orb)	Tetrahyynchia tetrahedra (Sow) T.austriaca (Quenst) T.subconcinna (Dav) Grandihyynchia grandis (Buck) Lobothyris punctata clevelandensis Ager L.punctata carinata (Trauth) L.punctata subpunctata (Dav) Zeilleria quadrifida (Lamk) Z. cornuta (Sow) Spiriferina tumida
CARIXien	Aegoceras capricornu } z. Davoei Tropidoceras masseanum } z. Ibex	Calcaires détritiques organogènes sablonneux gris, grès calcaires, siltites marne-argileuses, localement granules de chamosite.	Androgynoceras sp. à costulation capricorne simple (Am. capricornus v. Schloth) (Am. hénleyi Sow) (Am. maugenestii d'Orb)	Spiriferina alpina Opp. S.rostrata Ziet S.tumida hauseri Suess Tetrahyynchia argentinensis (Radov) Gibbiphychia curviceps (Quenst) Cirparifrons (Quenst) Lobothyris punctata (Sow) L.punctata subpunctata (Dav) L.punctata carinata (Trauth) L.punctata edwardsi (Dav) L.punctata andleri (Opp) L.sabvooides (Römer) L.ovulum Quenst L.grossavensis (Trauth) Cincta numismalis (Lamk) Zeilleria subnumismalis (Dav) Z.quadrifida (Lamk) Z.roemerii (Schil) Z.cornuta (Sow) Z.indentata (Sow) Z.sarthicensis (d'Orb) Z.delegraziana (Ttz) Z.bersaskensis (Ttz)
SINÉMURIEN SUPERIEUR	Acanthopleuroceras rursicosta } z. Jamesoni Lumachelle à brachiopodes	Grès quartzitiques gris clair, à lentilles de calcaires gréseux Calcaires détritiques organogènes rouges et gris sablonneux, oolithiques (hématisques et chamositiques)	? Promicroceras cf. planicosta (Sow) (= Aegoceras (Amblyoceras) cf. planicosta Sow)	Lobothyris punctata Sow L.grestensis (Suess) L.gregaria (Suess) Tetrahyynchia sirinniae (Ttz) T.banatica (Ttz)
SINÉMURIEN INFÉRIEUR	Chyathites australis Baculatisporites sp. Chasmatosporites apertus Chasmatosporites major Classopollis classoides Obtusisporis junctum Dictyophyloidites harrisi Concavisporites sp.	Grès quartzitiques blancs, argiles grises		Spiriferina tumida Buch S. ascendens Des. S. acuta Corroy Tetrahyynchia sirinniae (Ttz) S.walcotti (Sow) S.alpina Oppel
PERMIEN		Argiles verdâtres et rougeâtres Tufs Pyroclastites Agglomérats		

#### 4. STRATIGRAFIE

## VÎRSTA DEPOZITELOR SEDIMENTARE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII CORMOS (PARTEA SUD-VESTICĂ A MUNTILOR HARGHITA)<sup>1</sup>

DE

MIHAI STEFĂNESCU<sup>2</sup>, ILEANA POPESCU<sup>2</sup>, EMIL AVRAM<sup>2</sup>

### Abstract

The Sedimentary Deposits in the Upper Basin of the Cormoș Valley (South-Western Part of the Harghita Mountains). In the Cretaceous flysch deposits of this region two assemblages of Tintinnids typical of the Berriasian have been identified and a Barremian macrofauna has been determined. The lithostratigraphic content of these deposits allows their comparation with the Neocomian-Barremian sequence of the Bratocea nappe and, therefore, they are part of the same stratigraphic column characterising the Ceahlău nappe in the Perșani Mountains.

Obiectul notei de față îl constituie depozitele cretacice care apar de sub formațiunea vulcano-sedimentară în partea sud-vestică a Munților Harghita, la confluența pîriului Cormoș cu afluentul său dreapta, pîriul Muhor. Pentru prima dată depozitele menționate au fost figurate pe harta geologică a României scara 1 : 500.000, foaia 2b (imprimată în anul 1951), unde conform legendei adoptate au fost atribuite Cretacicului inferior. Ulterior, A. Vasilescu (1963)<sup>3</sup> compara depozitele cretacice de la confluența pîriului Cormoș cu pîriul Muhor cu depozite asemănătoare din bazinul văii Virghișului de vîrstă neocomiană (strate de Sinaia) și le figurează ca atare pe harta geologică a R. S. România, scara 1 : 200.000, foaia Odorhei (1968).

Cîteva profile executate în această regiune (fig. 1) ne-au furnizat date paleontologice interesante, care ne permit să facem unele preci-

<sup>1</sup> Predată la 14 mai 1976, acceptată pentru publicare la 17 mai 1976, comunicată în ședință din 21 mai 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Cărăsebeș nr. 1, București, 32.

<sup>3</sup> Arh. I.G.G., București.



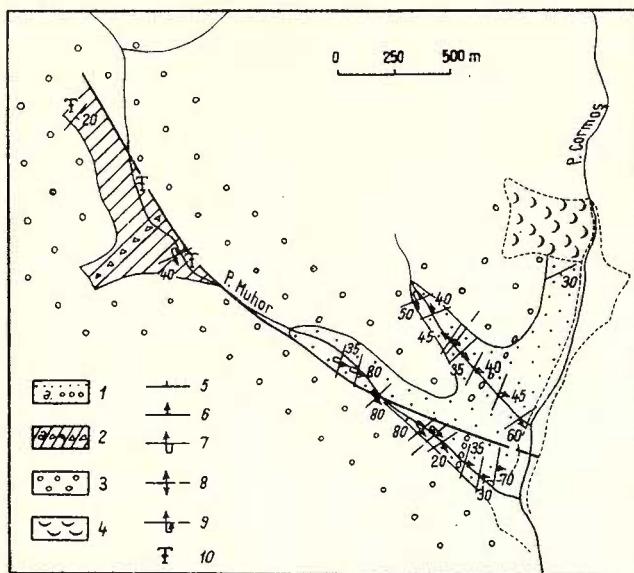


Fig. 1. — Fragment din harta geologică a bazinului superior al văii Cormoș.

1, Valanginian-Hauterivian : fliș grezo-calcaros ; a, conglomerate ; 2, Barremian : fliș marnos ; a, brecie-conglomerat ; 3, Pliocen superior : formație vulcano-sedimentară ; 4, Holocene : alunecări de teren ; 5, poziția stratelor ; 6, poziția normală a stratelor ; 7, poziția răsturnată a stratelor ; 8, ax de anticlinal normal ; 9, ax de anticlinal răsturnat ; 10, punct fosilifer.

Fragment de la carte géologique du bassin supérieur de la vallée de Cormoș.

1, Valanginien-Hauterivien : flysch gréseux-calcaire ; a, conglomérats ; 2, Barrémien : flysch marneux ; a, brèche-conglomérat ; 3, Pliocène supérieur : formation volcano-sédimentaire ; 4, Holocène : glissements de terrain ; 5, position des couches ; 6, position normale des couches ; 7, position renversée des couches ; 8, axe d'anticlinal normal ; 9, axe d'anticlinal renversé ; 10, point fossilifère.

zări de ordin litofacial și biostratigrafic. În cele ce urmează vom prezenta două situații diferite.

În zona de confluență a celor două văi aflorează depozite de fliș constituite dintr-o alternanță de doi termeni : primul termen este predominant grezos și cuprinde gresii în bancuri pînă la 1 m grosime, care la partea superioară se desfac în plăci, pe alocuri mai grozioare, pînă la microconglomerate cu quart și cu o culoare de alterație

gălbui-ruginie. Al doilea termen este reprezentat de o secvență stratificată alcătuită din șisturi argilo-marnoase slab siltice, de culoare cenușie, gresii în strate de 3-4 cm pînă la 20-30 cm și marnocalcare cenușii-albicioase în strate de 2-3 cm pînă la 10 cm. În această succesiune este interesantă prezența unei intercalații de conglomerate polimictice, în parte intraformatiōnale, nota caracteristică fiind dată de elementele de calcare micritice cenușii, uneori de dimensiuni metrice.

Depozitele descrise formează un anticinal cu direcția NE-SW, făiat transversal în lungul pîriului Cormos; pe flancul estic aceste depozite înregistrează o grosime vizibilă de 350 m.

Fondul litologic al depozitelor de la confluența pîriului Cormos cu pîriul Muhor este foarte asemănător cu cel al orizontului grezo-calcaros al stratelor de Sinaia din munții Baiului, cu excepția microconglomeratelor cu elemente de cuart care lipsesc din ultima regiune.

Din marnocalcarele succesiunii descrise au fost determinate în secțiuni subțiri două asociații net diferite de tintinnide: (1) asociația cu *Crassicollaria* sp., *Cr. massutiniana* (C o l.) (rar), *Cr. parvula* R e m. (mai rar decît precedenta) și *Calpionella alpina* L o r. (comparativ cea mai numeroasă), este cantonată în intervalul de sub intercalația de conglomerate; (2) asociația cu *Calpionella alpina* L o r., *Tintinnopsis carpatica* M u r g. și F i l i p., *Remaniella cadischiana* (C o l.), *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) și *Cp. simplex* (C o l.), se găsește în porțiunea de deasupra conglomeratelor.

Conform schemelor de repartiție stratigrafică a tintinnidelor, ambele asociații se situează în Berriasian, dar prima apare din Tithonian, iar cea de a doua cu trecere în Valanginian. Limita netă dintre cele două asociații, marcată de apariția bruscă a formelor de *Calpionellopsis* exact la nivelul conglomeratelor cu elemente calcaroase, ne determină să admitem o întrerupere, probabil locală, în continuitatea de punerii stratelor de Sinaia.

Pe pîriul Muhor, la aproximativ 1,3 km de confluența cu pîriul Cormos, de sub formațiunea vulcano-sedimentară aflorează depozitele unui fliș marnos alcătuit din: marnoargile cenușiu-negricioase, fin siltice, cu spărtură concoidală sau în plăci, gresii cenușii cu alterație ruginie, cu numeroase urme cărbunoase, în strate subțiri sau numai lame grezoase ce separă stratele de marnoargile. Subordonat, dar foarte caracteristică, apare o brecie-conglomerat calcaroasă alcătuită aproape exclusiv din elemente de calcare cenușii jurasicice, uneori de dimensiuni mari. Menționăm că în acest profil nu se cunosc formațiunile din culcuș și din acoperiș, iar depozite similare nu au mai fost întlnite pe teritoriul munților Perșani.

Flișul marnos descris mai sus amintește destul de bine faciesul „stratelor“ de Piscu cu Brazi (P a t r u l i u s, 1969) de pe versantul de est al Bucegilor. În plus brecia cu elemente de calcare ar putea fi paraleлизată cu nivelul ruditic ce se găsește constant atît la limita stratelor de Sinaia și stratelor de Comarnic cît și la cea dintre stratele de Sinaia și „stratele“ de Piscu cu Brazi. În sprijinul unei atari corelări pare să vină și un detaliu litologic reprezentat de o brecie cu elemente

de cuart, calcaré și mai rar sisturi cristaline ce se găsește sub brecia grosieră citată anterior, adică în poziția ruditelor din orizontul superior cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Sinaia din zona Sinaia-Bușteni.

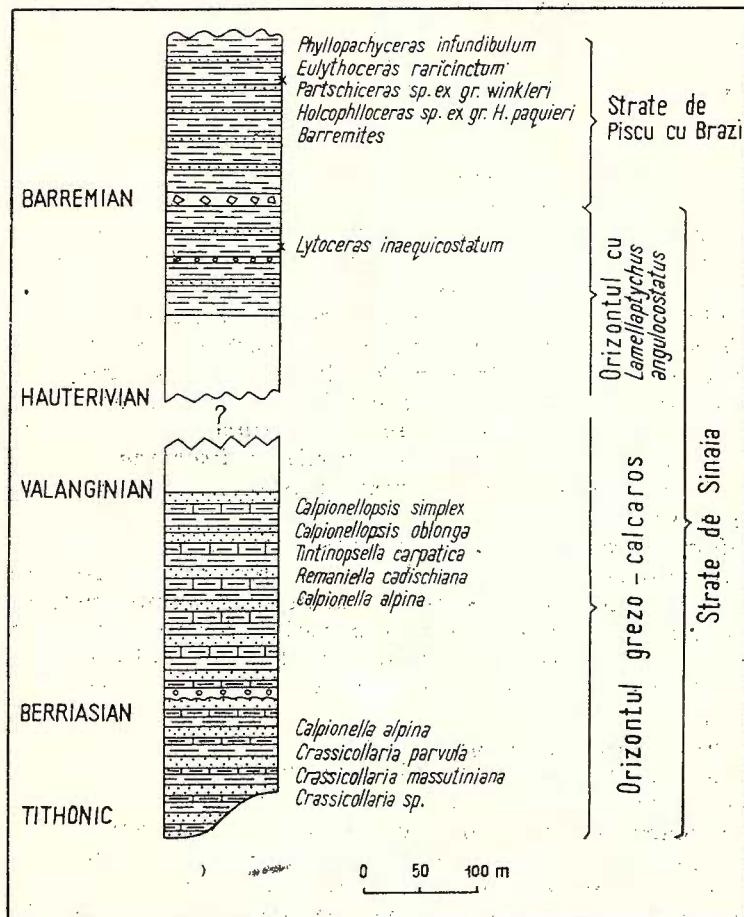


Fig. 2. — Coloana litostratigrafică a depozitelor cretacice de pe pârâul Muhor.

Colonne lithostratigraphique des dépôts crétacés du ruisseau de Muhor.

De altfel această corelare litologică este permisă și de datele paleontologice de care dispunem. Din mai multe aflorimente ale flișului marnos au fost recoltate resturi fosile din care, din cauza proastei conservări, nu au putut fi determinate decât cîteva exemplare :

— la aproximativ 100 m sub brecia cu elemente de calcaré un exemplar de *Lytoceras inaequalicostatum* (d'Orb.) ;

— la aproximativ 250—300 m peste aceeași brecie următoarele specii : *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.), *Lytoceras raricinctum* (Uhlig), *Partschiceras* sp. ex. gr. *P. winkleri* (Uhlig), *Holcophylloceras* ex. gr. *H. paquieri* Sayn și *Barremites* sp.

Toate formele citate mai sus indică Barremianul ca vîrstă pentru depozitele din care au fost recolțate.

Condițiile în care apar cele două tipuri de depozite nu ne-au dat posibilitatea de a studia nemijlocit raporturile dintre ele, dar conținutul lor biostratigrafic ne-a permis să le comparăm regional cu succesiunea neocomian-barremiană a pinzei de Bratocea (Ștefănescu, 1976). Deci ele se înscriu într-o singură coloană stratigrafică, în intervalul Neocomian-Barremian, care caracterizează pînza de Ceahlău pe teritoriul munților Perșani (fig. 2).

## BIBLIOGRAFIE

- Patrulius D. (1969) Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioara. Edit. Acad. R.S.R., pp. 306, fig. 76, pl. 8, București.
- Ștefănescu M. (1976) O nouă imagine structurală a zonei interne a flișului din regiunea de curbură a Carpaților. *D.S. Inst. geol. geof.* LXII/5, București.
- \* \* \* Harta geologică a Republicii Socialiste România, scara 1 : 500.000, foaia 2 b (1951). Inst. Geol. București.
- \* \* \* Harta geologică a Republicii Socialiste România, scara 1 : 200.000, foaia Odorhei (1968). Inst. Geol. București.

## AGE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE CORMOS (PARTIE SUD-OUEST DES MONTS HARGHITA)

(Résumé)

Les dépôts crétacés qui affleurent au confluent de la vallée de Cormos avec son affluent de droite, la vallée de Muhor, sont représentés par deux successions lithologiques :

La première succession est un flysch gréseux à marnocalcaires ; les derniers ont fourni deux associations distinctes de Tintinidés [une à *Crassicollaria brevis* Rem., *Cr. intermedia* (Durand-Delga), *Cr. parvula* Rem., *Calpionella alpina* Lor., dans la moitié inférieure, et une autre à *Calpionella alpina* Lor., *Tintinnopsis carpatica* Murg. et Fil., *Remaniella cadiischiana* (Col.), *Calpionellopsis oblonga* (C ad.), *Cp. simplex* (Col.), dans la partie supérieure],



qui indiquent le Berriassien, et respectivement le Berriassien à passage au Valanginien.

La deuxième succession lithologique est un flysch marneux qui contient une faune d'ammonites, dont ont été déterminées les espèces : *Lytoceras inaequalicostatum* (d'Orb.), *Lytoceras raricinctum* (Uhlig), *Phylopachyceras infundibulum* (d'Orb.), *Partschiceras* sp. ex gr. *P. winkleri* Uhlig, *Holcophylloceras* sp. ex gr. *H. paquieri* Sayn, *Barremites* sp., caractéristiques pour le Barrémien.

D'après leur contenu lithologique et paléontologique ces deux successions ont été comparées avec des éléments de la succession néocomienne-barrémienne de la nappe de Bratocea, fait qui nous a permis d'affirmer qu'aussi dans les Monts Persani elles appartiennent à une seule unité tectonique.



#### 4. STRATIGRAFIE

### ASUPRA POZIȚIEI STRATIGRAFICE A STRATELOR DE VALEA CARELOR (BAZINUL MARAMUREȘ)<sup>1</sup>

DE

FLORIN ANTONESCU<sup>2</sup>, GHEORGHE MITREA<sup>2</sup>, ION MOROȘANU<sup>2</sup>,  
CONSTANTIN DUTU<sup>2</sup>

#### Abstract

On the Stratigraphic Position of the Valea Carelor Beds (Maramureș Basin). Based on a thorough lithofacial and microfauna study the authors bring new data on the structure, space distribution and position of the Valea Carelor Beds on the stratigraphic scale. New zones with such deposits (the Ieud and Olohi brooks) are mentioned in this paper for the first time. The microfauna study of the blocks and packets of allochthonous rocks proves the Senonian, Paleocene and (Upper and Terminal) Eocene age of these rocks. On the basis of the normal sequences — from the deposits with eruptions of Globigerina (Terminal Eocene) to the Valea Carelor Beds — on the reworked blocks in which the newest microfauna points to the Terminal Eocene (eruptions of Globigerina) as well as on a microfauna determined in the deposits proper to the Valea Carelor Beds (black marly-clays and Birtu sandstone) mentioned in the Mid and Lower Oligocene in the East Carpathians flysch, the Litorfian-Lower Rupelian age is admitted for these deposits.

Depozite cu caractere tipice de fliș (Wildflysch după Patruilius et al., 1960, 1960 a), stratele de Valea Carelor au cunoscut o existență destul de agitată privind atât poziția în scara cronostratigrafică cît și răspândirea lor în spațiu.

Definite de Patruliș (1954) în zona Săcel, stratele de Valea Carelor au fost descrise ca o serie de fliș argilo-marnos-cenușiu, cu gresii subțiri curbicorticale, cu numeroase vine de calcit, intens tectonizate, care cuprinde fragmente și blocuri de roci alohotone, consti-

<sup>1</sup> Predată la 2 martie 1976, acceptată pentru publicare la 5 martie 1976, comunicată în ședință din 5 martie 1976.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice pentru hidrocarburi. Str. Corălilor nr. 20, sector 8, București.



tuite din sisturi cristaline, din marne roșii senoniene, din conglomerate și calcare cu nummuliți mici, miliolide, pectinide și serpule. Acest complex de strate, inclusiv gresia de Birțu (Zapadowicz, 1886), a fost raportat la Eocen de toți cercetătorii care au studiat Maramureșul pînă în 1954. În acest an, Patrulius atribuie stratele de Valea Carelor, Oligocenului, considerîndu-le echivalentul stratigrafic al straterelor de Hoia + Curtuiuș + Mera + Illeanda + Tic din nord-vestul bazinului Transilvaniei.

În studiile întreprinse împreună cu Dimitrescu și Bleahu (1955), asupra văii Vișeului și împrejurimile Săcelului ca și în studiul geologic asupra bazinului Ruscovei, Patrulius (1956) menține punctul de vedere, privind vîrstă straterelor de Valea Carelor, exprimat în 1954. Astfel, se arată că vîrstă oligocenă a acestor depozite este demonstrată de poziția lor normală deasupra unui nivel fosilifer cu forme cunoscute numai din Priabonianul superior și Oligocenul inferior, de prezență în aceste strate a unor blocuri remaniate de calcare nummulitice, de tipul calcarelor priaboniene și de prezența formei *Nummulites vascus* (A și B), în anumite intercalații de brecii mărunte din împrejurimile Săcelului.

Într-o lucrare publicată în 1960, Patrulius și Popescu descriu stratele de Valea Carelor ca un „facies de Wildflysch tipic“, pe care-l consideră analog Wildflyschului eocen din regiunea prealpină. În privința lamelor alohtone de marne roșii, incluse în depozitele haoțice de Wildflysch, autorii consideră că este foarte greu de precizat dacă acestea reprezintă ivirea la zi a unor roci mai vechi, sau dacă sunt legate de dislocații tectonice. Autorii atribuie stratele de Valea Carelor, Priabonianului. În același an, într-o lucrare de sinteză asupra Maramureșului, Patrulius, Motăș și Bleahu (1960 a), consideră că „Wildflyschul tipic din regiunea Săcel“, este cuprins în complexul mediu al Paleogenului în facies de Podhale, căruia îi atribuie vîrstă priaboniană. Stratele de Valea Carelor și implicit vîrstă lor, revin în discuție în 1965<sup>3</sup>, cînd G. h. Bulgarianu et al., studiind sedimentarul din valea Sălăuței, admite pentru depozitele în discuție, vîrstă eocen-superioară.

Pe baza speciei *Coeloma vigil* Edwards, colectată dintr-o gresie fină de pe Valea Carelor (la sud de Săcel), a nummuliilor și orthophragminelor, Iliescu și Iliescu (1966) atribuie stratele de Valea Carelor, Eocenului. Autorii paralelizează depozitele în discuție „cu portiunea superioară a marnelor de Vaser și cu partea superioară a straterelor de Petrova“, admitînd implicit vîrstă eocenă-superioară pentru gresia de Birțu, pe care o echivalează cu gresia de Strîmtura de la partea superioară a straterelor de Petrova.

Pe harta 1 : 200.000 a Institutului geologic (1968), complexul de strate cuprins între conglomeratele de Prislop și gresia de Borșa, respectiv între „seria ritmică“ de gresii și marno-argile verzi, sisturi marno-argiloase, gresii grosiere și marne cu „globigerine (fliș)“ și gresia

<sup>3</sup> Arh. I.G.G. București.

de Borșa, este atribuit stratelor de Valea Carelor, pentru care se admite vîrstă Latorfian-Rupelian.

În sinteza lucrărilor de cercetare geologică asupra Maramureșului, G. h. Iliescu et al. (1972)<sup>4</sup> introduc pentru stratele de Valea Carelor termenul de „complex negru tectonizat“, pe care-l atribuie pe baza crustaceului *Coeloma vigil* și a raporturilor de superpoziție, Eocenului superior cu posibilitatea ca partea superioară a acestor depozite să treacă și în Oligocen. În același an, Bombiță consideră că depozitele pelito-psamitice descrise sub denumirea „Strate de Valea Lăpușului“, reprezintă un echivalent al stratelor de Valea Carelor, cărora le conferă vîrstă latorfian-rupeliană. În 1975 (Antonescu, Mitrea, Năstase), am admis pentru stratele de Valea Carelor din pîriul Sălăuța (versant drept) și pîriul Bileasa (versant stîng), vîrstă Eocen superior-Oligocen inferior.

În sfîrșit, Mutihac și Ionescu (1975) consideră că stratele de Valea Carelor reprezintă un tectofacies (consecință a încălcării „pînzei de Setrev“), cărora le atribuie vîrstă oligocenă.

Cercetările executate în ultimii ani pe suprafete situate la sud de rîul Iza și la nord și sud de rîul Vișeu, în cadrul I.P.G.G.<sup>5,6,7,8</sup> aduc o serie de date interesante asupra vîrstei și repartiției în suprafată a stratelor de Valea Carelor. Discuțiile pe care le vom face în continuare se vor referi la stratele de Valea Carelor situate la sud de rîul Iza și anume: în pîriul Sălăuța (versantul drept), în pîriul Bileasa (versantul stîng) și în pîriul Ieud. De asemenea, vor fi discutate ivirile acestor depozite situate în bazinul Vișeuului, în zona Lunca la Tisa-Bistra-Frumușeaua-Repedea (versantul drept al pîriului Repedea) (fig.).

După elementele alohtone, prinse în stratele de Valea Carelor, am deosebit, în zona cercetată, două tipuri de asemenea depozite:

- strate de Valea Carelor cu elemente alohtone, provenite din Senonian-Paleocen și Eocen în facies de fliș;
- strate de Valea Carelor cu elemente alohtone provenite din Cretacic superior și Eocen în facies litoral.

Avind în vedere datele de literatură (Patruliș, 1954; Patruliș, 1956, etc.), considerăm că un tip mixt de strate de Valea Carelor, cu elemente alohtone din cele două domenii — litoral și fliș — se dezvoltă în împrejurimile Săcelului.

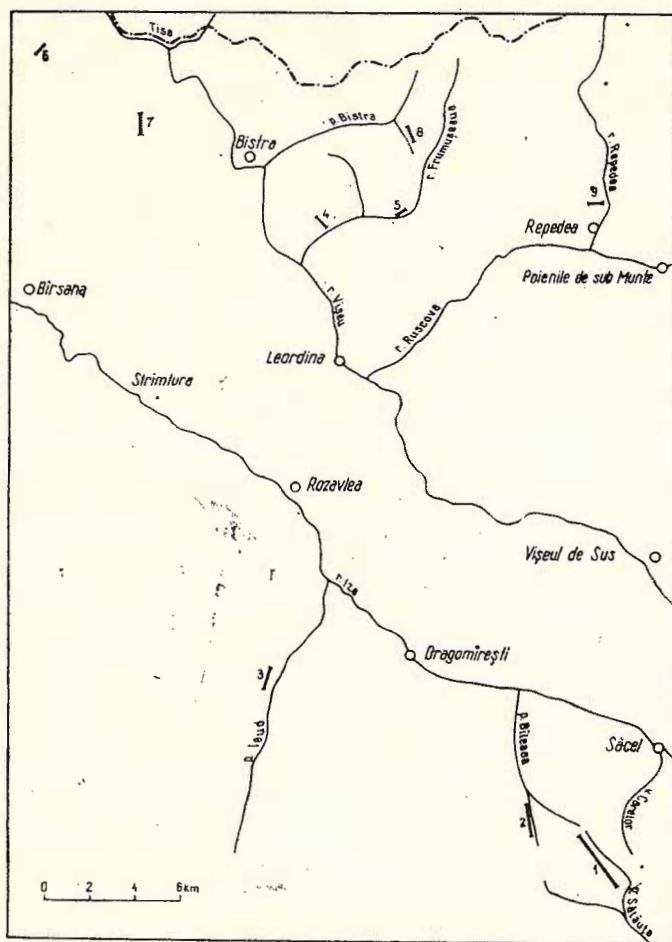
a) Strate de Valea Carelor cu elemente alohtone provenite din Senonian-Paleocen și Eocen în facies de fliș.

Depozite cu acest facies apar dezvoltate în (fig.):

— versantul drept al pîriului Sălăuța, între Dealul Ștefăniței și obîrșie și de aici spre nord, în versantul stîng al pîriului Bileasa, de la obîrșie, pînă la cursul mijlociu;

<sup>4</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>5, 6, 7, 8</sup> Arh. I.P.G.G.H. București.



Schiță cu amplasarea profilelor cercetate.

1, rîul Sălăuța ; 2, pîrîul Bileasa ; 3, pîrîul Ieud ; 4, pîrîul Olohi ;  
5, pîrîul Frumușeaua ; 6, pîrîul Susman ; 7, pîrîul Luhei ; 8, pîrîul  
Bistra ; 9, pîrîul Scorodnii.

Esquisse à emplacement des coupes étudiées.

1, ruisseau de Sălăuța ; 2, ruisseau de Bileasa ; 3, ruisseau d'Ieud ;  
4, ruisseau d'Olohi ; 5, ruisseau de Frumușeaua ; 6, ruisseau de Susman ;  
7, ruisseau de Luhei ; 8, ruisseau de Bistra ; 9, ruisseau de Scorodnii.

— în pîrîul Ieud, în zona dealului Fus ;

— într-un affluent drept al pîrîului Frumușeaua ce coboară din  
vîrful Olohi și în valea principală, la 50 m amonte de confluența cu  
pîrîul Vîrlău.

1. În zona Sălăuța-Bileasa (planșa), stratele de Valea Carelor se dezvoltă în faciesul lor tipic, cunoscut din zona Săcel. Elementele proprii acestor depozite, marno-argile negre și brun-maronii cu oglinzi de fricțiune, intens tectonizate, cu gresii calcaroase, în plăci și strate decimetrice, puternic diagenezate, au înglobate ca elemente alohotone marne și marnocalcare roșii și verzi, de vîrstă senoniană și argile roșii din flișul eocen.

Două din ivirile de Senonian apar în zona brațului drept al rîului Sălăuța de la nord de Dealul Ștefănitei, o a treia fiind deschisă în virful Fântânele, la obîrșia acestei văi. Ele au fost interpretate de aproape toți cercetătorii ca fiind legată de dislocații tectonice cu excepția lui Popescu (după Motăș, 1956), care consideră aparițiile de Senonian și Eocen, legate de stratele de Valea Carelor, ca olistolite.

O a patra ivire de Senonian, de dimensiuni mult mai reduse (un bloc de  $2,5 \times 2$  m), am observat-o pe un mic afluent al pîriului Sălăuța, în cursul superior.

Aparițiile de marno-argile verzi (în facies de Petrova) sunt frecvente în versantul stîng al pîriului Bileasa (în ultimii doi afluenți stîngi din cursul superior), unde peste o succesiune de marno-argile negre, tectonizate, cu gresii puternic diagenezate (200–250 m), urmează un pachet de cca 40 m constituit din marno-argile verzui, cu gresii și grezo-calcare cu vine de calcit, și intercalații subordonate de marno-argile negre. Stratificația este haotică, stratele prezintînd structuri lenticulare, cu numeroase zone de breciere și oglinzi de fricțiune. Peste acestea, urmează o serie de 150–200 m constituită din gresii cenușii, calcaroase, micacee, în strate decimetrice, puternic fisurate, cu depuneri de calcit pe fisuri, cu caracter lenticular și cu intercalații subordonate de argile negre (gresia de Birțu). Succesiunea se încheie cu marno-argile negre și sisturi disodilice, bine stratificate, cu rare gresii în plăci și lentile de marnocalcare sideritice (orizontul marnos).

Gresia de Birțu depusă la partea superioară a strateelor de Valea Carelor, are, cum se va vedea, o dezvoltare foarte inegală, fapt remarcat de Patruilius et al. încă din 1955. În pîriul Bileasa, ea apare dezvoltată numai în cei doi afluenți stîngi din cursul superior. Spre vest, gresia de Birțu dispără sub încălecarea Eocenului din pinza de Lăpuș, iar spre est trece lateral în depozitele argilo-marnoase ale strateelor de Valea Carelor, încit în valea principală ea lipsește complet.

Mentionăm faptul că în succesiunea de depozite atribuită strateelor de Valea Carelor în zona Sălăuța-Bileasa, nu apare baza acestor depozite.

2. În pîriul Ieud (planșa), în zona dealului Fus, peste marno-argile verzi cu eruptii de globigerine (Eocen terminal), am separat o brecie (Antonescu și Popescu, 1975) constituită dintr-o matrice marnoasă, vineție-albăstruie, cu elemente de gresii angulare, ce suportă 18–20 m de marne cenușii în plăci centimetrice, cu frecvențe gresii cenușii-vineții, cu structură lenticulară, în bancuri de 20–60 cm, cu

dese vine de calcit. Succesiunea se continuă cu un pachet de 5 m brecie constituită din marno-argile cenușii-verzui și roșii, frămîntate, complet lipsită de stratificație (din Eocenul subjacent), prinse în mărne cenușii deschise. Urmează un pachet de 25 m, cu marne cenușii-vineții în plăci neregulate, brecificate, cu frecvențe grezo-calcare cenușii, cu dispoziție lenticulară, fisurate, cu frecvențe depunerii de calcit pe fisuri. După o lacună de observație de 30—40 m, urmează 10 m gresii massive, fisurate, cu depunerii de calcit pe fisuri (gresia de Birțu), ce suportă — în continuitate de sedimentare, marne cenușii-închise, în plăci sau șistoase bine stratificate, cu intercalații subordonate de gresii în plăci și strate sub 20—30 cm și cu lentile de marnocalcare sideritice (orizontul marnos).

Întreaga succesiune de depozite, de la brecia din bază pînă la gresia din partea superioară (inclusiv gresia de Birțu), o echivalăm cu stratele de Valea Carelor.

3. O altă apariție a straterelor de Valea Carelor, s-a observat într-un mic affluent al pîriului Frumușeaua, pîriul Olohi (planșa). Aici succesiunea este constituită din marno-argile cenușii-închise și negricioase, tectonizate, cu oglinzi de fricțiune și rare gresii în plăci, cu depunerii de calcit pe fisuri (2,5—3 mm), ce suportă argile verzi și roșii-cărămizii, nisipoase, brecificate, pe alocuri lipsite de stratificație, micacee, remaniate din flișul eocen. Argilele roșii și verzi sunt prinse în secvențe subțiri de marno-argile cenușii-vineții și cenușii-închise, tectonizate. La partea superioară a succesiunii apar marno-argile negre, tectonizate, cu intercalații de gresii calcaroase, cu depunerii de calcit pe fisuri, argile roșii și verzi, slab stratificate.

Întreaga succesiune însumează cca 80 m. Peste depozitele descrise se dispun în succesiune normală, mărne negre în plăci de 1—1,5 cm sau șistoase cu intercalații de marnocalcare, de tipul marnelor brune bituminoase din flișul Carpaților Orientali, pe care le-am atribuit orizontului marnos. Baza straterelor de Valea Carelor, în profilul descris, lipsește tectonic.

Următoarea apariție a straterelor de Valea Carelor, s-a separat în firul principal al văii Frumușeaua, la 50 m amonte de confluența cu pîriul Vîrlău (planșa). În acest profil se observă pe o succesiune de cca 35 m — marno-argile negre, brecificate, cu frecvențe oglinzi de fricțiune, cu foarte rare gresii, în strate discontinui, cu rare depunerii de calcit pe fisuri. Ca elemente alochtonice apar gresii și grezo-calcare angulare, cenușii micacee, din flișul eocen, prinse într-o matrice marnoasă, negricioasă.

La partea superioară se individualizează un pachet de 15 m gresii cenușii, fisurate, cu rare depunerii de calcit pe fisuri (gresia de Birțu), cu un nivel de 0,6 m la partea inferioară, constituind dintr-o matrice marnoasă, negricioasă, cu elemente angulare, mai rar rotunjite, de gresii cenușii și grezo-calcare din flișul eocen și 2—3 fragmente de calcare romaniate, foarte probabil din conglomerate cretacice (strate de Valea Carelor în facies mixt?).

În succesiune, stratele de Valea Carelor din pîriul Frumușeaua sunt urmate normal de depozitele orizontului marnos. În bază ele stau în relații tectonice cu gresia de Borșa.

b) Stratele de Valea Carelor cu elemente aliochton provenite din Cretacic superior și Eocen în facies litoral-neritic.

Tipuri reprezentative pentru descrierea acestor depozite apar deschise în zona Rona de Sus-valea Vișeului-Bistra-Repedea. Vom discuta de la vest la est, profilele (fig.) :

- pîriul Baciovei (afluent drept al pîriului Susman), la nord de Rona de Sus ;
- pîriul Luhei (afluent drept al rîului Vișeu, la 2 km amonte de confluența cu rîul Tisa) ;
- pîriul Bistra ;
- pîriul Scorodnei (afluent drept al pîriului Repedea).

1. *In pîriul Baciovei* (planșa), stratele de Valea Carelor bine dezvoltate debutează cu un pachet de 50 m marne negre, slab stratificate, pe alocuri brecifiante, cu rare gresii cenușii în strate decimetrice, lenticulare, fisurate și cu rare depuneri de calcit. În partea inferioară a pachetului sunt prinse blocuri de conglomerate, cu diametrul sub 1 m, constituite din elemente de cuarț alb și sisturi cristaline epizonale. Succesiunea se continuă cu un pachet de 75 m grosime, constituit din marne negricioase, intens tectonizate, cu intercalări de argile disodiliforme și rare gresii cenușii-vineții, cu fisuri umplute cu calcit, budinătate.

În continuare pe cca 50 m se dispun pachete de marne siltitice, cenușii-verzui și verzui, slab stratificate, din marnele de Vaser și blocuri de conglomerate poligene și gresii verzi din Cretacicul superior, prinse între secvențe subțiri de marne negre, brune-maronii sau ruginii. Urmează, pe 75 m — marne cenușii-închise și negre, intens tectonizate, tari, cu dese oglinzi de fricțiune, cu rare intercalări de gresii cenușii în strate decimetrice și cu blocuri de conglomerate poligene, cu diametrul pînă la 5 m (după natura elementelor probabil conglomerate din Cretacicul superior). Ca în toate profilele observate și aici stratele de Valea Carelor suportă în succesiune normală depozitele orizontului marnos. În bază ele stau în relații tectonice cu gresia de Borșa.

2. *In pîriul Luhei* (planșa), affluent stîng al rîului Vișeu, stratele de Valea Carelor, cu o grosime de 250 m sunt reprezentate în bază printr-o succesiune de marne și argile negre, tectonizate, cu oglinzi de fricțiune, cu rare intercalări de gresii cenușii, calcaroase, în plăci, slab diagenezate, discontinui pe direcție.

În aceste depozite sunt prinse marno-argile roșii, siltitice, frâmîntate, din marnele de Vaser. În partea mediană a complexului gresile devin mai frecvente, prezintă numeroase fisuri umplute cu calcit și au dezvoltare neuniformă pe direcție (dese fenomene de budinaj).



Elementele alohtone sunt și aici reprezentate prin blocuri de marne roșii, siltitice, din marnele de Vaser. În partea superioară marno-argile negre compactizate, tectonizate intens, cu oglinzi de fricțiune, sunt lipsite de elemente alohtone. În succesiune, urmează normal depozitele orizontului marnos. În bază, stratele de Valea Carelor stau în relații tectonice cu gresia de Borșa.

3. Într-un mic affluent stâng al pîriului *Bistra* (plansa) cu obîrșia la cca 1 km nord de dealul Lung, într-un profil foarte bine deschis și în același timp edificator pentru poziția stratelor de Valea Carelor în suita depozitelor paleogene, se observă o succesiune normală de la marnele de Vaser la strate de Valea Carelor — gresia de Birțu-orizontul marnos. Astfel, peste marnele de Vaser (siltite slab stratificate, masive — 50 m), urmează în continuitate de sedimentare pe 50—60 m marno-argile nisipoase, pe alocuri cu tente roșcate, foarte tectonizate, brecificate, cu oglinzi de fricțiune, cu foarte rare gresii fisurate, ce suportă marne roșii, nisipoase, micacee, slab stratificate (40—50 m) și marne verzui, nisipoase, brecificate cu oglinzi de fricțiune (30 m), provenite din marnele de Vaser.

Succesiunea se încheie cu 5—7 m marne negre, tectonizate, cu intercalații de gresii cenușii, centimetrice, budinate. Gresia de Birțu dispusă peste depozitele descrise, este constituită dintr-o alternanță de gresii cenușii, calcaroase, cu granulație fin-medie, cu fețe de stratificație neregulată, în bancuri pînă la 0,5 m, fisurate, cu marno-argile negre, brecificate, cu dese oglinzi de fricțiune (50—60 m).

Peste gresia de Birțu, urmează în succesiune normală, depozitele orizontului marnos.

4. Un alt profil foarte bine deschis și foarte clar în privința poziției stratelor de Valea Carelor în succesiunea depozitelor paleogene din zona litorală a bazinului Maramureșului este pîriul *Scorodnei* (plansa), affluent drept al pîriului Repedea (în partea nordică a satului Repedea). Aici, peste un pachet de 25—30 m marne siltitice verzui (marne de Vaser), transgresive pe cristalin, se dispune un pachet de 80—100 m constituit predominant din marno-argile negre, intens tectonizate, brecificate, cu intercalații de gresii și grezo-calcare vineții, budinate. Toată seria este traversată de fisuri umplute cu calcit. În primii 5 m din bază este prins un bloc de 1 m conglomerat cu elemente de cuart alb și sisturi cristaline de epizonă (probabil din Cretacicul superior). În continuare se dispune un pachet de 70 m constituit din marne roșii și verzi, siltitice, tari, cu frecvente zone frămîntate și tectonizate, traversate de numeroase fisuri umplute cu calcit (marne de Vaser).

Menționăm, în aceste depozite, un bloc de microconglomerat cuarțos cu diametrul de 1 m ca și un bloc de marne verzi diagenizate, de vîrstă senoniană. Succesiunea stratelor de Valea Carelor în pîriul Scorodnei se încheie cu 30 m marne negre, tectonizate, cu gresii cal-



caroase, budinate și fisurate. Tot pachetul este străbătut de diaclaze umplute cu calcit. Ca în toate profilele observate în zona la care ne referim, stratele de Valea Carelor trec, normal, la depozitele orizontului marnos.

Înainte de a încheia, ținem să menționăm că depozitele intru în totalitate asemănătoare stratelor de Valea Carelor au fost separate de I. Grăf și Gh. Mitrea (1973)<sup>9</sup> în bazinul superior al Lăpușului. Ele sunt reprezentate printr-o brecie cu numeroase tipuri de elemente alohotone, între care cele mai noi sunt calcarele priaboniene. Autorii au acordat respectivelor depozite vîrsta oligocen inferioară.

### Considerații stratigrafice

În istoricul prezentat s-a arătat pe larg care a fost evoluția ideilor privind vîrsta stratelor de Valea Carelor, de la definirea lor și pînă azi. În discuțiile pe care le vom face pentru a susține vîrsta acestor depozite, vom folosi argumentele pe care ni le-au oferit asociațiile microfaunistice rezultate atît din probele recoltate din stratele de Valea Carelor deschise în profilele discutate ca și din alte profile din zona la care ne referim. Al doilea element de care se va ține seamă, privind vîrsta depozitelor în cauză, va fi criteriul superpoziției geometrice a stratelor.

Analizele microfaunistice s-au executat atît pe probele recoltate din pelitele negre proprii stratelor de Valea Carelor, ca și din elementele alohotone prinse în ele. De asemenea s-au analizat probe din pelitele intercalate în gresia de Birțu. Astfel probele luate din pachetele și blocurile de marne roșii și verzi, incluse în stratele de Valea Carelor din rîul Sălăuța și pîrîul Scorodnei (marne verzi diagenizate), au evidențiat o asociație microfaunistică cu numeroase specii de Globotruncană [G. lapparenti lapparenti Brötzen, G. stuarti Lapp., G. arca (Cushman), G. lapparenti coronata Bölli etc.], care dovedesc cu certitudine prezența Senonianului superior. În unele din probele analizate din marnele roșii și verzi din pîrîul Sălăuța s-au determinat asociații cu specii de Globorotaliide și Globigerinide (Globorotalia membranacea Ehrenberg, G. pschadæ Keller, Globigerina triloculinoides Plummer), care atestă prezența Paleocenului.

Unele din speciile citate sunt corodate, în foarte proastă stare de conservare.

Din argilele roșii și verzi prinse în stratele de Valea Carelor din pîrîul Olohi (Frumușea), ca și din marnele de Vaser „enclavate“ în stratele de Valea Carelor din pîraiele Bistra (afluent drept) și Baciova (afluent drept al pîrîului Susman), s-a determinat o asociație microfaunistică cu aglutinante mari, care cuprinde speciile *Haplophragmoides subglobosus* M. Sars, *H. emaciatus* Brady, *Reophax* aff. *trinitaen-*

<sup>9</sup> Arh. I.P.G.G.H. București.

sis C u s h i și R e n z, *Reophax duplex* Gr z y b, *Saccammina placenta* Gr z y b, *Nodosaria longiscata* d'Or b. Asociația este cunoscută în Eocenul superior din Carpații Orientali (A g h e o r g h i e s e i et al., 1967). Ea a fost întâlnită (A n t o n e s c u, M i t r e a, N ă s t a s e, 1975) în partea superioară a Eocenului în zona Fiad-Poiana Botizii, deasupra zonei cu *Cyclammina amplectens*.

Dintr-o probă recoltată dintr-un bloc de argile roșii prinse în partea superioară a stratelor de Valea Carelor din pîrîul Sălăuța, în probe recoltate din argilele verzi dispuse între marno-argilele negre tectonizate și gresia de Birțu (pîrîul Bileasa) ca și într-o probă din argilele verzi prinse în marnele cenușii din pîrîul Ieud, s-a determinat o asociere în care pe un fond de foraminifere aglutinante, apar specii de globigerine în erupție.

Dintre acestea cităm : *Globigerina varianta Subbotina*, *G. apertura* C u s h ., *G. eocaena* G ü m b e l , etc. Asociația este cunoscută la partea terminală a Eocenului din flișul Carpaților Orientali (A g h e o r g h i e s e i et al., 1967), fiind citată de D i e e a (1974) în partea superioară a stratelor de Podu Secu, Plop și Bisericană, din flișul extern al regiunii Voronet-Suha Mică-Plotonița.

Aceeași asociere citează B i e d a et al. (1973) în Eocenul superior din flișul extern polonez ; a fost de asemenea întâlnită (A n t o n e s c u, M i t r e a, N ă s t a s e, 1975) la partea superioară a Eocenului din unitățile : Botiza, Lăpuș și autohton din zona Fiad-Poiana Botizei.

Numeroasele probe recoltate din marno-argilele negre situate sub și deasupra pachetelor de roci alohotone, ca și din marno-argilele intercalate în gresia de Birțu, au evidențiat în cea mai mare parte, asociările sărače (cu unele specii remaniate), comparabile cu cea rezultată din orizontul menilitelor inferioare din flișul Carpaților Orientali. Asociația cuprinde speciile *Globorotalia menardii* (d'Or b.), *G. membranacea* (E h r .); *Isthmya enervis* E h r e n b, *Haplophragmoides scitulus* B r a d y, frustule de diatomăe, resturi scheletice de pești ; concrețiuni neregulate de pirită. Asociația a fost întâlnită în cea mai mare parte a probelor recoltate din marno-argilele negre, din stratele de Valea Carelor, din profilele Sălăuța, Bileasa, Ieud, Frumușeaua (valea principală și affluent), Luhei, Bistra și Scorodnei. Fără a permite concluzii crono-stratigrafice, asocierea este întâlnită des în segmentul inferior al Oligocenului (C o s t e a și B a l t e s , 1962), în orizontul menilitelor inferioare și al marnelor brune bituminoase, din flișul Carpaților Orientali, depozite sedimentate într-un mediu puternic reducător.

Două dintre probele recoltate din marnele cenușii de la partea superioară a breciilor din pîrîul Ieud, s-au dovedit a fi ceva mai bogate cuprinzînd pe lîngă forme remaniate, specii de *Chilostomella* și *Fursenkoina*. Asociația cuprinde speciile *Hyperammina* cf. *H. elongata* B r a d y, *Chilostomella colina* S c h w ., *Haplophragmoides coalingensis* C u s h . și H a n n a, *H. walteri* (G r z y b.), *H. scitulus* (B r a d y), *Fur senkoina miocaenica* C u s h . și P o n t o n . Asociația comparabilă cu cea a stratelor de Pucioasa din Carpații Orientali, se plasează (după C o s t e a) la nivelul părții inferioare a Oligocenului mediu.

Din interpretarea asociațiilor microfaunistice enumerate reies două elemente și anume :

a) blocurile și pachetele de roci alohtone din stratele de Valea Carelor au o vîrstă, dovedită microfaunistic, Senonian și Eocen (superior și terminal) ;

b) depozitele proprii stratelor de Valea Carelor (marno-argile negre cu gresii diagenizate și gresia de Birțu), au o vîrstă oligocenă. Prezența blocurilor remaniate cu erupții de globigerine, ca și succesiunile normale observate în pîrîul Ieud : marno-argile verzi — strate de Valea Carelor — orizont marnos ; în pîrîul Bistra : marne de Vaser — strate de Valea Carelor — gresie de Birțu — orizont marnos ; și în pîrîul Scorodnei : marne de Vaser — strate de Valea Carelor — orizont marnos, în care Eocenul terminal este dovedit microfaunistic atât în faciesul de fliș (pîrîul Ieud) cît, și în cel litoral (pîraiele Bistra și Scorodnei), exclud pentru stratelor de Valea Carelor o vîrstă mai veche decit Oligocenul inferior.

Avind în vedere cele două asociații microfaunistice din depozitele proprii acestei formațiuni, dintre care prima este întîlnită des în Oligocenul inferior, cea de a doua plasîndu-se în partea inferioară a Oligocenului mediu, admitem pentru stratelor de Valea Carelor vîrstă Lattorfian-Rupelian inferior.

Aspectul foarte frâmînat al stratelor de Valea Carelor, prezența numeroaselor elemente alohtone înglobate în masa lor și a fenomenelor de budinaj, trădează sedimentarea acestor depozite într-un regim tectonic activ. Modul lor de dezvoltare ca și poziția în succesiunea stratigrafică, îndreptăște interpretarea acestor depozite ca episoade intervenite în sedimentarea părții inferioare a Oligocenului marnos din bazinul Maramureș, în zone în care țărmul prezenta pante abrupte sau configurație accidentată a fundului bazinului. Mișcările bruște care au afectat întreg bazinul, au determinat ruperea unor blocuri și pachete de roci de vîrste diferite, care au alunecat gravitațional în zonele de țărm cu pante inclinate, sau în interiorul bazinului, în zonele în care configurația reliefului fundului permiteau aceste alunecări.

Depozitele respective au fost aglomerate la baza pantei și redimentate în marno-argile negre. Aspectul tectonizat, frâmînat al stratelor de Valea Carelor este și o urmare a acestor alunecări de roci.

Sedimentarea formațiunilor cu brecii în Oligocen este un fenomen mai general în Carpații Orientali, el fiind remarcat și de alți cercetători printre care Olteanu (1952) în regiunea Ialomița și Ursei. Gr. Popescu (1949)<sup>10</sup> în regiunea văii Prahova, Slănic și Siriu, Bucur și Costea (1964) în regiunea Cason și Dicea (1974) în regiunea Găinești.

Ulterior litificării, stratele de Valea Carelor au suferit importante procese de diageneză, marcate prin depunerile secundare de calcită pe

<sup>10</sup> Arh. M.M.P.G. București.

fisurile ce străbat în toate direcțiile, atât blocurile și pachetele de roci alohtone, cît și depozitele proprii acestor strate.

Alunecările blocurilor și pachetelor de roci alohtone s-au produs în mai multe etape cu precădere în timpul sedimentării ultimei părți a stratelor de Valea Carelor, situație ilustrată de pozițiile superioare (în cadrul stratelor de Valea Carelor), a pachetelor de marne roșii și verzi, senonian-paleocene (rîul Sălăuța), marno-argile verzi (Eocen superior — pîriul Bileasa), respectiv marne de Vaser (pîraiele Baciovei, Bistra și Scorodnei).

### Concluzii

1. În stratele de Valea Carelor reprezintă un facies local în partea inferioară a Oligocenului mediu și a Oligocenului inferior din bazinul Măramureș.

2. Absența acestor depozite din diverse zone ale bazinului Maramureș se datorează :

- lipsei condițiilor specifice de sedimentare (în acest caz ele găsindu-și echivalentul în părțile inferioare ale orizontului marnos) ;

- cauze tectonice (falii de bloc, falii de solz), care fac ca în anumite compartimente tectonice succesiunea să înceapă de la un nivel superior acestor strate.

3. Privite în general, stratele de Valea Carelor pot fi considerate o brecie sedimentară (megabrecie) și fluxo-turbidit, cu elemente autohtone reprezentate prin marno-argile negre, șisturi disodiliforme, iar cele alohtone prin blocuri și pachete de roci sedimentare din Cretacic superior și Eocen (cărora li se adaugă în alte zone blocuri din șisturile cristaline).

4. După natura elementelor alohtone am deosebit :

- stratele de Valea Carelor cu elemente alohtone din Cretacicul superior și Eocen în facies de fliș (pîriul Sălăuța, pîriul Bileasa, pîriul Ieud, rîul Frumușeaua).

- stratele de Valea Carelor cu elemente alohtone din Cretacicul superior și Eocen în facies litoral (pîriul Susman, pîriul Luhei, pîriul Bistra, pîriul Scorodnei).

5. În toate profilele cu succesiune normală, din zona Sălăuța-Bileasa-Ieud-Ronișoara-Bistra-Repedea, între stratele de Valea Carelor (cu gresia de Birțu, cînd aceasta este depusă) și gresia de Borșa, se dispune o formațiune marnoasă, negricioasă, bine stratificată, cu marne negre, șisturi disodilice și marnocalcare brune cu o grosime variind între 150—500 m.

6. Pe baza asociațiilor microfaunistice și a raporturilor de superpoziție, stratelor de Valea Carelor le revine vîrstă Latorfian-Rupeilian inferior.

## BIBLIOGRAFIE

- A gheorghiese i V., Băncilă I., Costea I., Andorina Rosa (1967) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din flișul carpatic. *D. S. Com. Geol.* LIII, București.
- A ntonescu F., Popescu Al. (1975) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Dragomirești-Botiza. *D. S. Inst. geol. geof.* LXI/5, București.
- Mitrea Gh., Năstase N. (1975) Contribuții la cunoașterea stratigrafiiei și tectoniciei zonei Poiana Botizii-Fiad (Maramureș). *D. S. Inst. geol. geof.* LXI/5, București.
- B ieda F. et al. (1963) Stratigraphie des Karpaten Externes Polonaises. *Inst. Geol. Buletin* 181, X, Warszawa.
- B ombiță G. (1972) Studiu geologic în Munții Lăpușului. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- B ucur I., Costea I. (1964) Asupra brețiilor din Oligocenul bazinului Cason (Tg. Secuiesc). *Petrol și Gaze* 5, 15, București.
- C ostea I., Balteș N. (1962) Corelații stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehn. București.
- D icea O. (1974) Studiu geologic al regiunii Voroneț — Suha Mică — Plotonița. *Stud. tehn. econ. seria J*, 11, București.
- I liescu O., I liescu M. (1966) Prezența formei Coeloma vigil Edwards în stratele de Valea Carelor din Bazinul Maramureș. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 1, 11, Ed. Acad. R.S.R., București.
- M otăș I. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (bazinul văii Izei). *D. S. Inst. Geol.* XL, București.
- M utihac V., Ionesi L. (1975) Geologia României. Ed. Tehnică, București.
- O lteanu Fl. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D. S. Com. Geol.* XXXVI, București.
- P atrulius D. (1954) Asupra prezenței Antracotheridului Prominatherium dalmatinum H. Meyer, în depozitele paleogene de la Săcel (Maramureș). *Bul. St. secțiunea de Șt. biologice, agronomice, geologice și geografice* VI, 3, București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în Valea Vișeu-lui și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei). *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei). Maramureșa. *Karp. Balc. Assoț. I Kongr.* 3, Kiev.
- Motăș I., Bleahu M. (1960) Gheologicheskoe stroenie ruminskovo Maramureša. *Karp. Balc. Assoț. I Kongr.* 3, Kiev.
- Bombiță G., Kräutner H., Kräutner Florentina (1968) Harta geologică 1:200.000 foia Vișeu. *Inst. Geol.* București.



## SUR LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES COUCHES DE VALEA CARELOR (BASSIN DE MARAMUREŞ)

(Résumé)

Par suite d'une étude lithofaciale et micropaléontologique détaillée, les auteurs apportent de nouvelles données concernant la constitution, la distribution en surface et la position stratigraphique des couches de Valea Carelor, dans un périmètre situé entre les localités de Rona de Sus-Valea Vișeului-Bistra-Repedea au nord et Dealul Ștefăniței (source du ruisseau de Sălăuța)-ruisseau de Bileasa-localité Ieud au sud. Cet ouvrage contient des descriptions circonstanciées sur la succession de ces dépôts dans les coupes non mentionnées dans la littérature (affluents gauche du ruisseau de Bileasa, dans la zone de source) ruisseau de Susman (à Rona de Sus), ruisseau de Bistra, ruisseau de Frumușeana et ruisseau de Scorodnii et on discute le problème concernant autres nouvelles apparitions des dépôts dans le ruisseau de Ieud et le ruisseau de Frumușeana. Vu l'analyse lithofaciale des éléments allochtones renfermés dans les couches de Valea Carelor, on a séparé deux types de dépôts :

a) couches de Valea Carelor à roches allochtones provenues du Crétacé supérieur et de l'Eocène en faciès de flysch ;

b) couches de Valea Carelor à roches allochtones provenues du Crétacé supérieur et de l'Eocène en faciès littoral.

Entre ces deux types, on considère un type mixte, dans le ruisseau de Frumușeana et suivant les données de littérature, dans la zone de Săcel.

Les études microfauniques ont mis en évidence que l'existence des blocs et des paquets de roches allochtones compris entre les couches de Valea Carelor ont un âge sénonien, paléocène, éocène supérieur et terminal et les dépôts propres à ces couches un âge oligocène.

Quand on a eu en vue la détermination de l'âge des couches de Valea Carelor on a tenu compte de :

a) présence des blocs et des paquets allochtones de marno-argiles vertes et des marnes de Vaser à éruption de Globigérines (Eocène terminal) des couches de Valea Carelor.

b) succession normale observée des marnes à éruptions de Globigérines aux couches de Valea Carelor tant dans la zone du faciès de flysch (ruisseau de Ieud) que dans la zone du faciès littoral (ruisseau de Bistra, Scorodnii).

c) présence des associations micro-fauniques dans les marno-argiles noires (dépôts propres aux couches de Valea Carelor), connues du flysch des Carpates Orientales, dans l'Oligocène inférieur (association pauvre, à rares formes remaniées, auxquelles s'ajoutent des frustules des diatomées et restes squelettiques de poissons) et moyen (association à *Chilostomella* et *Fursenkoina*). A partir de ces éléments on a considéré pour les couches de Valea Carelor l'âge litorphien-rupélien inférieur.

On envisage que les couches de Valea Carelor représentent un faciès local (mégabrèche) dans la partie moyenne inférieure de l'Oligocène marneux du bassin de Maramureş, déterminé par des conditions spécifiques de sédimentation :



bassin de sédimentation dont le bord présente des pentes inclinées, dans les zones de dépôt ; sédimentation dans un régime tectonique actif qui a engendré la rupture de certains blocs et paquets de roches d'âges différents, glissement vers la base des pentes et leur resédimentation.

### DISCUȚII

G. h. Mitrea : Stratele de Valea Carelor au drept echivalent facial în Ucraina Subcarpatică seria de Metrov, a cărei vîrstă nu este precizată cu exactitate, deși această serie apare sub seria de Lughî de vîrstă cert oligocenă.

G. h. Bombiță : Formațiunea de Valea Carelor, ca și echivalentele ei faciale din Carpații nordici este caracterizată prin remaniere repetitive de fosile provenind din depozite eocene. Totuși, în România vîrsta ei a fost precizată mai repede și mai temeinic fundamentat decât în Carpații ucrainieni și polonezi.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Corrélations stratigraphiques des „couches de Valea Carelor“ (Bassin de Maramureș).

1, grès ; 2, gréso-calcaires ; 3, argiles rouges et vertes à grès et gréso-calcaires subordonnés ; 4, marnes rouges à taches vertes ; 5, conglomérats ; 6, siltites ; 7, argiles noires tectonisées ; 8, argiles et marnes à sphérosidérites ; 9, brèche à éléments de grès, gréso-calcaires et calcaires ; 10, schistes cristallins.





Institutul Geologic al României

# CORELĂRI STRATIGRAFICE ALE STRATELOR DE VALEA CARELOR (BAZINUL MARAMUREŞ)

FL. ANTONESCU et al. Asupra pozitiei stratigrafice a stratelor de Valea Carelor (bacinul Maramures)

A horizontal scale bar with tick marks at 0, 20, 40, and 60 meters. The text "60m" is written at the end of the bar.

**Faciile de litoral**

UNITĂȚI GEO-CRONOLOGICE	Faciile de litoral					CARACTERE LITOLOGICE	Faciile de litoral				CARACTERE LITOLOGICE	CARACTERE PALEONTOLOGICE
	V. IEUD Baz.Izei	V. BILEASA Baz.Izei	V. SĂLAUTA Baz.Somes	V. OLOHI Baz.Frumușea	V. FRUMUSEAU A Baz.Vișeu		V. SUSMAN Baz.Ronișoara	V. LUHEI Baz.Vișeu	V. BISTRA Baz.Vișeu	V. SCORODNEI Baz.Ruscovei		
OLIGOCEN MEDIU-SUPERIOR	Străzile de Valea Carelor (formațiunea cu brecii) Complexul argilos tectonizat cu distolite											
<b>LEGENDA:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>1  Gresii</li> <li>2  Grezo-calcare</li> <li>3  Argile rosii și verzi cu gresii și grezo-calcare subordonate</li> <li>4  Marne roșii cu pete verzi</li> <li>5  Conglomerate</li> <li>6  Siltite</li> <li>7  Argile negre tectonizate</li> <li>8  Argile și marne cu sferosiderite</li> <li>9  Breccie cu elemente de gresii, grezo-calcare și calcare</li> <li>10  Sisturi cristaline</li> </ul>												

#### 4. STRATIGRAFIE

MICROFACIESUL CALCARELOR CRETACICULUI INFERIOR  
DE LA CICLOVA — BANAT (ZONA REȘIȚA — MOLDOVA NOUĂ)<sup>1</sup>

DE

IOAN BUCUR<sup>2</sup>

#### Abstract

Microfacies of the Ciclova-Banat Lower Cretaceous Limestones (Reșița-Moldova Nouă Zone). This paper presents the microfacies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones in the Ciclova-Banat area. The Upper Tithonian-Valanginian age of the limestones is argued on the basis of the Tintinnid assemblages; the age of the limestones developed in Urgonian facies (Barremian-Lower Aptian) is argued based on the assemblages of foraminifera and dasycladaceae algae.

#### Introducere

Studiul de față a fost efectuat pe baza unor eșantioane colectate din calcarele ce alcătuiesc extremitatea central-vestică a zonei Reșița-Moldova Nouă, în apropiere de localitatea Ciclova Română. Eșantioanele s-au colectat pe două profile orientate transversal pe structura sinclinală. În primul profil au fost probate aflorimentele naturale de pe Valea Mare (Ildia). Probele din cel de al doilea profil au fost colectate dintr-un aliniament de puțuri de prospecțiune situat la sud de Valea Ghicin (Ciclova Română) (fig. 1).

În zona în care am efectuat studiul nostru, A.I. Codarcea (1940) atribuie Jurasicului superior calcarale și marnele șistoase dintre Ciclova și Oravița ce urmează peste calcarale tithonice, dar menționează că acestea seamănă foarte mult cu depozitele haueriviene din zona Svinicea-Svinița și că ar putea reprezenta partea bazală a Cretacicului. Răileanu et al. (1957), în studiul referitor la regiunea de la nord

<sup>1</sup> Predată la 2 februarie 1976, acceptată pentru publicare la 3 martie 1976, comunicată în ședință din 5 martie 1976.

<sup>2</sup> I.P.E.G. Caransebeș.



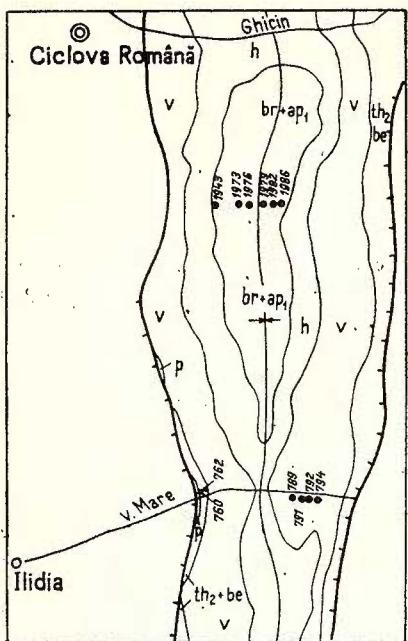


Fig. 1. — Schiță de amplasare a probelor, sc. 1:50.000.  
p = Permian; th<sub>2</sub> = Tithonic superior;  
be = Berriasián; v = Valanginian;  
h = Hauterivian; br = Barremian;  
ap<sub>1</sub> = Aptian inferior.

Esquisse d'emplacement des échantillons,  
au 1/50.000.

p = Permien; th<sub>2</sub> = Tithonique supé-  
rieur; be = Berriasién; v = Valangi-  
nien; h = Hauterivien; br = Barré-  
mien; ap<sub>1</sub> = Aptien inférieur.

de Valea Minișului, fac o orizontare litologică a formațiunilor cu denumiri locale pentru orizonturile separate.

Studii mai amănunțite asupra perimetruului în care se încadrează eșantioanele secționate de noi au fost efectuate de Mutihac (1957, 1959). În prima lucrare (1957), autorul precizează pe bază paleontologică vîrsta depozitelor dintre Tithonic și Barremianul inferior. În cea de-a doua lucrare (1959), face o descriere detaliată a formațiunilor. Calcarele masive, albe, organogene ce urmează peste marnele hauteriviene sunt atribuite Urgonianului (Barremian-Aptian inferior). De menționat este faptul că autorul subliniază că nu există dovezi paleontologice indisutabile în acest sens, sigur fiind doar că depozitele ce urmează peste aceste calcare masive reprezintă Aptianul conținînd pe *Orbitolina lenticularis*.

Studii ulterioare privind geologia de ansamblu a zonei Reșița-Moldova Nouă au mai fost efectuate de Năstaseanu și Dinca (1962), cu privire specială asupra Hauterivianului; Aurelia Bădăluță-Năstaseanu și S. Năstaseanu (1964), luînd în discuție problema limitelor dintre Jurasic și Cretacic, elaborează un studiu microfacial preocupîndu-se mai ales de distribuția tintinnidelor. Cu studiul microfacial al depozitelor de limită s-au mai ocupat Mutihac (1964) și recent Pop (1974), acesta din urmă stabilind pe bază de tintinnide o biozonare amânunțită din Tithonicul superior pînă în Valanginian inclusiv.

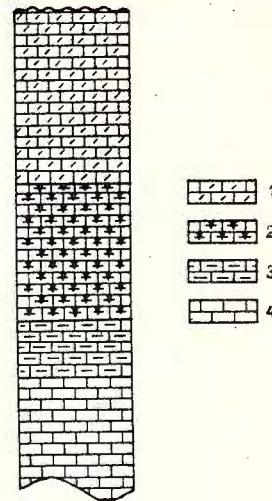
Dăm mai jos (fig. 2) o coloană stratigrafică cu depozitele Cretacicului inferior din zona Ciclova-Ilidia, după harta sc. 1 : 50.000 (Năstăseanu).

Fig. 2. — Coloană stratigrafică cu depozitele Cretacicului inferior din zona Ciclova-Ilidia, scara 1 : 10.000 (după harta scara 1 : 50.000 — S. Năstăseanu).

- 1, Barremian-Aptian inferior (calcare de Plopă);
- 2, Hauterivian (marnocalcare și calcare cu concrețiuni de silex);
- 3, Valanginian (marne de Crivina);
- 4, Tithonic-Berriasian (calcare de Marila).

Colonne stratigraphique des dépôts du Crétacé inférieur de la zone de Ciclova-Ilidia, au 1 : 10.000 (selon la carte au 1 : 50.000 — S. Năstăseanu).

- 1, Barrémien-Aptien inférieur (calcaires de Plopă);
- 2, Hauterrivien (marno-calcaires et calcaires à concrétions de silex);
- 3, Vălanginien (marnes de Crivina);
- 4, Tithonique-Berriasien (calcaires de Marila).



### Considerații microfaciale și biostratigrafice

În secțiunile subțiri analizate de noi am identificat numeroase microorganisme dintre care rolul preponderent îl dețin tintinnidele, foraminiferele și algele calcareoase. Speciile determinate confirmă pe de-o parte continuitatea de sedimentare dintre Tithonicul superior și Cretacicul inferior (tintinnide) iar pe de altă parte argumentează existența în acest sector a Urgonianului (Barremian-Aptian inferior) prin identificarea unui nivel de alge dasycladaceae și a unor foraminifere specifice acestui interval.

Tintinnidele identificate arată o trecere de la Tithonicul superior la Berriasian și Valanginian. Din proba 760 (biomicrite cu tintinnide, radiolari și spiculi de spongieri, microradiole și rare foraminifere) am determinat *Calpionella alpina* Lorenz și *Crassicollaria brevis* Remane. Dată fiind abundența specimenelor de *Crassicollaria*, considerăm că este vorba de Tithonicul superior, zona cu *Crassicollaria* (Pop, 1974). În următoarea probă (762, micrite diaclazate), mai numeroase sunt exemplarele de *Calpionella alpina* Lorenz și mai rare cele apartinând genului *Crassicollaria*. Aceste calcară se arătă deci în zona cu *Calpionella* (Tithonic terminal-Berriasian). Existența Valanginianului este confirmată de probele 789 (micrite), 791 (biopelssparite) și 792 (micrite). În prima din aceste probe am identificat cîteva exemplare de *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu și Filipescu), iar în cea de-a doua două foraminiferele *Nauiloculina oolithica* Mohler și Pfen-

*derina* sp. Din proba 792 am determinat *Tintinnopsis carpathica* (Murgeanu și Filipescu), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) și *Tintinnopsis longa* (Colom), aparținând probabil zonelor cu *Calpionellopsis* și *Calpionellites darderi* (Valanginian). Urmează micrite marnoase, cu foraminifere slab conservate (794).

Cel de-al doilea profil străbate o succesiune de strate care începe cu radiolarite diaclazate (1943) în care, într-o matrice micritică, alături de radiolari se găsesc numeroși spiculi de spongieri. Succesiunea se continuă cu marne calcareoase după care se trece la calcare bioinramicritice și biopelmicritice (1973) cu numeroase resturi de alge, rare foraminifere, piese scheletice de echinoderme și microradiole. Dintre alge am identificat speciile: *Salpingoporella dinarica* Radocič, *S. muehlbergii* (Lorenz), *S. carpathica* Dragastan, *S. genevensis* Conrad, *Cylindroporella sugdeni* Elliott, *Acicularia intermedia* Dragastan, *Carpathoporella fontis* (Patrulius) și *Heteroporella paucicalcarea* Conrad, asociatie care indică vîrstă Barremian-Aptian inferior. Urmează un nou nivel de radiolarite (1976) după care succesiunea se continuă cu biopelmicrite și biopelsparite (1979, 1982, 1986) cu numeroase foraminifere dintre care am identificat: *Pseudocyclammina* sp., *Pfenderina globosa* Fourny, *Ammobaculites* sp., *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (De Castro) și *Orbitolinopsis* aff. *kilianni* (Prever). Si această asociatie indică vîrstă barremian-apțian inferioară.

### Descriere sistematică

Clasa CILIATA Perry 1852

Ordinul SPIROTRICHIDA Bütschli 1889

Subordinul TINTINNINA Clapăde și Lachmann 1858

Genul **Calpionella** Lorenz 1902

*Calpionella alpina* Lorenz

pl. I, fig. 4-6

*Calpionella alpina* Filipescu și Dragastan, 1963, pl. II, fig. 132-133; *C. alpina* Pop, 1974, pl. I, fig. 13-14, pl. II, fig. 13-15; pl. III, fig. 1-7.

Hipotip. 760, 762, 792, planșa I, figurile 4, 5, 6, Tithonic superior-Berriasan.

Vîrstă și răspîndire geografică. Tithonic superior-Berriasan-Valanginian inferior din provincia Tethys.

Genul **Crassicollaria** Remane 1962

*Crassicollaria brevis* Remane

pl. I, fig. 1, 2, 3

*Crassicollaria brevis* Pop, 1974, pl. I, fig. 10-12.

Hipotip. 760, planșa I, figurile 1-3, Tithonic superior.

Vîrstă și răspîndire geografică. Tithonic superior din provincia Tethys.



**Genul *Tintinnopsella* Colom 1948**

*Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu și Filipescu)  
pl. I, fig. 7–9

*Tintinnopsella carpathica* Filipescu și Dragastan, 1963, pl. 4, fig. 147–150;  
*Tintinnopsella carpathica* Pop, 1974, pl. I, fig. 15–16; pl. III, fig. 13–15; pl. V,

fig. 9–11.

*Hipotip.* 789, planșa I, figurile 7, 8, 9, Valanginian.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Tithonic superior-Valanginian din provincia Tethys.

***Tintinnopsella longa* (Colom)**

pl. I, fig. 11, 12

*Tintinnopsella longa* Pop 1974, pl. V, fig. 12–13; pl. VI, fig. 8–9; pl. VII, fig. 6–7.

*Hipotip.* 792, planșa I, figura 11, Valanginian superior.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Berriasian-Valanginian din provincia Tethys.

**Genul *Calpionellopsis* Colom, 1948**

*Calpionellopsis oblonga* (Cadišch)

pl. I, fig. 10

*Calpionellopsis oblonga* Pop, 1974, pl. VI, fig. 3–4.

*Hipotip.* 792, planșa I, figura 10, Valanginian superior.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Berriasian-Valanginian din provincia Tethys.

Clasa RHIZOPODEA von Siebold 1845

Ordinul FORAMINIFERA Eichwald 1830

Familia LITUOLIDAE de Blainville 1825.

**Genul *Ammobaculites* Cushman 1910**

*Ammobaculites* sp.

pl. III, fig. 5

*Hipotip.* 1979, planșa II, figura 5, Barremian.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Tithonicul din Carpații Orientali.

Familia FICHERINIDAE Milliett 1898

**Genul *Nautiloculina* Mohler 1938**

*Nautiloculina oolithica* Mohler

pl. II, fig. 8

*Nautiloculina oolithica* Dragastan 1975, pl. XV, fig. 2; pl. XL, fig. 4.

*Hipotip.* 791, planșa II, figura 8, Valanginian.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Tithonic-Berriasian, Carpații Orientali.



Familia ATAXOPHRAGMIIDAE Schwaiger 1877

Genul **Pseudotextulariella** Barnard 1953 emend Brönnimann  
*Pseudotextulariella? scarsellai* (De Castro)

pl. II, fig. 1-4

*Pseudotextulariella? scarsellai* Brönnimann și Conrad 1968, pl. I, fig. 6, 8, 9;  
*Pseudotextulariella? Scarsellai* Conrad 1969, pag. 49, fig. 130 b;  
*Pseudotextulariella? scarsellai* Dragastan 1975, pl. LXXXVI, fig. 2.

*Hipotip.* 1979, 1982, planșa II, figura 1-4, Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Test conic cu bază concavă și apex ascuțit secționat oblic, axial oblic sau tangențial.

*Dimensiuni* (mm). Înălțimea conului = 0,270-0,375; diametrul basal = 0,102-0,270.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Barremian-Aptian inferior din Elveția și România (Carpații Meridionali și Carpații Orientali).

Familia ORBITOLINIDAE Martin 1890

Genul **Orbitolinopsis** Silvestri 1932

*Orbitolinopsis aff. kiliani* (Prever)

pl. II, fig. 9

*Hipotip.* 1986, planșa II, figura 9, Barremian-Aptian inferior.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Aptianul inferior din Spania și România (Carpații Orientali).

Familia PAVONITINIDAE Löeblich și Tapan 1961

Subfamilia PFENDERININAE Smout și Sugden 1962

Genul **Pfenderina** Henson 1948

*Pfenderina globosa* Fourny

pl. II, fig. 6

*Pfenderina globosa* Fourny 1968, pl. XX, fig. 9-16.

*Hipotip.* 1982, planșa II, figura 6, Barremian-Aptian inferior.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Barremianul din Franța.

Filum THALOPHYTA Unger 1838

Clasa CHLOROPHYCEAE Kützing 1843

Ordinul DASYCLADALES Pascher 1931

Familia DASYCLADACEAE Kützing 1843

Genul **Acicularia** d'Archiac 1843

*Acicularia intermedia* Dragastan

pl. IV, fig. 7.

*Acicularia intermedia* n. sp. Dragastan 1967, pl. III, fig. 22-26;

*Acicularia intermedia* - Dragastan 1975, pl. XCI, fig. 2, 4.

*Hipotip.* 1973, planșa IV, figura 7, Barremian-Aptian inferior.



*Descriere.* Am întîlnit un singur spicul de formă circular-ovală cu cavitate sporangice mici, dispuse la periferie.

*Dimensiuni (mm).* Diametrul spicului = 0,136; diametrul cavitaților sporangice = 0,03.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Barremianul din Munții Apuseni și Carpații Orientali.

**Genul *Salpingoporella* Pia 1918**

***Salpingoporella dinarica* Radocić**

pl. III, fig. 1

*Pianella dinarica* Praturlon și Radocić 1967, fig. 2.;

*Salpingoporella dinarica* Dragastan 1967, pl. I, fig. 1-4;

*Pianella dinarica* Basson și Edgell 1971, pl. III, fig. 5-8;

*Pianella dinarica* Massé și Poignant 1971, pag. 261;

*Salpingoporella dinarica* Dragastan 1975, pl. LXXXI, fig. 2; pl. LXXXIII, fig. 3.

*Hipotip.* 1973, planșa III, figura 1, Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Dispunem de un singur exemplar secționat longitudinal-oblic.

*Dimensiuni (mm).* D = 0,204; d = 0,102; d/D = 0,50; S = grosimea peretelui = 0,055.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Barremian-Aptian inferior din Iugoslavia, Italia, Franța, Liban, România.

***Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz)**

pl. III, fig. 2-6

*Pianella muehlbergii* Conrad 1970, text. Fig. 6, pl. VI; pl. VII;

*Pianella muehlbergii* Massé și Poignant 1971, pag. 261.

*Salpingoporella muehlbergii* Jaffrezo 1974, pl. I, fig. 5, 9;

*Salpingoporella muehlbergii* Dragastan 1975, pag. 56.

*Hipotip.* 1973, planșa III, figurile 2, 3, 4, 5, 6. Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Tal cilindric cu ramuri primare de tip floiofor dispuse în jurul canalului central. Exemplare secționate transversal-oblic.

*Dimensiuni (mm).* D = 0,204-0,240; d = 0,102-0,160; d/D = 0,50-0,66; S = 0,46-0,60.

*Vîrstă și răspândire geografică.* Barremian-Aptian inferior, Franța.

***Salpingoporella carpathica* Dragastan**

pl. III, fig. 7-8; pl. IV, fig. 1-3

*Salpingoporella* sp. Dragastan 1967, pl. J, fig. 5-6;

*Salpingoporella carpathica* n. sp. Dragastan 1969, pl. I, fig. 1-6;

*Salpingoporella carpathica* Basson și Edgell 1971, pl. IV, fig. 1;

*Salpingoporella carpathica* Dragastan 1975, pl. LXXXI, fig. 3, pl. LXXXII, fig. 1-3.



*Hipotip.* 1973, planșa III, figura 7, 8; planșa IV, figura 1, 2, 3. Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Mai multe exemplare secționate transversal, transversal-oblic sau longitudinal. Număr redus de ramuri pe veticil (4-8).

*Dimensiuni (mm).*  $D = 0,120 - 0,168$ ;  $d = 0,068 - 0,078$ ;  $d/D = 0,46 - 0,58$ ;  $S = 0,026 - 0,042$ .

*Vîrstă și răspîndire geografică.* Aptianul inferior din Liban, Barremianul din România.

*Salpingoporella genevensis Conrad (?)*

pl. IV, fig. 4

*Salpingoporella genevensis* n. sp. Conrad 1969, pag. 571, fig. 1-9;

*Salpingoporella genevensis* Conrad 1970, pl. VIII, fig. 1-3.

*Hipotip.* 1973, planșa IV, figura 4. Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Dispunem de un singur exemplar cu tal cilindric secționat transversal.

*Dimensiuni (mm).*  $D = 0,220$ ;  $d = 0,102$ ;  $d/D = 0,46$ .

*Discuții.* Am pus sub semnul întrebării această determinare datorită dimensiunilor sensibil mai mici ale specimului identificat de noi în raport cu dimensiunile date de M. A. Conrad (1969) pentru noua specie. Concordă mărimea raportului  $d/D$  și numărul de ramuri pe veticil.

*Vîrstă și răspîndire geografică.* Barremianul din Elveția și Franța

**Genul *Cylindroporella* Johnson 1954**

*Cylindroporella sugdeni* Elliott

pl. IV, fig. 5-6

*Cylindroporella sugdeni* Patruelius 1965, pl. I, fig. 5 a-c;

*Cylindroporella sugdeni* Basson și Edgell 1971, pl. 2, fig. 1-4;

*Cylindroporella sugdeni* Massé și Poignant 1971, pl. 2, fig. 1.

*Cylindroporella sugdeni* Dragastan 1975, pl. LXXIX, fig. 2.

*Hipotip.* 1973, planșa IV, figura 5-6. Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Tal cilindric secționat transversal, înconjurat de 6-7 sporangi largi care alternează cu ramurile primare.

*Dimensiuni (mm).*  $D = 0,340 - 0,408$ ;  $d = 0,102 - 0,170$ ; diametrul sporangilor = 0,55.

*Vîrstă și răspîndire geografică.* Aptian inferior, Liban și Franța; Valanginian-Hauterivian, România.

**Genul *Heteroporella* Praturlon 1967 emend Ott 1968**

*Heteroporella?* *paucicalcarea* Conrad

pl. IV, fig. 9

*Heteroporella?* *paucicalcarea* n. sp. — Conrad 1970, text, fig. 5, pl. III-IV;

*Heteroporella paucicalcarea* Jaffrezo 1974, pl. 3, fig. 9, 10, 11, 16.

*Hipotip.* 1973, planșa IV, figura 9. Barremian-Aptian inferior.



*Descriere.* Un singur exemplare în secțiune tangențial-oblică prin ramurile primare legate între ele de un perete calcaros.

*Vîrstă și răspîndire geografică.* Barremian, Elveția, Barremian-Aptian inferior — Franța.

Genul **Carpathoporella** Dragastan 1967 emend Dragastan 1971  
*Carpathoporella fontis* (Patrulius)

pl. IV, fig. 8

*Coptocampylodon fontis* n. sp. Patrulius 1966, pag. 392, fig. 1, pag. 393, fig. 2, pl. I, a-f;

*Carpathoporella occidentalis* n. gen. n. sp. Dragastan 1967, pl. I, fig. 7-9; pl. II, fig. 10-16;

*Carpathoporella occidentalis* Massé și Poignant 1971, pl. I, fig. 7:

*Carpathoporella occidentalis* Basson și Edgell 1971, pl. 4, fig. 6-8;

*Carpathoporella fontis* Dragastan 1971, pl. IV, fig. 1-3;

*Carpathoporella fontis* Dragastan 1975, pl. LXXXIX, fig. 1-2.

*Hipotip.* 1973, planșa IV, figura 8. Barremian-Aptian inferior.

*Descriere.* Specimen secționat transversal-oblic. Tal cilindric cu canal central bine dezvoltat înconjurat de 10-11 ramuri.

*Dimensiuni (mm).* D = 0,238; d = 0,128; diametrul porilor = 0,043.

*Vîrstă și răspîndire geografică.* Aptianul inferior din Liban. Haute-rivianul superior-Aptianul inferior din Franța. Barremianul-Aptianul inferior din România.

#### REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

- Basson P. W., Edgell H. S. (1971) Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. *Microp.* 17/4.
- Bădăluță - Năstaseanu Aurelia, Năstaseanu S. (1974) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXXIV/2, București.
- Brönnimann P., Conrad M. A. (1968) Remarks on the morphology and occurrence of *Pseudotextulariella? scarsellai* (De Castro) in the Lower Cretaceous of the Geneva region. *Geol. Romana*, VII.
- Conrad M. A. (1969 a) Les calcaires urgoniens dans la région entourant Génève. *Ecl. Geol. Helv.* 62/1.
- (1969 b) *Pianella genevensis* n.sp. une dasycladacée cladospore des calcaires urgoniens. *Ecl. Geol. Helv.* 62/2.
- Dragastan O. (1967) Alge calcaroase în Jurasicul superior și Cretacicul inferior din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geogr. geofiz. ser., Geologie*, 12/2, București.
- (1969) Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de Roumanie. *Rev. de Microp.* 12/1.
- (1971) New algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicaz Valley (east Carpathians). *Rev. Esp. De Microp.* 3/2.
- (1975) Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley basin. *Mem. Inst. geol. geof.* XXI, București.



- Filipescu M. G., Dragastan O. (1963) Resturi de tintinnide în depozitele tithonice și neocomiene din R. S. R. *Stud. cerc. geol.* VIII/3, București.
- Fourny Geneviève (1968) Le Crétacé inférieur des Alpilles. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. *Geobios*. 2.
- Jaffrezo M. (1974) Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. *Rev. de Microp.* 16/2 și 17/2.
- Masse J. P., Poignand A. F. (1971) Contributions à l'étude des algues du Crétacé inférieur provençal. Interêt stratigraphique. *Rev. de Microp.* 13/4.
- Mutihac V. (1957) Contribuții la cunoașterea Cretacicului inferior din Valea Minișului și Valea Nerei (Banat). *Bul. St. secț. Geol.-Geograf.* II/2, București.
- (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat). Ed. Acad. București.
  - (1964) Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița-Moldova Nouă. *D. S. Inst. Geol.* L/1, București.
- Năstăseanu S., Dincă Al. (1962) Contribuții la cunoașterea Hauerivianului din zona Reșița-Moldova Nouă — Banat. *D. S. Inst. Geol.*, XLVIII, București.
- Patrulius D. (1965) Inventar sumar al algorum calcaroase neojurasicice și eocretaceice din Carpații românești și platforma moesică. *D. S. Inst. Geol.* LI (1963—1964). București.
  - (1966) Copto campylodon fontis n. sp., microfosil problematic al calcarelor urgoniene din Munții Persani. *D. S. Inst. Geol.*, LII/1 (1964—1965). București.
- Pop Gr. (1974) Les zones de Calpionellidés Tithoniques — Valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Méridionales). *Rev. Roum. de Géophys. — Géol., ser. Géologie* 18, București.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (zona Reșița-Moldova Nouă—Banat). *Bul. St. Secț. Geol. Geograf.* II/2, București.

## MICROFACIÈS DES CALCAIRES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE CICLOVA-BANAT (ZONE DE REȘIȚA-MOLDOVA NOUĂ)

(Résumé)

Par les études microfaciales sur les calcaires d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur ont été mises en évidence les tintinnides, les foraminifères et les algues calcaires, caractéristiques au Tithonique supérieur-Valanginien (zones à *Crassicollaria*, à *Calpionella*, à *Calpionellopsis* et à *Calpionellites*) ainsi que l'association à *Salpingoporella dinarica* Rad., *S. carpathica* Dragastan, *Salpingoporella genevensis* Conrad, *Cylindroporella sudensis* Elliott, *Heteroporella? paucicalcarea* Conrad, *Carpathoporella fontis* (Patrulius), *Pfenderina globosa* Fourny, *Pseudotextulariella? scarcellai* (De Castro) et *Orbitolinopsis aff. kiliani* (Peverer), typique au faciès urgonien (Barrémien-Aptien inférieure).



#### 4. STRATIGRAFIE

### OBSERVATII BIOSTRATIGRAFICE ASUPRA PANNONIANULUI DE LA LOPADEA VECHE (DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI)<sup>1</sup>

DE

VICTORIA LUBENESCU<sup>2</sup>, DAN LUBENESCU<sup>3</sup>

#### Abstract

Biostratigraphic Observations on the Lopadea Veche Pannonian (Transylvania Depression). In this paper the authors present the faunal assemblages identified in the Pannonian deposits of the Lopadea Veche area. The fauna of mollusca is mostly formed of Limnocardidiids and Congeriae characteristic of a littoral facies (*Congeria partschi*; *Melanopsis fossilis*; *M. vindobonensis*, etc.) and a depth facies (*Congeria banatica*; *Paradacna lenzi*, *P. syrmiensis*, *Limnocardium cekusi*, *L. ornatum*, etc.). The basal beds of the deposits under study comprise a level with a reworked Miocene fauna (*Ostrea*, *Pirenella*, *Ervilia*) beside species characteristic of the lower Congeria Beds. Thus, the erosion that took place at the end of the Upper Volhynian-Lower Bessarabian interval is also confirmed in the western part of the Transylvania Depression. The identified macrofauna, constituted of about 40 taxa, has been referred to the Pannonian s. str. = Middle Malvensian.

Depozitele neogen-superioare din împrejurimile localității Lopadea Veche au suscitat interesul unor cercetători încă din secolul trecut, atât prin conținutul lor faunistic, cât și prin problemele de ordin biostratigrafic care s-au ivit în urma studierii acestora.

#### Istoricul cercetărilor geologice

Primele informații cu caracter geologic asupra regiunii apar din 1863 și sunt datorită lui Hauer și Stache, care citează din stra-

<sup>1</sup> Predată la 8 aprilie 1976, acceptată pentru publicare la 6 mai 1976, comunicată în ședință din 21 mai 1976.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

<sup>3</sup> Întreprinderea Metale Rare. Str. Dionisie Lupu nr. 68, București.



tele inferioare cu congerii cîteva fosile : *Melanopsis martiniana*, *Planorbis*, *Cardium*, ostracode, resturi de pești, etc.

După cum remarcă însă Lörenthey (1894, p. 306), primul care cercetează minuțios Neogenul de la Lopadea prezentind și cîteva specii ponțiene este de fapt Herpey (*Mytilus acurostris*, *Cardium planatum*, *Melanopsis martiniana*, *Congeria balatonica*).

Lörenthey (1894, p. 306) separă în Pontianul de aici două orizonturi cu conținuturi faunistice deosebite. Fauna descoperită de autor (cca 17 specii) este descrisă sumar și figurată în parte (5 specii, majoritatea reprezentate prin fragmente de cochilii).

Datele cercetătorilor anteriori, precum și unele observații proprii, sint folosite de Koch (1900) în atribuirea întregii faune „Pontianului”, reprezentat prin cele două orizonturi ale sale, recunoscute aici de Lörenthey.

În 1910 Pavaï Vajna atribuie fauna de la Lopadea Veche, Pannonianului, demonstrînd că „formațiunile de tranziție“ dintre Sarmatian și Pannonian nu există, întrucât la sfîrșitul Sarmatianului a avut loc o importantă epocă de eroziune.

Referiri asupra „stratelor cu congerii“ din jurul acestei localități intîlnim și în lucrarea lui Gillet (1943, p. 22, 43, 48) și a lui Ilie (1952, p. 339).

În 1968 pe harta Institutului Geologic scara 1 : 200.000 foia Turda, depozitele cu congerii din regiune sint atribuite Pannonianului.

D. Georgescu et al. (1970)<sup>4</sup> care au prospectat regiunea pentru diverse substanțe minerale utile în 1970 se raliază părerii lui M. Ilie atribuindu-le Pliocenului, eventual Pontianului.

### Considerații biostratigrafice, „strate de Lopadea“

Lucrarea noastră are ca obiect comentariul biostratigrafic asupra depozitelor pannoniene care aflorează la est de localitatea Lopadea Veche în versantul stîng al pîriului cu același nume.

În aflorimentele situate la circa 1 km est de firul văii am intîlnit depozite alcătuite preponderent din argile nisipoase în alternanță cu nisipuri, marne și argile micacee, fosilifere, deschise pe circa 7–8 m grosime, denumite de noi „strate de Lopadea“.

Conținutul faunistic din argilele nisipoase se remarcă prin prezența unor moluște de origine marină, salmastră și dulcicolă :

*Ostrea* sp.<sup>+×<sup>5</sup></sup>

*Pectunculus* sp.<sup>+×</sup>

*Cardium (Ceristoderma) obsoletum vindobonense* (Partsch  
Lasck.)<sup>+×</sup>

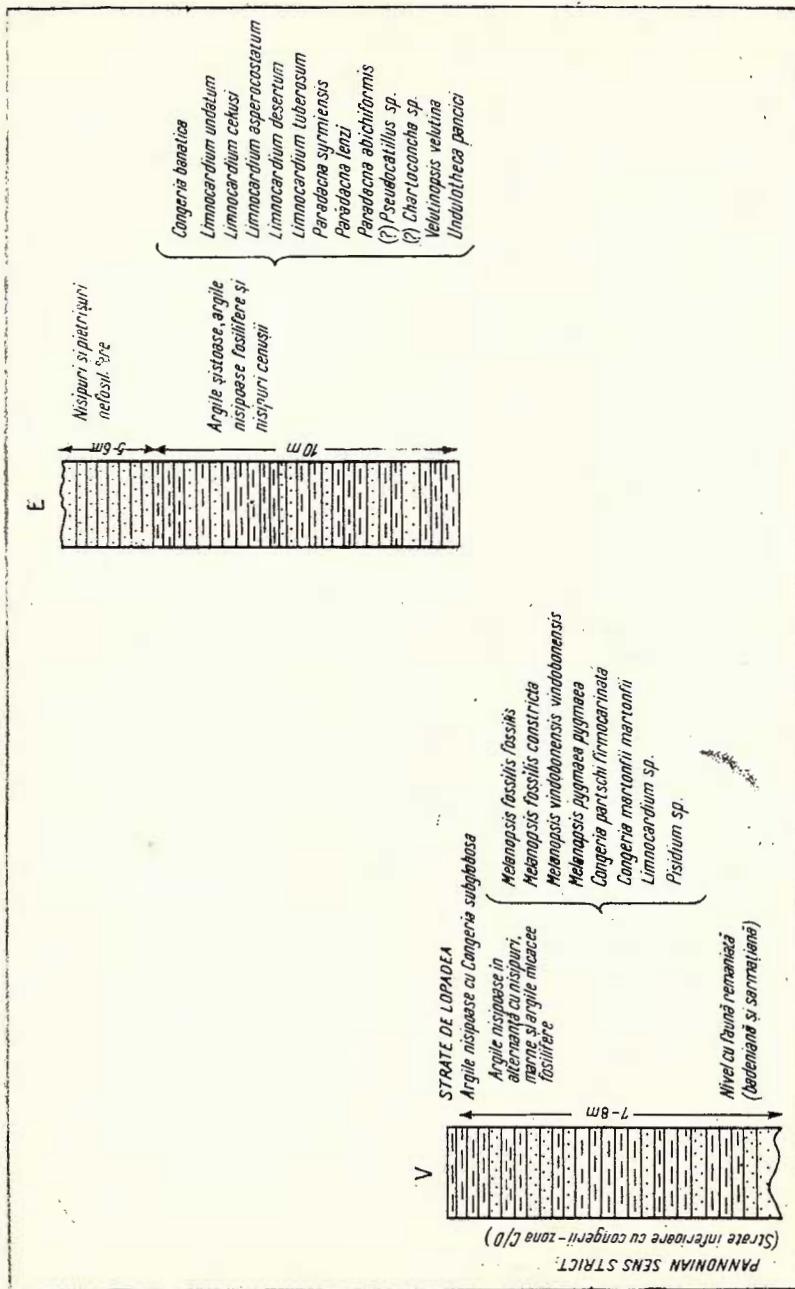
*Ervilia trigonula* Soek.<sup>+×</sup>

*Ervilia dissita podolica* Eichw.<sup>+×</sup>

<sup>4</sup> Arh. I.G.P.S.M.S. București.

<sup>5</sup> + Semnul marchează speciile remaniate;

x Semnul marchează speciile citate de noi pentru prima dată.



Coloane lito-biostratigrafice în depozitele pannoniene. Versant stâng al pârâului Lopadea. Colonne litho-biostratigraphiques dans les dépôts pannoniens. Versant gauche du ruisseau de Lopadea.



- Pirenella picta picta* (Defr.) +×  
*Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichw. +×  
*Melanopsis impressa bonelli* Manz. +×  
*Melanopsis fossilis fossilis* (Martini-Gmelin) ×  
*Melanopsis fossilis constricta* Handm. ×  
*Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs  
*Melanopsis pygmaea pygmaea* Hoern. ×  
*Congeria partschi firmocarinata* Papp ×  
*Congeria subglobosa* (Partsch)  
*Congeria martonfii martonfii* Lörenthézy ×  
*Replidicna soceni* Jekelius +×  
*Limnocardium* sp. +×  
*Pisidium* sp. ×

Microconținutul probelor colectate din acest nivel este format din foraminifere remaniate badeniene (globigerine), sărmătiene (*Elphidium crispum*) și ostracode.

Într-o altă deschidere situată deasupra primeia, dar mai la sud-est (cca 300 m) apar: argile șistoase vineții, argile nisipoase masive și nisipuri cenușii fine, foarte micacee, avind o grosime de 5–6 m. Fauna prezentă în intercalăriile marnoase-șistoase este caracterizată printr-o asociatie de moluște (mulaje), resturi de plante, dinți de pești și numeroase ostracode. Cităm:

- Congeria banatica* R. Horn.  
*Limnocardium promultistriatum* Jekelius ×  
*Limnocardium ornatum* Pavlović ×  
*Limnocardium cekusi* Gorj.-Kramb.  
*Limnocardium veselinovici* Brusina ×  
*Limnocardium asperocostatum* Gorj.-Kramb. ×  
*Limnocardium undatum* Reuss  
*Limnocardium tuberosum* Jekelius ×  
*Didacna deserta* (Stoliczka) ×  
*Limnocardium cryptornatum* Jekelius ×  
*Paradacna lenzi* Hoernes ×  
*Paradacna syrmensis* Hoernes ×  
*Paradacna cf. Paradacna arcacea* Brusina ×  
(?) *Pseudocatillus* sp. ×  
(?) *Chartococoncha* sp. ×  
*Didacna otiophora otiophora* (Brusina)  
*Undulotheca pancici pancici* (Brusina) ×  
*Velutinopsis velutina* (Desh.) ×  
*Planorbis tenuistriatum* Gorj.-Kramb. ×  
*Odonthohydrobia wagneri* Pavlović ×  
*Orygoceras aff. Orygoceras cnemopsis* Brusina ×

În aceeași asociatie am mai întlnit<sup>6</sup>:

<sup>6</sup> Ostracodele au fost determinate de R. Olteanu căruia îi mulțumim și pe această cale.

*Lineocypris trapezoidea* (Z a l.)<sup>X</sup>

*Hemicythere* sp.<sup>X</sup>

*Amplocypris* sp.<sup>X</sup>

În partea superioară a deschiderii aflorează nisipuri gălbui, micațee, cu intercalații de pietrișuri fine, nefosilifere.

Întreaga asociație faunistică studiată apare relativ bine conservată. În prima deschidere predomină specii robuste de talie medie, caracteristice stratelor inferioare cu congerii, alături de care apar remaniate (în baza deschiderii) exemplare de *Ostrea*, *Pectunculus*, *Tapes*, *Ervilia*, *Pirenella*, *Cerithium* și specii de foraminifere badeniene (globigerine) și sarmatiene (*Elphidium crispum*). Prezența acestui nivel cu faună remaniată, a mai fost constatată pe rama sudică a depresiunii Transilvaniei la est de Săcădate (Lubenescu, 1970) și la vest de Sibiu (cca 40 km) la Cunța și Cut (Lubenescu, 1972).

Dacă în trecut părerile privind prezența unor „strate de tranziție preponțiene” (Koch, 1900; Lörenthey, 1903; Gorjanović-Kramberger, 1893) sau dimpotrivă absența acestora (Pavai Vajna, 1910; Paucă, 1935; Jekeliu, 1935, 1943) nu erau unanime, astăzi cînd conținutul și poziția stratigrafică a stratelor bazale pannoniene sunt destul de bine cunoscute, această problemă nu mai este discutabilă. La Lopadea ca și în zăcămintele citate mai sus se întâlnește o faună de moluște pannonice, în care apar accidental elemente badeniene și sarmatiene reluate în sedimentare.

Depozitele studiate în acest afloriment conțin în continuare, bogată faună reprezentată în ordinea predominantei prin melañopside și congerii și mai rar limnocardiide. Cele mai frecvente sunt speciile de *Congeria partschi firmocarinata* (exemplare juvenile și adulte) și *Melanopsis vindobonensis*. Accidental am întîlnit specii de limnocardiide de talie mare, cu coaste late. În partea superioară a deschiderii am găsit și un umbone a unei specii de *Congeria subglobosa*. Fauna de mai sus este distribuită haotic în argilele nisipoase, fără a se remarcă vreo orientare anumită.

Microconținutul acestor depozite este alcătuit de asemenea din ostracode.

Întreruperea de sedimentare după depunerea probabilă a unei părți din Besarabianul inferior, remarcată de noi la Lopadea, caracteristică și pentru rama sudică a depresiunii Transilvaniei (Lubenescu, 1970, 1972), pentru rama sa vestică (M. Dimitriu et al., 1961,<sup>7</sup>) dar și pentru centrul acesteia (Vancea, 1960, 1967), se constată și în alte sectoare ale domeniului pannonic din România (Banat: Jekeliu, 1944; bazinul Beiuș: Paucă, 1935, Pană, 1970; bazinul Borod: Istoceșcu, 1968, etc.).

În cea de a doua deschidere, asociația faunistică se remarcă printr-o bogată și diversă faună de limnocardiide alături de exemplare de *Congeria banatica*. Între acestea distingem specii identificate la Soceni (*L. promultistriatum*, *L. cryptornatum*, *L. tuberosum*), dar și

<sup>7</sup> Arh. I.G.P.S.M.S. București.

specii cunoscute în Serbia (*L. veselinovici*, *L. cekusi*, *Paradacna abichiformis*). Menționăm că unele limnocardiide (*L. cryptornatum*) prezintă caracter endemice-spini în partea anterioară — iar *L. tuberosum* are ornamentația ștearsă în partea centrală.

Remarcăm prezența unor specii (cărora nu le-am văzut însă șanțiera), asemănătoare cu *Pseudocatillus* și *Cartoconcha*, necitate pînă în prezent la acest nivel în domeniul pannonic.

O altă specie interesantă identificată în această asociație este *Paradacna abichiformis*, strămoș probabil al *P. abichi* (Gillet, 1943), citată la același nivel și în Serbia (Gorj. - Kramb., 1899).

Gasteropodele sunt destul de rare și reprezentante prin *Undulotheca pancici* și *Velutinopsis velutina*, specie comună bazinului dacic și pannonic.

În aceeași asociație am mai întîlnit ostracode pannonice, citate la acest nivel în mod curent în domeniul pannonic (zona C/D).

După cum arată Gillet (1943, p. 14) „succesiunea orizontală a nisipurilor și a marnelor din bazinul Transilvaniei corespunde la coboăriri succeseive ale bazinului de subsidență urmată de emersiuni parțiale“.

Stratele cu *Congeria banatica* alternează în unele situații, cum este și cea de la Lopadea, cu strate cu melanopside, funcție de condițiile ecologice ce existau în diverse etape de timp.

Revăzind conținutul faunistic al zăcămintului de la Lopadea, constătăm similitudini cu fauna zonei cu *Congeria banatica* (Pannonian sens strict mediu) prezentă în întreaga depresiune a Transilvaniei (Vancea, 1960; Lubenescu, 1963; Lubenescu, Gheorghian, 1973) și în bazinul Caransebeș-Lugoj (Marinescu, 1967; Lubenescu, Pavoneșcu, 1970; Florei, 1972).

Depozitele pannoniene (strate inferioare cu congerii) care au făcut obiectul notei de față reprezintă în parte Malvensianul mediu (Marinescu, în Ghidul excursiei nr. 9, p. 13).

Prin lucrarea de față a fost îmbogățit inventarul paleontologic al Pannonianului de la Lopadea cu 32 specii de moluște.

## BIBLIOGRAFIE

- Bartha F. (1971) A maghiarországi pannon biostratigrafiai vizgalata. Akad. Kiado, Budapest.
- Brusina S. (1902) Iconografia Molluscorum fossilium telure terțiare. Zagreb.
- Florei N. (1972) Stratigrafia și fauna neogenului de pe bordura nordică și nord-vestică a Mt. Semenic (regiunea Zorlențu Mare-Delinești-Rugi). Rezumatul tezei de doctorat. Univ. București.
- Gillet Susette (1943) Les limnocardiidés des couches a congères de Roumanie. Mém. Inst. Géol. IV, București.

- Gorjanović-Kramberger (1899) Unterpontische Fauna der Gegend von Londjica. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reich.*, XLIX, Wien.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenburgens Wien.
- Herepéy I. (1897) Geologische Beschreibung des Komitates Also-Feher. *Monographie Kom. Also-Feher*. Budapest.
- Hoernes R. (1875) Tertiär-Studien VII Valencienesia Schichten aus dem Banat. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, Bd. XXV, p. 75, III, fig. 3—5, Wien.
- Ilie M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Cojocna-Turda-Ocna Mureșului-Aiud. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- Istocescu D. (1971) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al râmei Mt. Codru și Highiș. *Stud. tehn. econ., seria J, Stratigrafie*, 8, București.
- Jekelius E. (1935) Die Parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen-Südost-Europas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- (1943) Das Pliözän und die sarmatische Stufe in Mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol.* XXII, București.
- (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mém. Inst. Géol. Rom.*, V, București.
- Koch A. (1900) Die Tertiär-Bildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landesteiles II, Neogen, Budapest.
- Lörenthay E. (1894) Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitatus (Sălaj) und Siebenbürgens Ert. II, *Naturw., Sektion..* 1893, Cluj.
- (1903) Ein klassischer fundort der die sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten. *Földt. Közl.*, XXIII, Budapest.
- Lubenescu Victoria (1970) Asupra prezenței unor puncte fosilifere pe valea Cașoșului (zona Bradu) și la est de Săcădate. *D. S. Inst. Geol.*, LVII/4, București.
- (1972) Observații asupra unor faune amestecate de la vest de Miercurea Sibiului (Depresiunea Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, București.
- Georgheian Doina (1974) Observații biostratigrafice pe valea Rodului (vest de Sibiu). *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, București.
- Lupu M., Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Notă explicativă la harta geologică sc. 1:200.000, foaia Turda, 18, *Inst. Geol.*, București.
- Marinescu Fl. (1967) Observații asupra Pannonianului de la Caransebeș. *Stud. cerc. geol., geof., geogr.*, XII/2, București.
- Marinescu Fl. et al. (1972) Guide de l'excursion de la V-e reunion du groupe de travail pour la Paratéthys 9, *Inst. Geol.*, București.
- Motăș I. C., Marinescu Fl. (1972) Evoluția și subdiviziunile Sarmațianului în Bazinul Dacic. Malvenzianul, nou termen stratigrafic. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, București.
- Pană Ioana, Rado Gertrude (1972) Die Biostratigraphie des Neogens im Beiuș-Becken. *Rev. roum. geol. geogr. seria 16/1*, București.
- Papp A. (1951) Die Moluskenfauna des pannon im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Gesell. in Wien*, 44, Viena.
- Paucă M. (1935) Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bull. Soc. rom. geol.*, II, București.

- Pavai-Vajna Fr. (1910) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lopadea. *Földt. Közl.* XI, Budapest.
- Roth L. Telegrd (1896) Die Umgebung von Felvincz (Unirea) und Bagyon (Bădeni) in Com. Torda Aranyos (Turda). *Jahresber. d. ung. geol. A. f.* Budapest.
- Sokac Ana (1972) Pannonian and Pontian Ostracode fauna of int Medvenica. *Paleont. Sv.*, 11, Zagreb.
- Strausz L. (1942) Das Pannon des mittleren Westungarns. *Annales Hist. nat. Musei Nationalis Hungarici*, XXXV, Budapest.
- Széles Margit (1962) Az alsopannoniai medenceuledekek puhatestű faunaja. *Földt. Közl.*, 1, Budapest.
- (1971) A Nagyalfold medencebeli pannon kepzodmenyei. *Akad. Kiado*, Budapest.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. Bucureşti.
- (1967) Limita miocen-pliocen în bazinul Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 12/2, Bucureşti.
- Zotta Victoria (1964) Observații referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de vest a Munților Gurghiu. *D. S. Inst. geol.*, L/1, București.

## OBSERVATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES SUR LE PANNONIEN DE LOPADEA VECHE (DÉPRESSION DE LA TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Les auteurs présentent les associations fauniques identifiées dans les dépôts pannoniens de Lopadea Véche (point fossilifère connu depuis 1863, mais d'où on a cité seulement 16 taxons).

La faune de mollusques recueillie et étudiée par les auteurs est formée en général de limnocardidiens et de congeries caractéristiques à un faciès littoral (*Congeria partschi*, *Melanopsis fossilis*, *M. vindobonensis*, *M. pygmaea*) et à un faciès de profondeur (*Congeria banatica*, *Paradacna lénzi*, *P. syrmiensis*, *Limno-cardium cekusi*, *L. ornatum*, etc.).

Les couches basales des dépôts étudiés contiennent un niveau à faune remaniée miocène (badénienne et sarmatiennne) à côté des espèces caractéristiques aux couches inférieures à congeries. On confirme ainsi pour la partie ouest de la dépression de la Transylvanie l'érosion qui s'est produite vers la fin du Volhyen supérieur-Bessarabien inférieur.

La macrofaune déterminée (constituée de 40 taxons) a été attribuée au Pannonien s. str. — moyen, au Malvensien moyen.

Les auteurs ont constaté des similitudes avec la faune pannonienne du bassin de Vienne (zone C, D — A. Pap, 1951), et avec la faune du Pannonien inférieur de l'Hongrie et du Pannonien s. str. de l'Yougoslavie.

L'inventaire paléontologique du gisement de Lopadea s'est enrichi avec 25 taxons.



#### 4. STRATIGRAFIE



Programme 25 Corrélations stratigraphiques du Néogéne de la Téthys  
et de la Paratéthys

### LE PANNONIEN DU BANAT<sup>1</sup>

PAR

FL. MARINESCU<sup>2</sup>, R. OLTEANU<sup>2</sup>, ELENA ROGGE-ȚĂRANU<sup>2</sup>,  
AGAPIA POPESCU<sup>2</sup>

#### Abstract

The Pannonian of the Banat. Based on the biostratigraphic and mineralogic elements, the authors of the present paper establish the Malvensian and the Pontian in the Pannonian deposits of the Banat. The presence of the Lower Malvensian has been presumed only on the basis of some characteristic ostracods reworked in the deposits on the Turislav Valley, at Soceni. The Middle Malvensian is represented by two distinct facies: the littoral facies with a fauna of the Soceni type and the pelitic facies with *Congeria banatitica* and *Undulotheca*. The Upper Malvensian is much more widespread, the sandy facies predominating. The Odessian represents a regressive moment, locally with fresh water deposits. The Portaferrrian marks the beginning of a new transgression, the Portaferrrian deposits often exceeding the Malvensian ones, reaching the crystalline rocks.

#### INTRODUCTION

De nombreuses discussions portant sur le nom du Pannonien (Rothe v. Telegdi, 1879) ont eu pour objet son contenu et sa sous-division. Initialement, le nom a été proposé pour désigner les dépôts compris entre le Sarmatien et le Diluvium, développés dans un faciès différent de celui de l'extérieur des Carpates. Peu de temps après, le contenu du Pannonien (Lörenthey, 1902) a été limité en éliminant „les couches à paludines“, sans savoir exactement, malheureusement, quels sont leurs équivalents de l'est des Carpates. Suivant certaines opinions (Paucă, 1965) on a soutenu même la corrélation du Pontien avec le Pannonien, en précisant que des formes comme *Congeria or-*

<sup>1</sup> Reçu le 20 mai 1976, accepté le 21 mai 1976, présenté à la séance du 1 juin 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



*nithopsis*, *C. partschi*, *C. subglobosa* sont contemporaines avec *C. rhomboidea* (!). Nous ne pouvons pas estimer ces affirmations dénuées de fondament biostratigraphique. Il faut préciser que les auteurs qui ont soutenus cette corrélation n'ont songé même pas à commenter le contenu du Pontien, en faisant une comparaison entre l'actuelle signification de cet intervalle et l'ancienne signification tel que Le Play, créateur de ce nom, l'avait considérée. Nous sommes d'avis qu'au moins les ouvrages de Gillet (1943, 1961), Papp (1951) et Stevanović (1951) sont suffisamment convaincants pour ne pas mettre en question ces affirmations.

A présent, le nom du Pannonien correspond à deux contenus inégaux, et pour les distinguer on ajoute à ce nom les „adjectifs“ *s. l.* et *s. str.* En séparant, dans le bassin pannonique, des dépôts qui correspondent au Pontien, Stevanović (1951, 1957) a proposé la restriction du contenu du Pannonien, le désignant comme „Pannonien *s. str.*“. Au fond, ce qui est considéré comme „Pannonien *s. l.*“ et qui correspond au contenu initial du nom, devrait être nommé „*sensus strictus*“, tandis que l'autre contenu représenterait le Pannonien en sens restreint („in engere Sinne“), ce qui est une tout autre nuance. Malheureusement, il n'y a pas un nom latin abrégé correspondant à cette nuance. Sans tenir compte de „l'adjectif“ rattaché au nom, il faut envisager qu'on ne peut pas maintenir le même nom pour deux contenus différents. D'autant plus qu'aujourd'hui il est particulièrement difficile, vu les informations que nous avons, de délimiter cartographiquement, sur la plus grande partie de la superficie recouverte par le Pannonien un paquet de dépôts correspondant au Pontien de ce qu'on devrait représenter le „Pannonien *s. str.*“. Le problème biostratigraphique se réclame de la limite inférieure du Pontien, qui doit être contemporaine avec celle de l'extérieur des Carpates. C'est cette raison qui a déterminé Papp (1951) de ne pas préciser les biozones qui correspondent au Pontien, quand il a proposé une biozonation, et c'est la même raison pour lequel les spécialistes de la Hongrie préfèrent d'utiliser, même aujourd'hui, encore le nom de Pannonien avec la signification donnée par Lörenthe (Horváth, Jambor, 1975). Afin de ne pas dénaturer le sens initial de ce nom, encore nécessaire, et afin d'éviter l'emploi simultanée de deux sens pour le Pannonien, nous avons proposé le nom de Malvensien, intervalle de temps compris entre le Sarmatiens (Volhynien + Bessarabien inférieur) et le Pontien (Motăș, Marinescu, 1969, 1971, 1975). Notre but a été d'offrir la possibilité d'employer une nomenclature unitaire avec un contenu unique et bien défini pour toute la Paratéthys (bassins pannonique, dacique, euxinique et caspique). Il n'y a pas lieu de discuter de nouveau nos points de vue sur la nécessité de ce nouveau nom, nécessité qui ressort d'une simple analyse sur les événements (paléogéographiques, biogéographiques, diastrophiques, etc.), qui mettent leurs empreintes sur les limites du Malvensien. Nous avons rappelé tous ces faits pour souligner qu'il est bien nécessaire de maintenir le nom de Pannonien en son sens strictement initial, à valeur régionale, de faciès particulier, qui comprend

plusieurs étages, mais pas à valeur de super-étage seulement à cause de l'incertitude de la limite supérieure (qui est difficile à préciser vu le secteur étudié). Selon notre opinion, dans l'intervalle respectif, au moins théoriquement (mais parfois même pratiquement) on peut séparer le Malvensien du Pontien. Nous supposons qu'à mesure que les informations de détail seront satisfaisantes, à l'avenir on pourra délimiter tant les formations qui correspondent au Malvensien de celles pontiennes et on aura la possibilité de reconnaître même les sous-divisions de ces étages. C'est pour cela que nous avons considéré totalement inutile l'emploi d'un „adjectif“ auprès du Pannonien, parce qu'on comprend bien que seulement le sens initial („s. l.“) doive être accepté.

Un autre problème regarde les sous-divisions de ces deux principaux étages nettement distincts du Pannonien, à savoir le Malvensien et le Pontien (la présence du Dacien et du Romanien n'est pas encore prouvée dans les formations du Banat). En ce qui concerne le Malvensien, il comprend, dans les bassins dacique et euxinique, le Bessarabien supérieur, le Chersonien et le Méotien (sur ce dernier nous sommes d'avis qu'il est plus utile de le remplacer par ses sous-divisions, Oltenien et Moldavien). Dans le Bassin Pannonique, le Malvensien a été sous-divisé de diverses façons, la plupart tenant compte rien que des possibilités locales connues à cette époque-là.

Une façon de sous-diviser le Pannonien qui peut être utilisée chez nous est celle faite à partir des mollusques en 1951 par Papp, commentée et revisée en 1959, quand il a démontré son emploi en Hongrie. Il s'agit de diviser le Pannonien en plusieurs zones : A—B, C—D, E—F, G—H, dont les premières (A—E) correspondent au Malvensien. Ainsi, le Malvensien inférieur représenterait les zones A—B, celui moyen C—D, et celui supérieur la zone E (c'est la séparation qui sera employée dans cet ouvrage). Selon l'opinion de Stevanović (1957) ces zones correspondent au Slavonien (environ les zones A—D) et au Serbien (environ la zone E).

Sur base des ostracodes, une première sous-division est due à Pokorný (1945) qui sépare quatre zones : zone  $\alpha$ , à *Hemicytheria loerentheyi* et *Cyprideis pannonica*, zone  $\beta$ , à *Hemicytheria folliculosa* et *Cyprideis sublittoralis*, zone  $\gamma$ , à *Candona unguiculus* et *Cyprideis obesa* et zone  $\delta$ , à *Cyprideis*, *Darwinulla*, *Ilyocypris*, *Candona* etc. Les premières zones correspondent approximativement au Malvensien. Avec nos connaissances actuelles nous estimons que, après les ostracodes, cette sous-division est la plus facile à utiliser.

Ayant à sa portée un riche matériel de forages, Kolmann (1958) complète avec des ostracodes les zones établies par Papp (1951), de la façon suivante : zone A—B à *Hemicytheria loerentheyi*, *H. hungarica*, *Cyprideis pannonica* et *C. tuberculata*; zone C à *Cyprideis ventricosa* et *C. major*; zone D à *Hemicytheria folliculosa*, *Cyprideis sublittoralis*, *Candona multipora*; zone E à *Cyprideis heterostygma*, *C. obesa*, *Candona unguiculus*; zones F—H à ostracodes d'eau douce, comme *Metacypris*, *Candona*, *Ilyocypris*, *Cyprideis*, *Cypris* etc.



Plus récemment S o k a c (1967) a divisé le Pannonien („s. str.“) en inférieur, à *Radiax croatica*, *Hemicytheria loerentheyi*, *H. hungarica* et *Hungarocypris auriculata*, correspondant environ à la première zone de Pokorný et aux zones A—B de Kolmann, et supérieur à *Congeria banatica*, *Hemicytheria folliculosa*, *H. croatica*, *Hungarocypris hieroglyphica*, *Candonia reticulata* et *C. multipora*. Ultérieurement Sokac (1972) a décrit des associations plus riches pour chaque sous-division, continuant de séparer le Pannonien „s. str.“ en deux sous-divisions, tout comme le Pontien. Le même intervalle, correspondant au Malvensien, est divisé par Krstić (1968) en trois sous-divisions sur base des mollusques, chaque sous-division étant à son tour sous-divisée à partir des ostracodes, ainsi : couches à *Congeria ornithopsis* comprenant dans la partie inférieure *Hemicytheria loerentheyi*, *Cyprideis pannonica* et *Candonia postsarmatica* et dans la partie supérieure *Loxoconcha kochi*, *Hemicytheria hungarica* et *Cyprideis tuberculata*; couches à *Congeria partschi* comprenant *Hemicytheria tenuistriata* et *Thamino-cypris minuta* à la partie inférieure, et *Cyprideis major*, *Hemicytheria folliculosa*, *Zalanyella multipora* à la partie supérieure; couches à *Congeria subglobosa* divisées en quatre : 1. *Cyprideis heterostigma* et *Amplocypris abissa*; 2. *Hemicytheria pokornyi* et *Serbiella unguiculus*; 3. *Cyprideis longissima* et *Serbiella sagittosa*; 4. *Camptocypris allasi* et *Thaminocypris trapezoidalis*.

On doit rappeler aussi la biozonation proposée par Jiřiček (1975) pour la Paratéthys centrale, qui à côté des ostracodes, bien nombreuses, ajoute les foraminifères et même quelques mollusques. Cette biozonation, parfois très fine, s'est basée sur la connaissance détaillée de la stratigraphie des dépôts du secteur slovaque du Bassin de Vienne. Sa généralisation, l'auteur la justifie par la présence des espèces reconnues par lui comme index dans d'autres gisements de la Paratéthys centrale; mais on remarque que ces ostracodes proviennent des apparitions isolées, l'auteur ne mentionnant jamais une coupe où on pourra reconnaître la succession des formes dans une succession de dépôts. La biozonation proposée est fort intéressante, mais son utilisation pour une superficie si grande est à vérifier, la confrontant avec les réalités du terrain. Quoique nous ayons maintenant bien des informations sur le Néogène supérieur, il passera bien du temps afin que nous réussirions à donner une image telle détaillée de la succession biostratigraphique qu'une pareille biozonation soit appliquée en pratique.

En ce qui concerne les sous-divisions du Pontien, tout comme pour le Malvensien, mentionnons quelques difficultés, surtout quand il s'agit de faire des corrélations entre le Bassin Pannonique d'une part et les bassins dacique et euxinique d'autre part. Dans la stratigraphie courante de cet étage on distingue une partie inférieure, une moyenne et une autre supérieure. Initialement, Andrusov (1923) avait dénommé le Bosphorien comme la partie supérieure et le Novorossien comme celle moyenne et inférieure ensemble. En 1951 Stevanović

remarquait que la partie moyenne peut être séparée à partir du Bassin Pannonique jusqu'à celui caspique ; il lui a donné le nom de Portaferrien, en précisant ultérieurement même le stratotype (Stevanović, 1971). L'auteur gardait pour la partie inférieure le nom de Novorossien, caractérisé par un contenu plus réduit. Le nom était toutefois employé dans quelques régions, en particulier dans le Bassin Euxinique avec le contenu donné par Andrusov, raison pour lequel nous avons proposé pour le Pontien inférieur le nom d'Odessien (Macarović et al., 1965), tenant compte qu'à Odessa, dans les couches d'Odessa, Andrusov a indiqué le lieu type pour cet intervalle. Observons que notre proposition commence à être mise en pratique (Tchelidze, 1974 a, b).

Quant au Pontien du Bassin Pannonique on sait que biostratigraphiquement, ont été mises en évidence seulement les deux premières sous-divisions (Odessien ou „Novorossien“ selon Stevanović, et Portaferrien). C'est pour cette raison qu'on a proposé de restreindre son contenu, et de le désigner comme „Pontien s. str.“ (!). Il ne convient pas de commenter les diverses opinions, ou les conditions historiques qui ont déterminé certains auteurs de considérer, due à une étude moins attentive de la bibliographie, qu'initialement le Pontien a été désigné avec ce contenu. Mais en éliminant le Bosphorien, on arrive à mettre signe d'égalité entre le Pontien „s. str.“ et le Novorossien d'Andrusov. Pourtant, il est certain que le Bosphorien, vu tous les points de vue, en particulier celui biostratigraphique, représente la continuation du Portaferrien et pas le début du Dacien. Au sujet du Bassin Pannonique, son isolement à la fin du Portaferrien a déterminé l'apparition, pendant le Bosphorien, d'une faune endémique prédominant dulçaquicole, difficile à corrélérer avec son équivalent euxinique. A ces sous-divisions du Pontien pannonique correspondent approximativement les zones F et G—H dans la zonation proposée par Papp (1951) (respectivement Odessien et Portaferrien), la zone δ séparée par Pokornyi (1945), ou les zones F—H de Kollmann (1960), prises ensemble du point de vue des ostracodes.

Un autre problème à discuter c'est le contenu du Miocène supérieur. La limite Miocène-Pliocène, bien controversée, semble être résolue, en convenant que, dans le domaine marin, cette limite soit tracée au-dessus du Messinien, à la base de l'intervalle Zancréan/Tabisien. Les recherches plus récentes tendent aujourd'hui de corrélérer cette limite (approximativement) avec la base du Dacien, ou plutôt avec la limite Portaferrien-Bosphorien (Marinescu, 1975). C'est un point de vue exprimé déjà par Gillet (1961). D'autre part, pour le Miocène moyen a été proposé un superétage (Cessalien) qui comprend les équivalents du Langhien et du Serravalien. Ainsi, il correspondrait non seulement au Badénien de la Paratéthys (approximativement !) mais aussi au Sarmatiens (Volhyen + Bessarabien inférieur). Ce fait correspondrait ainsi à l'équivalence entre le Tortonien (en sens initial, méditerranéen) et le Malvensien (Benda, 1973, Mari-



nescu, 1975). On y résulterait que le Miocène supérieur (Castellanien = Tortonien + Messinien du domaine marin) comprend dans la Paratéthys le Malvensien + le Pontien. Nous estimons que n'importe qui analysera avec objectivité ce point de vue, tenant compte de tous les éléments, trouvera à coup sûr sa logique, mais avec une condition : abstraction faite des considérations affectives, régionales, de tradition, ou d'école.

Le présent ouvrage, le premier d'une série relatif au Néogène de l'ouest de la Roumanie, représente le premier essai d'analyser la stratigraphie du Pannonien du Banat entier. C'est le résultat des observations faites au cours de plusieurs années d'activité sur terrain, où on a étudié toutes les coupes représentatives. Quand il a été possible, nous avons revisé de même les faunes recueillies par les devanciers et qui se trouvent dans des collections organisées. Cela dit, il nous plaît de remercier, aussi par cette voie, à Madame Luciană Artin qui s'occupe de la collection de faune de l'Institut de Géologie et de Géophysique, ainsi qu'au Monsieur Endre Krolopp du Musée de l'Institut Géologique de Budapest. Nous pensons également à N. Florei pour le matériel qu'il nous a offert. Nous remercions aussi aux collègues hydrogéologues (C. Ghenea et P. Crăciun) qui nous ont mis à la disposition les documentations sur les forages recueillis par eux du Banat. De même nous remercions à Madame Monica Topor pour la version française du texte.

Pour réaliser cet ouvrage, les études des mollusques, les observations stratonomiques et les commentaires biostratigraphiques ont été faites par Fl. Marinescu ; l'étude des ostracodes et leur signification revient à R. Olteanu : les recherches de pétrographie sédimentaire ont été exécutées par Elena Rogge-Tărănu et l'interprétation des données des forages, nécessaire aux conclusions paléogéographique, appartient à Agapia Popescu.

#### HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les plus anciennes informations stratigraphiques au sujet des dépôts pannoniens du Banat datent de la fin du siècle passé et du début du XX<sup>e</sup> siècle. Il s'agit des ouvrages de Loczy (1882), Halaváts (1880, 1886, 1893, 1897), Schafarzik (1905), Schretter (1912). Suit une période de recherches moins intenses ; pendant cette époque Gillet (1933, 1939) et Jekelius (1937, 1943) ont étudié les plus importantes coupes et gisements fossilifères et de ces recherches ils ont tiré d'intéressantes conclusions qui se trouvent à la base de leurs commentaires stratigraphiques. Les auteurs susmentionnés sont ceux d'où nous viennent les premiers éléments de synthèse concernant les dépôts pannoniens de notre pays et les premières corrélations à caractère plus large. Les recherches sur les dépôts néogènes du Banat s'intensifient après 1950. Nombre des résultats de ces recherches n'ont pas été publiés, étant l'objet des comptes-rendues à caractère interne, bien que certaines d'entre elles contiennent des informations intéressantes,



qui pourraient contribuer à l'enrichissement de nos connaissances sur le contenu fossile des dépôts pannoniens (Pop, 1955 ; Dimian, 1957 ; Marinescu, 1963). Ajoutons également les comptes-rendues d'Olteanu (1953), Culea (1954), Ionita (1955, 1956, 1958). Enfin, pour la même période notons les recherches sur le Néogène, dont l'objet a été l'étude des gisements de charbons du Banat (Albu, 1950 ; Plisca, 1950) ; quelques travaux de cette catégorie ont été publiés (Rarincă, Popovici, 1959).

Le résultat de plusieurs années de recherches sur les terrains pannoniens du Banat font le sujet des ouvrages à caractère régional, qui souvent s'occupent des régions assez étendues, tels ceux de Pop (1954, 1960), pour le secteur au sud et à l'ouest de Caransebeș, ceux de Lubenescu et al. (1970 a ; 1970 b) pour le même secteur, mais analysé plus profondément, celui de Florei (1972) pour le secteur à l'ouest de Caransebeș, ou l'ouvrage d'Orășanu et all. (1970) sur le secteur à l'est de Lugoj, dans le golfe du Făget, qui s'approche le plus de la manière actuelle d'interprétation. On peut mentionner encore les travaux exécutés à l'occasion des recherches hydrogéologiques (Feru, Mihailă, 1963 ; Ghenea, 1962). D'autres travaux se rapportent seulement à des petits secteurs où on analyse d'habitude la signification biostratigraphique des faunes rencontrées (Marinescu, 1967 ; Drăgănescu, 1967 ; Manea et al., 1970 ; Florei, 1969) ; on enrichit les inventaires fauniques connus ou on mentionne de nouveaux gisements fossilifères (Florei, 1957, 1958, 1961 ; Huică, Stănoiu, 1964), ou bien on étudie la composition minéralogique des dépôts sédimentaires (Papiu, Manea, 1968 ; Manea et al., 1970 ; Manea, Stanca, 1967 ; Papiu et al., 1973). Ajoutons une synthèse sommaire sur les dépôts néogènes de la dépression pannonique, basée surtout sur des données de forages, rédigée par un collectif (Ichim et al., 1967) et une description des coupes de références pour le Néogène du Banat, accompagnée par une présentation de la stratigraphie de ces dépôts, faite à l'occasion de la Réunion du Groupe de travail pour la Paratéthys (Marinescu et al., 1972).

On ne peut pas terminer ce très court historique sans signaler, à côté des premières notes paléontologiques concernant les principaux gisements fossilifères du Pannonien du Banat (Fuchs, 1870 ; Halaváts, 1883—1892 ; Hoernes, 1875, 1901 a, 1901 b ; Drevermann, 1905), les quelques monographies sur les gisements de Soceni (Jekeliu, 1944), de Rădmănești (Gillet, Marinescu, 1971), de Tirol (Marinescu, 1973) ainsi que la monographie concernant les limnochardiidés de la Roumanie (Gillet, 1943) dans laquelle les gisements du Banat occupent une place importante.

### Malvensien

Nulle part dans toute la région étudiée, entre le Danube et la rivière de Mureș on ne rencontre pas à jour une coupe où on pourra voir



la continuité du Sarmatiens au Malvensien. Du reste, on n'a signalé jamais le plus ancien horizon du Malvensien, notamment l'horizon à *Congeria ornithopsis*, mis en évidence à base des mollusques. L'étude détaillée des ostracodes nous conduit à des conclusions en quelque sorte différentes, tel qu'on démonstrera plus loin. Il faut souligner en tout cas que dans toutes les coupes cette limite est toujours marquée par

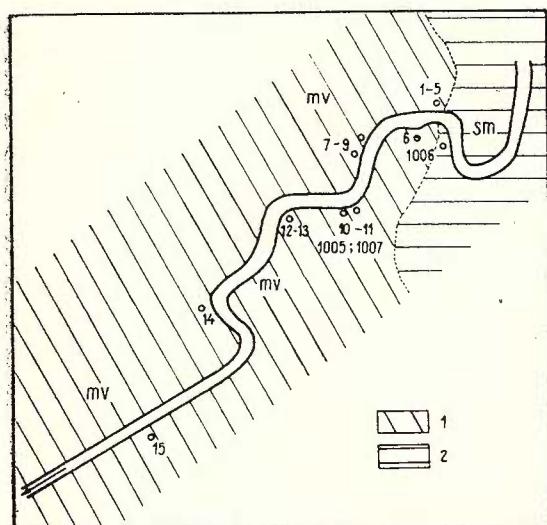


Fig. 1. — Esquisse géologique de la vallée du Turislav (Soceni) mv 1 (selon E. Jekelius, 1944) contenant les emplacements des échantillons micropaléontologiques (1—15) et ceux pour les minéraux lourds (1005 ; 1007). N. B. Correspondance entre ces échantillons et les gisements d'où Jekelius a recueilli ses faunes : Turislav 1 + 2 — échant. 1006 ; Turislav 1a — échant. 1—5 ; Turislav 2a — échant. 7—9 ; Turislav 2b — échant. 10—11.

1, Sarmatiens ; 2, Malvensien.

une discontinuité, parfois accompagnée même d'une discordance angulaire entre les dépôts malvensiens et ceux sarmatiens.

La coupe la plus connue dans les dépôts malvensiens du Banat, coupe devenue classique grâce à l'ouvrage de Jekelius (1944), est celle de la vallée de Turislav (mv 1) de Soceni (fig. 1). Une description succincte peut être trouvée dans le Guide de l'excursion pour la Paratéthys (Marinescu et al., 1972). En discordance sur les dépôts sarmatiens (fig. 2) (a) repose un banc à épaisseur variable (environ 20 cm), contenant de sable à nombreuses fossiles remaniées du Sarmatiens (b) (Turislav 1 a chez Jekelius, 1944). Suit (c) 1,9 m de siltites à une riche faune de mollusques (*Melanopsis*, *Limnocardium*, *Congeria*, etc.) répandue dans la masse de la roche, comportant encore dans la partie inférieure des cérithes sarmatiens remaniés et dans la partie supérieure un banc de faluns à *Melanopsis fossilis* ; (d) 1,7 m d'argile siltique, concoïde, plus pauvre en faune ; (e) 15 cm de sables gris noirâtres micacés à rares galets de cristallin, fossilifères ; (f) 15 cm de sables jaunes, micacés, à granulation fine et moyenne, fossilifères ; (g) 20 cm de siltites gris foncé en couches de quelques centimètres ; (h) 30 cm

de sables micacés, jaune cendré, fossilifères ; (i) alternance de couches de quelques centimètres de siltites à sables micacés, contenant de nombreux petits mélanopsis ; (j) 40 cm de sables fin gris, fossilifères, prédominant les petites mélanopsidés ; (k) 24 cm d'argiles siltitiques jaunes, (l) 55 cm de sables fins, argileux, gris bleuâtre, parfois violacés, richement fossilifères, à *Melanopsis vindobonensis*, *M. fossilis*, *Congeria*, *Limnocardium* etc. (probablement Turislav 2 b chez Jekelius, 1944) ; (m) 40 cm de sables jaune gris clair, micaferes ; (n) banc à épaisseur variable (entre 1,0—0,15 m), ayant la forme d'un coin, de sables gris foncé, fossilifères, à gravillon ; (o) 2,70 m d'argiles gris clair, concoides, à congéries du groupe *subglobosa* (en particulier *C. partschi*), vers le milieu du banc contenant une couche où les congéries sont plus fréquentes et où apparaissent les premiers exemplaires de *C. zsigmondyi* (Turislav 2 b chez Jekelius, 1944) ; (p) 1,0 m de siltite jaune brun, micacée, finement stratifiée, dépourvue de mollusques ; (r) 4,3 m d'argiles compactes, gris foncé, à rares *Congeria partschi* et *C. zsigmondyi* répandues dans la masse de la roche ; (s) 40 cm d'argile vaguement stratifiées, très fossilifères, à faune de petite taille, en particulier de limnocardiidés, congéries et *Pisidium* à valves fines ; (t) +2 m d'argiles grises, stratifiées en bancs épais, de quelques mètres, concoides, à rares congéries, surtout *C. zsigmondyi* (il est possible que *C. subglobosa* décrite par Jekelius en provienne).

Du point de vue des mollusques, la coupe ne semble pas être trop variée ; analysant la description donnée par Jekelius, Papp (1951), est d'avis que dans cette coupe n'apparaissent que les zones C—D, séparées par lui dans le Pannonien du Bassin de la Vienne, principalement la zone D, sans avoir la possibilité de faire une distinction entre ces zones (d'ailleurs, comme il a remarqué aussi dans un commentaire au sujet du Pannonien de l'Hongrie). Une analyse plus profonde de la manière de distribution de la faune révèle que dans la partie inférieure de la coupe apparaissent de nombreuses mélanopsidés, des congéries et quelques limnocardiidés (excepté la faune sarmatiennne remaniée), formes qui se rencontrent aussi plus haut dans la coupe, mais *Melanopsis fossilis* à grandes coquilles, robustes et bien développées n'apparaissent que plus haut, dans le banc susmentionné (c). Ce n'est qu'à partir de cet horizon qu'on peut considérer la zone D (où *M. fossilis* se présente avec les spécimens les plus évolués). Entre les bancs (n) et (o) décrits ci-dessus il y a une discordance angulaire évidente (fig. 2), jugée initialement comme une lamination oblique de courant à grande échelle, mais qui peut être en effet une discordance angulaire intraformationnelle, d'autant plus que le banc (n) comprend également de nombreux galets de cristallin. Il est à souligner que dans le suivant banc (o) apparaissent les premiers exemplaires de *Congeria zsigmondyi*, dans une faune de mollusques très



pauvre ; au commencement existaient encore quelques exemplaires de *Melanopsis fossilis* tandis que pour le reste de la coupe, outre le banc (s), ne se trouvent que de rares exemplaires de *C. zsigmondyi* et encore plus rares de *C. partschi*. Ainsi, on pourrait croire qu'à partir du banc (0) débute la zone E du Pannonien viénois, donc la base du Malvensien supérieur, à caractères transgressifs dans toute la région.

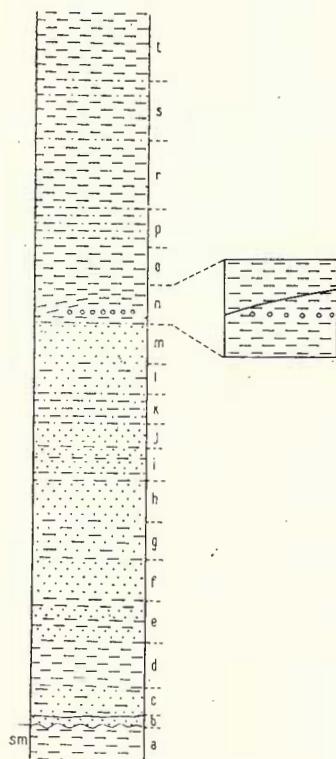


Fig. 2. — Colonne stratigraphique du Malvensien de la vallée de Turislav (Soceni).

Ces observations établies seulement sur l'analyse de la distribution des mollusques sont soulignées et complétées par l'étude du contenu en ostracodes.

Ainsi, dans la première moitié de mètre de la coupe (échantillon 1 et 2), à côté de nombreuses foraminifères remaniées du Sarmatiens, apparaissent :

*Hungarocypris auriculata* (Mehes), *H. auriculata nodosa* (Mehes), *Leptocythere bituberculata* Seremeta, *L. parallella* (Mehes), *L. naca* (Mehes), *Loxoconcha kochi* (Mehes).

On signale encore d'autres ostracodes dont la présence ne peut interprétée que provenant toujours du remaniement de certains dépôts antérieurs :

*Hemicytheria omphalodes* (Reuss), *H. hungarica* (Mehes),  
*Loxocorniculum ornatum* (Schneide).

Nous ne pouvons interpréter ces présences qu'en tant que des remaniements des dépôts antérieurs, appartenant au Malvensien inférieur et au Sarmatien. Il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'une zone de bordure, à dépôts de faible épaisseur, où le transgression du Malvensien moyen a pu remanier, à côté du matériel des dépôts sarmatiens, les éléments du Malvensien inférieur, présent probablement vers l'intérieur du bassin, plus vers le large, gardé aujourd'hui seulement en profondeur.

Dans les trois suivants échantillons (3—5), provenant des dépôts de 1,5 m épaisseur, on ne rencontre pas des éléments qui pourraient indiquer la resédimentation ; elles comprennent les ostracodes :

*Cyprideis heterostigma obesa* (Reuss), *Hungarocypris marginata* (Zalany), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *Candonia (Lineocypris) granulosa* (Zalany), C. aff. C. brusinai Sokac, C. (Caspionella) lobata (Zalany), C. (Caspiocypris) aff. C. alta (Zalany), *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Amplocypris* aff. A. recta (Reuss), *Loxoconcha rhombovalvis* Pokorny, *Pontoleberis attilata* (Stanceva).

Dans le niveau d'où l'on a recueilli l'échantillon 6 on remarque une nouvelle série de remaniements, parmi lesquels *Hemicytheria* aff. *H. omphalodes* (Reuss) et *Leptocythere microlata* (Liventzov) proviennent certainement des dépôts plus anciens, tout comme (probablement) *Callistocythere* ex gr. *C. littoralis* (Müller) et *Loxocorniculum ornatum* (Schneide). Ces éléments se trouvent à côté des formes susmentionnées dans les échantillons antérieurs, auxquelles s'ajoutent *Loxoconcha* aff. *L. rhombovalvis* Pokorny et *Hemicytheria* ex gr. *H. brunnensis* (Reuss).

Les formes d'ostracodes des échantillons 3—5, y compris ceux de l'échantillon 6, ont été aussi rencontrée dans les échantillons 7—9, mais les remaniements sont totalement absents. Il faut mentionner également la présence d'une forme du groupe *Calistocythere littoralis* Müller, décrite pour la première fois parmi les espèces actuelles du golfe de Naples.

Un changement évident dans l'ensemble des ostracodes est observable dans l'échantillon 10 (au-dessus de la couche qui contient les premiers exemplaires de *Congeria zsigmondyi*), où apparaissent en petites quantités les premiers éléments de la faune du Malvensien supérieur, à côté des formes du Malvensien moyen ; ces dernières disparaissent peu à peu vers la partie supérieure des dépôts de la vallée du Turislav. À mesure que ces formes disparaissent, l'association s'enrichit avec des formes caractéristiques du Malvensien supérieur. Ainsi on a identifié dans les échantillons 10—15, les espèces :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *H. marginata* (Zalany), *Amplocypris major* Krstic, A. aff. A. villosa Zal-

lany, *A. abissa* (Reuss), *A. aff. A. angulata* (Zalany), *Candona (Caspiocypris) alta* (Zalany), *C. (Caspiocypris) rakensis* (Mehes), *C. (Caspiolla) lobata* (Zalany), *C. (Caspiolla) aff. C. venusta* (Zalany), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalany), *C. (Lineocypris) granulosa* (Zalany), *C. (Lineocypris) hodoniensis* Pokorný, *Leptocythere bituberculata* Seremeta, *L. lacunosa* (Reuss), *L. naca* (Mehes), *Loxocorniculum hodoniensis* (Pokorný), *Loxconcha rhombovalis* (Pokorný), *L. subrugosa* Zalany, *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *Cyprideis triangulata* Krstić, *C. heterostigma obesa* (Reuss), *Cytherura moravica* Pokorný.

Analysant ces listes on peut déduire que les ostracodes des échantillons 1—9 indiquent le Malvensien moyen, avec certains éléments de la zone C et en grand nombre ceux de la zone D du Pannonien du Bassin de la Vienne (ceux-ci surtout dès l'échantillon 6 du niveau à *Melanopsis fossilis*). Dans cet intervalle on distingue deux épisodes, l'un à la base et l'autre au niveau de l'échantillon 6, caractérisé par d'importants remaniements de formes des dépôts plus anciens. Si nous considérons les éléments remaniés, en particulier ceux de la base, on peut dire que quelque part, plus vers le large, recouvrant une superficie plus réduite que les dépôts du Malvensien moyen, il y a aussi les dépôts du Malvensien inférieur, mais n'apparaissant pas au jour. A partir du niveau de l'échantillon 10, qui fait le passage, commence le Malvensien supérieur, bien caractérisé dans les échantillons 11—15. Il s'agit de la zone E du Pannonien du Bassin de la Vienne. Puisque cette zone comprend un intervalle plus grand que les zones antérieures, considérées séparément, tel qu'on résulte de l'analyse des faunes d'ostracodes, elle pourrait être divisée en trois zonules. Parmi celles-ci, dans la coupe de Turislav apparaît la zonule E, où se maintient encore des formes du Malvensien moyen, à côté de nouveaux éléments du Malvensien supérieur. (La zonule E<sub>2</sub> se caractérise par un ensemble complètement différent de celui du Malvensien moyen, et dans la zonule E<sub>3</sub> apparaissent déjà les premiers éléments des ostracodes pontiens). Pour conclure, le Malvensien de la coupe de Turislav, de Soceni, comprend les zones suivantes du Pannonien (selon la zonation de Papp, 1951) ; zone C (où est remanié même le matériel de la zone B) dans les bancs (a) et (b) ; zone D débute précisément dès la partie supérieure du banc (c) et comprend les dépôts jusqu'au banc (n) y compris, probablement même une partie du banc (o) ; zone E débute avec le banc (o) (partie supérieure) et comprend tout le reste de la coupe dépassant le banc (t). Nous voulons faire une observation nécessaire, à savoir : quand on parlera de „la faune de type Soceni“ (s'agissant surtout de la faune de mollusques) on doit envisager par cela l'ensemble faunique principal, décrit par Jekelius, celui qui correspond aux zones C + D, à prédominance de la zone D, tel qu'a remarqué même Papp en 1951.

Une autre coupe représentative pour cet intervalle stratigraphique est celle de la vallée de Bolnicioara (mv 2), entre les villages de Vîrciorova et Bolvașnița (fig. 3), au sud de Caransebeș (Marinescu, 1967).

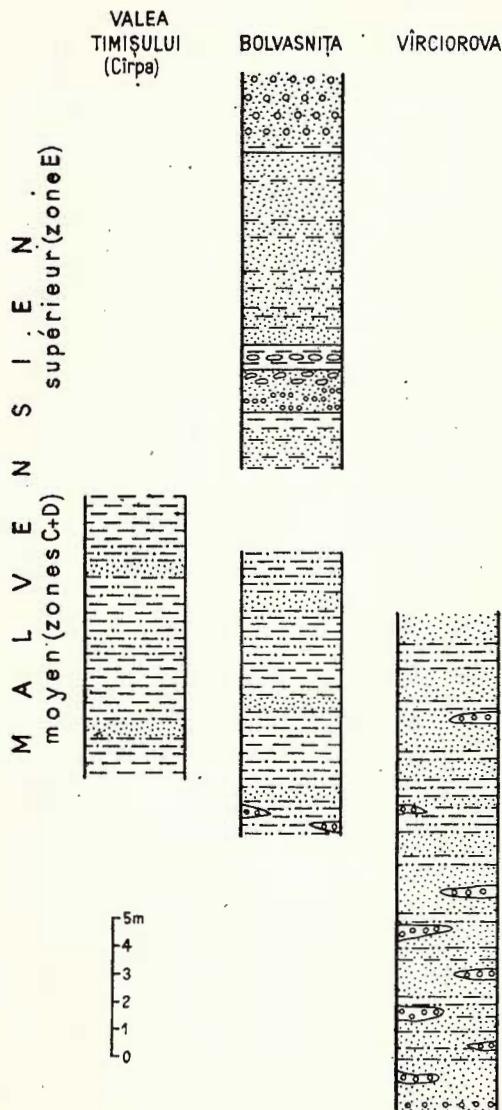


Fig. 3. — Le Malvensien du bord ouest des Monts Tarcu.

Dans ce secteur, au-dessus des dépôts badéniens, se trouvent les argiles marneuses siltiques, micacées, gris foncé, concoïdes, alternant avec les couches d'épaisseurs depuis de quelques centimètres jusqu'à 50 cm de sables ayant la même couleur, parfois mélangées avec du gravillon.

Dans ces argiles, mais surtout dans les sables et dans les graviers, on rencontre une faune analogue à celle de Soceni, avec la seule différence que les formes abondent seulement dans quelques lentilles et non pas le long des couches. De ces lentilles de falun nous avons récolté :

*Congeria rambophora rambophora* Brusina, *C. rambophora voesendorfensis* Papp, *C. drzici* Brusina, *C. banatica* R. Hoernes, *Limnocardium promultistriatum* Jekelius, *L. stoosi* Brusina, *L. cf. denticulatum* Jekelius, *Parvidacna cf. petkovici* (Pavlovic), *Theodoxus* sp., *Gyraulus* sp., *Melanopsis fossilis fossilis* Martin, *M. fossilis rugosa* Handmann, *M. cf. stricturatus* Brusina, *M. banatica* Jekelius, *M. varicosa nodifera* Handmann, *M. inermis* Handmann, *M. turislavica* Jekelius, *M. senatoria* Handmann, *M. pseudoaustrica* Sauerz, *M. bouei rarispina* Lörenthey, *M. bouei multicostata* Handmann, *M. pygmaea mucronata* Handmann, *Orygoceras fuchsi* Kittle, *Valvata cf. helicoides* Stoliczka.

Ce qui est toutefois remarquable de noter c'est que tout le long de cette coupe on peut poursuivre le passage latéral du faciès littoral, détritique, contenant la même faune du type Soceni, au faciès soi-disant „de bassin“ („Beckenfacies“), de large, où prédominent les argiles. L'affleurement représentatif pour ce type de faciès se trouve en face du pont sur la vallée de Bolvașnița, à l'entrée dans le village de Vîrciorova (mv 3). On y rencontre des argiles marneuses violacées, concoïdes, en couches de quelques décimètres, parfois même plus épaisses, parmi lesquelles s'intercalent des couches de quelques centimètres ou même des minces laminés de sables argileux, quelquefois contenant également des lentilles de sables grossiers, sables où apparaissent encore des fragments de coquilles de *Melanopsis*. Dans ces argiles on rencontre :

*Congeria banatica* R. Hoernes, *Paradacna syrmiensis* (Hoernes), *P. lenzi* (Hoernes), *Gyraulus nematophorus* (Brusina), *Undulotheca* sp., *Undulotheca rotundata* (Gorj.-Kramberger).

C'est la faune caractéristique au faciès à *Congeria banatica*, la coupe respective prouvant que ce faciès est synchrone au faciès littoral du type Soceni. Il faut mentionner aussi que ce gisement est l'endroit type pour les espèces *Congeria banatica* et *Undulotheca rotundata*.

La faune d'ostracodes rencontrée dans ces dépôts, assez pauvre et peu variée, comprend :

*Leptocythere lacunosa* (Reuss), *Hungarocypris hieroglyphica* (Mehs), *Amplocypris abissa* (Reuss), *Candonia* (Caspiola) lobata (Zalany), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalany), *Cyprideis heterostigma obesa* (Reuss).

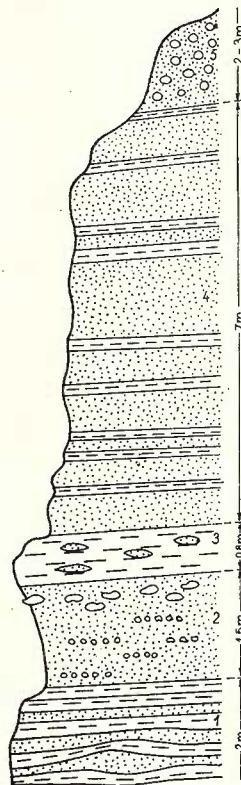
Ces formes-ci, par rapport aux mollusques, précisent que dans la coupe décrite affleurent les dépôts de la partie supérieure du Malvensien moyen, où apparaissent déjà des éléments du Malvensien supérieur.

Plus vers l'ouest, dans le village de Valea Timișului (Cîrpa), dans une fontaine, nous avons remarqué que le pourcentage de sable est bien plus petit, les argiles marneuses concoides prédominant clairement. Dans ces argiles abondent *Congeria banatica*, à côté des exemplaires déformés de *Radix* et de planorbidés.

Cette coupe, presque longitudinale, entre Bolvașnița-Vîrciorova-Valea Timișului, peut être complétée avec les apparitions d'argiles mar-

Fig. 4. — Coupe dans les dépôts malvensiens le long du chemin vers Borlova.

1, argiles gris-bleuâtres, concoides, à lamination sablonneuse ; 2, sable jaune-blanchâtre moyen-grossier ayant des graviers et un niveau de gros cailloux décimétriques ; 3, argiles concoides grises, vaguement stratifiées à lentilles centimétriques de sables ; 4, sables moyens contenant quelques niveaux plus grossiers, jaune-blanchâtres, à intercalations décimétriques d'argiles gris-bleuâtre ; 5, sables et gros cailloux.



neuses rencontrées le long des vallées affluentes de la rive droite, vers le nord, de la vallée principale (vallée de Bolvașnița) où la macrofaune est bien plus pauvre et sporadique. Dans ces argiles nous avons notamment trouvé des nids à nombreux exemplaires d'*Orygoceras*, mais ayant de rares apparitions de *Congeria banatica* et de *Paradacna lenzi* ou de *P. syrmensis*. Au-dessus des argiles reposent des sables, parfois grossiers, à minces intercalations d'argiles et de bancs de gravillon, complètement dépourvus de faune. Ces dépôts, qui participent à la formation des collines à l'est de Caransebeș (fig. 4), vers Borlova et Turnu Ruieni, pourraient représenter (sans avoir des données paléontologiques) le Malvensien supérieur.

Sur le bord ouest des Monts Poiana Ruscă tout comme aux environs de l'extrême ouest des Monts Tarcu, on peut étudier quelques coupes très bonnes, situées le long de la vallée du Timiș et de ses affluents de droite, notamment au niveau des villages de Maciova, Căvăran et Tincova. Dans ce secteur, les dépôts pannoniens reposent soit sur le cristallin, soit sur l'éruptif, soit sur des dépôts badéniens ou bien sarmatiens. Dans la partie inférieure des dépôts se trouvent de rares exemplaires de *Congeria banatica*. Au-dessus de ces dépôts cette espèce disparaît et on rencontre seulement des exemplaires de *Congeria partschi* et vers le nord, dans la partie supérieure de ces argiles, rien que de rares valves de *Congeria zsigmondyi* (fig. 5).

A Tincova, sur la vallée de Tincovița ou sur Valea Mare (mv. 4), des argiles marneuses à *Congeria partschi*, on a reconnu les ostracodes :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *H. auriculata* (Mehes), *Amplocypris recta* (Reuss), *A. abissa* (Reuss), *A. cf. A. angulata* (Zalany), *A. villosa* (Zalany), *Candonia (Caspiolla) lobata* (Zalany), *C. (Caspiolla) flectimarginata Sokáć*, *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalany), *C. (Caspiocypris) alta* (Zalany), *C. (Caspiocypris) labiata* (Zalany), *Loxoconcha rhombovalvis Pokorný*, *L. kochi* (Mehes), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *Xestoleberis* sp.

Sur un affluent petit de cette vallée, dans des dépôts semblables, on a rencontré :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Amplocypris cf. A. subacuta* Zalany, *A. villosa* (Zalany), *A. reticulata* (Zalany).

Enfin, sur Valea lui Radu, au-dessus des dépôts sarmatiens, à côté de *Congeria partschi globosatesta* on a rencontré :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Amplocypris cf. A. angulata* (Zalany), *A. abissa* (Reuss), *A. recta* (Reuss), *Candonia (Caspiolla) brusinai Sokáć*, *C. (Caspiolla) flectimarginata Sokáć*, *C. (Typhlocyprella) elongata Sokáć*, *C. (Caspiocypris) aff. C. labiata* (Zalany), *C. (Caspiocypris) venusta* (Zalany), *C. (Typhlocyparis) fossulata* (Pokorný), *Loxoconcha rhombovalvis Pokorný*, *L. porosa* (Mehes), *Hemicytheria biornata* (Zalany), *H. folliculosa* (Reuss), *Pontoleberis attilata* (Stanceva), *Xestoleberis* sp.

Toute la faune d'ostracodes des dépôts longeant la rive droite du Timiș justifie l'attribution de ceux-ci à la partie finale du Malvensien moyen et à la partie basale du Malvensien supérieur (zone E<sub>1</sub>).

Au même intervalle stratigraphique qui apparaît sur la vallée de Turislav de Soceni correspond le soi-disant „Pliocène“ du bassin de Mehadia, décrit par Iliescu en 1962 (mv 5). Dans ce bassin les dépôts qui achèvent la sédimentation, et qui représentent le remplissage du bassin, comprennent du gravillon et des sables à stratification oblique de courant, à lentilles plus argileuses, les quelques restes de



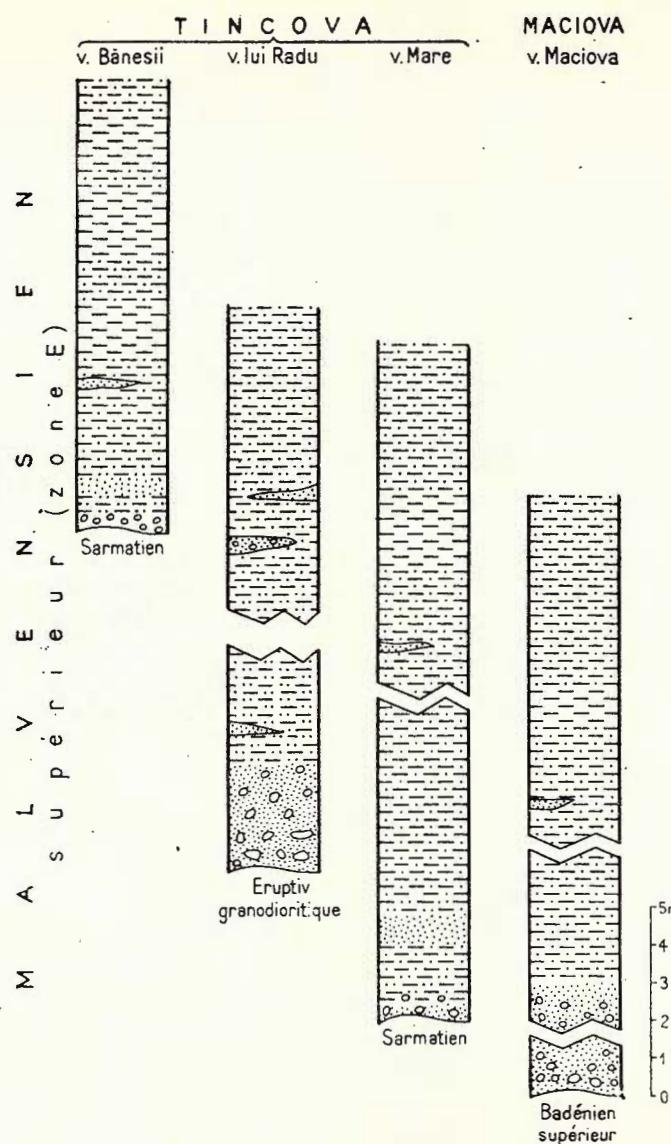


Fig. 5. — Le Malvensien du bord ouest et sud-ouest des Monts Poiana Rusca.

fossiles étant cantonnées justement dans ces lentilles. La faune de ces dépôts, découverte par Iliescu, au nord de la vallée de Bolvașnița (observer qu'il ne s'agit pas du village de Bolvașnița au sud de Caransebeș, où se trouve la coupe décrite ci-dessus) comprend des formes connues tant à Soceni, que sur le ruisseau de Bolnișoara à Vîrciorova :

*Congeria doederleini* Brusina, *C. ramphophora* Brusina, *C. turislavica* Jekelius, *C. ? mutabilis* Brusina (nous croyons qu'il s'agit de *C. ramphophora*), *C. minima* Andrussov, *C. zsigmondyi* Halaváts, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *M. fossilis* Handmann, *M. inermis* Handmann, *M. bouei* multicostata Handmann, *M. sturii* Fuchs, *M. impressa* Krauss, *Melanoptychia brusinalis* Jekelius, *Theodoxus dacicus* Jekelius.

Il paraît que le niveau soit un peu plus jeune que la zone D typique, tel qu'elle apparaît à Soceni sur la vallée de Turislav dans les bancs (c)-(m), et correspond à peu près au banc (o), où apparaît déjà *Congeria zsigmondyi*. Aussi, il paraît que les graviers dépourvus de fossiles qui se trouvent entre les dépôts sarmatiens et la faune malvensienne correspondent également au Malvensien inférieur et moyen, de même que les graviers plus jeunes pourraient représenter le Malvensien supérieur (fig. 6).

Entre Soceni et Caransebeș, le long du bord septentrional des Monts du Semenic, les dépôts malvensiens reposent soit sur le cristallin, soit sur les dépôts badéniens. Étant une zone littorale, les transgressions sont fréquentes et les faibles épaisseurs qui longent le bord augmentent rapidement vers le nord, vers le bassin. Le plus ancien niveau stratigraphique de ce secteur est considéré celui rencontré dans la vallée de Boiana (mv 6), dans le village d'Apadia. On y trouve des argiles marneuses finement sablonneuses, très micacées, en couches de quelques centimètres, arrivant jusqu'à 20—30 cm, à intercalations de gravillon. La faune de mollusques récoltée contient :

*Congeria partschi* Czjzek, *Melanopsis bouei* Ferussac, *Radix* sp.

Sans trouver des éléments qui pourraient indiquer avec certitude l'une des zones du Pannonien, mais renfermant ces dépôts dans l'ensemble général paléogéographique, ils pourraient représenter la zone D.

Un niveau plus jeune que celui de la vallée du Boianu peut être considéré celui de la vallée de Malu de Valeadeni (mv 7) où, c'est toujours dans des argiles marneuses sablonneuses micacées à stratification moins évidente, qu'on a rencontré des fragments de *Limnopatella* à côté de :

*Congeria cf. zsigmondyi* Halaváts, *C. aff. banatica* R. Hoernes, *Melanopsis bouei multicostata* Handmann, *M. bouei sturii* Fuchs,

ainsi que des fragments d'un maxillaire de crocodilien, décrit par Ionita Stan comme appartenant à un gavial. L'apparition des restes

de *Congeria zsigmondyi* nous détermine à supposer que les dépôts respectifs peuvent représenter la base de la zone E.

C'est toujours à la zone E, mais cette fois avec certitude, qu'on peut lui attribuer les dépôts qui apparaissent au confluent de la vallée

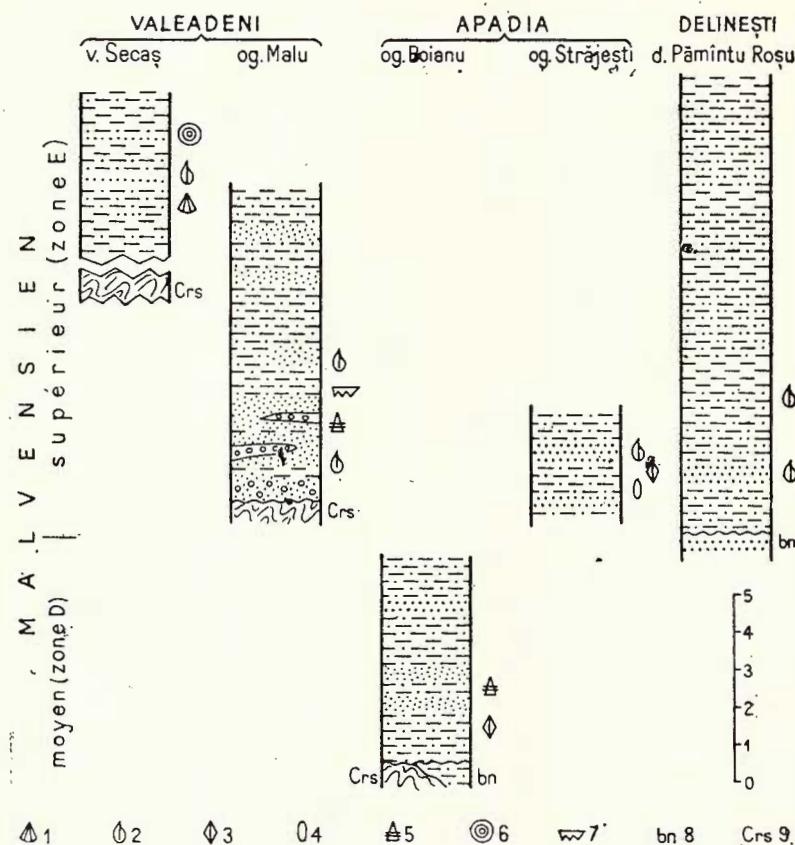


Fig. 6. — Le Malvensien du bord nord des Monts du Semenic.  
 1, limnocardiides ; 2, *Congeria zsigmondyi* ; 3, *Congeria partschi* ;  
 4, *Congeria czjzeki* ; 5, *Melanopsis* ; 6, *Provalenciennesia* ; 7, crocodiliens ; 8, Badénien ; 9, cristallin.

de Străjeşti avec la vallée du Pogoniciul (mv 8), au nord du village d'Apadia. Lithologiquement, il s'agit du même type des dépôts argilo-sablonneux micacés, en bancs de 20—30 cm, où on a trouvé :

*Congeria partschi* Czjzek, *C. zsigmondyi* Halaváts,  
*C. czjzeki* M. Höernes, *Limnocardium syriense* R. Hoernes, *Pisidium* sp.

On remarque l'abondance de *Congeria czjzeki*, qui domine nettement les autres espèces, surtout *C. partschi* qui est extrêmement rare.

Enfin les plus jeunes dépôts de ce secteur au nord du Semenic ont été rencontrés dans le versant droit de la vallée du Secaş (mv 9), à la périphérie du village de Valeadeni, où apparaissent des sables fins, faiblement argileux, richement micacés, dans des couches de quelques centimètres d'épaisseur, qui se disposent directement sur le cristallin. Dans les ravins au bord d'un sentier descendant du village vers la vallée, on reconnaît :

*Congeria cf. zsigmondyi* Halaváts, *C. cf. banatica* R. Hoernes, *C. czjzeki* M. Höernes, *Kaladacna ornata* (Pavlovic), *Plagiodaena cf. hoermani* (Brusina), *Pisidium* sp., *Provalencinnesia* sp.

C'est une faune qui peut être attribuée facilement à la zone E, sans exclure la possibilité que les dépôts respectifs comprennent même la base du Pontien (?).

Presque au même niveau stratigraphique avec celui de la vallée du Secaş on rencontre aussi les sables argileux jaune-brun, qui reposent sur les dépôts badéniens de la coupe du Pămîntu Roşu (mv 10), au nord du village de Delineşti. Dans ces sables on a reconnu des coquilles de *Congeria zsigmondyi*, qui sont assez fréquentes et qui attestent l'appartenance de ces dépôts au Malvensien supérieur (zone E). Suivent des sables dépourvus de faune, où s'intercalent de nombreuses et épaisses couches de gravillon, parfois à éléments assez grands.

En résumé, sur le versant nord des Monts du Semenic, le Malvensien débute avec sa partie moyenne, plus probablement avec la zone D, suivie par la zone E (Malvensien supérieur). Les deux horizons sont transgressifs. Ainsi, la base des dépôts de la zone D est plus grossière, contenant même des galets angulaires de cristallin ; c'est dommage que la base des dépôts attribués à la zone E n'a pas pu être étudiée, là où elle repose directement sur le cristallin, étant couverte par les formations récentes. Dans la coupe du Pămîntu Roşu (N Delineşti) où elle repose sur le Badénien, on a signalé des sables malvensiens au-dessus des sables badéniens. Dans le secteur à l'est et au sud de Caransebeş, sur le versant oriental des Monts Tarcu, jusque dans le bassin de Mehadia, la situation est biostratigraphiquement semblante, la sédimentation commençant peut-être à partir de la zone C. En échange, au-dessus des pélites et des pséphites de cet intervalle (Malvensien moyen) reposent des sables grossiers et des graviers qui semblent représenter le Malvensien supérieur (zone E), mais dépourvu de faune.

Il en est de même vers le nord, sur le versant septentrionale des Monts Poiana Ruscă, ce secteur s'intégrant ainsi dans l'évolution générale paléogéographique de la région. La base des dépôts est constituée d'une brèche sédimentaire, de 0,5—1,5 m épaisseur, à nombreux éléments angulaires de cristallin, englobés dans un liant sablonneux ou

argileux. Vers la partie supérieure, la brèche passe d'habitude aux sables et aux graviers à galets roulés, remenant parfois aussi des calcaires badéniens. Une coupe à part est celle de la vallée de Berindei (mv 11) (fig. 7) ; au-dessus la brèche basale, reposent des marnes calcaires contenant des calcaires oncolithiques, qui englobent aussi des coquilles de *Congeria czjzeki*. Les marno-calcaires occupent une superficie restreinte sur la gauche de la rivière de Bega, dans le secteur de Românești-Tomești, les oncolithes n'étant localisées que sur la vallée de Berindei.

V. LUI BERINDEI



Fig. 7. — Le Malvensien de la vallée du Berindei.

Dans les dépôts malvensiens du golfe du Făget prédominent les argiles siltyques ayant intercalées des lames jaunâtre-blanchâtre. Une coupe représentative peut être poursuivie le long de la vallée de Vădana, à Brănești. Dans la partie inférieure de la coupe, à l'endroit nommé Moara lui Vuia (mv 12), dans les argiles susmentionnées on a trouvé :

*Congeria subglobosa sopronensis Vitalis*, *C. partschi firmocarinata* Papp, *C. partschi globosatesta* Papp, *C. partschi elongata* Miletic, *C. partschi Czjzek*, *C. pancici pancici* Pavlović, *C. cf. scrobiculata* Brusina, *Limnocardium* sp., *Gyraulus* sp.

A un niveau supérieur (fig. 8), à l'endroit nommé „La cazan“ dans les argiles siltyques semblantes abondent les espèces *Congeria partschi* et *C. czjzeki*. Un peu plus haut sur la coupe, à l'embouchure du ruisseau Drumul Comenzii, toujours dans des argiles siltyques grises et avec des lames fines sablonneuses, on a reconnu les espèces :

*Congeria partschi firmocarinata* Papp, *C. partschi globosatesta* Papp, *C. partschi elongata* Miletic,

et vers la partie supérieure de la coupe malvensienne les espèces :

*Congeria czjzeki* M. Höernes, *C. zsigmondyi* Halaváts, *C. pancici pancici* Pavlović, *C. partschi firmocarinata*

Papp, *C. partschi globosatesta* Papp, *C. partschi* Czjzek, *C. aff. zahalkai* Spalek, *Limnocardium* sp., *Erpetocypris abissa* (Reuss), *E. recta* (Reuss), *Candona* (*Lineocyparis*) *hodonensis* Pokorný, *C. (Camptocypria) prochozkay* (Reuss), *C. (Camptocypria) unguiculus* (Reuss), *C. multipora* Pokorný, *Loxoconcha hodonica* Pokorný, *L. gra-*

VALEA VĂDANA  
JUPINEŞTI                    BRĂNEŞTI  
p. Comenzi                  „La Cazan“                  Moara lui Vuia

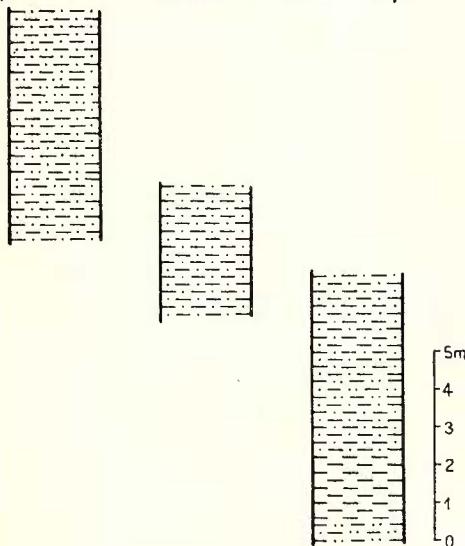


Fig. 8. — Le Malvensien du bord nord-ouest des Monts Poiana Rusca.

*nifera* (Reuss), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *L. moravica* Pokorný, *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorný, *C. heterostigma obessa* (Reuss), *Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Hangarocypris auriculata* (Reuss).

Si les dépôts de la base, de Moara lui Vuia, semblent être malvensiens moyen (zone D), le restant des dépôts appartient certainement au Malvensien supérieur (zone E). D'ailleurs, dans ce secteur longeant le bord septentrional des Monts Poiana Rusca, le Malvensien supérieur sablonneux et à *Congeria zsigmondyi* est le plus étendu.

C'est toujours au Malvensien supérieur que reviennent les dépôts qui gisent dans le versant droit de la vallée de Bega, entre les villages de Sintești et de Zorani (mv 13). La coupe la plus représentative et richement fossilifère se trouve le long du chemin qui relie ces villages, à la moitié de la distance d'entre eux, dans un petit ravin. Il s'agit des sables argileux de couleur jaune ou jaune-grise, vaguement stratifiés en bancs de quelques mètres, ayant une intercalation un peu plus

argileuse de quelques dizaines de centimètres. A la partie basale de la coupe se trouvent de nombreux restes de fossiles, parmi lesquelles prédominent *Congeria czjzeki*. A remarquer que la plupart des coquilles ont les deux valves unies, d'habitude closes ; cela est un indice qui explique leur autochtonie. En outre on observe que les gastropodes sont très rares, ne rencontrant que quelques restes non déterminables. La faune recueillie comprend :

*Congeria czjzeki* M. Höernes, *C. partschi globosatesta* Papp, *C. partschi partschi* Czjzek, *Limnocardium aper-tum rothi* (Halaváts), *L. sp. ex gr. L. apertum* (Münster), *L. pseudosuessi* (Halaváts), *L. (Arpadicardium) winkleri* (Halaváts).

À la différence des mollusques, les ostracodes apparaissent dans toute la coupe. Bien qu'il y ait de petites différences entre les échantillons, elles sont complètement insignifiantes. Les ostracodes rencontrées sont :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *H. marginata* (Mehes), *Amplocypris abissa* (Reuss), *A. major* Krstić, *A. aff. (A.) angulata* (Zalany), *Candona (Caspiocypris) rako-siensis* (Mehes), *C. (Caspiocypris) alta* (Zalany), *C. (Caspiocypris) aff. C. pontica* Sokac, *C. (Caspiocypris) labiata* (Zalany), *C. (Caspiolla) lobata* (Zalany), *C. (Caspiolla) aff. C. venusta* (Zalany), *C. (Caspiolla) balcanica* (Zalany), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalany), *C. (Lineocypris) reticulata* (Mehes), *C. (Lineocypris) granulosa* Zalany, *C. (Li-neocypris) hodonensis* Pokorný, *C. (Pontoniella) prochaskay* (Pokorný), *C. (Pontoniella) unguiculus* (Reuss), *C. (Typhlocypris) fossulata* (Pokorný), *Cypria sibovici* Krstić, *Leptocythere bituberculata* Seremeta, *L. lacunosa* (Reuss), *L. parallelia* (Mehes), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *H. aff. H. major* Sokac, *Cyprideis ex gr. macrostigma* Kollmann, *Loxocorniculum hodonensis* (Pokorný), *Loxoconcha rhombovalvis* Pokorný.

Tant les mollusques que les ostracodes appartient certainement au Malvensien supérieur, indiquant la partie moyenne de la zone E du Pannonien (ce que nous dénommons E<sub>2</sub>). La présence, dans l'ensemble d'ostracodes, de l'espèce *Caspiocypris pontica*, forme pontienne, dénote pour cette coupe, tout comme pour d'autres, la continuité existante entre les faunes d'ostracodes malvensiennes et celles pontiennes, due à l'apparition plus récente de certaines formes pontiennes (fig. 9).

Une coupe où les dépôts malvensiens affleurent sur une épaisseur plus grande (dépassant 25 m) est celle qui se trouve à l'entrée du village de Groși, au nord de Sintești (mv 14). L'affleurement, d'une longueur de presque 40 m, se trouve dans le versant gauche de Valea Groșilor, affluent gauche du Mureș. À la partie inférieure de l'affleurement, sur 12—15 m d'épaisseur, se trouvent les argiles siltyques gris clair ou grisjaunâtre, en bancs d'épaisseurs variant entre 0,5 et 1 m. Dans ces argiles

s'intercalent des couches richement fossilifères, à leur composition participant en grande quantité du détritus coquillier. Ces couches contrastent avec les autres, dépourvues de mollusques, mais contenant bien des ostracodes, abondantes dans tout le paquet, d'ailleurs. Parmi les mollusques se distinguent les cardiaées de petite taille, qui abondent à côté des rares limnocardiidés de grandes dimensions. La plupart des exemplaires présentent des valves isolées, ou les deux valves ouvertes, ceux aux valves closes étant très rares. L'aspect général de cette formation

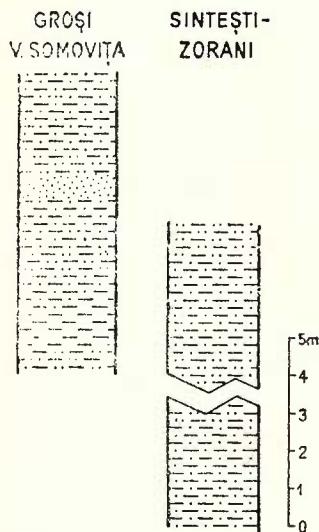


Fig. 9. — Le Malvensien au nord du ruisseau de Bega.

ressemble à celui de certains dépôts littoraux, en tant qu'une succession de cordons de plage. A une hauteur de 12 m à partir du lit de la vallée s'y intercalent trois couches de gravillon. Les derniers 10—12 m de cet affleurement comprennent des sables fins, à intercalations de sables grossiers de couleur jaune, parfois même à intercalations de gravier. La grande quantité des oxydes de fer de ces dépôts a contribué à la formation même des croûtes limonitiques. Ces dépôts de la partie supérieure de la coupe apparaissent aussi le long du chemin qui traverse la colline entre les villages de Sintesti et de Groși. Ils sont dépourvus de fossiles, mollusques et ostracodes.

La faune de mollusques marque une différence entre la base et le reste de la coupe. Ainsi, les deux premiers mètres de la partie inférieure de la coupe, où prédominent les sables, se trouvent de nombreux exemplaires de *Melanopsis vindobonensis* et de *M. fossilis*, qui n'apparaissent pas plus haut. À la différence, les dépôts d'en dessus où la faune est cantonnée dans les intercalations lumachelliennes mentionnées, sont dépourvus de grandes gastéropodes, les éléments prédominants étant les bivalves :

*Congeria cf. C. partschi* Czjzek, *C. czjzeki* M. Hörnes, *C. sp. n.* (aff. *C. czjzeki*), *Limnocardium apertum rothi* (Halaváts), *L. cf. L. brunense* Andrusov, *L. boecki* (Halaváts), *L. pseudosuessi* (Halaváts), *L. (Pannonicardium) schedelianum* (Partsch), *L. (Arpadicardium) winkleri* (Halaváts), *L. (Arpadicardium) sp. n.* (aff. *L. majeri*), *Kaladacna diplopleura* (Brusină), *Parvidacna petkovici* (Pavlovică), *Pontalmyra otiophora* (Brusină), *Pseudocatillus viennensis* (Papp), *Pisidium* sp.

Les ostracodes mettent en évidence une zonation plus accentuée que celle de mollusques, même dans les dépôts où est englobée la faune ci-dessus. On a rencontré dans les premiers 6 m de la partie inférieure de la coupe :

*Amplocypris abissa* (Reuss), *Candona (Caspiolla) hungarica* (Zalány), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalány), *C. (Caspiocypris) labiata* (Zalány), *C. (Caspiocypris) mutans* (Pokorný), *Cypria sibovici* Krstić, *Leptocythere bituberculata* Seremeta, *L. moravica* Pokorný, *L. lacunosa* (Reuss), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *Cyprideis heterostigma obesa* (Reuss), *Loxoconcha rhombovalvis* Pokorný, *L. granifera* (Reuss), *L. spinosa* Sokáč, *Cytherura moravica* Pokorný.

C'est une faune d'ostracodes qui indiquent la partie supérieure du Malvensien (zonule E<sub>2</sub>). Dans les dépôts qui reposent au-dessus, ensemble avec la faune déjà signalée, on a rencontré également des éléments qui ont un grand développement dans le Pontien (zonule E<sub>3</sub>) :

*Hemicytheria croatica* (Liventăl), *Leptocythere andrusovi* (Liventăl), *L. cornutocostata* (Schweyer).

Enfin, c'est encore dans les derniers mètres de dessous les sables azoïques, qui marquent d'ailleurs une modification brusque de lithologie, qu'apparaissent également *Candona (Pontoniella) acuminata* (Zalány), très répandue dans le Pontien. Il est intéressant d'observer qu'un banc plus sablonneux, où les ostracodes malvensiens indiquant la zone E, dénote l'existence d'un moment de resédimentation suivant la manière de se présenter. De l'analyse du contenu en ostracodes résulte que dans la partie inférieure de la coupe il y a une faune typique pour le Malvensien supérieur (zonule E<sub>2</sub>), et dans la partie supérieure une autre qui fait le passage vers le Pontien, mais qui peut être jugée comme représentant toujours le Malvensien supérieur ; c'est-à-dire sa partie terminale (zonule E<sub>3</sub>). Les sables de la partie supérieure de la coupe, dépourvus des restes fossiles, pourraient représenter le Pontien.

Le Malvensien supérieur couvre presque partout les dépôts antérieurs, même si cela n'est pas toujours marqué en lithologie. La même situation est observable aussi sur le versant ouest des Monts du Banat, c'est-à-dire sur le bord sud-est du Bassin Pannonnique, dans le golfe d'Oravița : dans la coupe de la vallée de Răchitovei (mv 15), en aval

de la chaussée, au-dessus des argiles marneuses, à bancs rubanés à lamination blanches et à bancs de sable dont les mollusques indiquent la présence du Sarmantien, suivent des argiles marneuses grises, massives, concoidales (fig. 10). A la base de ces argiles apparaissent quelques couches lentilliformes, dont l'épaisseur totale varie entre 1,5 et 2 m, avec d'éléments de cristallin et d'éruptif, ayant parfois un dia-

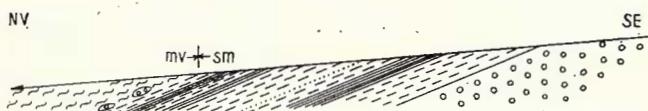


Fig. 10. — Le Sarmantien et le Malvensien (mv 15) de Valea Răchitovei.

mètre jusqu'au 10 cm. Dans ces argiles *Josefinia Stancu* a reconnu *Congeria partschi*. Elles sont extrêmement riches en ostracodes :

*Leptocythere bituberculata Scheremetia*, *L. naca* (Mehes), *L. lacunosa* (Reuss), *L. cf. multituberculata* (Liventzov), *Loxocorniculum hodonensis* (Pokorny), *Candona (Lineocypris) trapezoidea* (Mehes), *Loxoconcha aff. L. rhombovalvis* Pokorny.

Sans tenir compte des trois premières espèces d'ostracodes rencontrées dans tout le Malvensien, les quatre autres indiquent nettement le Malvensien supérieur (zone E). Il faut souligner qu'à la limite entre les argiles sarmatiennes et celles malvensiennes on a signalé peu d'éléments lithologiques qui pourraient relever une transgression ou une discontinuité. Une coupe semblable se trouve sur la vallée d'Oravița (mv 16), où au-dessus des dépôts sarmatiens gisent des argiles siltyques jaunâtre-blanchâtres, stratifiées, à lamination de sable intercalées parmi celles-ci, où *Josefinia Stancu* a remarqué de rares exemplaires de *Congeria partschi*. La simple mention de cette espèce ne peut pas préciser à quelle zone peuvent être attribués les dépôts respectifs. Vus dans leur ensemble ils pourraient représenter le Malvensien supérieur, le plus développé dans cette région.

Sur le bord septentrional du cristallin de Locva, tout près du village de Petrilova, sur la vallée de Potoc, au-dessus des graviers et des conglomérats à stratification oblique, dépourvues de fossiles, se trouvent les argiles finement sablonneuses, gris-jaunâtre, en couches de quelques centimètres d'épaisseur, à nombreuses ostracodes qui indiquent la présence du Malvensien supérieur :

*Candona (Caspiocypris) labiata* (Zalany), *C. (Caspiocypris) folliculosa* Pokorny, *C. (Caspiocypris) lunata* (Mehes), *Loxoconcha porosa* (Mehes), *Leptocythere bituberculata* Scheremetia.

Les gisements fossilifères connus comme classiques pour le Malvensien supérieur (partie supérieure des couches inférieures à congeries = couches à *subglobosa* = partie supérieure du Pannonien „s. str.“) sont ceux de Cîmpia, Nicolinț et Ciuchici. Ils ont été étudiés par Halaváts vers la fin du siècle passé (Cîmpia en 1883, les autres en 1887) et par Gillet (1945) vers la troisième décennie du notre siècle. Le nombre réduit des affleurements de ce secteur et la position de ces gisements dans le voisinage du bord cristallin rendent difficile leur corrélation, en particulier entre le premier (Cîmpia) et les deux autres (Nicolinț et Ciuchici). En outre, même la faune n'est pas totale-

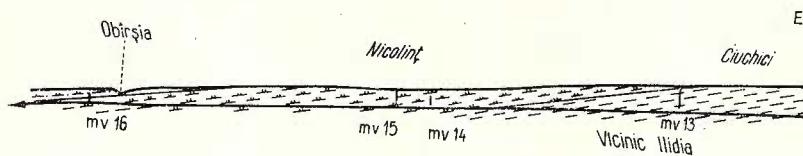


Fig. 11. — Coupe schématique dans le Malvensien d'entre Ciuchici et Nicolinț.

mément caractéristique, surtout celle déjà signalée antérieurement ; ainsi on peut supposer qu'il s'agit à Ciuchici, d'un niveau basal du Pontien (Gillet, 1943). En tout cas, on considère qu'il se trouve à un niveau supérieur à celui où on peut situer les argiles d'Oravița ou de la vallée de Răchitova.

Les affleurements de Ciuchici et de Nicolinț (fig. 11) se trouvent sur la même coupe, le long de la vallée de Vicinic-Ilidia (dans l'ouvrage de Halaváts, 1887, nommée, peut-être par erreur, Illadia). Malheureusement, la coupe est bien couverte des alluvions récentes et des terrasses (comme toutes les vallées de la région) et ne peut pas être étudiée en bonnes conditions. Les dépôts sont presque horizontaux, très faiblement inclinés vers l'ouest, inclinaison impossible d'être mesurée avec les moyens ordinaires. À Ciuchici (mv 17) se trouvent les dépôts les plus anciens de cette coupe. Halaváts, aussi que les chercheurs après lui, mentionne qu'ici n'apparaissent que de rares et petits affleurements, qui ne peuvent pas être corrélés entre eux et qui contiennent des formations du même niveau reposant transgressivement sur le cristallin. Le plus important affleurement qui peut être encore étudié se trouve sur la rive droite de la vallée de Vicinic, dans le bord du chemin qui descend la colline Între Ogașe vers le village. L'affleurement commence à partir du niveau du ruisseau et peut arrivé jusqu'à peu près du tiers de la distance entre l'eau et la côte de la colline. On y voit des argiles marneuses gris clair ou jaune-brun, non stratifiées, concoïdales. Vers la partie supérieure de l'affleurement peut être remarquée une vague stratification en bancs décimétriques.

Les fossiles sont rares, dispersées, dans la masse de la roche, tel qu'on a observé également Halaváts. Les restes qui peuvent être reconnus appartiennent aux espèces :

*Congeria czjzeki* M. Höernes, *C. czjzeki alatus* Gillet et Marinescu, *C. cf. partschi* Czjzek, *Limnocardium* sp., *Candonia* (*Caspiolla*) ex gr. *C. balcanica* (Zalany).

A côté de celles-ci, Halaváts (1887), mentionne encore *Limnocardium syrmense* R. Hoernes et *Valenciennius boecki* Halaváts (y décrite pour la première fois). La collection de l'Institut de Géologie de Budapest possède les suivantes formes récoltées de Ciuchici :

*Limnocardium* cf. *oriovacense* Neumann, *Paradacna abichti* Höernes, *Provalenciennesia* sp.

Il faut noter que Halaváts a recueilli des faunes d'un autre affleurement, de la colline du Ciuchici, au sud-est du village ; c'est toujours d'ici que proviennent probablement aussi les formes de la Collection de Budapest. Malheureusement, les argiles qui affleurent sont trop altérées pour permettre la conservation et donc la préparation des ostracodes.

A plus 4 km vers l'ouest, à Nicolint, apparaissent des argiles finement sablonneuses, jaunes ou gris-jaunâtres, en couches de quelques centimètres ou décimètres, avec des intercalations minces de sable fin ; certains bancs finement sablonneux présentent une stratification fine, schisteuse. Quelques épisodes sont extrêmement riches en restes de plantes. Cette formation apparaît dans plusieurs affleurements, qui ensemble atteignent une épaisseur d'environ 15 m tout près du village de Nicolint. Un premier affleurement se trouve à l'entrée dans le village, dans le talus de la route qui vient de Răcădja, le long de la pente entre le lit de la vallée de Vicinic-Ildia et le toit de la terrasse (mv 18), quelques dizaines de mètres plus bas du magasin du village. Un autre affleurement se trouve dans le talus du chemin, au-dessous de l'église (à SE d'elle) (mv 19), et un troisième au NW de l'église, toujours près d'elle. Dans ces trois affleurements, la faune est la même, mais la quantité la plus grande de fossiles a été recueillie de dessous l'église, du deuxième gisement susmentionné. Il est à remarquer que dans ces dépôts on n'a pas encore reconnues des ostracodes. On a identifié :

*Congeria balatonica balatonica* Partsch, *C. zsigmondyi* Halaváts, *C. zagrabiensis* (Brusina), *C. czjzeki* M. Höernes, *C. cf. czjzeki* M. Höernes, *Dreissena* sp., *Limnocardium apertum rothi* (Halaváts), *L. apertum apertum* (Münster), *L. cf. tegulatum* (Halaváts), *L. riegeli* Höernes, *L. pseudobsoletum* (Fuchs), *L. trifkovicii* Brusina, ? *L. triangulatostatum* (Halaváts), *L. (Arpadicardium) winkleri* (Halaváts), *L. (Bosphoricardium)* sp. (cf. *stoiadinovici* Pavlović), *Pseudocatillus veselinovici* (Brusina), *Pseudocatillus* sp., ? *Pontalmyra otiophora* (Brusina)

sina), *Pontalmyra otiophora* (Brusina), ? *Parvidacna petkovici* (Pavlović), *Pisidium* sp., *Gyraulus* sp. cf. *G. inornatus* (Brusina), *G.* sp. cf. *G. clathratus* (Brusina), *Melanopsis* sp. cf. *M. lanzaeana* (Brusina), *Radix* (*Lytostoma*) sp., *R. kobelti* (Brusina), *Velutinellus* cf. *V. pilaeus* Marinescu, *Velutinellus* cf. *V. catinus* Marinescu, *Valenciennius* sp.

Halaváts (1887) a décrit à Nicolint deux espèces nouvelles, *Limnocardium tegulatum* et *L. purocostatum* et a encore mentionné : *L. pseudosuessi* (Halaváts), *L. majeri* M. Höernes var., *Congeria partschi* Czjzek, *C. czjzeki* M. Höernes, *Planorbis transsylvaniaicus* Neumayr, *Velutinopsis velutinus* (Deshays). Ces formes se trouvent aussi dans la collection de l'Institut Géologique de Budapest. Gillet (1943) ne mentionne aucune forme autre cela.

Enfin, à environ 4 km vers l'ouest du centre du village, dans la rive gauche de la vallée de Vicinic, immédiatement au sud de l'embouchure de la vallée d'Obiršia (mv 20), apparaît un autre gisement fossifère. À la partie inférieure de l'affleurement on observe des argiles finement sablonneuses semblables à celles du centre du village de Nicolint. Vers la partie supérieure les dépôts deviennent plus sablonneux. On y trouve des siltites en bancs de quelques centimètres, parfois plus épais, dépassant 0,5 m, avec une vague lamination oblique à grande échelle. Au milieu d'un tel banc, ayant plus de 2 m d'épaisseur, on remarque un niveau à concréteions de marno-calcaires, avec un diamètre de quelques dizaines de centimètres. Les restes fossiles sont rares, mais présents et se trouvent surtout dans les bancs de dessous le niveau à concréteions. Apparaissent surtout les congéries et les limno-cardiidées à deux valves, certains exemplaires ayant les valves closes et les crochets orientés en haut, d'autres avec des valves ouvertes en position de la meilleure stabilité. Un gisement pareil a été remarqué dans l'affleurement de dessous l'église de Nicolint. Il démontre que les valves respectives n'ont pas été déplacées par les courants après la mort des animaux, s'agissant de vraies tanatocénoses. Nous y avons recueilli les fossiles :

*Congeria zagrabiensis* (Brusina), *C. aff. czjzeki* M. Höernes, *Limnocardium* cf. *L. triangulatocostatum* (Halaváts), *L. apertum rothi* (Halaváts), *Pseudocatillus* sp.

Excepté les formes connues seulement pour ce niveau stratigraphique, c'est-à-dire les espèces décrites pour la première fois par Halaváts à Ciuchici et Nicolint, dans l'ensemble de faune récoltée de ce niveau on remarque des formes indiquant le Malvensien supérieure (zone E), comme : *Congeria zsigmondyi*, *C. czjzeki*, *C. partschi* à côté d'autres espèces qui se développent en Pontien (*Congeria balatonica*, *C. zagrabiensis*, *Limnocardium apertum rothi*, *L. apertum apertum*, *L. riegeli*, *Pontalmyra otiophora*, etc.). Il importe de noter que quelques formes de ce dernier groupe sont connues du Portaferrien (Pontien moyen). L'âge de ce mélange de faune est de ce point de vue

bien difficile à interpréter. Il s'agit peut-être du niveau sommital du Malvensien, au moment où apparaissent les premiers éléments pontiens, ou bien de la base du Pontien, quand les formes malvensiennes persistaient encore. Du point de vue de l'ensemble de minéraux lourds reconnus, cet horizon est assez unitaire et comprend une association totalement différente de celui qui lui suit, où la faune rencontrée, assez pauvre, indique sans aucune doute le Pontien.

A proximativement au même niveau stratigraphique on doit correspondre aussi les argiles siltyques jaunes, à intercalations de sables et à *Congeria zsigmondyi* et *C. czjzeki* au nord de Ticvanul Mare, le long de Valea Mare. Le troisième gisement important tant pour la faune que pour la biostratigraphie de ce niveau du Banat est à Cîmpia (mv 21). Le village qui est connu dans la littérature géologique depuis la fin du siècle passé est mentionné sous le nom de Langenfeld (Halaváts, 1883) ou de Cîmpulung (Gillet, 1943); il se trouve au SW de Roumanie, pas loin du Danube, près de la frontière avec la Yougoslavie, le long de la route qui longe la frontière en partant de Nădiș. Les dépôts pannoniens apparaissent seulement dans quelques affleurements le long de la vallée qui traverse le village, sous les dépôts quaternaires récents. Pas loin de ces affleurements on rencontre le cristallin de Locva. Un premier affleurement se trouve à presque 450 m à partir de la route; on y observe des argiles marneuses siltyques, jaune clair ou gris blanchâtre, concoïdes, en bancs de quelques mètres, contenant :

*Congeria zsigmondyi* Halaváts, *C. aff. C. czjzeki* M. Hörnés, *Limnocardium cf. L. boeckhi* (Halaváts), *L. cf. L. pseudosuessi* (Halaváts), *L. (Arpadicardium) winkleri* (Halaváts).

Encore 50 m plus en aval, dans le lit de la vallée apparaissent les argiles marneuses violacées, avec des lentilles un peu plus sablonneuses, non stratifiées, dans un affleurement qui tient une longueur de plus 150 m. On a y récolté :

*Congeria zsigmondyi* Halaváts, *C. sp. n.* (aff. *C. czjzeki* M. Hörnés), *Limnocardium boeckhi* (Halaváts), *L. aff. triangulatocostatum* (Halaváts), *Limnocardium sp. n.* (trois formes), *L. (Arpadicardium) winkleri* (Halaváts), *Pisidium sp.*, *Micromelania (Goniochilus) novakovici* (Brusina).

Des dépôts du même type, peut-être des mêmes affleurements, Halaváts (1883) a décrit les suivantes espèces nouvelles : *Limnocardium boeckhi*, *L. pseudosuessi*, *L. hofmanni*, *L. triangulatocostatum*, *L. winkleri*, *Congeria zsigmondyi*, à côté de *L. secans* (Fuchs), *C. cf. czjzeki*, *Pisidium priscum* Eichwald, *Melanopsis n. f.*, *Limneus velutinus* Deshayes. En outre, la collection de l'Institut Géologique de Budapest contient encore, recueillies du même gisement, toujours par Halaváts :

*Limnocardium brunnense* Andrusov, *Melanopsis textilis* Handmann.

En aval du dernier affleurement, à 150 m, il y a les graviers de terrasse, couverts de loess.

L'étude des ostracodes de la coupe de Cimpia nous a offert, hormis une liste relativement riche en espèces, un matériel intéressant qui indique le passage vers le Pontien. De cinq échantillons recueillis, celui de la base comprend :

*Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Amplocypris abissa* (Reuss), *Candona (Caspiocypris) labiata* (Zalany), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zalany), *C. (Caspiolla) unguiculus* (Reuss), *C. (Pontoniella) acuminata* (Zalany), *C. (Typhlocypris) lunata* (Mehes), *Leptocythere moravica* Pokorný, *L. lacunosa* (Reuss), *Hemicytheria pajinovicensis* (Zalany), *H. aff. H. major* Sokáć, *Cyprideis aff. C. heterostigma obesa* (Reuss), *Loxoconcha granifera* (Reuss), *L. spinosa* Sokáć, *L. rhombovalvis* Pokorný, *L. kochi* (Mehes).

On remarque dans cette liste, à côté des formes typiques du Malvensien supérieur, l'apparition de deux formes pontiennes : *Candona acuminata* et *Loxoconcha spinosa*. Ces formes deviennent plus nombreuses dans l'échantillon provenant d'un niveau immédiatement d'en haut, où apparaissent encore :

*Candona (Pontoniella) hastata* Krstić, *C. (Pontoniella) sagittosa* Krstić.

A environ 1 m plus haut, à côté des formes déjà rencontrées dans les échantillons antérieurs, apparaissent :

*Amplocypris reticulata* (Zalany), *Loxocorniculum hodonicum* (Pokorný), *Hemicytheria croatica* Sokáć.

parmi lesquelles les deux dernières espèces passent aussi au Pontien, l'avant-dernière ayant une grande fréquence à Cimpia. Enfin, dans les derniers mètres de la coupe, la faune du type pontien (les neuf dernières espèces) est fort abondante et fréquente, à côté des dernières espèces malvensiennes (les sept premières de la liste suivante) :

*Leptocythere bituberculata* Seremeta, *L. naca* (Mehes), *Cypria sibcici* Krstić, *Loxocorniculum hodonicum* (Pokorný), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *H. croatica* Sokáć, *Loxoconcha rhombovalvis* Pokorný, *L. spinosa* Sokáć, *Candona (Pontoniella) acuminata striata* Mandelstam, *C. (Pontoniella) acuminata acuminata* (Zalany), *C. (Pontoniella) truncata* Sokáć, *Leptocythere cornutocostata* (Schweyer), *L. striatocostata* (Schweyer), *L. aff. L. cymbula* (Liventail), *Pontoleberis pontica* (Stančev), *Loxoconcha aff. L. petassa* (Liventail).

De ces listes, il en résulte que la succession des dépôts de Cimpia représente la partie terminale du Malvensien supérieur, c'est-à-dire, ce que nous avons dit qu'il pourrait représenter la partie supérieure de

la zone E (donc la zonule E<sub>3</sub>), où apparaissent déjà les premières représentants du Pontien. C'est possible qu'à cette sous-zone correspond à ce qui Jiříček a dénommé „l'Ifrapontien“ ?

La faune à mollusques semble être plus catégorique en ce qui concerne la datation des dépôts. C'est ainsi que *Congeria zsigmondyi* est connue en tant qu'une forme caractéristique pour la partie supérieure du Malvensien pannonicus ; *Limnocardium brunnense*, décrite par Andrusov du matériel provenant de Cimpia (signalée par Halaváts comme *L. secans*) est connue dans le Bassin de Vienne de la zone E du Pannonien, et *L. boeckhi* (dont le gisement type est toujours Cimpia) a été rencontrée dans le même bassin dans les zones D et E. Ces formes sont celles qui précisent aussi l'âge des autres espèces décrites de Cimpia, surtout que *L. winkleri*, *L. triangulatocostatum* et *L. pseudosuessi* sont mentionnées par Miletíć-Spajić (1959) à côté de *Congeria hoernesii* et *C. partschi globosatesta*, donc toujours dans le Malvensien supérieur.

Il est donc nécessaire d'admettre qu'à Cimpia il y a un ensemble de faune où, à côté d'éléments typiques à la partie supérieure du Malvensien, apparaissent les premiers éléments de la faune pontienne, tout comme à Ciuchici et à Nicolint. Analytant la faune de mollusques dans son ensemble, il faut remarquer qu'elle est bien diversifiée envers celle du Malvensien moyen. Morphologiquement, les limnocardidiés présentent plusieurs affinités avec les faunes pontiennes, mais diffèrent aussi de celles-ci. Il s'agit des formes plus évoluées et plus variées que celles des niveaux antérieurs, mais en même temps différentes de celles pontiennes typiques.

La partie basale du Pontien du Bassin Dacique contient un nombre réduit de mollusques, tant comme fréquence que variété, tel qu'on peut observer dans le Bassin Euxinique, excepté les immigrants d'origine égéenne (?), comme *Pseudoprosodacnes*. A l'ouest du Bassin Dacique, dans cet intervalle prédominent les formes d'origine pannonicus. Il est intéressant à remarquer que même le Méotien sommital est encore plus pauvre en mollusques, surtout en cardiacés (qui sont particulièrement rares). Cet intervalle est dominé, au moins dans le Bassin Dacique, par des congéries (immigrants orientaux), par quelques unionides et par une espèce de *Viviparus* (endémismes ?). Il paraît qu'à cet intervalle correspond la faune de Cimpia et de Groși, qui comprend surtout des endémismes sud-est pannonicus, d'où vont évoluer quelques uns des éléments pontiens. En ce qui concerne les ostracodes il semble que l'échange de faunes s'est fait plus facilement (on ne doit pas omettre ni la sensibilité plus réduite de ces faunes envers celles des larves de mollusques pendant leur transport passif). En tout cas, hors les formes telles *Pontoniella attilata* et *Loxoconcha ornata*, connues aussi dans le Méotien du Bassin Dacique (la première seulement dans le Méotien supérieur), on remarque l'apparition, depuis le Malvensien supérieur pannonicus de nombreuses espèces qui connaissent dans le Pontien une grande diffusion, tant dans le Bassin Dacique que celui Euxinique.

Enfin, c'est toujours dans ce secteur méridional du Banat (que nous avons étudié une autre coupe, à Răcăjdia (mv 22), où apparaissent des argiles marneuses gris-violacées, finement sablonneuses, micacées, concoïdes et dépourvues de stratification, très semblables tant du point de vue lithologique que faunique à celles de Cîmpia. La seule différence est qu'à Răcăjdia la faune est plus rare et moins bien conservée. La coupe se trouve près du pont de chemin de fer sur Valea Lungă, à SE du village.

Vu dans les grandes lignes, le Malvensien supérieur du Banat comprend des dépôts où prédominent les siltites, les argiles siltyques ou les argiles sablonneuses, à faune caractéristique de la zone E du Pannonien. Si dans le golfe du Făget (excepté le secteur de Groși) et celui du Caransebeș prédomine *Congeria zsigmondyi*, tant dans des sables que dans des siltites, à l'ouest de Caransebeș apparaît aussi *C. czjzeki* et dans le golfe des Soceni, dans un dépôt prédominant argileux, *C. subglobosa*. Dans le secteur méridional, dans le golfe d'Oravita, à côté de *C. zsigmondyi* et d'autres éléments du Malvensien supérieur, la faune comprend des ostracodes et même des mollusques caractéristiques du Pontien inférieur. Il s'agit de la partie supérieure de la zone E, qui fait le passage vers le Pontien. Dans cette catégorie à côté de la coupe de Cîmpia notons également la coupe logeant la vallée de Vicinic-Ildia (entre Ciuchici, Nicolinț et le confluent avec la vallée d'Obîrșia), ainsi que celle de Groși. Il convient de noter que vu le contenu en minéraux lourds, ces dépôts représentent une entité lithologique bien définie, différente de celle d'en dessus, qui comprend des restes fossiles indiquant sûrement le Pontien.

### Le Pontien

La coupe la plus représentative pour la stratigraphie du Pontien du Banat est celle de Crivina-Criciova-Cireșu, dans le versant droit (est) de la vallée du Timiș, entre Caransebeș et Lugoj. Ces gisements fossilifères, surtout ceux de Crivina et de Criciova, ont été étudiés par nombre des chercheurs depuis la fin du siècle passé (Loczy, 1882 ; Schafarzik, 1905 ; Schretter, 1912 ; Gillet, 1943 ; Jekeliuș, 1943 ; Drăgănescu, 1976 etc.). Les dépôts de la partie basale de cette coupe apparaissent aux environs de la localité de Crivina (po 1 a), tout près de la route de Crivina-Nădrag (fig. 12), reposant transgressivement sur le cristallin. Il s'agit de grès grossiers, microconglomératiques, où prédominent les mélanopsides, en particular :

*Melanopsis fossilis rugosa* Handmann, *M. fossilis fossilis* (Martin-Gmelin), *M. impressa* Krauss, *M. decollata* Stoliczka.

Suivent les sables jaunes, fins, à intercalation plus grossière ou bien à couches micacées sur lesquelles reposent les argiles plus compactes, faiblement siltyques, à congéries et limnocardiidés, d'où T. Orășanu (in Marinescu et al., 1972) a déterminé *Limnocardium zagrabienense*

Brus. Le niveau le plus récent de la coupe apparaît au bord de la route, vers Nădrag, à environ 2 km plus haut, dans un petit escarpement (mv 1 b). On y reconnaît des sables siltyques, argileux, parfois même des argiles, finement micacées, en bancs de quelques décimètres même plus d'un mètre. Approximativement au milieu de l'affleurement il y a un banc qui attire l'attention par le grand nombre de congéries. Jusqu'à présent, on y a mentionné seulement *Congeria ungulacaprae*,

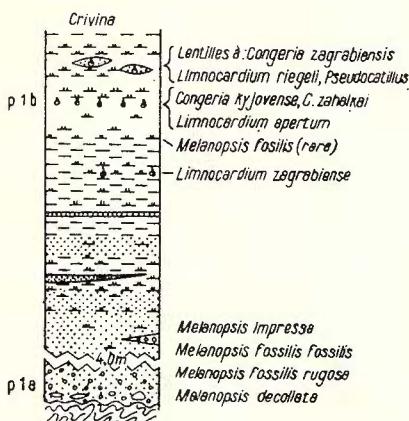


Fig. 12. — Le Pontien de Crivina  
(po 1).

*C. croatica* et *C. zahalkai*. Une étude plus minutieuse a permis de recueillir une faune plus riche :

*Congeria zahalkai* Spalek, *C. kuyiovensis* Spalek, *C. ungulacaprae* (Münster), *C. cf. spathulata* Partsch, *C. zagrabiensis* Brusina, *Limnocardium cf. secans* (Fuchs), *L. cf. rogenhoferi* Brusina, *L. cf. apertum* (Münster), ? *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Melanopsis fossilis rugosa* Handmann, *M. fossilis fossilis* (Martin-Gmelin), *M. impresa* Krauss, *M. decollata* Stolizka.

Les grandes congéries, telles *C. zahalkai*, *C. kuyiovensis*, *C. ungulacaprae*, sont cantonnées surtout dans le niveau situé au milieu de l'affleurement, étant dispersées aussi dans le reste des dépôts, tandis que les grandes mélanopsidés apparaissent seulement dans la base de la coupe.

A la partie supérieure de l'affleurement, dans le même type de dépôts, on remarque des lentilles contenant des restes de mollusques, comme :

*Congeria zagrabiensis* Brusina, *C. cf. triangularis* (Partsch), *C. cf. balatonica* (Partsch), *Limnocardium riegeli* M. Höernes, *Melanopsis decollata* Stolizka.

Du point de vue morphologique, se font remarquer *Congeria zahalkai*, *C. kuyiovensis* et *C. ungulacaprae*, formes bien distinctes mais assez proches l'une de l'autre, constituant un groupe unitaire. Parmi

elles, *C. ungulacaprae* semble la plus évoluée et aussi la plus connue. C'est pour cette raison que de ce gisement on a mentionné jusqu'à présent surtout cette forme, et plus récemment aussi *C. zahalkai*. En réalité, *C. kuyiovensis* semble être la plus fréquente, suivie de *C. zahalkai*, tandis que *C. ungulacaprae* est bien plus rare. Il n'est pas impossible que cette situation soit déterminée par le fait que ce gisement se trouve au niveau le plus bas du Pontien inférieur, quand cette dernière forme n'était pas encore très répandue. Cela veut dire que l'acmme des deux autres ne précède qu'un peu celle de *C. ungulacaprae*.

Dans la collection de l'Institut Géologique de Budapest il y a un riche matériel recueilli de Crivina, par Schafarzik ; il provient probablement de la partie inférieure de la coupe et non pas de l'affleurement à grandes congéries décrites ci-dessus :

*Congeria doederleini* Brusina, *C. cf. ramphophora* Brusina, *C. croatica* (Brusina), *C. drzici* Brusina, *C. mytilopsis* Brusina, *C. zagrabiensis* (Brusina), *Limnocardium cf. plicataeformis* Gorj.-Kramb., *L. andrusovi spinosum* Lörenthey, *L. stoosi* Brusina, *L. desertum* Stol., *Melanopsis affinis* Handmann, *M. bouei* Ferussac, *M. impressa* Krauss, *M. guernei* Brusina, *M. austriaca* Handmann, *M. pygmaea* Partsch, *M. stricturata* Brusina, *M. lozanici* Brusina, *M. martiniana* Ferussac, *M. textilis* Handmann, *M. vindobonensis* Fuchs, *Valvata leptomena* Brusina, *Caspia incerta* Brusina, *C. dybowskyi* Brusina, *Sandria kochi* Brusina, *Micromelania variabilis* Lorenthey, *Pseudamnicola margaritula* (Fuchs), *Hydrobia atropida* Brusina, *Theodoxus pilari* Brusina, *Gyraulus micromphalus* (Fuchs), *Orygoceras corniculum* Brusina.

La faune d' ostracodes récoltée de l'affleurement du bord de la route (po 1 b), contenant *C. zahalkai*, *C. kuyiovensis* et *C. ungulacaprae*, donc provenant d'un niveau supérieur à celui à faune recueillie par Schafarzik, comprend :

*Amplocypris abissa* (Reuss), *A. nonreticulata*, *A. lunata* (Mehes), *Candota* (Pontoniella) *truncata* Sokáć, *C. (Caspiolla) labiata* (Zalány), *C. (Caspiolla) unguiculus* (Reuss), *C. (Caspiocypris) alata* (Zalány), *C. (Pontoniella) prochaskai* Pokornyi, *Cyprideis triangulata* Krstić, *C. macrostigma* Kollmann, *Hemicytheria josefinae*, *Pontoleberis pontica* (Stanceva).

Hormis la dernière forme de cette liste, caractéristique au Pontien, toutes les autres formes apparaissent depuis le Malvensien et sont aussi fréquentes dans le Pontien. On envisage nettement qu'il s'agit d'un niveau de la partie inférieure du Pontien, où subsistent des éléments malvensiens et où les formes pontiennes ne sont pas encore si largement répandues. En fait, cet état des choses confirme les conclusions qu'on peut tirer sur les mollusques : à la base de la coupe, les nom-

breuses mélanopsides rencontrées, tout comme beaucoup de congéries et de limnocardiides, sont connues de la partie moyenne du Malvensien (zones C—D), mais apparaissent aussi dans sa partie supérieure (zone E). Quelques mélanopsides ont été signalées, rarement c'est vrai, même à la base du Pontien. D'autre part, des formes comme *Congeria croatica* et *C. zagrabiensis* sont caractéristiques au Pontien, la première étant fréquente également dans le Portaferrien. Il y a donc

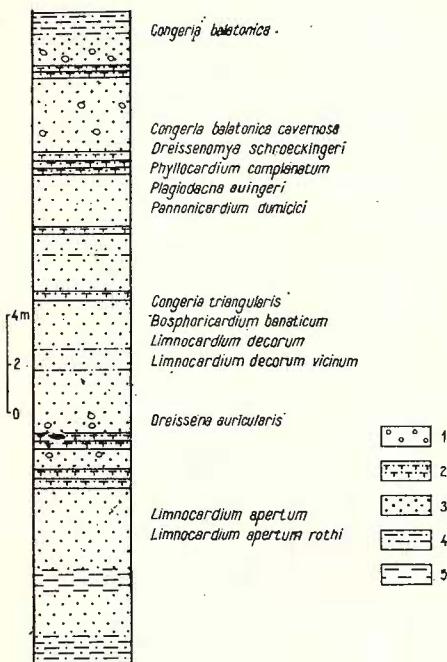


Fig. 13. — Colonne stratigraphique du Portaferrien de Criciova.  
1, gravier ; 2, grès ; 3, sable ; 4, argile sablonneuse ; 5, argile.

une situation similaire à celle de Cimpia, mais si à Cimpia apparaissent des congéries assez strictement cantonnées du point de vue stratigraphique dans la partie supérieure du Malvensien, ici, les mollusques malvensiennes sont plus persistentes en temps. Uniquement *Congeria ramphophora*, qui n'apparaît que dans le Malvensien moyen, pourrait nous aider dans la détermination de l'âge, mais les exemplaires recueillis par Schafarzik ne sont pas typiques : ils sont de dimensions plus petites et en ce cas il s'agirait soit d'une forme qui peut dériver de *C. ramphophora*, ou bien des représentants dégénérés de cette espèce, qui ont vécu à un niveau stratigraphique plus jeune. Dans son ensemble la faune indique la base du Pontien, où persistent encore des éléments malvensiens.

Le niveau stratigraphique supérieur, soit celui à *Limnocardium zagrabiensis*, soit celui à grandes congéries (d'où proviennent aussi les

ostracodes susmentionnées) représente indiscutablement l'Odessien. En outre c'est de cette façon qu'on a en interprété depuis longtemps (Gillet, 1943) et rédiscuté plus récemment (Drăgănescu, 1970).

Sans avoir la possibilité de poursuivre la succession des dépôts dans l'affleurement continu, la coupe de Crivina se continue avec celle de Criciova (po 2) (fig. 13). Celle-ci a été décrite pour la première fois par Loczy (1882) et dès lors visitée par bien des spécialistes, surtout qu'elle est très accessible. A Criciova les dépôts se rencontrent dans plusieurs affleurements, qui peuvent être facilement corrélés, parce qu'ils sont aussi très proches. Ils se trouvent à l'entrée de la vallée de Satului, au centre de la localité, et ils se continuent vers la colline à l'est du village. Une description plus détaillée que celle donnée par Drăgănescu (1970) a été faite par Orășanu (in Marinescu et al., 1972). En général apparaissent des sables fins jusqu'à grossiers, de couleur jaune ou rougeâtre à bancs irréguliers plus cimentés, gréseux parfois, et contenant des intercalations siltyques même argileuses. La faune est répandue dans la masse de ces sables, mais formant aussi des bancs de falunes, étant plus abondante à la partie inférieure de la coupe. Les plus fréquentes formes rencontrées tant par les prédecesseurs que par nous sont :

*Limnocardium (Pannonicardium) dumicici Gorjanović-Kramb.*, *L. (Pannonicardium) penslii* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) schmidti* R. Hoernes, *L. (Arpadicardium) di-prosopum* (Brusina), *L. (Bosphoricardium) banaticum* (Fuchs), *L. (Tauricardium) baraci* Andr., *L. apertum apertum* Münster, *L. partum rothi* Halaváts, *L. decorum decorum* Fuchs, *L. decorum vicinum* Fuchs, *Pseudocatillus simplex* Fuchs, *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Phyllocardium complanatum* Fuchs, *Parvidacna chartacea radmanesti* Gillet, *Plagiodacna auingeri* (Fuchs), *Dreissena simplex auricularis* (Fuchs), *D. serbica oresacensis* Stevanović, *Dreissenomya schroeckingeri* (Fuchs), *Congeria balatonica* Partsch, *C. protracta* Brusina, *C. cavernosa* Brusina, *C. labiata* Brusina, *C. praecisa* Brusina, *C. turgida* Brusina, *C. triangularis* Partsch, *C. dubocaensis* Stevanović, *Valvata variabilis* Fuchs, *Melanopsis decollata decollata* Stoliczka, *M. decollata tesselata* Brusina, *M. defensa* Fuchs, *M. jekeliusi* Gillet et Marinescu, *M. cylindrica cylindrica* Stoliczka, *M. cylindrica petrovici* Brusina, *Gyraulus varians* (Fuchs), *G. radmanesti* (Fuchs), *G. inornatus* (Brusina).

Tous les spécialistes sont d'accord que la faune de Criciova est semblable à celle de Rădmănești, plus pauvre et moins variée. Il s'agit au fond de la faune à *Congeria triangularis* et à *C. balatonica*, spécifique au Portaferrien.

La partie de haut de la coupe de Criciova se continue à Cireșu (po 3), à 2 km environ vers NW de Criciova. Elle contient, tout comme

dans le reste de la coupe, de sables jaunes, plus ou moins siltiques, parfois argileux, à bancs plus endurcis, gréseux, contenant la même faune comme à Criciova, mais bien plus pauvre. On a déterminé les formes :

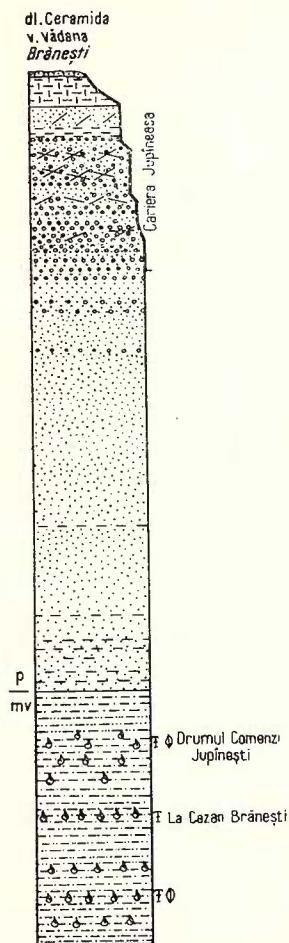


Fig. 14. — Le Malvensien (mv 12) et le Pontien (po 4) de la vallée de Vădana et de la carrière de Jupinești.

*Limnocardium (Arpadicardium) diprosopum* (Brusina), *L. (Bosphoricardium) banaticum* Fuchs, *Plagiodacna auringeri* Fuchs, *Monodacna simplex* Fuchs, *Congeria triangularis* Partsch, *Melanopsis cylindrica cylindrica* Stoliczka, *M. (Canthydomus) jekeliusi* Gillet et Marinescu, *Micromelania* sp.

C'est toujours la partie inférieure du Portaferrien qu'y apparaît.

La partie supérieure de la coupe contient des grès massifs, à lamination oblique de courant, dépourvus de fossiles. A l'est de Lugoj,

dans le golfe du Făget, au-dessus des formations malvensiennes appartenant à la zone E et rencontrées à Brănești (fig. 14) et à Jupinești, repose un paquet épais de dépôts, prédominant détritiques, dépourvus de faune. Au sud, vers le bord des Monts Poiana Ruscă prédominent les sables et les graviers aussi bien que vers l'est. Une coupe de détail dans ces dépôts de la vallée de Vădana (po 4) et de ses affluents a été décrite par Orășanu et al. (1971). Dans cette coupe, au-dessus des argiles siltyques fossilifères de l'embouchure de la petite vallée Drumul Comenzii (voir la coupe du Malvensien décrite à Brănești) et des sables fins jaunâtres, appartenant au Malvensien, reposent des sables fins, parfois faiblement argileux, ensuite des sables quartzeux, massifs, de plus en plus grossiers vers la partie supérieure, où présentent également une stratification oblique de courant. A la partie supérieure, ce paquet comprend de graviers blancs quartzeux, surmonté d'une couche d'argile kaolinique gris-noirâtre, réfractaire.

Vers le nord et nord-ouest ces dépôts deviennent plus fins. C'est ainsi qu'à Drăgsinești (po 5 a) toute la succession comprend seulement de sables fins, parfois argileux, contenant des intercalations du gravillon à la partie inférieure. Toujours à Drăgsinești, vers le nord, dans la vallée de Bălășina (po 5 b), les dépôts deviennent plus uniformes du point de vue lithologique, renfermant une alternance d'argiles siltyques et de sables argileux, à rares intercalations plus grossières. De ce gisement, N. Țicleanu (in Orășanu et al., 1971) a y déterminé :

*Carpinus grandis* Ung., *Fagus silvatica*, *Ulmus pyramidalis* Goepf., *Zelkova ungeri* Ettingshausen, *Betula macrophylla* (Goepfert) Herr. *Cornus* sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp.

Ces plantes dénotent un climat tempéré chaud.

Ces dépôts détritiques qui s'achèvent avec le niveau d'argile kaolinique réfractaire, dépourvus complètement de faune, ont été attribués au Pontien inférieur (Odessien) (Orășanu et al., 1971), seulement tenant compte de la superposition stratigraphique ; ils sont intercalés entre les dépôts datés certainement comme malvensiens supérieur (zone E) en base et les dépôts portaferriens (Pontien moyen) à la partie supérieure. Ils ont été considérés comme des dépôts à caractère régressif, bien qu'ils occupent une superficie plus étendue que les dépôts malvensiens, étant accumulés dans un milieu continental-lacustre, où se sont déposées les argiles réfractaires susmentionnées. Ces conclusions ont pris en considération aussi les résultats des études de pétrographie sédimentaire élaborées par Papiu et al. (1973). Le fait que vers l'ouest, au sud de Lugoj, à Crivina, existaient des conditions favorables pour le développement d'une faune, tandis que dans ce secteur les dépôts du même âge sont dépourvus de faunes, tient une intéressante signification paléogéographique. Ce secteur, situé entre la bordure nord des Monts Poiana Ruscă et celle sud des Monts Apuseni, fonctionnant dans cette période-là en tant qu'un golfe à sédimentation



subsidente, où l'important était la quantité de matériel détritique apporté du terre voisin par les courants. De même, l'apport d'eau douce était peut-être assez important, modifiant la salinité des eaux du golfe. D'ailleurs, l'argile kaolinique réfractaire, qui achève la sédimentation de ce paquet, prouve clairement l'existence d'un pH fortement acide et d'un milieu lacustre. C'est pourquoi, la faune odessienne (elle-aussi

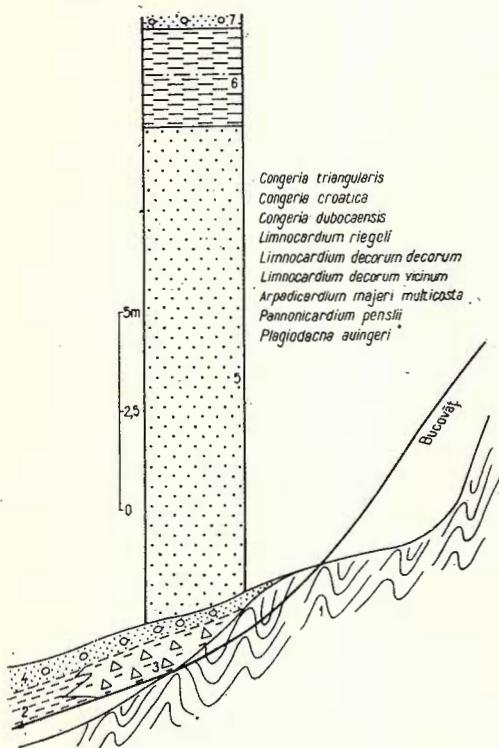


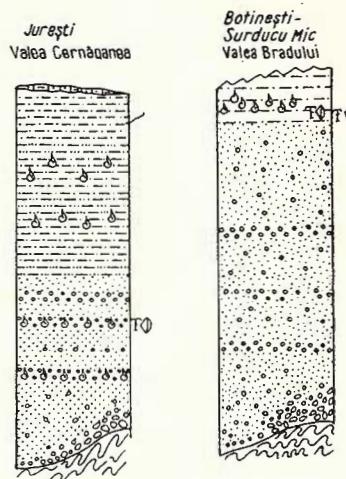
Fig. 15. — Colonne stratigraphique des dépôts pontiens de Bucovăț.  
1, cristallin ; 2, argiles siltyques non fossilifères probablement odessiennes ; 3, brèche basale à éléments cristallins ; 4, graviers dans la base des sables à faune portaferrienne ; 5, sables ferrugineux portaferriens ; 6, argiles, argiles siltyques portaferriennes ; 7, sables et graviers quaternaires.

assez pauvre) qui a réussi à subsister sur le versant nord-ouest des Monts Poiana Ruscă (à Crivina), n'a pas pu pénétrer dans ce golfe à eaux douces et à sédimentation rapide, bien que dans certains secteurs les sédiments respectifs ne diffèrent pas trop du point de vue granulométrique de ceux de Crivina. C'est toujours à l'Odessien que peuvent être probablement attribués les sables à gravillon, dépourvus de fossiles, qui reposent sur les dépôts du Malvensien supérieur des coupes de Groși et de Sintești.

Au-dessus des argiles odessiennes se trouvent les dépôts détritiques, parfois grossiers, transgressifs, portaferriens. Aussi, au-dessus du cristallin (fig. 15) qui affleure au sud du village de Bucovăț (E de Lugoj) (po 6), le Portaferrien débute-t-il par un paquet de 1—1,5 m de gros

cailloux, à nombreux éléments angulaires, suivi de sables à gravillon, les derniers étant prédominants à la partie inférieure de la succession. Vers la partie supérieure, les graviers sont de plus en plus petits et les sables deviennent dominants. Ces dépôts reposent également sur la formation odessienne rencontrée dans la vallée de Bălășina, mais sans remarquer dans sa partie inférieure l'existence de la couche de gros cailloux qui repose sur le cristallin. A la partie supérieure des dépôts.

Fig. 16. — Le Pontien de Jurești (po 8) ; le Pontien de la vallée du Bradului (po 7).



détritiques, dans les sables grossiers ferrugineux, à Bucovăț, on trouve les fossiles :

*Congeria triangularis* Partsch, *Dreissena simplex auricularis* (Fuchs), *Limnocardium vicinum* Fuchs, *L. decorum* Fuchs, *L. secans* Fuchs, *L. (Pannonicardium) pensilii* Fuchs, *Plagiodacna auingeri* Fuchs, *Melanopsis tortispina* Papp, *M. defensa trochiformis* Fuchs, *Valenciennius* sp.

A côté de cette faune, dont la plupart a été déjà mentionnée dans l'ouvrage de Orășanu et al. (1971), Huică et Stănoiu (1964) ont signalé : *Congeria rhomboidea* M. Hörnes, *C. dubocaensis* Stevanović, *C. zagrabiensis* Brusina, *C. balatonica* Partsch, *C. markovici* Brusina, *Limnocardium cf. apertum* Münster, *Monodacna simplex* (Fuchs). Ces auteurs ont considéré qu'il s'agit d'un niveau supérieur à celui de Rădmănești ; c'est presque la même faune rencontrée à Rădmănești, caractéristique au Portaferrien, et qui peut apparaître également à un niveau stratigraphique supérieur à celui de Rădmănești, dans des dépôts présentant des ressemblances lithologiques avec celui-ci. Dans cette faune est à remarquer la présence de deux congéries du sous-genre *Rhombocongeria* (*rhomboidea* et *dubocaensis*), plus rares dans ce faciès. Leur présence à côté de *C. triangularis* et de *C. balatonica* ne fait que confirmer une fois de plus le synchronisme de ces formes dans tout le Portaferrien (fig. 16).

Sur ce niveau détritique reposent les argiles finement sablonneuses à stratification parallèle. Dans la coupe de la vallée de Bradului (po 7), entre les localités de Botinești et de Surducul Mic, où on peut suivre une succession voisine à celle de Bucovăț, dans les argiles stratifiées à fines lames de sable intercalées, argiles qui suivent aux sables à graviers, a été rencontrée une faune assez riche, mais mal conservée, sous forme de moulages ou d'impressions, d'où on a reconnu :

*Congeria brandenburgi* Brusina, *C. balatonica* Partsch, *C. simulans* Brusina, *C. zagrabiensis* Brusina, *C. croatica* Brusina, *C. markovici* Brusina, *Dreissenomya brandenburgi* Drevermann, *Limnocardium* cf. *riegeli* Hoernes, *Limnocardium prionophorum* Brusina, *Limnocardium apertum* Münter, *Limnocardium decorum* Fuchs, *Limnocardium (Arpadicardium) diprosopum* Brusina, *Limnocardium (Arpadicardium) mayeri multicostata* Gillet, *Phyllocardium complanatum* (Fuchs), *Valencienius reussi pelta* (Neumayr).

Une succession semblable peut être à Jurești (po 8) le long d'un petit affluent de droite de la vallée de Saraz, dans un petit golfe du cristallin. De cet endroit, des sables grossiers de la partie inférieure de la coupe, Drăgănescu (1970) à mentionné : *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) penslii* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) dumicici* Gorj.-Kramberger, *Congeria brandenburgi* Brusina. Des argiles sablonneuses de dessus le même auteur a signalé : *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) penslii* (Fuchs), *Paradacna abichi* R. Hoernes et *Congeria brandenburgi*. Huică et Stănoiu (1964) ont recueilli, sans préciser de quelle partie de la coupe proviennent les formes suivantes : *Congeria zagrabiensis* Brusina, *C. croatica* Brusina, *Limnocardium* cf. *secans* Fuchs, *L. cf. apertum* Münter, *L. riegeli* M. Höernes. A cette liste nous ajoutons :

*Congeria balatonica* balatonica (Partsch), *C. balatonica chilotrema* Brusina, *C. cf. spathulata* Partsch, *Dreissena simplex auricularis* (Fuchs), *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Höernes, *L. (Bosphoricardium) banaticum* Fuchs, *L. (Arpadicardium) mayeri multicostata* Gillet, *L. (Arpadicardium) diprosopum* Brusina.

De ce que nous avons remarqué en terrain, il n'y a aucune différence entre la faune des sables grossiers inférieurs et celle des argiles de dessus. La seule différence réside dans le fait que les argiles contiennent aussi bien des restes de plantes. En général, la faune est mal conservée et c'est pour cette raison que nous avons des doutes sur certaines des déterminations faites, telles *Limnocardium dumicici* ou *Congeria zagrabiensis*. La première forme pourrait être même un exemplaire de *L. penslii*, tandis que la seconde une forme du groupe *C. radmanesti*.

La faune de Jurești a été attribuée au Pontien inférieur par Drăgănescu (1970) en partant surtout du fait que les dépôts reposent sur le cristallin, raison pour lequel ont été parallélisés avec ceux de Crivina. L'auteur n'a pas tenu compte du caractère transgressif des dépôts portaferriens. En fait, la faune de Jurești est voisine de celle de Rădmănești. Il s'agit du même horizon, assez richement fossilefère, qui est rencontré dans tout le secteur à l'est de Lugoj et qui appartient au Portaferrien. Dans le même horizon on reconnaît tant la faune de Rădmănești que celle de Criciova.

La coupe la plus représentative pour le Portaferrien de ce secteur du Banat, devenue coupe de référence au moins pour le secteur sud-est du Bassin Pannonique, est celle de Rădmănești (po 9). Depuis sa première description, faite par von Loczy (1882), jusqu'aujourd'hui, cette coupe a été étudiée par un grand nombre des chercheurs, récemment faisant l'objet d'une ample monographie (Gillet, Marinescu, 1971). Les dépôts pontiens de cette coupe comprennent prépondéramment des sables, où s'intercalent des sables argileux, de rares argiles, même des graviers. D'habitude, ces dépôts sont de couleur jaune, ou jaune rougeâtre, par la prédominance du limonite. Parfois, dans le sable apparaissent de nombreuses granules de magnétite, influençant la couleur des dépôts, en les donnant un aspect moucheté. Le gisement fossilifère le plus riche et connu se trouve à plus 4 km nord du village de Rădmănești, au vol d'oiseau, sur la vallée de Forgation (ou Piatra Rea), à 3 km environ de Bruznic. La faune est concentrée surtout dans les couches inférieures de la coupe (un escarpement de quelques mètres de haut), sans une distribution préférentielle à niveaux. A présent, de ce gisement sont connus 121 taxons, dont mentionnons :

*Sinanodonta brandenburgi* (Brusina), *Unio halavatsi* Brusina, *Limnocardium apertum* Münter, *L. secans* (Fuchs), *L. decorum* (Fuchs), *L. (Euxinicardium)* cf. *L. nobile* Sabba, *L. (Arpadicardium) diprosopum* (Brusina), *L. (Bosphoricardium) banaticum* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) penslii* (Fuchs), *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Parvidacna chartacea radmanesti* (Gillet), *Phyllocardium complanatum* (Fuchs), *Plagiodacna auingeri* (Fuchs), *Didacna chyzeri* (Brusina), *Monodacna simplex* (Fuchs), *Dreissenomya schroeckingeri* (Fuchs), *D. arcuata* (Fuchs), *Congeria radmanesti* Fuchs, *C. simulans simulans* Brusina, *C. turgida* Brusina, *C. spathulata kosanini* Pavlović, *C. balatonica* Partsch et spp., *C. czjzeki alatus* Gillet et Marinescu, *C. triangularis* Partsch, *C. croatica* Brusina, *C. brandenburgi* Brusina, *Theodoxus radmanesti* (Fuchs), *T. crescents* (Fuchs), *Valvata variabilis* Fuchs, *V. banatica* (Brusina), *V. simplex* Fuchs, *Prostosthenia radmanesti* (Fuchs), *Pseudamnicola atropida* (Brusina), *Pyrgula archimedis* Fuchs, *Micromelania*



*laevis* (Fuchs), *Melanopsis decollata decollata* Stoliczka, *M. decollata tesselata* Brusina, *M. defensa* Fuchs, *M. impressa* Krauss, *M. fossilis* Martin, *M. cylindrica cylindrica* Stoliczka, *Radix paucispira* (Fuchs), *Gyraulus inornatus* (Brusina), *G. varians* (Fuchs), *G. radmanesti* (Fuchs).

Le niveau fossilifère est poursuivi et retrouvé aussi sur les vallées avoisinantes (Manea et al., 1970), pourtant moins riche qu'à Rădmănești. L'existence, à Rădmănești, de certaines formes plus anciennes, mais en nombre réduit d'exemplaires, a déterminé certains auteurs de considérer cette faune comme représentant le Pontien inférieur (Novorossien selon P. Stevanović). Le fait que le niveau contenant cette faune se trouve en position inférieure à celui de Tirol ; qui sera décrit plus loin (à *Congeria rhomboidea*), a constitué un argument au plus en faveur de la position Pontien inférieur du niveau de Rădmănești et de Criciova. C'est vraiment une datation qui contredit le contenu fossile des dépôts, engeandrant ultérieurement des confusions et des interprétations erronées. Ainsi, on n'a pas tenu compte de l'abondance de *Congeria triangularis* et de *C. balatonica*, formes qui sont certainement contemporaines à *C. rhomboidea*, contemporanéité prouvée par Stevanović (1951). Même si on envisage rien que ces deux espèces, l'âge portaferrien du niveau contenant cette faune ne peut plus être mise en question. Mais à l'appui de cette opinion, notons d'autres formes, rencontrées en diverses gisements fossilifères, tant dans le Bassin Pannonic que dans le Bassin Dacique, dont l'âge portaferrien est indubitable. Nous jugeons que tout autre commentaire est de trop.

Des dépôts semblables à ceux décrits à Rădmănești occupant les collines au nord de Bega, étant rencontrés également à Zăbalț (po 10) (Manea, Stanču, 1967). Leur partie supérieure comprend surtout des graviers et de sables, à stratification oblique, dépourvus de faune. Ils peuvent être portaferriens, probablement portaferriens supérieur.

Plus vers l'ouest, tout près de Lipova, aux environs de la localité de Šarlota (po 11), Pop a mis en évidence une succession où alternent des couches de sables avec des couches d'argiles, de quelques mètres d'épaisseur. Les rares moultages de mollusques rencontrés dans ces dépôts indiquent également le Portaferrien.

Au nord-ouest de Caransebeş et au sud de Lugoj, au-dessus des sables et des graviers de Dealul Pămîntul Roşu, à *Congeria zsigmondyi*, suivent des sables jaunes, à intercalations gréseuses limonitiques, à stratification oblique à grande échelle, ayant des intercalations de graviers voisins de ceux de Groși et de Rădmănești. La faune est en général rare, les affleurements à fossiles étant à des grandes distances. De ces dépôts M. Dimian a trouvé à Vermeşti (NE de Valeapai) (po 12) des moultages et des empreintes de :

*Congeria balatonica cavernosa* Brusina, *C. balatonica balatonica* Partsch, *C. triangularis* Partsch, *C. ungulacaprae*

Hörnes, *C. cf. arcuata* Fuchs, *Dreissena* aff. *simplex auricularis* (Fuchs), *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* Fuchs, *L. penslii* Fuchs.

C'est toujours des dépôts semblants qui contiennent à Sinersig deux couches de lignite d'épaisseur réduite, où se trouvent aussi des impressions foliaires de plantes.

Sur cette grande aire recouverte des dépôts pannoniens, Pop (1960) décrit une succession où peuvent être suivis le Malvensien moyen et supérieur et une alternance d'argiles et de sables, à rares mollusques qui pourraient être pontiennes. Une succession dans les dépôts pontiens à l'ouest de Caransebeș peut être reconstituée approximativement d'une série d'affleurements qui se succèdent aux environs du village de Zorlențul Mare (fig. 17). C'est ainsi dans le sud du village, sur la vallée de l'Izvor (p 13), au-dessus des granodiorites au nord de Bocşa et d'Ezeriș, recouvrant transgressivement les formations badéniennes, reposent des argiles siltiques, micacées, parfois sablonneuses, où on a trouvé :

*Congeria subcarinata* Deshayes, *C. kuyjovensis* Spalek, *C. zagrabiensis* Brusina, *C. rhomboidea alata* Brusina, *Dreissenomya cf. schroeckingeri* Fuchs, *Limnocardium zagrabiensis* Brusina, *Arcicardium incertum* Marinescu et Florei, *Pteradacna cf. pterophora* (Brusina), *Didacna* sp.

Il faut remarquer qu'initialement (Marinescu, Florei, 1969) *Congeria kuyjovensis* Spalek a été déterminée, faute de bibliographie suffisante, comme *C. croatica*. La faune de cet endroit peut indiquer le Portaferrien inférieur, renfermant des formes connues soit de Rădmănești, soit de Zagreb. Plus intéressante, c'est l'apparition de l'espèce *Congeria kuyjovensis*, très abondante à Crivina ; il est possible qu'elle soit une forme dont la période de vie dépasse l'Odessien, montant jusqu'au Portaferrien, tel que se passe avec *Congeria croatica*.

Plus vers le nord, même dans le village de Zorlențul Mare, il y a quelques affleurements (rare tout de même), connus dès le siècle passé grâce à Halaváts (1893), mais étudiés par Gillet (1943), qui décrit dans leur partie inférieure les argiles siltiques à : *Limnocardium apertum rothi* Halaváts, *L. riegeli* Hoernes, *Congeria zagrabiensis* Brusina, *C. croatica* Brusina, *C. superfoetata* Brusina, *Valenciennius reussii* Neumayr. Des argiles compactes surmontant les précédentes, le même auteur mentionne : *Limnocardium zagrabiensis* Brusina, *L. rogenhoferi* Brusina, *L. apertum* Halaváts, *L. secans* Fuchs, *L. majeri multicostata* Gillet, *L. aff. syrmense* R. Hoernes, *L. okrugici* Brusina, *Plagiodacna ex gr. carinata* Deshayes, *Congeria zagrabiensis* Brusina. L'affleurement respectif est mentionné dans la vallée (po 14) d'entre la colline de Vinii et la colline de Glodu. Pendant les recherches entreprises, nous n'avons pas retrouvé l'affleurement susmentionné, probablement recouvert aujourd'hui, mais nous avons trouvé en échange sur la même vallée



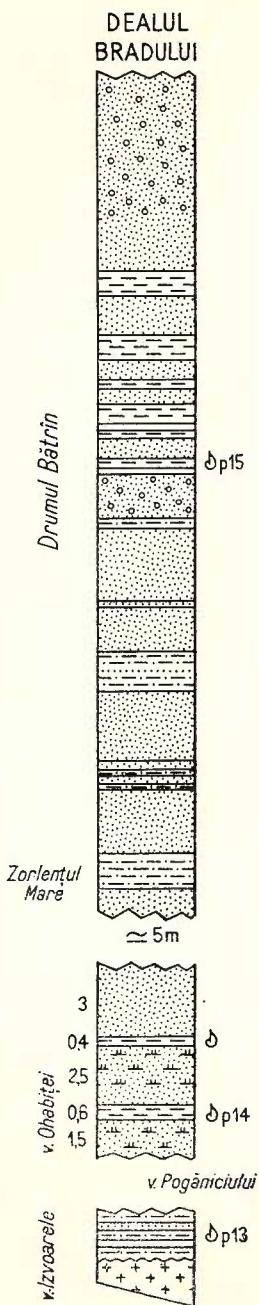


Fig. 17. — Le Pontien de Zorlențul Mare (po 10—12).

(vallée d'Ohabița) dans le versant droit, des sables fins, jaunes, micacés (1,5 m), sur lesquels reposent des argiles concoïdes gris bleuâtres, non stratifiées (0,6 m), à limnocardiidés et à congéries (surtout *C. zagrabiensis*, plus nombreuses vers la partie supérieure de la couche ; c'est peut être le niveau supérieur décrit par Gillet). En 1972, Florei y observe plusieurs espèces de mollusques. Dans la faune recueillie par cet auteur se trouve un exemplaire de *Congeria rumana Sabba* (déterminée par lui comme *C. rhomboidea*). La découverte de cette forme dans le Bassin Pannonicque jette une nouvelle lumière sur sa paléobiogéographie. En tout cas, sa présence n'indique pas l'Odessien, parce qu'elle y apparaît dans un ensemble portaferrien ; des situations semblables sont observables aussi dans le Bassin Dacique que dans celui Euxinique. Dans les sables fins, blancs ou blanc-jaunâtres (6 m), on rencontre aussi une couche de 0,4 m d'argiles, semblables à celles susmentionnées. Après un intervalle d'une épaisseur d'environ 5 m, où les dépôts sont recouverts, apparaît un paquet de presque 30 m d'épaisseur de sables et de sables argileux, en couches de quelques décimètres ou centimètres, jaunâtres, à nombreuses intercalations d'argiles ou d'argiles sablonneuses, très riches en restes de plantes, en particulier des impressions foliaires. La succession est complétée par la coupe qui peut être poursuivie le long du chemin montant la colline au NE du village, vers Zorelencior (Zorlentul Mic), chemin fort ancien, nommé Drumul Bâtrîn. Ici apparaissent seulement des sables (ne dépassant pas 25 m d'épaisseur), d'habitude de couleur jaune, parfois plus ferrugineux, à bancs irréguliers gréseux-ferrugineux, ayant des niveaux de sables gréseux et de gravillon à stratification oblique. Dans ces sables, surtout vers la partie supérieure de la coupe, s'intercalent quelques couches lenticulaires, de 0,3—0,5 m d'épaisseur, d'une longueur de quelque dizaines de mètres. A la partie supérieure de la coupe, vers le sommet de la colline, au-dessus du niveau où se trouve les intercalations d'argiles, dans les sables commencent à prédominer les graviers (po 15). D'une intercalation d'argiles fines, gris clair, nous avons recueilli :

*Congeria croatica Brusina, C. balatonica balatonica Partsch, C. balatonica cavernosa Brusina, C. cf. labiata Andrusov, Didacna cf. chyzeri Brusina, Pseudocatillus sp.*

La faune est conservée seulement sous forme d'empreintes, sans aucune coquille. Il s'agit toujours d'une faune portaferienne.

Pour conclure, à Zorlenț, il n'y a que de Portaferrien, dont la partie inférieure, transgressive, a été reconnue dans la coupe du sud du village, sur la vallée de l'Izvor. La partie inférieure de la coupe de Zorlenț, décrite par Gillet, peut représenter un niveau immédiatement supérieur à celui de la vallée de l'Izvor, tandis que dans le restant des dépôts, les sables et les graviers qui suivent et qui ressemblent même à ceux de l'est de Caransebeș, représentent également le Portaferrien. Il est peu probable que dans tout l'ensemble des dépôts du Néogène supérieur de ce secteur du Banat soit renfermé un autre



terme stratigraphique hors le Pontien, sans tenir compte de l'épaisseur relativement grande de ces dépôts (le Pannonien du forage de Găvojdia comprend approximativement 800 m de dépôts). En tout cas, à la partie supérieure de cette formation continentale-lacustre nous ne connaissons pas encore les fossiles qui pourraient préciser son âge.

C'est toujours au sud de Zorlenț, entre le cristallin du Semenic et les granodiorites du nord, sur Coasta Gheghii, à Ezeriș (p 16), que Florei (1961) a découvert une faune de mollusques dans un paquet d'argiles marneuses dures, en plaques, sur lesquelles reposent des sables. Malheureusement, la faune en question n'a pas été toujours bien déterminée, de sorte que nous présenterons rien que les formes qui ont pu être révisées d'après les photographies (entre parenthèses, on a noté le nom donné par Florei). De toute cette faune, notons :

*Congeria zagrabiensis* Brusina (passée pour *C. czjzeki*),  
*C. aff. zagrabiensis* Brusina (passée pour *C. rhomboidea*),  
*C. radmanesti* Fuchs (passée pour *Dreissena rimestiensis*),  
*C. balatonica* Partsch (passée pour *C. ungulacaprae*),  
*C. partschi* Czjzek (?), *Limnocardium* (*Arpadicardium*)  
*mayeri* M. Höernes, *L. (Arpadicardium) proximum* Fuchs  
 (passée pour *L. auingeri*), ? *Paradacna abichi* R. Höernes  
 (passée pour *L. riegeli*).

Toutes les autres formes, surtout les petites gastéropodes sont difficiles à reconnaître, notamment à cause de la qualité des photos ; il paraît que toutefois il ne s'agit pas toujours des espèces mentionnées.

De toute cette faune se différencie l'espèce *Congeria partschi*, qui ne s'accorde pas du tout avec le reste de l'inventaire susmentionné. Il est difficile à affirmer que l'exemplaire respectif provient du même affleurement que les autres. Faute des éléments supplémentaires de détail, nous sommes obligés d'accepter cette présence comme une simple information, n'ayant pas la possibilité de la commenter.

Sur le versant ouest des Monts du Banat, au nord d'Oravița, le Pontien est également transgressif, recouvrant non seulement les dépôts malvensiens que ceux sarmatiens, reposant même sur le cristallin. On a considéré que les plus anciens dépôts sont ceux de Vărădia-Grădinari-Ticvanul Mare, qui reposent sur le paquet à argiles siltiques du Malvensien supérieur à *Congeria czjzeki* et à *C. zsigmondyi*. L'un des rares affleurements de cet endroit qui contienne des restes fossiles pontiens se trouve à Grădinari (NW d'Oravița, SW de Ticvanul Mare). Dans la partie ouest du village (p 17), dans le talus de la route qui relie Grădinari et Moravița, entre la première courbe à droite et la suivante à gauche, à quelques centaines de mètres à partir de l'intersection du centre du village de Grădinari, se trouvent des argiles sablonneuses, gris clair, parfois ferrugineuses, solifiées, où on a reconnu de rares restes de mollusques ayant la coquille très altérée et mal conservée. On n'a pu identifier que :

*Congeria* sp., *Dreissena simplex auricularis* Fuchs, *Limnocardium ex gr. riegeli* M. Hörnes, *Pontalmyra otiophora* (Brusina).

Des dépôts semblables lithologiquement se trouvent encore plus vers le nord, sur le bord du cristallin, vers le village de Forotic, contenant de rares restes de mollusques. L'âge de ces dépôts a été considérée par Orășanu (carte au 1/50.000 d'Oravița) comme Odessien (Pontien inférieur). Il est vrai que les mollusques mentionnées, aussi bien que celles qui se trouvent vers le nord, sur le bord du cristallin, apparaissent également dans l'Odessien, quelqu'unies étant cantonnées à l'est des Carpates (dans le secteur ouest du Bassin Dacique) seulement dans l'Odessien. mais ces espèces ont été aussi reconnues dans le Portaferrien pannonique. Ces dépôts font partie d'une formation prépondéramment sablonneuse, contenant des sables fins, argileux parfois, jaunes, micacés, à intercalations d'argiles et d'argiles sablonneuses, tout disposait en bancs épais. A la partie supérieure de cette formation, les sables deviennent plus rougeâtres et a concrétions ferrugineuses. Il est intéressant à retenir que dans ces sables s'intercale un paquet épais de sables quartzeux, identiques lithologiquement à ceux de l'est de Lugoj.

Dans cette formation sablonneuse se rencontre le gisement fossifère de Tirol (p 18). Ce gisement (fig. 18) se trouve dans les sables fins jaunes, qui affleurent dans la rive droite de la vallée Mieilor (Walfsthal), tout près du confluent de cette vallée avec la vallée du Fizeș. C'est d'ici que Halaváts (1892) et après lui des nombreux autres ont recueilli une riche faune, qui peut être rencontrée dans bien des musées de l'Europe (Vienne, Budapest, Zagreb, Frankfurt am Main, Strasbourg, etc.) qu'à Bucarest et à Cluj. On en connaît jusqu'à présent plus 80 formes (Marinescu, 1973) dont nous notons les plus importantes :

*Limnocardium apertum* Münster, L. (*Pannonicardium*) *schmidti* (Hörnes), *L. (Pannonicardium) penslii* Fuchs, *L. (Budmania) semseyi* (Halaváts), *L. (Budmania) crista-*  
*tagalii* (Roth), *L. (Euxinicardium) ochetophorum* (Brusina), *L. (Arpadicardium) mayeri* Hörnes, *L. (Bosphoricardium) banaticum* Fuchs, *Congeria triangularis* Paritsch, *C. croatica* (Brusina), *C. rhomboidea* Hoernes, *C. oppenheimeri* Hoernes, *Dreissenomya schroeckingeri* Fuchs.

C'est le faciès dit „à Budmania“, où apparaît aussi *Congeria rhomboidea*, mais en nombre réduit envers ces grandes limnocardiides. En échange, parmi les formes de *Rhombocongeria*, une fréquence assez grande revient à *C. oppenheimeri*. En jugeant d'après le caractère évolué de diverses espèces existentes, on peut considérer que le gisement de Tirol représente le Portaferrien supérieur. Il s'agit, en tout cas, d'un niveau plus récent que celui de la faune de Rădmănești, de Criciova ou celle de gisements à l'est de Lugoj. Il pourrait se trouver au niveau du plus haut gisement fossifère de Zorlent. Nous supposons que la faune signalée à Grădinari, bien qu'elle se trouve dans le même type

de formation, à caractères minéralogiques semblables, se situe toutefois à un niveau inférieur à la faune de Tirol, mais toujours dans le Portaferrien. Nous en affirmons tenant compte du fait que la formation portaferrienne de ce secteur est uniforme du point de vue minéralogique, tandis que la formation odessienne s'est avérée ayant des caractères minéralogiques particuliers du Portaferrien ; il ne faut pas oublier en outre que les dépôts portaferriens sont plus étendus que ceux odessiens.

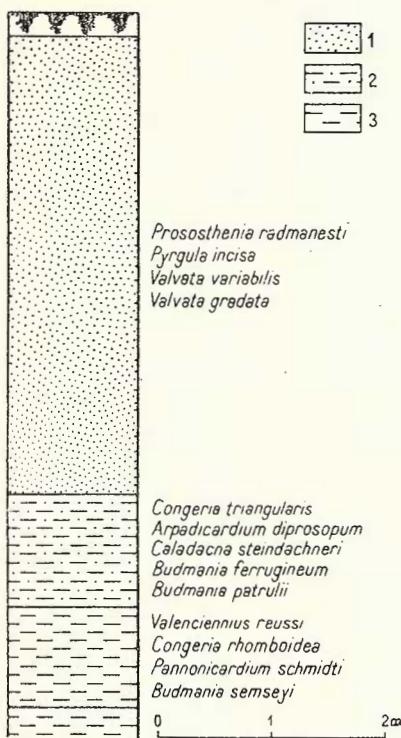


Fig. 18. — Colonne stratigraphique du Portaferrien de la vallée des Mieilor (Tirol).

1, sable ; 2, argile sablonneuse ;  
3, argile.

siens à caractères transgressifs, tandis que la faune signalée à Grădinari se rencontre tant en Portaferrien qu'en Odessien.

La faune à Budmania, du type de celle de Tirol, se trouve aux environs de l'île cristalline de Vršac, en Yougoslavie (Popović, 1968).

Une dernière coupe qui mérite notre attention, importante surtout du point de vue minéralogique, est celle de Doclin (fig. 19) (po 19) à sud-est de Tirol. Tout près de cette localité, dans la partie est et sud-est, pas loin de la bordure cristalline, il y a un paquet épais, dépassant 15 m d'épaisseur, de sables quartzeux, faiblement micafères, parfois grossiers et même à lentilles de graviers à des éléments entre 1 et 2 cm de diamètre ; tout cet ensemble présente une lamination

oblique de courant. Parfois, dans ces sables se font remarquer des bancs plus rougeâtres, faiblement gréseux, cimentés d'oxydes de fer. D'autres fois on observe un banc de gravier quartzeux à éléments anguleux, ayant une épaisseur d'environ 2 m. Suivent les argiles tachetées gris-rougeâtres, compactes, dépourvues de stratification, l'épaisseur atteignant même 3 m. Ces argiles sont surmontées discontinu par une couche

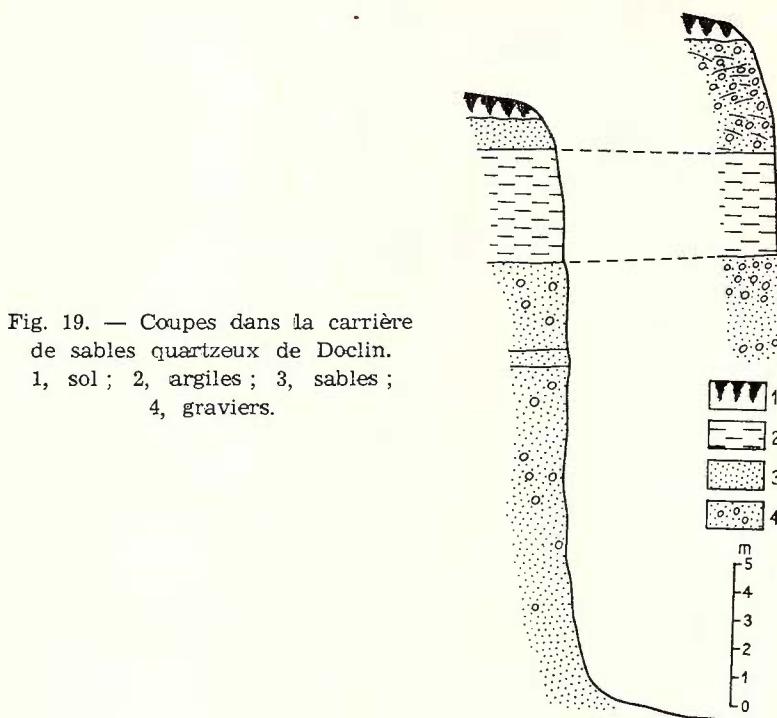


Fig. 19. — Coupes dans la carrière de sables quartzeux de Doclin.  
1, sol ; 2, argiles ; 3, sables ;  
4, graviers.

de sables fins gris-jaunâtres, micafères, à stratification oblique, ayant une épaisseur de maximum 1 m. Les sables quartzeux exploités en quelques carrières s'effilent tant vers le nord, que vers le sud, leur épaisseur maximum étant de presque 30 m. Les dépôts sont dépourvus de fossiles, donc ils ne peuvent pas être datés avec certitude. C'est toutefois du tape à l'oeil la ressemblance avec les dépôts attribués à l'Odessien du golfe du Făget, reposant sur les dépôts du Malvensien supérieur et supportant transgressivement le Portaferrien. L'absence des analyses nous empêche pour le moment de savoir si les argiles du toit de ces dépôts sont ou non réfractaires.

Ce que nous connaissons à présent, c'est que les sables fins fossilières du Tirol semblent reposant au-dessus des argiles. Leur âge, portaferrien supérieur, nous aide à établir l'âge des graviers quartzeux : soit portaferrien supérieur, soit odessien (synchrone à ceux du sud de

Făget), si le Portaferrien supérieur reposerait transgressivement sur elles. Sans avoir quelque argument stratigraphique, nous sommes disposés à croire que la deuxième hypothèse peut être acceptée. Nous supposons que c'est plus normal d'avoir dans des régions voisines les mêmes conditions de genèse pour ces dépôts, que de refaire ces conditions à des moments différents, même s'il y a une certaine distance entre ces régions. Il convient de noter que bien plus loin vers le nord, à l'est de Baia Mare, les dépôts tout à fait similaires (cette fois des grès quartzeux, massifs, à lamination oblique) se trouvent dans la même position stratigraphique (sur le Malvensien supérieur). L'existence des conditions semblables de genèse au même niveau stratigraphique, à des distances tellement grandes, est remarquable, fait qui nous incite à adopter la deuxième hypothèse. Il est encore à étudier si les argiles qui reposent sur les sables de Doclin sont à leur tour réfractaires et se sont formées dans des conditions similaires à celles du sud de Făget. Mais on ne peut pas, bien entendu, repousser l'hypothèse de leur âge portaferrien.

Dans l'hypothèse adoptée, les dépôts du Portaferrien supérieur recouvrent transgressivement les sables quartzeux, arrivant jusqu'au cristallin, tel qu'on peut l'observer vers le sud, à Forotic. L'origine du quartz doit se trouver dans les formations éruptives des environs.

Enfin, une troisième hypothèse, moins plausible (selon notre opinion) mais qui doit être toutefois considérée, c'est que ces sables pourraient représenter un moment ultérieur à la faune de Tirol (donc soit Portaferrien sommital, soit Bosphorien). Pour cela, les dépôts pontiens devraient être horizontaux et l'altitude plus basse du gisement fossilière de Tirol le situerait dans un niveau inférieur aux sables de Doclin, qui se trouvent à une altitude plus grande. Il ressort de là que la répétition des conditions de genèse des sables quartzeux, s'est produit cette fois-ci à la fin du Portaferrien ou peut-être pendant le Bosphorien, ce qui est possible puisque durant cette période dans le Bassin Pannonicus a lieu une forte régression. Il semble logique que de pareilles conditions de genèse pourraient se réinstaller localement grâce à cette régression. Vu que les dépôts respectifs ne sont pas absolument horizontaux, présentant toutefois une faible inclinaison vers NW, une telle hypothèse ne peut pas être acceptée. Seuls les forages pourraient confirmer une de ces trois hypothèses.

### Etude des minéraux lourds

L'examen microscopique des échantillons analysés du Pannonien du Banat a mis en évidence les paragenèses caractéristiques des dépôts malvensiens et pontiens.

En 1962 Papiu et Manea ont élaboré une étude sur les minéraux lourds de la région d'Oravița, en prouvant la présence du groupe epidote-grenats-hornblende pour toutes les formations. La détermination des pourcentages minéralogiques s'est fait par la méthode de l'intégration, l'intervalle granulométrique investigué se situant entre 0,063



et 1,00 mm. Les minéraux opaques ont été considérés globalement, représentés surtout par des granules d'oxydes ferriques, pyrite et amphiboles opacifiés. On a identifié 17 espèces minérales, que nous décrivons dans l'ordre de leur participation pondérale :

Le grenat incolore représente le minéral le plus important de la fraction lourde. Dans l'échelle stratigraphique, le contenu en grenats diminue continuellement du Malvensien moyen au Portaferrien. Les grenats participent à la constitution de la fraction lourde par des contenus élevés, dépassant 40%. Quantitativement ils varient entre 0% (échantillons 533 A, 536, 537) et 78,10% (échantillon 322) (voir la figure 20). Les granules de grenats sont d'habitude subanguleuses, parfois arrondies ou idiomorphes.

L'étude du contenu de grenats par classes granulométriques met en évidence en général un équilibre quantitatif pour les classes fine (0,25—0,10 mm) et très fine (ayant une faible augmentation pondérale dans la classe très fine de 0,10—0,063 mm). Dans la classe moyenne (0,25—0,50 mm) la quantité de grenats diminue brusquement, pour disparaître presque totalement de la classe grossière (0,50—1 mm). Cette observation est valable aussi pour tous les autres espèces minérales.

A côté du grenat incolore, on rencontre des quantités complètement subordonnées d'almandin. Ses caractères physiques sont semblables à ceux du grenat incolore, différent seulement par sa couleur rose.

L'épidote est aussi présent dans la plupart des échantillons étudiés. On le rencontre en granules subanguleuses, rarement prismatiques jusqu'à subidiomorphes, de couleur verdâtre ou vert intense. Parfois les granules d'épidote sont affectées de fines alternances mammelonaires. De même au grenat incolore, le contenu en epidote diminue au niveau du Portaferrien, arrivant à des valeurs sous 5%, manquant complètement dans quelques échantillons. Font exception les échantillons 545 et 546, de Vărădia à contenu de 15% epidote, ressemblant bien à ceux du Malvensien (voir la figure 20).

La hornblende verte et le glaucophane apparaissent habituellement en granules plus ou moins prismatiques, anguleuses, parfois torsionnées, attestant l'origine cristallophyllienne de ces espèces minérales. Le glaucophane est nettement subordonné quantitativement. La hornblende verte est fibreuse ou à aspect strié et aux altérations angulaires accentuées. Elle est présente, en pourcentages d'habitude élevés de 61,8% (échantillon 178), dans la plupart des échantillons analysés. Généralement la hornblende verte se présente en pourcentages élevés dans le Malvensien, pour diminuer brusquement dans l'Odessien.

Le zoïsite et le clinzoïsite se présente sous formes de granules plus ou moins prismatiques, anguleuses, parfois idiomorphes, incolores jusqu'à verdâtre. Ces espèces ont été considérées globalement, grâce à leur parenté, mentionnant que le pourcentage de zoïsite dépasse régulièrement celui du clinzoïsite. Au fond, le zoïsite et le clinzoïsite manifestent une diminution continue quantitative par le passage de la classe très fine aux classes plus grossières. De plus on observe que des pour-



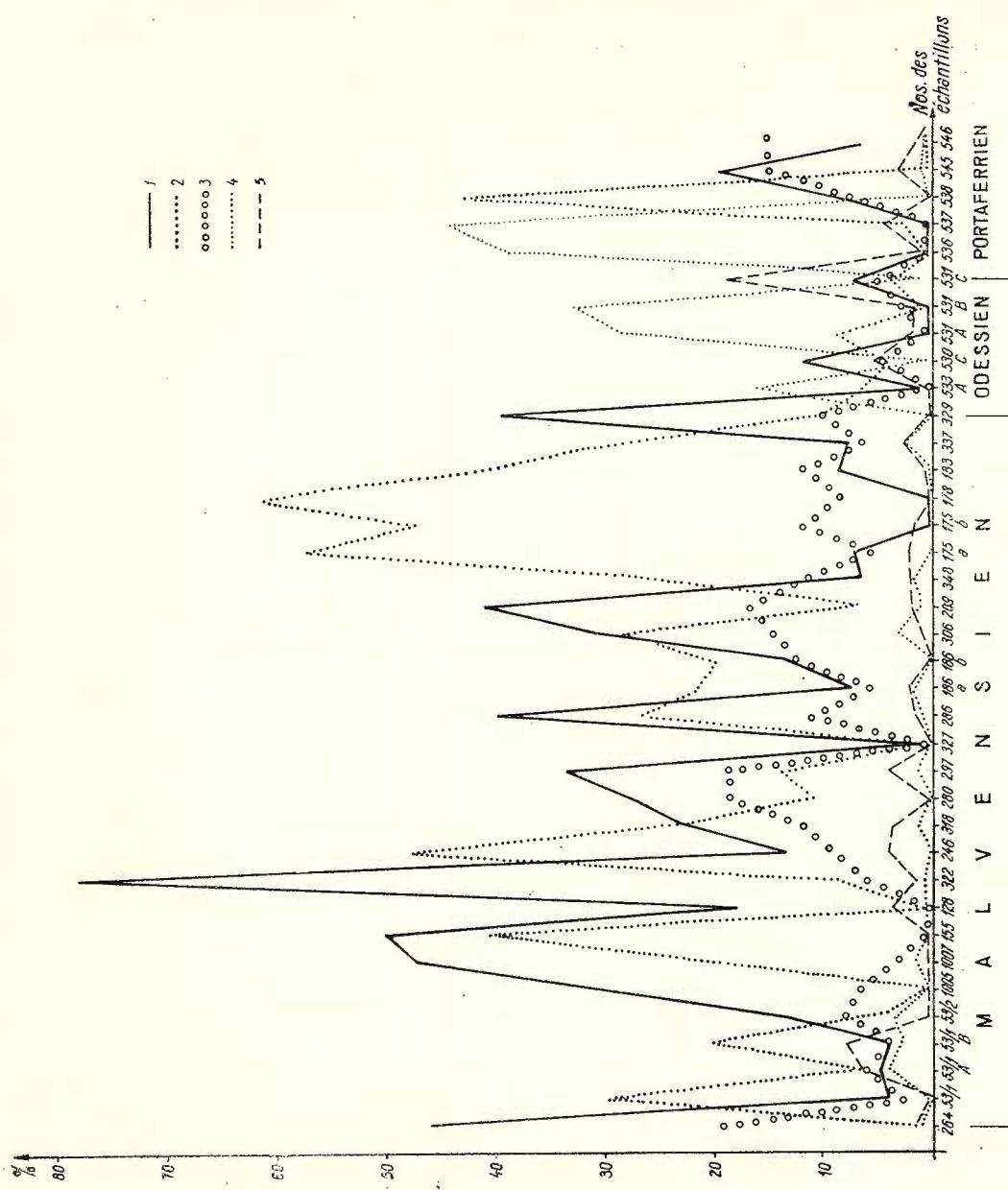


Fig. 20. — Variation en pourcents du grenat incolore (1), de la hornblende (2), de l'épidote (3), du staurolite (4) et de la tourmaline (5) dans des dépôts du Néogène supérieur du Banat.

centages plus élevés de zoïsite et de clinozoïsite apparaissent d'habitude dans les échantillons riches en épidote.

Le staurotide apparaît dans un nombre réduit d'échantillons dans les dépôts malvensiens. Dans les dépôts odessiens et portaferriens on remarque une augmentation massive du contenu en staurotide : 48,1% (échantillon 533 a). Les granules de staurotide sont toujours anguleuses, à cassures en copeau, ou concoïdales, pléocroïques (de jaunâtre à jaunâtre-orange). En général le staurotide est concentré dans la classe fine (0,25—0,10 mm).

La tourmaline brune a été rencontrée dans les dépôts malvensiens, odessiens et portaferriens (figure 20). Apparaît en granules prismatiques, anguleuses, intensément pléocroïques, à nuances variant du jaune pâle à brun foncé.

Les minéraux opaques sont présents dans tous les échantillons étudiés, mais on n'a pas tenu compte d'eux pour les paragenèses caractéristiques, puisque certains d'entre eux représentent des minéraux féminiques recouverts à la surface d'une croûte d'oxydes, produits d'altération. Apparaissent sous forme de granules anguleuses ou arrondies, présentant des augmentations continues en %, à partir des classes fines vers les classes grossières.

Le rutile a été rencontré en quelques échantillons sous formes de granules plus ou moins prismatiques, claires. Parfois on a rencontré nules de rutile sont fréquemment maclées polysynthétique ou bien pré-de sur-développement autigénique.

Le sillimanite a été identifié en 13 échantillons à contenu maximum de 13,7% (échantillon 531 A). Il apparaît sous forme de granules prismatiques-anguleuses, fibreuses, incolores. Entre des nicols croisés il présente une fausse extinction continue.

Le disthène se trouve sporadiquement en granules incolores, prismatiques, anguleuses.

L'anatase apparaît en prismes aplatis, partiellement brisées, de couleur jaune, à relief accentué. Quantitativement il varie entre 0,6% (échantillon 286) et 1,1% (échantillon 250).

La trémolite et le diopside sont des raretés minéralogiques pour les dépôts néogènes étudiés. La trémolite présente des granules incolores ou jaune-verdâtre, ayant un pléocroïsme de vert pâle à jaune. Le diopside est incolore, à extinction oblique entre 38° et 48°.

Le titanite a été identifié dans un seul échantillon (318). Il se présente en granules plus ou moins prismatiques, de couleur brune.

L'augite apparaît sous forme de courtes prismes, subanguleuses, brun-rougeâtres, ayant une extinction de 45°.

La biotite a été reconnue seulement en deux échantillons. Elle apparaît en granules lamellaires ou idiomorphes, subanguleuses, brun-rougeâtres, intensément pléocroïques.



L'étude informative de la fraction légère met en évidence la prédominance nette du quartz, à côté du muscovite, des feldspaths plagioclases et de l'orthose :

Le quartz se présente en granules subanguleuses, constituant dans la majorité des échantillons plus de 80% de la totalité du matériel granulaire.

Le muscovite apparaît en granules lamellaires, subanguleuses, incolores.

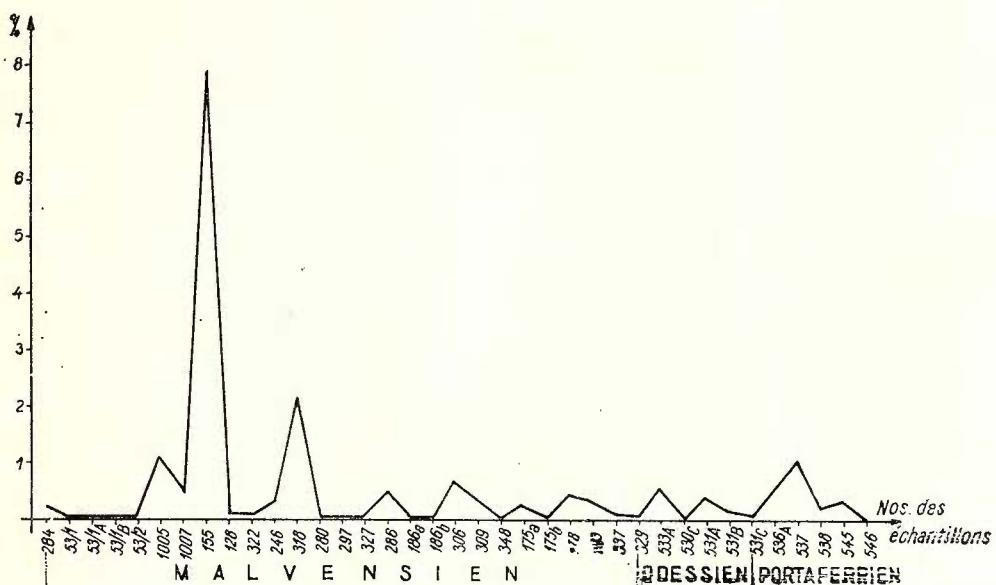


Fig. 21. — Variation de la fraction lourde dans les formations du Néogène supérieur du Banat.

Les feldspaths plagioclases présentent une pellicule fine d'altération, souvent macrés polysynthétique.

Le contenu de la fraction lourde des échantillons recueillis varie tant par étages que par secteurs étudiés, dans le cadre du même étage (fig. 21). Ainsi, dans le Malvensien le contenu en fraction lourde varie entre 0,0005% et 7,72% (échantillon 155), tandis que dans le Pontien diminue. La concentration préférentielle de la fraction lourde s'est produite dans les classes de 0,063—0,10 mm et de 0,10—0,25 mm, la classe de 0,50—1,0 mm étant pratiquement dépourvue de fraction lourde.

Si on fait une comparaison entre les contenus en minéraux lourds des dépôts malvensiens, odessiens et portaferriens, on constate que le nombre des espèces minérales augmente à partir du Malvensien au Portaferrien. Cela peut être expliqué par la compléxité des formations remaniées, aussi bien que par l'éloignement diagénétique des minéraux

des formations plus anciennes. Les paragenèses caractéristiques pour les provinces sédimentaires sont formées des minéraux suivants :

Malvensien moyen : — secteur de Caransebeş : hornblende verte + staurotide + tourmaline ;

— secteur de Soceni : grenats incolores + hornblende verte.

Malvensien supérieur : golfe d'Oraviţa : grenats incolores + épidoite + tourmaline brune.

Pontien inférieur (Odessien) : golfe d'Oraviţa : staurotide + grenats incolores ;

Pontien moyen (Portaferrien) : golfe d'Oraviţa : staurotide + tourmaline + épidoite.

Les aires distributives comprennent les formations cristallophylliennes et sédimentaires des Carpates Méridionales et l'éruptif banatistique à roches de contact afférents. Les taux élevés de grenats incolores et d'épidoite, rencontrés dans le Malvensien supérieur de la zone d'Oraviţa, tiennent probablement aux zones de contact entre les banatites et le sédimentaire mésozoïque (scarnes, cornéennes, etc.) et en petite mesure du cristallin de Bocşa-Oraviţa.

L'aire de distribution géographique de la hornblende se caractérise par la présence des plus élevés contenus dans la partie sud de la région étudiée, diminuant peu à peu vers le nord. Cette situation concorde avec le voisinage, dans la partie méridionale, du massif cristallin de Locva. Dans la formation cristalline de ce secteur carpatique (Maijer, 1971) ont été décrites des amphibolites à hornblende, semblable à celle que nous l'avons reconnue remaniée dans les dépôts susmentionnés. Donc le matériel granulaire a été fourni principalement par le cristallin de Locva, le transport se faisant du sud au nord. Dans l'Odessien et le Portaferrien on remarque une diminution du grenat incolore, de la hornblende et de l'épidoite et une augmentation rapide du staurotide et de la tourmaline. Pour cet intervalle, la source principale de minéraux lourds est l'île cristalline de Vărădia-Vršec, où Šchafarzik (1913) a signalé la présence du staurotide.

En conclusion, nous remarquons que la composition minéralogique des dépôts pannoniens du Banat n'est pas uniforme pour tous les niveaux stratigraphiques, les principales différences étant déterminées par les sources distributives des environs de chaque secteur étudié. C'est pour cela qu'apparaissent des paragenèses particulières dans le Malvensien moyen d'entre les dépôts du golfe des Soceni et ceux de Bolvaşniţa (golfe du Caransebeş), bien que les échantillons ont été recueillis du même niveau stratigraphique.

### Conclusions biostratigraphiques

Des commentaires biostratigraphiques des coupes décrites on résulte que dans le cadre des dépôts pannoniens du Banat peut être faite une nette distinction entre les dépôts appartenant au Malvensien et ceux appartenant au Pontien. Le Malvensien inférieur n'a pas été mis en évidence que sur quelques ostracodes remaniées dans la base de la



coupe de la vallée du Turislav, à Soceni. Elles se distinguent bien de ceux du Malvensien moyen. Les dépôts appartenant à cet intervalle n'ont pas été rencontrés à jour en Banat. Le Malvensien moyen est représenté par deux faciès distincts, dont le synchronisme est bien illustré dans la coupe de la vallée de Bolnicioara, entre les villages de Bolvașnița, Vîrciorova et Valea Timișului (Cîrpa). Il s'agit du faciès littoral à faune du type de Soceni et du faciès pélitique à *Congeria banatica* et *Undulotheca*. De plus la différence entre les faunes du Malvensien moyen et celles du Malvensien supérieur est nette. A remarquer qu'en opposition avec les mollusques, à partir desquelles on peut facilement séparer les trois sous-divisions du Malvensien (à seule condition qu'ils existent), les ensembles d'ostracodes sont beaucoup plus uniformes. Dans ces ensembles il y a un fond commun, à côté duquel apparaissent des formes qui permettent la séparation des sous-divisions susmentionnées. Cependant on a remarqué l'existence de certains intervalles dont les ostracodes nous indiquent le passage d'un intervalle à d'autre.

La même continuité faunique existe aussi à la limite Malvensien-Pontien, raison pour lequel nous avons été obligé à diviser la zone E en trois sous-zones, dont rien que la sous-zone E<sub>2</sub> comprend surtout des formes cantonnées strictement dans le Malvensien supérieur. Il est intéressant de rappeler les conclusions tirées des analyses des coupes de Groși et de Cîmpia. Il en résulte donc qu'entre les faunes d'ostracodes malvensiennes et celles pontiennes il y a une nette continuité, raison pour lequel de nombreux auteurs préfèrent d'employer encore le nom de Pannonien pour tout l'intervalle, discutant sur l'impossibilité de la séparation du Pontien. Des résultats obtenus jusqu'à présent en Banat il en ressort que cette séparation peut être effectuée, mais seulement après une étude de détail, analysant tout l'ensemble fossile.

En ce qui concerne la corrélation avec les dépôts malvensiens du Bassin Dacique, parmi les ostracodes méritent d'être signalées quelques formes déjà décrites du Méotien, particulièrement du Méotien supérieur. En outre nous ne pouvons pas omettre l'espèce *Callistocythere cf. difusa* Müller, décrite pour la première fois du bassin de la Mer Méditerranéenne.

### Conclusions paléogéographiques

Tant les descriptions faites, que les études antérieures de pétrographie sédimentaire (notamment Papiu et al., 1973) nous ont donné une image assez complète de l'évolution paléogéographique. Pour reconstituer les contours paléogéographiques nous avons employé aussi une série de données de forage, au demeurant assez sommaires, aussi bien que les ouvrages de Marinović (1962), de Stevanović (1951, 1960) et de Popović (1968), pour les régions limitrophes, de l'Yougoslavie.

A la différence du Sarmatien qui représente au fond la continuation du cycle de sédimentation du Badénien, le début du Pannonien indique également le début d'un nouveau cycle de sédimentation. Celui-ci



est bien représenté non seulement dans le Bassin Pannonique, mais aussi à l'extérieur des Carpates, même là où lithologiquement apparaît continuité de sédimentation du Sarmatien au Malvensien.

En Banat, le Malvensien inférieur recouvre une aire bien plus restreinte que le Sarmatien, et c'est pourquoi ses dépôts n'ont été rencontré nulle part à jour. Malheureusement les données de forages ne nous donnent aucunes indications et n'existe aucune étude approfondie de la faune (mollusques ou ostracodes) provenues des dépôts basaux du Malvensien. Les seules indications sur l'existence du Malvensien inférieur en profondeur nous ont été fournies par les ostracodes remaniées à la base de la coupe de la vallée du Turislav. Nous avons essayé de faire une reconstitution approximative de la superficie recouverte des eaux du Malvensien inférieur, vu les indications ci-dessus et la présence, dans une série de forages, de quelques dépôts qui pourraient être attribués à cet intervalle. S'agissant d'une image tout à fait approximative, nous n'avons pas eu la possibilité de faire des hypothèses sur la composition lithologique des dépôts accumulés pendant ce temps-là. En tout cas on peut remarquer que le contour tracé sur base de nos données est facilement contenu par celui tracé par Marinović (1962) au nord-est de l'Yougoslavie, utilisant de nombreuses données de forages. Nous avons également supposé qu'une partie des graviers dépourvus de fossiles qui suivent au Sarmatien fossilifère du bassin de Mehadia s'est accumulée aussi pendant le Malvensien inférieur, en régime fluvio-lacustre.

Les plus anciens dépôts malvensiens du Banat qui apparaissent à jour appartiennent au Malvensien moyen, mais pas exactement à la partie basale de celui-ci. De l'analyse de la faune des ostracodes et surtout de celle de mollusques il en résulte que seul l'intervalle correspondant à la zone D (dans la zonation du Pannonien effectuée par Pap) est le plus répandu, tandis que l'intervalle antérieur (approximativement la zone C) semble occuper une aire plus restreinte. La transgression du Malvensien est mise en évidence aussi par un banc, d'épaisseur variable, de graviers, d'habitude anguleux, englobé dans un liant argileux. En tout cas les dépôts de ce banc ne doivent pas être considérés comme accumulés en même temps dans tous les gisements.

Suivent les dépôts argilo-sablonneux, la quantité d'argile dépendant, dans la majorité des cas, du régime plus ou moins littoral où se sont accumulés les sédiments. Rappelons ici la coupe de la vallée de Bolnicioara, d'entre Bolvaşniţa et Vîrciorova, au sud de Caransebeş. La faune en souligne les mêmes observations, les mollusques relevant également les conditions de sédimentation, littorales ou „de bassin“. Dans la faune du Malvensien moyen ont été mis en évidence de cette façon deux types de faune : faune à *Congeria banatica* et à *Undulotheca*, spécifique aux dépôts „de bassin“ et la faune du „type de Soceni“, qui caractérise les dépôts littoraux. Il ne faut pas entendre que dans le cas de la faune à *Congeria banatica* il s'agit des dépôts d'une grande profondeur, mais seulement des dépôts accumulés dans un régime hydrodynamique plus calme, où prédominent les sédiments argi-



leux ; le deuxième type de faune s'est accumulée en régions à sédimentation plus agitée et à dépôts détritiques parfois même grossiers.

Dans le golfe du Caransebeş, pour ce qui est des conditions de sédimentation on observe qu'en général il s'agit d'un régime calme d'accumulation. Ce régime est mis en évidence tant par la lamination d'habitude parallèle, que surtout par le mode de gisement des coquilles, bien d'entre elles ayant les deux valves ordinairement unies et renfermées, fait qui révèle d'une part la puissance réduite des courants littoraux qui auraient pu renverser les coquilles, et d'autre part le rythme assez rapide de sédimentation. L'existence des intercalations de charbons, dénotant un faciès paralique, en souligne. Des données fauniques, ressort le caractère saumâtre des eaux où se sont accumulés les dépôts respectifs. Dans cet ensemble on remarque également dans certains secteurs l'existence d'un régime palustre, mais plutôt à caractère local. Tel est le cas de la zone littorale du Malvensien soit au sud de Caransebeş (à Virciorova) soit à l'est de cette ville, à Valea deni, où vivait même une forme de gavial. Mais il n'y a pas de conditions favorables pour la formation des gisements de charbons. Il semble que toutefois la végétation hydrophile a été assez riche, mais les conditions d'accumulation n'étaient pas favorables à la houillification.

La transgression n'a pas été ni instantanée, ni synchrone tout le long du bord de lac-mer. A partir du début du Malvensien moyen (zone C) se produit une transgression progressive, touchant le maximum dans le sud, à Bolvaşniţa-Mehadia. A l'est se dessine le golfe du Făget, mis en évidence par les dépôts à *Congeria partschi*, tout comme à l'ouest de Caransebeş, sur le bord septentrional du Semenic. Dans ce secteur il s'agirait aussi d'une subsidence continue le long d'une rivage plus élevé, à falaise, mais la position des dépôts du Malvensien supérieur directement sur ceux du Badénien, au nord de Delineşti, révèle qu'en fait la ligne du rivage était plus sinuose et plus complexe. C'est dans la même période, peut-être, que le golfe de Soceni s'étendait jusqu'au sud de Reşiţa, où s'accumulaient les dépôts fluvio-lacustres. L'apport du matériel détritique provenait des environs du littoral, comme démontre l'origine des minéraux lourds.

Le Malvensien supérieur est lui-aussi transgressif, ses dépôts recouvrant une aire bien plus étendue que ceux de l'intervalle antérieur. Pour cette période-là le golfe de Caransebeş-Mehadia était plus petit, au nord de Mehadia, continuant à exister encore un certain temps un lac qui était colmaté par des graviers. A l'ouest de Caransebeş, le long du bord septentrional du Semenic, sur un fond de sables argileux et de siltites, on rencontre encore à Valea deni un faciès palustre. C'est toujours dans la région de Caransebeş qu'on remarque le commencement d'une dénudation très accusée et le début du colmatage du golfe, avec des graviers et des sables à stratification oblique. Vers le nord, au sud de Lugoj, se maintient encore la sédimentation des argiles. Dans le golfe du Făget, le long de la vallée de Bega, on observe également que le Malvensien supérieur occupe une superficie bien plus étendue que celui moyen, à prédominance des faciès sablonneux.



C'est au sud, dans le golfe d'Oravița, que les dépôts du Malvensien supérieur occupent la surface la plus étendue. Ici, la transgression est mise en évidence par un banc de graviers brécheux, surmonté d'argiles marneuses, pareilles à celles d'entre Caransebeș et Lugoj. Vers le sud, à Nicolint-Ciuchici et à Cimpia, le faciès est plus sablonneux, ou bien siltique, où se développe une faune qui fait le passage vers le Pontien. A Cimpia, les lentilles de sables, la position des coquilles et leur façon de gisement mettent en évidence un régime littoral de sédimentation, à flots et courants (les valves d'habitue sont isolées, avec la convexité orientée en haut, dans la position de stabilité ; souvent les petites coquilles sont accumulées en lentilles sablonneuses). Il est intéressant que le même biofaciès a été retrouvé à Groși, mais les conditions d'ici rappellent une plage à sable fin, contenant une grande quantité de détritus coquillier.

Le faciès à *Congeria subglobosa* n'a été rencontrée en Banat qu'à Soceni, dans le reste de la région étant remplacé en particulier par le faciès à *C. zsigmondyi*. Tout comme dans le cas des dépôts du Malvensien moyen, pendant le Malvensien supérieur, la source de matériel détritique est constituée toujours par les régions avoisinantes. En ce qui concerne le contenu minéralogique des dépôts malvensiens du sud de Caransebeș et de l'est de Lugoj on remarque la présence du cristobalite (Papiu et al., 1972), ce qui indique qu'ici existait un matériel volcanique, provenu des éruptions, probablement contemporaines avec l'accumulation des dépôts, mais au préalable altéré subaérien.

L'Odessien représente un moment regressif, localement à dépôts paralliques, bien qu'ils recouvrent une aire plus grande que ceux malvensiens. Biostratigraphiquement, il est certainement présent à Crivina (au nord de Caransebeș), où dépasse le Malvensien supérieur et repose directement sur le cristallin. En outre, il est possible qu'il soit présent, à côté des derniers niveaux du Malvensien, au sud d'Oravița, à Cimpia. A Crivina, tout comme le Malvensien, même quand il repose directement sur le cristallin, sa transgression n'est pas mis en évidence que par des accumulations peu importantes de dépôts grossiers. Généralement, il s'agit seulement des sables, souvent de sables argileux. Le golfe du Caransebeș est plus restreint que pendant le Malvensien supérieur, ses dépôts étant présents à Zorlenț et aux environs d'Ezeriș.

Dans le golfe du Făget, à l'est de Lugoj, on remarque un important apport de matériel détritique grossier. Excepté le bord nord-ouest de ce golfe, à Groși, où la situation est presque similaire à celle de Cimpia, le passage des eaux saumâtres malvensiennes à celles dulçaquoïques odessiennes (caractère locale et temporaire dans ce golfe) se fait assez brusquement. Cet adoucissement a empêché l'avancement vers l'est des mollusques qui vivaient en ce temps-là à Crivina. Les études minéralogiques ont mis en évidence un important apport de montmorillonite, qui pourrait correspondre au remaniement des matériaux volcaniques, ainsi bien que l'existence d'un pH très réduit, d'un milieu même hyperacide, à la fin de l'Odessien, quand se sont formées les argiles réfrac-



taires. La présence du cristobalite dans les dépôts odessienes, tout comme dans ceux malvensiens, indique l'existence continue de quelques remaniements des formations éruptives.

Tout aussi regressif est le caractère des sables et des graviers dépourvus de fossilles de dessus le Malvensien supérieur de Groș. En outre, on doit tenir compte de l'appartenance à l'Odessien à certains graviers fluvio-lacustres restés en tant que lambeaux sur le bord septentrional du cristallin des Monts Poiana Ruscă. Il s'agit des dépôts qui recouvrent une grande aire, provenant d'une forte dénudation, qui aurait pu exister durant l'Odesien, en contribuant ainsi au colmatage rapide du golfe. (Il n'est pas exclus ni leur appartenance au Malvensien terminal, de même les graviers du sud de Caransebeș, ou bien même au Pléistocène, si nous tenons compte que la dénudation au cours du Portaferrien supérieur, même plus tard — ? Bosphorien — aurait pu enlever facilement les dépôts mobiles fluviatiles accumulés dans ce secteur pendant l'Odessien.)

En résumé, dans le golfe du Făget, pendant l'Odessien se sont accumulés premièrement les dépôts grossiers détritiques en régime fluviolacustre, la sédimentation s'achevant par un marais fortement acide, quand se sont formées les argiles réfractaires. De pareilles conditions de sédimentation apparaissent à Doclin, vers Oravița, où semble-t-il, le marais par lequel s'achève l'Odessien a été moins acide qu'à Făget. Il est possible que durant cette période, dans la région exondée de Vărădia-Vršac l'érosion a touché le cristallin devenant lui-même source de minéraux lourds.

Le Portaferrien indique le début d'une nouvelle transgression, la plus forte du Néogène supérieur, après le Badénien, mise en évidence aussi par le grand développement des dépôts portaferriens, dépassant souvent ceux malvensiens et atteignant le cristallin. Le Portaferrien comprend surtout des dépôts sablonneux accumulés dans un milieu plus dulçaquicole que celui du temps du Malvensien, mais plus saumâtre que celui de l'Odessien du golfe du Făget.

La sédimentation des dépôts détritiques du golfe du Făget s'est produite dans un régime torrentiel et d'une forte dénudation, régime qui pendant le Portaferrien enregistre une grande extension se généralisant dans tout le Banat vers la fin de cet intervalle. Malgré cela, la façon de gisement des mollusques (la majorité présentant les deux valves closes) démontre qu'en certains endroits (Cricova, Rădmănești, Bucovăț, Vermești, Tirol) ces mollusques se trouvent presque dans la même position que celle quand elles sont mortes. D'autres fois (Ezeriș, Zorlenț) les courants renversaient les valves avec la convexité en haut ou (surtout dans les graviers) en diverses positions. Il est intéressant à remarquer que dans la partie inférieure du Portaferrien s'est produite une spéciation très poussée, qui faiblit durant le Portaferrien supérieur. Ainsi, il est remarquable la richesse de la faune de Rădmănești, par rapport à celle de Tirol si nous tenons compte des formes qui apparaissent pour la première fois à des niveaux stratigraphiques respectifs.



En général, la faune portaferrienne est plus uniforme ; les moindres différences biocénotiques entre les divers gisements connus mettent en évidence beaucoup mieux la manque de variété, même quand la lithologie présente certaines différences. Ces différences ont influencé surtout la morphologie des coquilles que le contenu taxonomique des gisements fossilières. Nous croyons qu'il faut souligner que la faune à *Congeria balatonica* et *C. triangularis* (du type de Rădmăneşti), apparue dans le Portaferrien inférieur, a une aire plus étendue en surface, même dans le Portaferrien supérieur, que celle à *Budmania* et à *C. oppenheimi* (du type de Tirol) qui occupe une aire plus restreinte. Nous envisageons que l'explication est donnée moins par les différences lithologiques entre les dépôts à ces formes que par les différentes possibilités de compétitivité. Il faut noter que l'espèce *C. rhomboidea* n'est signalée qu'en deux gisements, à Bucovăt (dans un ensemble général du type de Rădmăneşti — à *C. balatonica* et *C. triangularis*) et à Zorlențu Mare, le seul endroit où apparaît aussi le faciès caractéristique à *rhomboidea*. A remarquer que dans cet endroit on a également rencontré *C. rumana*. Dans le Portaferrien supérieur *C. oppenheimi* est provenue de *C. rhomboidea*, ne la remplaçant pas, apparaissant au même niveau stratigraphique, pas dans le même gisement.

Les dépôts du Portaferrien inférieur du golfe du Caransebeș et de celui du Făget sont surmontés par les dépôts détritiques grossiers, marquant l'augmentation de l'apport fluviatil dans le Portaferrien supérieur, arrivant même jusqu'aux dépôts fluvio-lacustres, où les restes fossiles sont rares tant du fait des conditions de sédimentation que probablement de la salinité. Même dans les conditions de ce régime détritique-grossier, dans le Portaferrien supérieur continuent à subsister les conditions d'un faciès paralique, mais à développement plus réduit, aux environs du Lugoj. Ce type de faciès a connu un grand développement pendant le Portaferrien inférieur.

Au nord et à l'ouest d'Oravița, autour de l'île de Vršac, la sédimentation se fait dans un régime calme de sédimentation, mis en évidence par la lamination parallèle, fait qui permet le développement d'une faune caractéristique des fonds vaseux (à *Budmania*, *Valencien-nius*), où vivaient de nombreuses bivalves, partiellement ou totalement enfouies dans le limon.

Aux environs de l'île de Valeapai existait probablement un régime paralique, mais la sédimentation active et la grande quantité de sables et de graviers provenus d'une forte dénudation a empêché l'accumulation et la houillification du matériel végétal, les torrents qui transportaient le matériel détritique oxygénant beaucoup les eaux de ce secteur-là. Ces situations sont en contraste avec celle de la région de Kostolac, au sud du Danube (S t e v a n o v i c, 1951) où se développe un faciès paralique à faune caractéristique à *Prosodacna*, semblable à celui rencontré dans le Portaferrien du nord du Bassin Dacique (M a-rinescu, 1966 ; Bercia et al., 1968). Un tel faciès n'a pas été rencontré en Banat.



A la fin du Portaferrien et probablement pendant le Bosphorien (il ne peut pas être prouvé biostratigraphiquement) le régime de sédimentation continental-lacustre du nord de Lugoj se généralise aussi dans le golfe d'Oravița, tout comme autour de l'île de Vršac. Notons que tant dans le Pontien, qu'en Malvensien, les sources d'apport de matériel détritique ne sont que les régions environnantes des secteurs de sédimentation, la variété pétrographique de ces sources étant à l'origine des variations minéralogiques des dépôts néogènes.

Le Portaferrien achève l'histoire néogène du Banat, ce secteur du pays ne connaissant pas jusqu'à présent des dépôts appartenant aux couches à paludines, plus jeunes que le Pontien moyen.

Dans le contexte de l'évolution paléogéographique un autre problème vise les liaisons de cette région vers l'est, surtout vers le Bassin Dacique. Tandis que le long de l'actuel cours de Bistrița, à l'est de Caransebeș, on peut supposer l'existence d'un couloir vers la dépression du Hațeg, surtout pendant le Malvensien, tandis que pendant le Malvensien supérieur et le Pontien l'extrémité orientale du golfe de Făget s'ouvrait, semble-t-il, vers le secteur du sud-ouest de la Transylvanie, vers le Bassin Dacique nous ne connaissons pas (au moins d'après les données actuelles) une région de liaisons à travers le Banat. En tout cas les faciès en général et surtout les biofaciès ne nous permettent pas d'envisager de pareilles liaisons. On ne doit pas omettre le rôle important des oiseaux aquatiques dans l'interprétation de l'existence de certaines formes pannoniques (mollusques, ostracodes) dans le Méotien de l'ouest du Bassin Dacique. Ces apparitions à l'est des Carpates, dans le Malvensien, peuvent être attribuées plutôt aux „semailles“ qu'aux liaisons directes à travers la terre ferme. Il en est de même pour les „immigrants“ de l'est à l'ouest, mais on ne doit pas oublier que le nombre des formes communes est toutefois réduit. La distance entre Soceni et l'ouest du Bassin Dacique est presque de 100 km, tandis qu'à partir de Mehadia arrivant à moins de 40 km. En ce qui concerne le détroit de Portes de Fer du Pontien (Stevanović, 1951; Gillet, 1943, 1961) rappelons également qu'aucun élément n'existe pour soutenir cette hypothèse, surtout que les faunes pontiennes du Banat sont tout à fait différentes de ses voisines contemporaines de l'Olténie. Une liaison entre les Bassins Pannonic et Dacique a existé peut-être quelque part, plus vers le sud. En tout cas le problème est encore à discuter. Nous reviendrons sur ce problème au futur, quand les informations de deux côtés des Carpates seront encore plus riches et plus consistantes.

#### BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov N. (1923) Apșeronskii iarus. *Tr. geol. Kom.*, n, vîp. 110.  
 Benda L. (1973) Late Miocene sporomorph assemblage from the Mediterranean and their possible paleoclimatological implications. *Monograph. Kon. Ak. Wet.*, Amsterdam.



- Bercia I., Marinescu Fl., Mutihac V., Pavelescu Maria, Stancu Josefina (1968) Harta geologică, sc. 1:200.000, Foaia Tg. Jiu. Notă explicativă. Com. Stat. geol. Inst. geol. Bucureşti.
- Drăgănescu A. (1967) Contribuții la biostratigrafia depozitelor pannoniene de pe rama estică a bazinului Lugoj. Regiunea Cireșu-Crivina-Jurești. D. S. Inst. geol. LV/5, Bucureşti.
- Drevermann Fr. (1905) Bemerkungen über die Fauna des Pontischen Stufe von Konigsgrad in Ungarn. Verh. d. k. k. geol. R. A. Wien.
- Feru M., Mihăilă N. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (zona Caransebeș-Lugoj). Stud. tehn. econ. seria E, 6, *Hidrogeologie*, Bucureşti.
- Florei N. (1957) Contribuții la studiul faunei de la Tirol (reg. Timișoara). *Buletinul Univ. „V. Babeș-Bolyai“ Cluj*, I, 1—2, seria *St. Naturii*, Cluj.
- (1958) Alte cîteva forme de gasteropode necunoscute din fauna pontiană de la Tirol (regiunea Timișoara). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai*, III, 5, Cluj.
  - (1961) Notă asupra faunei și florei fosile de la Ezeriș (Banat). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai*, II, 1, Cluj.
  - (1969) Observații asupra Pannonianului de la Apadia-Delinești-Zorlențul Mare (Banat). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai (Geol.-Geogr.)*, 2, Cluj.
  - (1972) Stratigrafia și fauna Neogenului de pe bordura nordică și nord-vestică a Munților Semenic (regiunea Zorlențul Mare-Delinești-Rugi). Univ. Bucureşti, Fac. Geol.-Geogr. Teză de doctorat.
- Fuchs Th. (1870) Fauna der Congerienschichten von Rădmănești im Banat. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, XX.
- Ghenea C. (1962) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea văilor Timiș și Bistra, între Slatina-Timiș și Otelul Roșu. D. S. Com. geol., XLIV (1956—1957).
- Gillet Susette (1933) Sur les termes de passage des couches sarmatiques aux couches dites „pontiques“ dans le Banat roumain. C. R. Sommaire des Scéances S. G. Fr.
- (1938) Sur la présence d'une faune pontienne à affinités croates dans le Banat roumain. C. R. Inst. geol. roum. XVI, Bucureşti.
  - (1943) Les Limnocardiidiés des couches à Congéries de Roumanie. Mem. Inst. géol. roum., IV, Bucureşti.
  - (1961) Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale. Rev. Géogr. Physique, Géol. dynamique (2), IV, 4, Paris.
  - Marinescu Fl. (1971) La faune malacologique pontienne de Rădmănești (Banat Roumain). Mem. Inst. geol. XV, Bucureşti.
- Halaváts J. (1880) Zur geologischen Kenntnise des Szörenyen Komitates. *Föld. Közl.* X, Budapest.
- (1885) Bericht über die geologische Detail-Aufnahme im Torontale Temeser und Krasso-Szörenyer Comitate in Jahre 1885. *Jahrb. d. k. u. geol. ahnst. für 1885*.
  - (1883—1892) Palaeontologische Daten zur Kenntnis der Fauna der Südungarischen Neogen-Ablagerungen. I — Die pontische Fauna von Langenfeld Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst VI, 5, 1883. II — Die organi-

- schen Überreste der pontischer Schichten der Verserzer Bohrloches. III — Die pontische Fauna von Küstely. IV — Die pontische Fauna von Nicolincz. V — Die pontische Fauna von Csukics Mitt. aus dem Jahrb. d. kgl. Ung. Geol. Anst. VIII, 4, 1887, III, Folge. VI — Die Pontische Fauna von Kiralykegye. *Jahrb. d. kgl. Ung. Geol. Anst.* X, 1892, Wiena.
- (1886) Cardium (Adacna) pseudo-suessi, eine neue Form aus den ungarischen pontischen Schichten. *Természetrajzi Füzetek* X, 2—3, Budapest.
  - (1892) Die Socson-Tirnovaer Neogen-Bucht im Komitate Krasso-Szöreny. Banat. *Jahrb. der k. k. Geol.* XXV, Budapest.
  - (1893) Die Umgebung von Lupak, Kölnik, Szocson und Nagy-Zorlenz, *Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst.* für 1891, Budapest.
  - (1897) Die westliche Umgebung von Karansebes. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A.* Budapest.
- Hoernes L. (1875) Tertiär studien VII Valenciennesia Schichten aus dem Banat. *Jahrb. der k. k. Geol.* XXV, Budapest.
- (1901) Über Limnocardium semsey und verw. formen aus dem oberen pont. schichten von Königssgrad. *Sitz. d. k. k. Ak. d. Wiss. Math.-Naturw. Kl.* 1901.
  - (1901) Congeria Oppenheimi und Hilberi, zwei neue Formen der Rhomboidea-Gruppe aus den oberen pontischen Schichten von Königssgrad (Kiralygegye). *Sitz. d. k. k. Ak. Wiss. Math. Naturw. Cx.* Wien.
- Horváth I., Jambor A. (1975) Proposal to develop an independent chrono-stratigraphic nomenclature for the Sarmatian and Pleistocene in the Pannonian basin system. *Hungarian Geological Survey*.
- Huică I., Stănoiu I. (1964) Asupra faunei pontiene din regiunea Bucovăț-Jurești (NNE Lugoj-Banat). *D. S. Com. geol.*, L/I, București.
- Ichim T., Popa M., Costea I., Lebenson C., Voinea V. (1967) Contributions à la stratigraphie mio-pliocène de la dépression pannoniene sur le territoire de la République Socialiste de Roumanie. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. VIII-ème Congr. Belgrade (Stratigraphie)*, T, I, Belgrad.
- Ilieșcu O. (1962) Prezența Pliocenului în Bazinul Mehadii. *D. S. Com. geol.* XLVI (1958—1959), București.
- Jekelius E. (1937) Die parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen südost-europas. *An. Inst. geol.* XVII (1932), București.
- (1944) Sarmat. und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. geol. rom.* V, București.
- Jiříček R. (1975) Biozonen der zentralen Paratethys. *Reg. Com. Medit. Neog. Strat. VI Congress, Bratislava*. Erdoelbetrieb, Gbely.
- Kollman K. (1960) Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Österreich. *Mitt. Geol. Gesell.*, Wien, 51.
- Krstić N. (1968) Biostratigrafija, taksonomija i filogenija Cypridida (Ostracoda) kongerijskih slojeva okoline Beograda, Doctoral dissertation. Rvd.-geol. fac., Beograd.
- Loczy L. (1882) Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Komitates. *Föld. Közlöny Kiadja e magyar. Föld. Tarsulat*, Bd. XII, Budapest.
- Lörenthay E. (1902) Die pannoniche Fauna von Budapest. *Palaeontographica*, 48, Stuttgart.

- Lubenescu Victoria, Sîrbu Filofteia, Odobescu Tamara (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din regiunea Reșița-Caransebeș-Lugoj (Banatul de est). *D. S. Inst. geol.* LV/4 (1967—1968), București.
- Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din Bazinul Caransebeș. *D. S. Inst. geol.* LV/4 (1968—1969), București.
- Macarovic N., Marinescu Fl., Motăș I. (1965) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du Bassin Dacique. *Stud. cerc. geol. geogr. geof.* 10/2, București.
- Maier O. (1971) Studiu geologic și petrografic al masivului cristalin Locva (teză de doctorat). *Stud. tehn. econ.* I, 5, București.
- Manea Al., Stancu J. (1967) Cercetări sedimentologice în depozitele neogene între Sistarovăț-Zăbalț (N Banatului). *D. S. Com. Stat. geol.* LIII/2, București.
- Drăgănescu A., Popescu T. (1970) Stratigrafia și sedimentologia depozitelor pannoniene dintre Rădmănești și Bruznic (N Banatului). *D. S. Inst. geol.* LV/4 (1967—1968), București.
  - Mareș I., Mareș I., Isac M. (1968) Argilele cenușii albicioase din zona Botești-Lugoj. *Anal. Univ. Buc. (Științele naturii, Geol. Geogr.)*, XVII/2, București.
  - Marinescu Fl. (1966) Precizuni asupra stratigrafiei Portaferrianului din vestul bazinului dacic. *D. S. Com. Stat. geol.* LII/2, București.
  - (1967) Observații asupra Pannonianului de la Caransebeș. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geogr. geofiz. seria Geologie*, 12/2, București.
  - red. cordd. (1972) Guide de l'excursion de la V-e réunion de travail pour le Paratethys. *Inst. geol. Guide* 9, Bucarest.
  - (1973) Les Mollusques pontiens de Tirol (Banat Roumain). *Mem. Inst. geol.* XVIII, 1973, București.
- Marinović D. (1962) Regional review of the Geology and tectonics of oil bearing areas in Vojvodina. *Report of the Fifth Meeting of the Geol. of the F.P.R. Yugoslavia*. Beograd.
- Motăș I., Marinescu Fl. (1969) L'évolution et les subdivision du Sarmatiens dans le Bassin Dacique. *Coll. sur le Néogen, Matér. des séances pléinaire et sections. Budapest*. (id. in *Föld. Közl.*).
- (1975) Les Malvensien unité chronostratigraphique de valeur générale pour la Paratéthys. *Proc. of the VI-th Congress CMNS*, Bratislava.
- Orășanu Th., Marinescu Fl., Potocceanu Elena, Olteanu R. (1971) Biostratigrafia depozitelor Neogene de pe rama nord-vestică a Munților Poiana Ruscă. *D. S. Inst. geol.* LVII (1968—1970), București.
- Papiu C. V., Manea Al. (1968) Studiu mineralelor grele din depozitele neogene ale Bazinului Oravița. *D. S. Com. geol.* LV, București.
- Iosof V., Medeșan Alexandra, Giușcă R., Papadopol Catrinel (1973) Alcătuirea chimico-mineralologică și geneza unor argile neogene din Banat. *D. S. Inst. geol.* LIX (1972), București.
- Papp A. (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. geol. Gesellsch.* (1946—1948), Wien.
- (1959) Die Biostratigraphische Gliederung des Pannon in Wiener Beckens. *Földt. Közl.* LXXXIX/1.

- Păucă M. (1965) Problemele Pliocenului din interiorul arcului Carpațic. *Progresele științei*, I/3, București.
- Pokorný V. (1945) La microstratigraphie du Pannonien entre Hodonín et Mikulčice (Moravie méridionale). *Bull. Inst. Acad. Tchéq. Sci.*, 23, Praha.
- Pop E. (1954) Bazinul Neogen al Caransebeșului între Poarta și Caransebeș. *D. S. Com. geol. XXXVIII*, București.
- (1960) Neogenul și Cuaternarul dintre valea Timișului și valea Pogănișului. *Bul. Inst. Mine Petroșani*, 1959, II.
- Popović Radmila (1968) Some new evidence on the development of the upper Pontian in southern Banat. *Bull. of the Inst. for Geol. and Geophys. research. Series A*, 24–25, 1966/67, Beograd.
- Popovici Viorica, Rarinca Elena (1959) Prospecțiuni și explorări geologice prin sondaje și galerii în Bazinul Caransebeș. *Stud. tehn. Econ. serie A*, 5, București.
- Roth v. Telegdi L. (1879) A rákos-rusztai hegységen és a Lajta-hegység délrészének geológiai vázalata. *Föld. Közl.* 9, 3–4.
- Saulea Emilia, Popescu Ileana, Săndulescu Jana (1969) Atlas lithofacial VI Neogen. *Inst. geol.*, București.
- Schafarzik Fr. (1907) Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Pojana-Ruszkagebirges im Komitat Krasso-Szöreny. *Jahrb. d. k. ung. Geol. A.* für 1905, Budapest.
- Schretter Z. (1912) Bericht über die geologischen Untersuchungen auf dem Gebiete der Kraso-Szörenyer Neogenbuchten. *Jahrb. d. k. ung. geol. A.* (1909), Budapest.
- Sokac A. (1967) Pannonska i pontijska fauna ostrakoda jugozapadnog dijela Pannonskoj basena. *Referati VIII Congr. K. B. G. A.*, I, Beograd.
- (1972) Pannonian and Pontian Ostracode fauna of Mt. Medvednica. *Izd. Zavod Jugosl. Akad. Zagreb*.
- Stevanović P. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne — Obere Congerenschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Serb. Akad. d. Wissenschaften*, 187, Beograd.
- (1957) Pannon und Pont im nördlichen Bosnien (Tuzlaer, oder Krekaer Kohlenbecken). *Rec. trav. IIe Congr. géol. yougosl.*, Sarajevo.
- (1971) Umfang und Charakter des Portaferriens (O.-Pont s. str.) im Westteil der Paratethys vor allem im Jugoslawien. *Föld. Közl.*, 101, Budapest.
- Tchelidze G. F. (1974 a) A new division scheme for the Pontien Deposits of western Georgia. *Bull. Acad. Sc. Georgian S.S.R.*
- (1974 b) Morskoi pont Gruzii. *Academia Nauc Grusia S.S.R.* Tbilisi,

## HÄRTI PUBLICATE

sc. 1 : 200.000

- Drăgulescu A., Hinculov Lucia, Mihăilă N., Nica Ecaterina (1967) Foaia Timișoara (24), L 34 XXII, *Inst. geol.* București.
- Gherasi N., Mureșan M., Mureșan Georgea, Kräutner H., Kräutner Florentina, Lupu M., Marinescu Fl., Savu H. (1967) Foaia Deva (25), L 34 XXIII, *Inst. geol.* București.



- Năstăseanu S., Bercia I., Bercia Elvira, Bițoianu C. (1968) Foaia Baia de Aramă (32) L 34 XXIX, Inst. geol. București.  
Năstăseanu S., Stanciu Constantina, Ilie S. (1968) Foaia Reșița (31) L 34, XXVIII, Inst. geol. București.

sc. 1 : 50.000

- Kräutner H., Kräutner Florentina, Orășanu Th., Potocceanu Elena (1971) Foaia Gladna (88 c), L 34 81 C, Inst. geol. București.  
Kräutner H., Kräutner Florentina, Orășanu Th., Potocceanu Elena, Dincă Al. (1972) Foaia Nădrag (104 a), L 34 93 A, Inst. geol. București.  
Maier O., Năstăseanu S., Potocceanu Elena, Stancu Josefina (1973) Foaia Sasca (139 a), L 34 116 A, Inst. geol. București.  
Mureșan M., Orășanu Th. (1972) Foaia Luncani (88 d), L 34 81 D, Inst. geol. București.  
Năstăseanu S., Maier O. (1972) Foaia Moldova Nouă (139), L 116 C, Inst. geol. București.  
Năstăseanu S., Constantinof D., Orășanu Th., Stancu Josefina, Rogge-Tăraru Elena (1975) Foaia Oravița (121 c), L 104 C, Inst. geol. București.



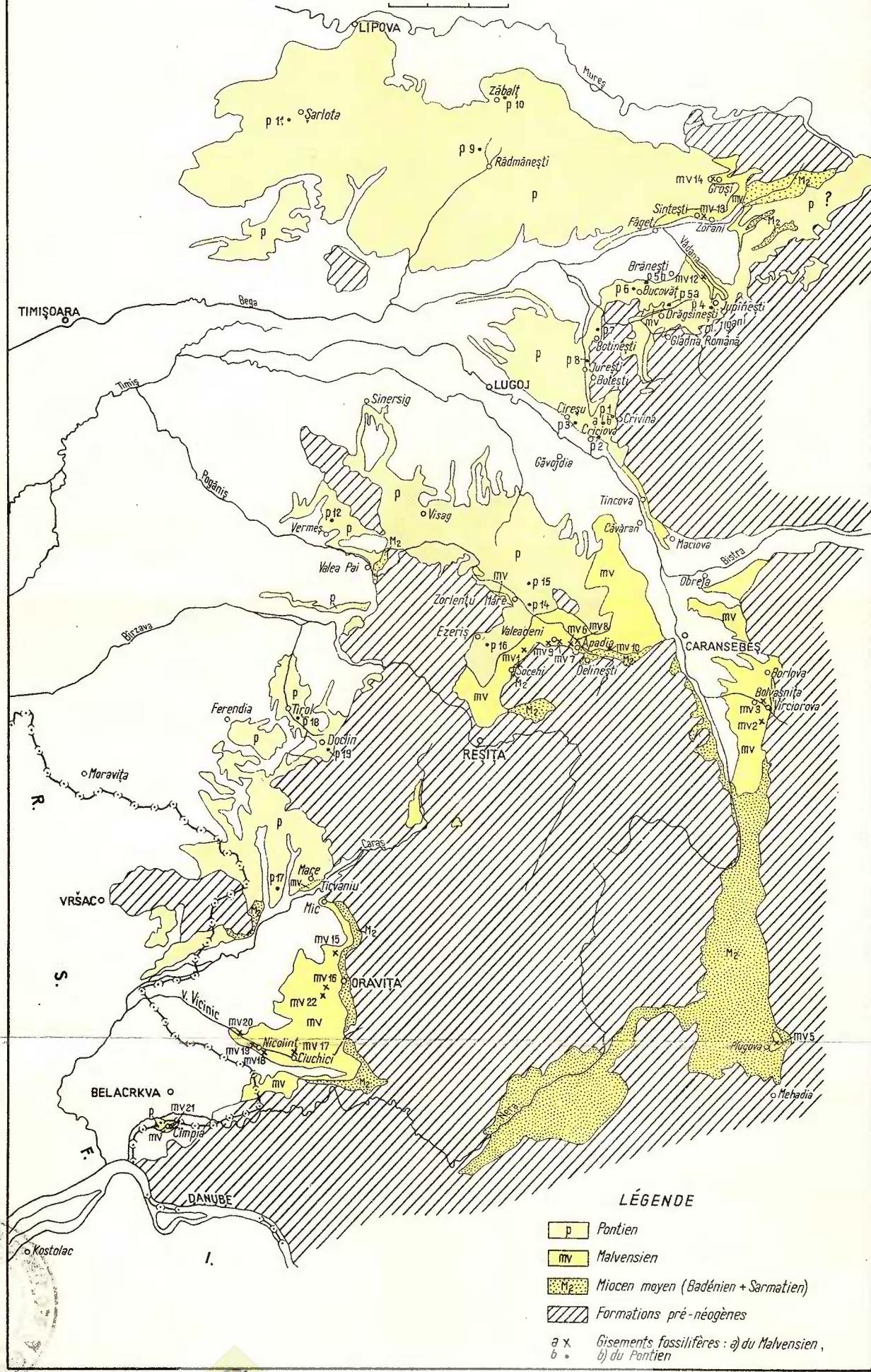


Institutul Geologic al României

FL. MARINESCU

## ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU PANNONIEN DE BANAT (D'APRÈS LA CARTE GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE ÉCHELLE 1:500.000 SIMPLIFIÉE ET COMPLÉTÉE)

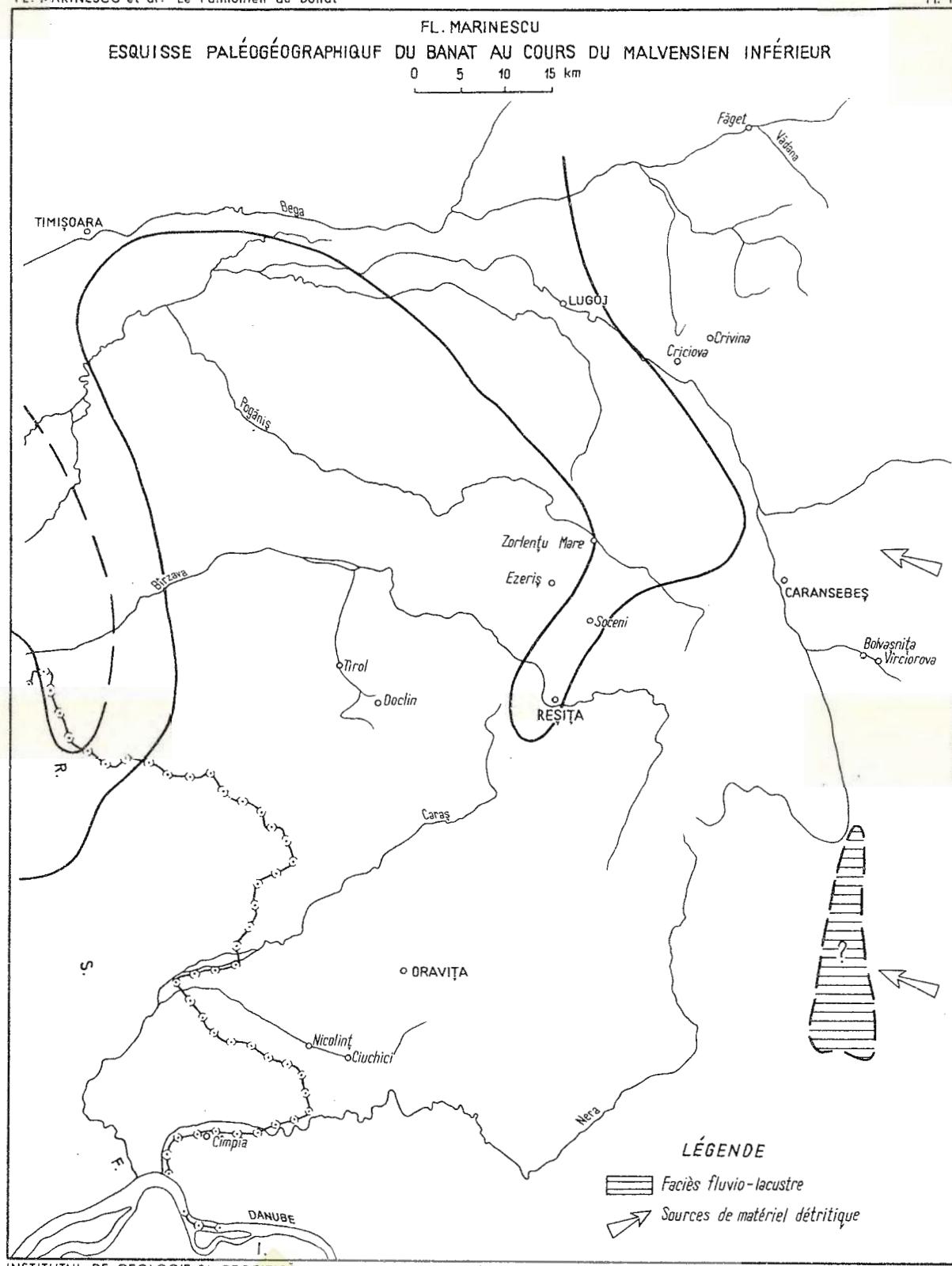
0 5 10 15 km

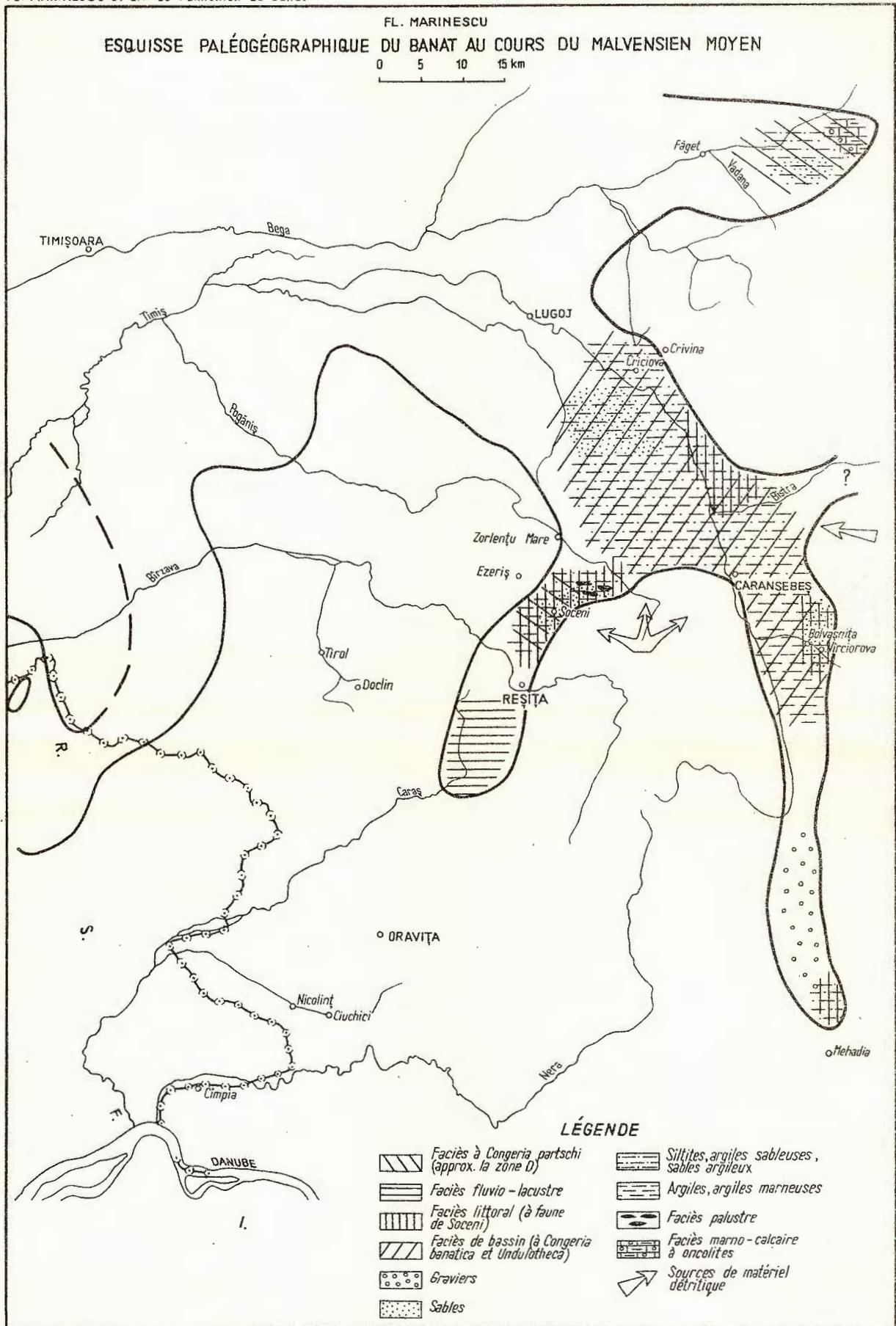


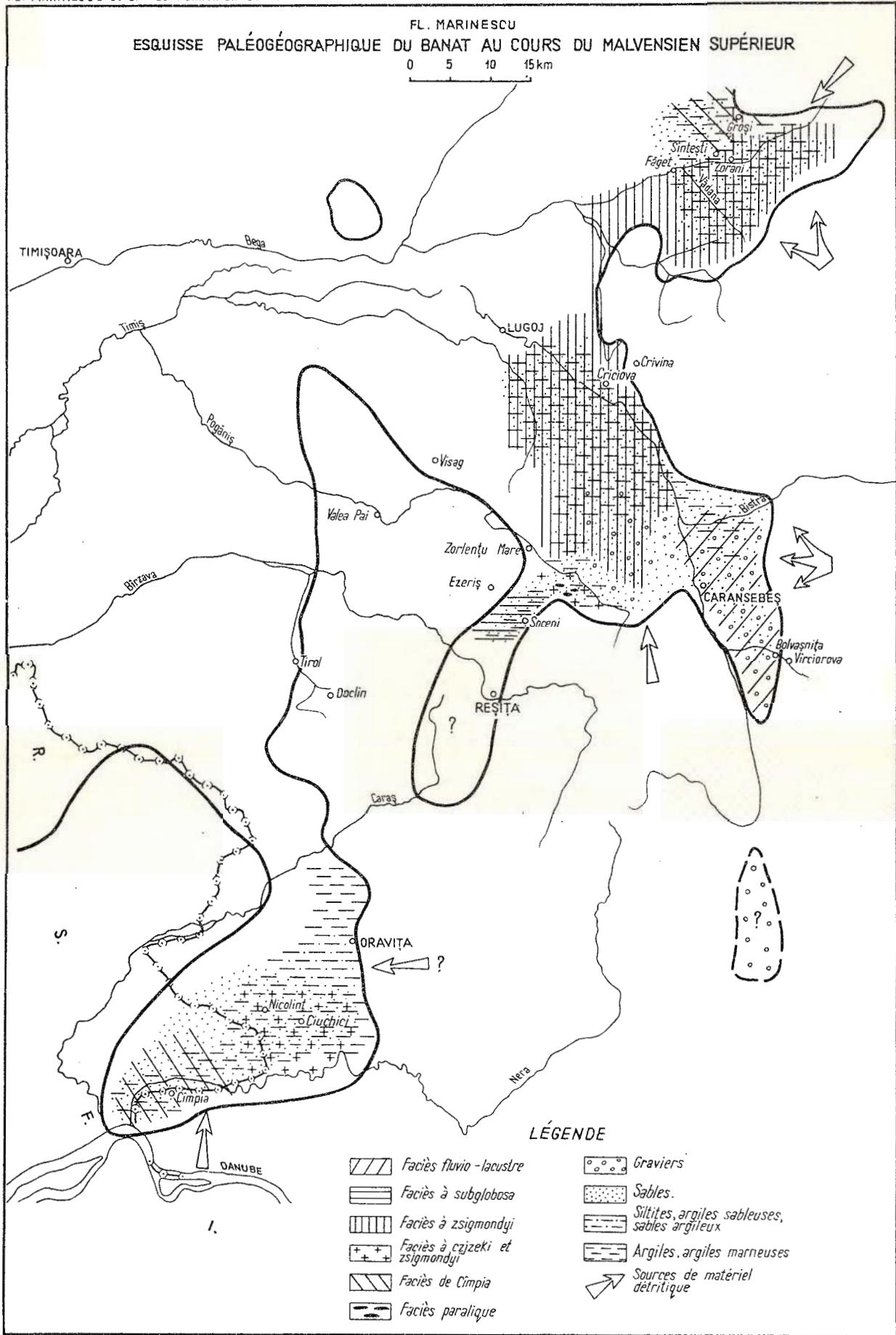
126941



IGR

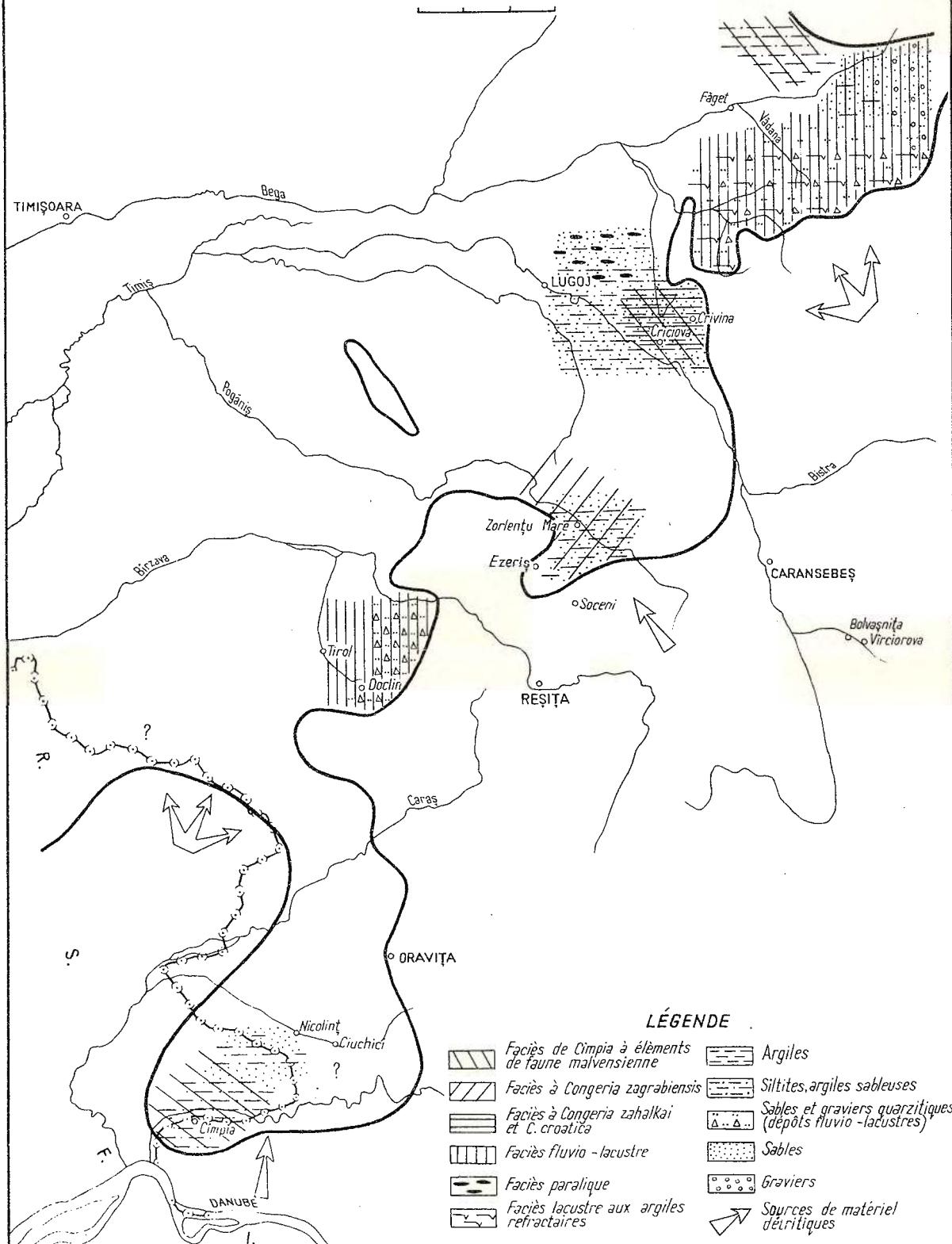






FL. MARINESCU  
ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BANAT AU COURS DE L'ODESSIEN

0 5 10 15 km



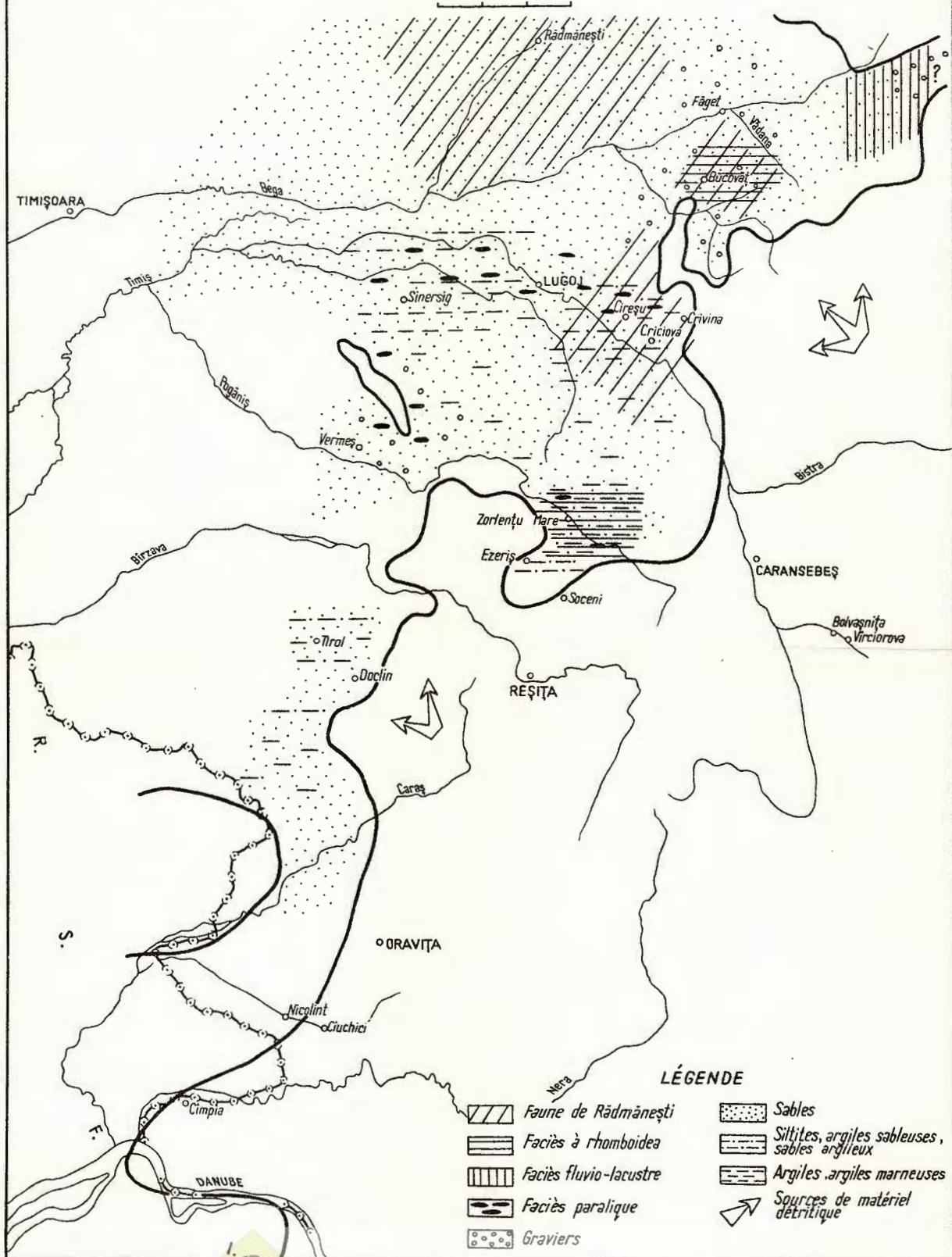
## LÉGENDE

- |   |   |
|---|---|
| Facies de Cimpia à éléments de faune malvensienne | Argiles   |
| Facies à Congeria zagrabiensis                    | Siltites, argiles sableuses                               |
| Facies à Congeria zahalkai et C. croatica         | Sables et graviers quartzitiques (dépôts fluviolacustres) |
| Facies fluvio-lacustre                            | Sables  |
| Facies paralique                                  | Graviers  |
| Facies lacustre aux argiles refractaires          | Sources de matériel détritiques                           |

FL. MARINESCU

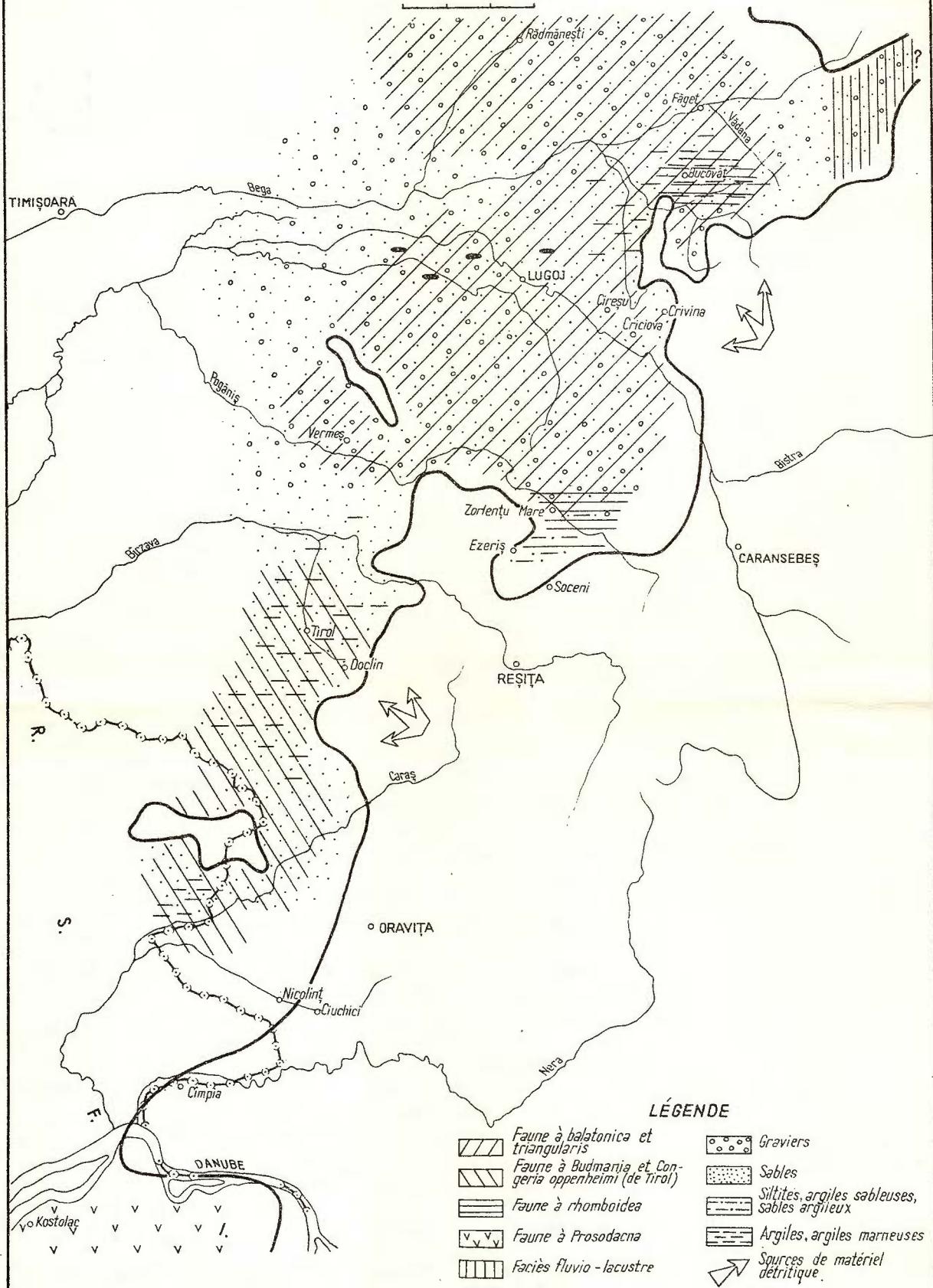
## ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BANAT AU COURS DU PORTAFERRIEN INFÉRIEUR

0 5 10 15 km



FL. MARINESCU  
ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BANAT AU COURS DU PORTAFERRIEN SUPÉRIEUR

0 5 10 15 km



#### 4. STRATIGRAFIE

## CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA DEPOZITELOR MIOCENE DE LA CORNU-BREAZA (PRAHOVA)<sup>1</sup>

DE

MARIANA MĂRUNTEANU<sup>2</sup>, MUŞAT GHEORGHIAN<sup>2</sup>

### Abstract

*Contributions to the Knowledge of the Cornu-Breaza (Prahova) Miocene Deposits. The present paper presents detailed petrographic, sedimentologic and micropaleontologic data on the pre-Badenian Miocene deposits along the Cîmpina-Breaza road-section, between Valea lui Sărăcilă and Valea lui Marinică (Prahova district).*

### 1. SCOPUL ȘI METODA DE LUCRU

În această lucrare prezentăm rezultatele obținute în urma unui studiu petrografic, sedimentologic și micropaleontologic asupra depozitelor miocene, deschise prin lucrările de derocare executate în perioada 1971—1972, în lungul tronsonului de șosea Cîmpina-Breaza.

În lungul acestui profil a fost efectuată o probare continuă, care a interseptat toate depozitele deschise la zi.

Cercetările noastre cuprind analize calcimetrice pentru determinarea tipului petrografic al rocilor pelitice, studiul secțiunilor subțiri din rocile psamitice și psefítice predominante, interpretarea secvențială a coloanei litologice prezентate și determinări micropaleontologice pentru datarea cronostratigrafică a stratelor de Cornu și a depozitelor acoperitoare acestora.

Analizele calcimetrice au fost executate cu calcimetru Steinbler. Cantitatea de carbonați din fiecare probă a fost calculată după formula  $Q = \frac{N F}{X}$ , unde Q reprezintă cantitatea de carbonați, N numărul de

<sup>1</sup> Predată la 6 mai 1976, acceptată pentru publicare la 12 mai 1976, comunicată în ședință din 21 mai 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



centimetri cubi de  $\text{CO}_2$  citiți la aparatul Steinbler, F un factor de corecție dependent de condițiile de temperatură și presiune în care s-au efectuat experiențele, iar X cantitatea de probă supusă analizei. Folosind clasificarea lui Correns (1939) am împărțit rocile pelitice în argile (0—5% carbonați), argile marnoase (5—15% carbonați), marno-argile (15—25% carbonați), marne argiloase (25—35% carbonați) și marne (35—65% carbonați).

Deoarece în literatura de specialitate noțiunile de secvență, ritm, ciclu, diferă de la autor la autor, în interpretarea secvențială a coloanei litologice vom folosi terminologia lui Lombard (1956). Astfel secvența este o înșiruire de litotopi diferențiați granulometric. Ea poate fi pozitivă cînd începe cu un termen grosier și se termină cu unul fin, sau negativă cînd începe cu unul fin și se încheie cu altul grosier. Ritmul este o succesiune a unui același tip de secvențe pozitive sau negative. Ciclurile pot fi: — simple, date de o secvență pozitivă și una negativă; compuse, formate din mai multe secvențe pozitive și negative; complete, cînd secvențele constitutive au același număr de litotopi; incomplete, cînd secvențele constitutive au un număr diferit de litotopi; simetrice, în care grosimea termenilor de același tip litologic este identică; asimetrice, în care grosimea termenilor de același tip litologic este diferită.

Precizăm că în interpretarea secvențială a coloanei litologice considerăm că termenii unei secvențe trec gradat de la unul la celălalt.

Seria virtuală locală (pl. I) este constituită din următorii termeni litologici: 1, conglomerate sau brecii, 2, microconglomerate sau microbrecii, 3, gresii groziere, 4, gresii fine, 5, nisipuri siltice, 6, argile marnoase nisipoase, 7, argile marnoase, 8, marnoargile, 9, gipsuri.

Pentru clasificarea rocilor clastice folosim scara granulometrică Wentworth (1922), considerînd următoarele grupe dimensionale: psefite, cu dimensiuni mai mari de 4 mm, corespunzînd conglomeratelor și breciilor; micropsefite, cuprinse între 2 și 4 mm, pentru microconglomerate și microbrecii; psamite groziere, avînd dimensiuni între 0,5 și 2 mm, echivalind cu gresile groziere; psamite medii, cuprinse între 0,25 și 0,5 mm, corespunzînd gresiilor medio-granulare; psamite fine, cu dimensiuni cuprinse în intervalul 0,062 și 0,25 mm, dînd gresile fine; silturi variind între 0,004 și 0,062 mm, pentru siltite; pelite cu dimensiuni sub 0,004 mm, echivalente seriei argilo-marnoase, clasificate anterior după cantitatea de carbonați.

## 2. ISTORIC

Sectorul cercetat, precum și regiunile învecinate, au constituit obiectul a numeroase lucrări geologice, începînd cu al doilea deceniu al secolului nostru.

Mrazec (Mrazec și Popescu-Voîtești, 1914) folosește denumirea de strate de Cornu pentru „marnele șistoase cenușii-negre, puțin sărate și bogate în hidrocarburi“ cu „intercalăiuni grezoase“ ce „se reazămă pe puternice bânci de gipsuri, gipsurile inferioare“. Plecînd

de la definirea inițială neclară a conținutului acestor strate și anume dacă în această entitate sunt incluse sau nu gipsurile inferioare, s-au emis ulterior mai multe ipoteze.

Într-o primă ipoteză, stratele de Cornu sunt depozitele cuprinse între șisturile disodilice oligocene și conglomeratele de Brebu miocene. Cu acest conținut, li s-au atribuit succesiv vîrstele Mediteranean I (Popescu - Voiești, 1915), Acvitanian<sup>3</sup> (Macovei, 1916; Filipescu, 1931, 1935; Violeta Iliescu și Gianina Cioflica, 1962<sup>4</sup>), Chattian-Burdigalian (Alina Popovici, 1969<sup>5</sup>), Burdigalian inferior (Marioara Orbocea, 1975<sup>6</sup>).

Într-o altă ipoteză, depozitele cuprinse între gipsurile inferioare și conglomeratele de Brebu constituie stratele de Cornu, a căror vîrstă ar fi Helvețian inferior (Preda et al., 1922), Burdigalian inferior (Voicu, 1953), Acvitanian-Burdigalian (Elena Bratu, 1965<sup>7</sup>), Burdigalian (Popovici, 1971).

Un alt punct de vedere ar fi acela că stratele de Cornu cuprind gipsurile inferioare și o parte din succesiunea pelito-psamitică de deasupra acestora, nivelul gresiilor glauconitice cu pecteni (stratele de Cornu partim — după definiția originală) fiind considerate ca parte inferioară a conglomeratelor de Brebu (Preda et al., 1971; Macovei, 1917; Preda, 1925; Preda și Mureanu, 1927). Astfel definite stratele de Cornu erau încadrate la Acvitanian iar conglomeratele de Brebu la Burdigalian-Helvetician inferior.

În literatura geologică, stratele de Cornu sunt descrise uneori și sub numele de „orizontul gipsurilor inferioare“ (Mureanu, 1941; Filipescu, 1950; Pătrut, 1955).

Grujinschi (1967, 1969) consideră că ivirile de gresii glauconitice cu pecteni din valea Crasnei, Valea Mare, valea Căcicea, sunt olistolite în orizontul brecios. După părerea acestui autor, orizontul brecios ar fi situat în unele locuri, cum ar fi la est de valea Vărbilău, între gipsurile inferioare acvitaniene și baza conglomeratelor de Brebu, helvetician-superioare.

Într-o lucrare ulterioară Grujinschi (Grujinschi și Iva, 1972) propune ca denumirea de strate de Cornu să fie folosită numai pentru formațiunea glauconitică fosiliferă, de vîrstă eggenburgiană, care prin erodare a furnizat olistolite. Acest lucru implică păstrarea termenului de „orizont al gipsurilor inferioare“ numai pentru gipsurile inferioare și al celui de „orizont brecios“ pentru stratele aflate între gipsurile inferioare și conglomeratele de Brebu.

<sup>3</sup> Denumirile de etaje sunt cele definite de Mayer-Eymar și utilizate în România pînă în anul 1963.

<sup>4</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>5</sup> Arh. I.P.G.G. București.

<sup>6</sup> Sesiunea științifică „Contribuția geologiei și geografiei la dezvoltarea economiei și științei din țara noastră“, Univ. București.

<sup>7</sup> Arh. I.G.G. București.



Recent, Popovici (1975)<sup>8</sup> analizează argumentele pe care Grujinschi le invocă în sprijinul considerării stratelor de Cornu cu pectinide din valea Prahovei, ca olistolite în masa unor brece sedimentare ottnangiene și consideră că sunt insuficient fundamentate. Autoarea bazându-se pe o serie de date micropaleontologice și paleogeografice, pledează pentru poziția *in situ* a stratelor de Cornu din regiunea stratotipului.

Schimbările survenite de-a lungul anilor în definirea conținutului litologic și al vîrstei stratelor de Cornu, au dus implicit la modificări ale conținutului și vîrstei conglomeratelor de Brebu.

Înțelegindu-se prin conglomerate de Brebu numai pachetul de conglomerate roșii ce stau peste stratele de Cornu (sensu Mrazec, 1914), în decursul anilor li s-au atribuit diferite vîrste și anume Mediterranean II (Mrazec și Popescu-Voiești, 1914; Popescu-Voiești, 1915), Burdigalian (Filipescu, 1933, 1935, 1950; Popescu, 1952; Olteanu, 1952; Voicu, 1953; Pătruț, 1955; Iliescu și Cioflică, 1969), Helvețian inferior (Preda et al., 1917; Popa, 1960; Gr. Popescu et al., 1966<sup>9</sup>; Popovici, 1969), Helvețian superior (Protescu, 1922; Grujinschi, 1967, 1969), Vindobonian (Murgeanu et al., 1960), Carpatian (Lăzărescu și Grujinschi, 1969; Grujinschi și Iva, 1972).

În 1917 Preda et al. stabilesc că gresiile glauconitice cu pecteni, atât prin litologia cît și prin geneza lor, nu pot face parte din orizontul stratelor de Cornu ci numai din orizontul conglomeratelor de Brebu. Astfel definite, conglomeratele de Brebu sunt atribuite cînd Burdigalianului (Preda, 1927; Protescu și Murgeanu, 1927), cînd Burdigalianului superior-Helveticului (Macovei, 1917; Preda, 1925).

În ceea ce privește suita grezo-marnoasă, de sub orizontul tufurilor și marnelor cu globigerine, a fost tratată de majoritatea geologilor ca o succesiune continuă care are în bază conglomeratele de Brebu. Divizarea ei diferă de la autor la autor, în funcție de alegerea culorii sau a caracterelor litologice ca bază de clasificare.

Astfel, această suita grezo-marnoasă a fost împărțită în faciesul (după unii autori orizont, sau complex) roșu și faciesul (respectiv orizont, sau complex) cenușiu (Mrazec și Tessyre, 1902; Macovei, 1913; Preda, 1925; Iorgulescu, 1955).

Grujinschi (1972<sup>10</sup>) împarte depozitele cuprinse între conglomeratele de Brebu și tuful de Slănic în nivelul mediu arenito-pelitic cu tuf și gips și nivelul superior arenito-pelitic cu șisturi calcaroase.

<sup>8</sup> Alina Popovici. Argumente în sprijinul poziției *in situ* a stratelor de Cornu din valea Prahovei. Ses. st. „Contribuția geologiei și geografiei la dezvoltarea economiei și științei din țara noastră“. 1975. Universitatea București.

<sup>9</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>10</sup> C. Grujinschi. Studiul complexului gresiei de Tarcău. Teză de doctorat. 1972. I.P.G.G., Facultatea de geologie tehnică, București.

Cele două nivele separate de Grujinschi, sunt denumite de Popovici (1975<sup>11</sup>) orizontul marnos-nisipos respectiv orizontul marnos.

Alți autori, considerau că împărțirea a ceea ce s-a numit mai tîrziu suita grezo-marnoasă, în mai multe subdiviziuni litologice nu-și are sens, deoarece litologia variază de la un loc la altul, iar culoarea reprezintă un caracter instabil, în partea superioară a orizontului cenușiu apărind intercalații de marne roșii (Filipescu, 1934; Elena Popa, 1956<sup>12</sup>; V. Dragoș, 1970<sup>13</sup>).

Vîrsta acestor depozite a fost atribuită în decursul anilor cînd Burdigalian-Helvetianului (Macovei, 1913; Iorgulescu, 1953, 1955; Popa, 1956; Dragoș, 1970; Popovici, 1975), fie numai Helvetianului (Athanasiu, 1906; Filipescu, 1935; Grujinschi, 1972), sau Carpatianului (Lăzărescu și Grujinschi, 1969).

### 3. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ȘI MICROPALÆONTOLOGICĂ A DEPOZITELOR MIOCENE

În depozitele miocene prebadeniene care apar de-a lungul tronsonului de șosea Cîmpina-Breaza, între gura Văii lui Sărăcilă și Valea lui Marinică, am separat: gipsurile inferioare, stratele de Cornu, conglomeratele de Brebu și o suită argilo-nisipoasă-grezoasă.

#### 3.1. Gipsurile inferioare

În profilul studiat aflorează numai partea terminală a gipsurilor inferioare, pe o grosime de 18 m. Ele sunt constituite dintr-o alternanță de pachete metrice de argile marnoase cenușii, centimetrice de gresii și bancuri de gips care rar trec de 20 cm grosime.

Analizele calcimetrice indică existența carbonaților în proporție de 8—15% în pelititele probate, incluzându-le în grupa argilelor marnoase (pl. I, tab. 1).

Studiul secvențial (pl. I) efectuat pentru partea terminală a gipsurilor inferioare, pune în evidență o sedimentare ciclică; prezența celor cinci cicluri litologice ( $C_1-C_5$ ) în totalitate simple, pronunțat asimetrice și care variază de la complete ( $C_1$ ;  $C_3$ ;  $C_5$ ) la incomplete ( $C_2$ ;  $C_4$ ), relevă caracterul net de sedimentare ciclică.

Datorită microfaunei dată de foraminifere cretacice și paleogene, evident remaniate, nu ne putem pronunța asupra vîrstei gipsurilor inferioare.

<sup>11</sup> Alina Popovici. Cercetări geologice între Teșila și Cîmpina, între bazinile văilor Doftana și Cîmpinița. Teză de doctorat. 1975. Univ. Buc., Facultatea de geologie și geografie, București.

<sup>12</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>13</sup> V. Dragoș. Cercetări geologice în regiunea dintre valea Buzău și valea Sărățelu Berca. Teză de doctorat. 1970. I.P.G.G., Facultatea de geologie tehnică, București.



TABELUL 1

*Conținutul de carbonați în pelititele depozitelor miocene prebadeniene  
de la Cornu-Breaza*

Numărul probei	Greutate (X) gr.	CO <sub>2</sub> (N) cm <sup>3</sup>	Factor de corecție mg/cm <sup>3</sup>	Procent carbonați %
1	0,3232	7,28	4185	9,43
10	0,8424	20,28	4199	10,11
20	0,9111	18,60	4211	8,59
30	0,7078	14,04	4191	8,31
35	0,8231	32,98	4149	15,02
40	0,8156	26,76	4226	13,86
45	0,9185	33,20	4177	15,10
60	0,7847	15,28	4240	8,26
65	0,8630	25,84	4177	12,51
70	0,8060	24,72	4185	12,83
80	0,7545	18,20	4149	10,01
90	0,9458	26,72	4163	11,76
95	0,7913	25,00	4185	13,22
100	0,6715	23,96	4211	15,02
105	0,7129	31,28	4155	18,23
110	0,7147	24,20	4199	14,36
115	0,1200	11,28	4157	3,91
120	0,8458	33,40	4169	16,43
125	0,7177	20,00	4197	11,69
130	0,8706	24,60	4171	11,78
135	0,9147	30,60	4191	14,02
150	0,8834	34,40	4214	16,41
155	0,2692	11,60	4191	18,06
160	0,8026	39,12	4163	20,31
165	0,7568	29,55	4177	16,31
175	0,8028	16,00	4169	8,31
180	0,7368	10,20	4226	5,85
185	0,6273	10,40	4171	6,91
190	0,5334	13,80	4149	10,73
195	0,6328	15,04	4214	10,02
200	0,9108	16,84	4199	7,76
205	0,5636	22,08	4185	16,39
210	0,6158	10,40	4191	7,08
215	0,6877	30,20	4214	18,50
220	0,1835	4,80	4199	10,88
230	0,8120	22,48	4185	11,59
235	0,8640	30,53	4226	14,83
240	0,8708	22,60	4163	10,81
245	0,9576	32,90	4211	14,51
250	0,8164	19,48	4199	10,02
255	0,5204	13,60	4211	11,00
260	0,9162	44,40	4199	20,35
265	0,7864	29,80	4149	15,72
270	0,6755	20,44	4199	12,71
275	0,8000	15,40	4226	8,13
285	0,7846	26,60	4226	14,33
290	0,5553	32,59	4226	24,81
300	0,7403	38,84	4240	22,84
310	0,6797	40,35	4199	24,93
315	0,7469	43,77	4211	23,34
325	0,6788	33,28	4155	20,37
330	0,8315	25,28	4177	12,71
340	0,6365	19,16	4185	12,60
345	0,7927	80,00	4171	42,09
350	0,6684	12,64	4185	7,91
355	0,8006	20,20	4149	10,47
365	0,6213	80,00	4240	48,15
370	0,5552	20,12	4171	15,12
375	0,5530	53,20	4171	20,13
380	0,6202	63,28	4171	22,56
390	0,9076	80,00	4157	36,52



### 3.2. Stratele de Cornu

Acestea aflorează pe o grosime de 80 m, fiind alcătuite litologic dintr-o mare varietate de roci (pl. I) și anume: argile marnoase și marnoargile cenușii negricioase, deseori bituminoase cu aspect disodiliform, în pachete cu grosimi de la cîțiva centimetri pînă la 2,5 m grosime, gresii a căror granulometrie variază de la grosier la fin, microbreccii și microconglomerate cu grosimi ce pot ajunge pînă la 0,5 m.

În jumătatea inferioară a stratelor de Cornu, pe o grosime de 20 m aflorează un pachet de argile cu blocuri; blocurile constituite din gresii grosiere glauconitice cu pectinide și gresii medio-granulare alternând cu argile marnoase nisipoase, sănt prinse într-o matrice argiloasă.

Microbreccile, bine dezvoltate în partea inferioară a stratelor de Cornu și microconglomeratele, larg răspîndite în partea superioară a acestor strate, reprezintă corespondentul psefitic al gresiilor de tip grauwacke. Caracterul brecios, sau conglomeratic al rocii, este dat de formele angulare, sau rotunjite ale majorității granulelor mineralelor și rocilor metamorfice conținute (tab. 2).

Gresile de tip grauwacke (tab. 2) se găsesc în jumătatea inferioară a stratelor de Cornu, fie ca bancuri subțiri (5—20 cm) în acoperișul microbrecciarilor, fie ca pachete independente (20—70 cm). În ambele cazuri ele sănt următe de depozite argilo-marnoase provenite prin descărcarea practic totală a matricei gresiilor de materialul psamitic. Au un conținut ridicat de glauconit și frecvente resturi de pectinide.

Spre deosebire de acestea, grauwackele din jumătatea superioară a stratelor de Cornu apar în exclusivitate asociate cu microconglomeratele. Sănt slab glauconitice și lipsite în general de pectinide.

Gresile fin granulare, de culoare cenușie, cu o răspîndire mai mare ca cele grosiere, sănt de tipul subgrauwackelor. Se deosebesc de grauwacke atât prin liantul calcaros cît și prin tipul mineralogic și participarea elementelor constitutive (tab. 2).

Pelititele, des întîlnite în stratele de Cornu, sănt de natura argilelor marnoase (8,25—15,09% carbonați), predominante și al marnoargilelor (16,31—20,31% carbonați) (tab. 1). Mai rar apar și argile marnoase nisipoase (pl. I).

Coloana secvențială (ritmograma) pune în evidență existența a nouă ritmuri și a trei cicluri litologice în stratele de Cornu de pe acest profil. Ritmurile sănt formate dintr-un număr variabil de secvențe. În cadrul unui ritm (fig. — b) secvențele se repetă de cel puțin două ori (ca în R<sub>6</sub> și R<sub>9</sub>) și cel mult de șasesprezece ori (ca în R<sub>2</sub>), fiind formate din doi (cum ar fi în R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub>, R<sub>5</sub>, R<sub>6</sub>, R<sub>8</sub> și R<sub>9</sub>) sau trei (ca în R<sub>1</sub>, R<sub>4</sub> și R<sub>7</sub>) termeni bine individualizați. Există o mare varietate de tipuri de secvențe, predominante fiind cele de forma gresie grosieră-argilă marnoasă (fig. — a).

Limitele dintre secvențele unui ritm, dintre ritmuri și cicluri, corespund pe teren la nete suprafețe de stratificație mult mai evidente în comparație cu cele care apar în cadrul unui litotop. Între termenii unei secvențe există o trecere gradată și continuă, chiar dacă aceștia



**TABELUL 2**  
*Cinăutările petrografice ale principalelor roci psefítice și psamitice din depozitele miocene prebadenice de la Cernu-Bregăză*

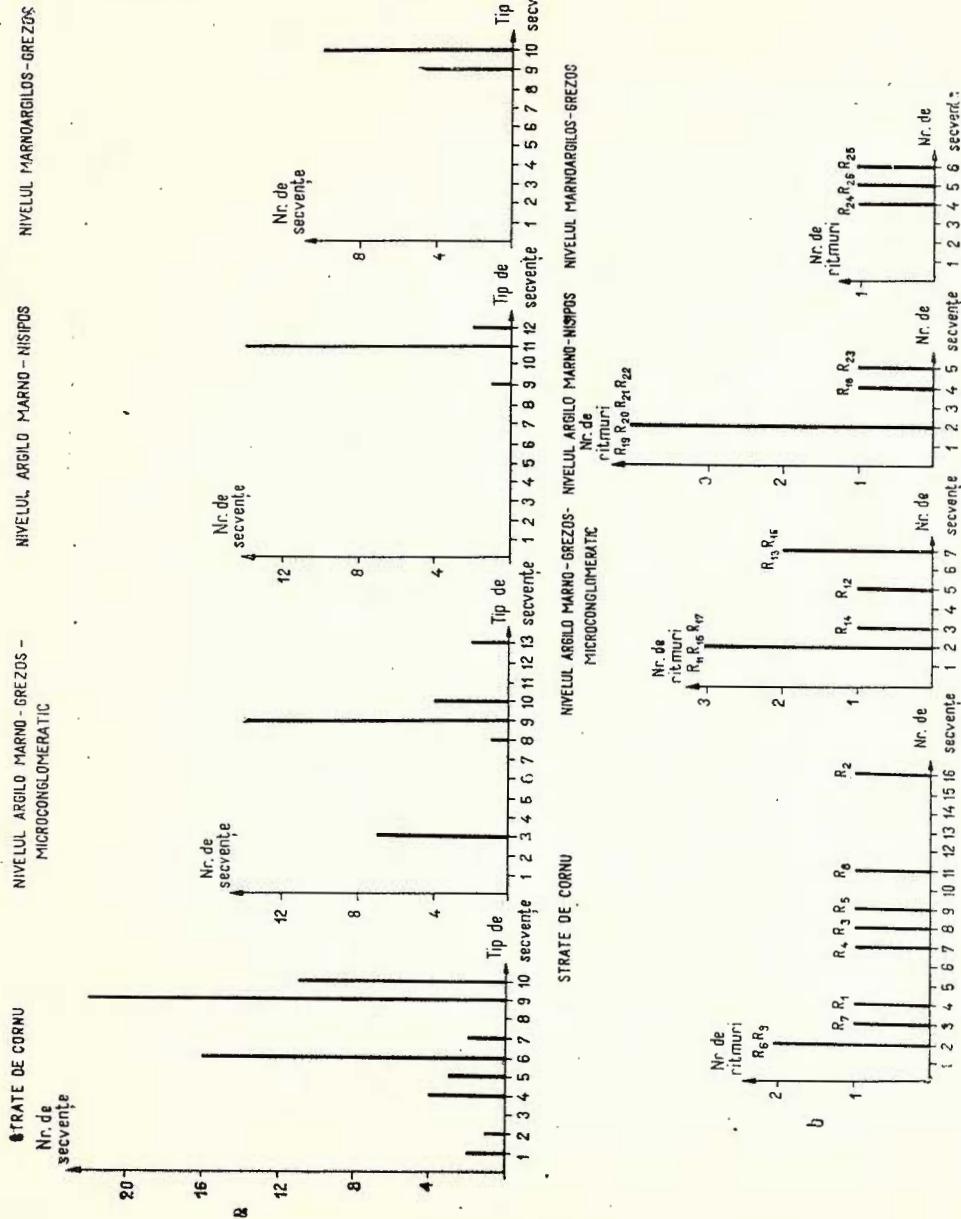
Tip petrografic	Structură	Textură	Componenti mineralogici	Material detritic			Lianț	Participarea liantului (%)	Răspindire
				Participare (%)	Dimensiuni (mm)	Formă			
Microbreccii	Psefitică Inechigra-nulară	Neorientată	Quarț Glauconit Feldsp. plag. Muscovit Granată Epidot Fragm. roci metamorfice	60—65 10—15 2—5	2—3 2—4 0,5—1	Angular Subrotunjit Subrotunjit	Argilo-marnos-grezos	10—20	Strate de Cornu (ju-nătatea inferioară)
					0,7—0,9 0,06—0,09	Subrotunjit Rotunjit Angular			
Grauwacke	Psamitică Inechigra-nulară	Neorientată	Quarț Glauconit Muscovit Feldsp. plag. Granată Epidot Calcit Fragm. roci metamorfice	60—65 5—15 1—5 1—10	0,3—1,5 0,8—2 0,5—2 1—2	Angular Subrotunjit Subrotunjit Subrotunjit	Argilo-marnos-grezos	15—30	Strate de Cornu
					0,06—0,09 0,5—1,5	Subangulare Subangulare			
Subgrau-wacke	Psamitică Inechigra-nulară	Neorientată	Quarț Feldsp. plag. Mica, Clorit Hornblendă Zircon Apatit Calcit	10—15 15—20 10—15 0—3 1—3 5—15	0,5—2	Angular	Calcitic cu imbogătiri locale în calcit	10—20	Strate de Cornu (ju-nătatea su-perioară) Nivelul argilo-marnos-nisipos
					0,05—0,25 0,05—0,25 0,1—0,5 0,09—0,2 0,02—0,04	Subrotunjit Subrotunjit Subrotunjit Subangulare			



(continuare tab. 2)

		Cuarț Feld, plag. Mice, Clorit Rutil Apatit Calcit	40—60 20—25 10—15 1—3	0,1—0,2 0,1—0,5 0,09—0,15 0,03—0,07	Rotunjit Rotunjit Subrotunjit Subangular	10—20	Nivelul argilo- marnos- grezoș- microcon- glomeratic
		Cuarț Muscovit Feld, plag. Granat Zircon Rutil	45—60 15—20 5—10 5—10 1—3	0,1—0,25 0,1—0,2 0,1—0,2 0,1—0,2 0,06—0,08	Angular Subrotunjit Subangular Rotunjit Subrotunjit	15—25	Nivelul argilo- marnos- grezoș- Nivelul marno- argilos- grezoș
		Cuarț Muscovit Resturi cărbunoase	80—85 5—10 0—3	0,4—0,5 0,4—0,5 0,1—0,3	Angular Subrotunjit Rotunjit	Argilos	Nivelul argilo- marnos- grezoș- microcon- glomeratic
		Cuarț Feldspati Mice Glaucocit Calcit Zircon Apatit	60—65 30—35 1—5 0—3 1—5 0—1	0,5—2 0,5—1,5 0,5—1 0,5—2 0,5—2 0,02—0,06	Rotunjit Rotunjit Subrotunjit Rotunjit Rotunjit Subrotunjit	Marnos	Nivelul argilo- marnos- grezoș- microcon- glomeratic
	Gresii areoziene	Neorientată					5—7





- a) Variatia tipurilor de sevențe în funcție de numărul de sevențe.
- b) Variatia numărului de sevențe în funcție de numărul de ritmuri.
- a) Variation des types de séquences en fonction du nombre de séquences.
- b) Variation du nombre de séquences en fonction du nombre de rythmes.

sint puternic diferențiați granulometric. De exemplu, în R<sub>7</sub> de la brecie se ajunge la argilă marnoasă, trecindu-se printr-o largă gamă de termeni grosieri spre fini, fără ca printre aceștia să existe suprafețe de stratificație.

Ciclurile litologice (C<sub>6</sub>—C<sub>8</sub>) sint fie simple (C<sub>6</sub>, C<sub>7</sub>) fie compuse (C<sub>8</sub>). Toate trei sint incomplete și asimetrice. Prezența ciclurilor și variația ritmuriilor ca tipuri și număr de secvențe constituente, dau caracterul de facies molasic stratelor de Cornu.

În privința analizelor efectuate în vederea identificării microfosilielor din stratele de Cornu, menționăm că a fost pusă în evidență prezența a două asociații de foraminifere (planctonice și bentonice) între care se intercalează o asociație cu macroforaminifere (Miogypsine) (Bombiță et al., 1975).

În partea inferioară a stratelor de Cornu microfauna este prezentă cu un număr relativ ridicat de specii și indivizi de foraminifere egeriene (*in situ*?) în amestec cu specimene cretacice și paleogene remaniate. Cităm de la acest nivel: *Ammonia beccarii*, *Bathysiphon carapitanus*, *Bolivina floridana*, *B. scalprata*, *B. (L.) sinuosa*, *Bulimina buchiana*, *B. coprolithoides*, *B. macilenta*, *Baggina californica*, *B. cojimarensis*, *Cancris sagra*, *Cassidulina crassa*, *C. margareta*, *C. oblonga*, *C. subglobosa*, *Cibicides americanus*, *C. dutemplei*, *C. ungerianus*, *C. buddai*, *Cribrozonion dollfusi*, *Cyclammina cf. incisa*, *Elphidium cf. listeri*, *E. macellum tumidocamerale*, *E. ortenburgense*, *Ehrenbergina sp.*, *Globulina gibba*, *G. spinosa*, *Glomospira charoides*, *Marginulina abbreviata*, *Melonis pompilioides*, *M. soldanii*, *Nonion halkyarei*, *Nonionella cf. tatum*, *Plectofrondicularia diversicostata*, *Pararotalia auduini*, *Quinqueloculina seminulum*, *Reussella spinulosa*, *R. miocenica*, *Robulus calcar*, *R. inornatus*, *Rhabdammina abyssorum*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Spiroplectammina carinata*, *Uvigerina cf. cushmani*, *U. mantaensis*, *U. macrocarinata*, *Valvulineria palmerae*.

Foraminiferele planctonice de la acest nivel au fost studiate de Popescu (in Bombiță et al., 1975) care a determinat o asociație cu *Globigerinoides primordius* corespunzătoare Egerianului terminal, respectiv Aquitanianului.

În partea terminală a stratelor de Cornu, pe profilul studiat de noi, respectiv la circa 3 m sub contactul acestora cu conglomeratele de Brebu, am întîlnit un microconținut alcătuit în cea mai mare parte din exemplare de *Hidina variabilae* (Gheorghian, 1974; Gheorghian in Bombiță et al., 1975). Aceasta constituie pentru noi un argument în atribuirea vîrstei Eggenburgian superior cel puțin ultimei părți a suitei stratelor de Cornu.

### 3.3. Conglomeratele de Brebu

Conglomeratele de Brebu dispuse discordant peste stratele de Cornu, trec gradat la depozitele suitei argilo-nisipoase-grezoase suprajacente. Considerăm că limita lor superioară coincide din punct de vedere litologic, cu dispariția ultimului banc psefitic.

Având o grosime de aproximativ 255 m, conglomeratele de Brebu sunt alcătuite din alternanțe metrice de conglomerate grosiere (cu elemente mai mari de 64 mm) și mediogranulare (elemente cuprinse între 16 și 64 mm), conținând mai ales în partea lor superioară intercalații de gresii grosiere și argile marnoase nisipoase, de culoare cărămizie sau cenușiu-roșcată.

Galeții constituenți, reprezentați de roci cristaline (gnaise granitice, micașisturi, sisturi micacee cu granați și biotit, paragnaise biotitice), calcare în proporție redusă, conglomerate albicioase calcaroase etc., provin dintr-o sursă internă de material carpatic, care a alimentat bazinul de sedimentare în timpul depunerii conglomeratelor de Brebu.

Ritmograma a fost reprezentată numai pentru partea superioară a conglomeratelor de Brebu, deoarece sedimentarea în cuprinsul părții inferioare este monotonă, reducindu-se la alternanțe de bancuri psefítice, diferențiabile granulometric. Analiza secvențială (pl. I) marchează existența a două cicluri litologice ( $C_9$  și  $C_{10}$ ) compuse, incomplete, și a unui ritm litologic ( $R_{10}$ ) format din două secvențe pozitive, date de repetarea a trei litotopi bine individualizați : conglomerat-gresie grosieră-argilă marnoasă nisipoasă (fig. — a și b).

În probele micropaleontologice colectate de pe profilul văii Prahova, din pelitele intercalate în conglomeratele de Brebu, nu am întâlnit nici un exemplar de foraminifer și în concluzie nu ne putem baza pe argumente microfaunistice la atribuirea vîrstei acestor depozite.

### 3.4. Suta argilo-nisipoasă-grezoasă

Conținutul litologic al acestei suite permite pe profilul studiat separarea a trei nivele, care se succed de jos în sus cu următoarea ordine : nivelul argilo marnos-grezos-microconglomeratic, nivelul argilo marnos-nisipos, nivelul marno-argilos-grezos.

**3.4.1. Nivelul argilo marnos-grezos-microconglomeratic**, cu o grosime stratigrafică de aproximativ 35 m, este alcătuit din alternanțe de argile marnoase, mai rar marnoargile de culoare roșie sau cenușie, gresii fin granulare pînă la grosiere, în bancuri centimetriche pînă la decimetrice și intercalații subțiri, centimetriche de microconglomerate.

Microscopic (tab. 2), după tipul mineralologic al elementelor constitutive, participarea lor și natura liantului se pot separa mai multe tipuri de gresii : subgrauwacke, gresii arcoziene și protocuarțite.

Subgrauwackele reprezintă tipul petrografic psamitic predominant.

Gresile arcoziene, de culoare în general cenușie, sănt dure și grosiere, ajungînd pînă la microconglomerate. Sînt mai puțin răspîndite și formează intercalații care nu depășesc cîțiva centimetri grosime.

Protocuarțitele de culoare cenușie, fin pînă la medio-granulare, apar în general ca intercalații centimetriche între bancurile de microconglomerate.



Microconglomeratele sunt de tip oligomictic, fiind alcătuite preponderent din granule de cuarț.

Analiza secvențială pune în evidență prezența a șapte ritmuri litologice (pl. I), în care numărul de secvențe (fig. — b) variază între doi (ca în R<sub>11</sub>, R<sub>15</sub>, R<sub>17</sub>), trei (ca în R<sub>14</sub>), cinci (ca în R<sub>12</sub>) și șapte (ca în R<sub>13</sub>, R<sub>16</sub>). Tipurile de secvențe cele mai răspândite sunt gresie fină-argilă marnoasă și gresie grosieră-marnoargilă (fig. — a). Limitele de discontinuitate dintre secvențele unui ritm, sau dintre ritmuri, corespund unor suprafețe pronunțate de stratificație.

Din cele arătate, rezultă că întreaga succesiune de depozite a acestui nivel are caracter ritmic.

**3.4.2. Nivelul argilo marnos-nisipos**, cu o grosime stratigrafică de aproape 200 m, este alcătuit din alternanțe decimetrice pînă la metrice de argile marnoase, sau marnoargile cenușii și nisipuri siltice. Mai rar apar intercalații de gresii cenușii fin granulare, de tipul subgrauwackelor (tab. 2).

Ritmograma acestui nivel (pl. I) este constituită din șase cicluri (C<sub>11</sub>—C<sub>16</sub>) și șase ritmuri litologice (R<sub>18</sub>—R<sub>23</sub>).

Ciclurile litologice sunt compuse, incomplete în majoritate (complete fiind numai C<sub>12</sub> și C<sub>15</sub>) și asimetrice.

Ritmurile litologice sunt formate din două (ca R<sub>19</sub>, R<sub>20</sub>, R<sub>21</sub>, R<sub>22</sub>), patru (ca R<sub>18</sub>), cinci (ca R<sub>23</sub>) secvențe (fig. — b), constituite la rîndul lor numai din cîte doi termeni: unul grosier care poate fi nisip siltic sau argilă marnoasă nisipoasă și unul fin dat de argilă nisipoasă sau marnoargilă.

Tipurile de secvențe (fig. — a) sunt date, în ordinea descrescătoare a frecvenței, de nisip siltic-argilă marnoasă, nisip siltic-marnoargilă și gresie fină-argilă marnoasă (fig. — a).

La fel ca și în depozitele subiacente, și în acest nivel limitele secvențiale de discontinuitate corespund unor suprafețe de stratificație puternic accentuate.

Prezența ciclurilor împreună cu a ritmurilor litologice marchează caracterul ritmo-ciclic al sedimentării nivelului argilo-marnos-nisipos și caracterul său de facies molasic.

Analizînd probele colectate din intercalațiiile pelitice din nivelele argilo marnos-grezos-microconglomeratic și argilo marnos-nisipos, am putut remarcă existența unor exemplare de *Globigerina ciperoensis ottangensis* (în Paratethys — subspecie endemică situată la nivelul Ottanganianului), relativ rare, de talie mică și în stare precară de conservare. Prezența specimeneelor menționate ar indica pentru aceste depozite vîrsta ottangiană, vîrstă pe care considerăm că ar putea-o avea și conglomeratele de Brebu, deoarece partea terminală a stratelor de Cornu conține o microfaună care a indicat Eggenburgianul superior.

**3.4.3.** Nivelul marno argilos-grezos are o grosime stratigrafică de aproximativ 200 m, în planşa I fiind reprezentăți numai primii 100 m, întrucât jumătatea superioară este întreruptă pe profilul studiat de numeroase lacune de observație.

Acest nivel este alcătuit din alternanțe decimetrice pînă la metrice de marnoargile și gresii fine, cu intercalații subțiri (cîțiva centimetri) de gips fibros. Culoarea predominantă este cenușiu-deschis, roșeturile dispărînd aproape în totalitate.

Pelititele sunt de natura marnoargilelor, cu excepția unor intercalații rare de argile marnoase. În partea superioară a acestui nivel, procentul de carbonați crește pînă la valori de 48% (tab. 1) apărînd astfel marnele argiloase și marnele.

Gresile, larg răspîndite în acest nivel sunt în general de tipul subgrauwackelor (tab. 2).

Se mai pot menționa intercalații de siltite de 2—3 cm grosime, de culoare cenușie, avînd în constituția lor un procent ridicat de quart.

Ritmograma reprezentată numai pentru partea inferioară a acestui nivel, pune în evidență prezența a trei ritmuri litologice, formate din patru (ca R<sub>24</sub>), cinci (ca R<sub>26</sub>), sau săse (ca R<sub>25</sub>) secvențe pozitive (fig. — b), de tipul gresie fină-argilă marnoasă sau gresie fină-marnoargilă (fig. — a).

Și aici suprafețele de stratificație nete marchează limitele de discontinuitate secvențială.

În probele micropaleontologice prelevate am întîlnit rare exemplare de *Globigerinoides sicanus*, de talie mică și în stare proastă de fosilizare. Cele cîteva exemplare identificate ar indica vîrstă carpatiană pentru depozitele mai sus menționate.

#### 4. Concluzii

Din cele menționate, rezultă că depozitele miocene prebadeniene de pe profilul studiat sunt formate dintr-o mare varietate litologică, începînd cu conglomeratele și terminînd cu gipsurile.

Pelititele, în care procentul de carbonați rezultat în urma analizelor calcimetrice variază între 5—45%, intră în categoria argilelor marnoase (în predominantă), marnoargilelor, marnelor argiloase și marnelor (ultimele două grupe apărînd numai în partea superioară a nivelului marnoargilos-grezos). Ca o remarcă generală se constată o creștere progresivă a procentului de carbonați în toate tipurile de roci, de la partea inferioară spre partea superioară a depozitelor miocene prebadeniene.

Din studiul microscopic al rocilor psamitice și psefitice, rezultă predominantă netă în cadrul gresiilor a tipului subgrauwacke în întreaga succesiune miocenă de pe profilul cercetat.

Analiza secvențială indică o succesiune ritmo-ciclică. Prezența ciclurilor litologice, a rocilor detritico-grosiere și a variației ritmurilor litologice din punct de vedere al numărului de litotopi, numărului și ti-

purilor de secvențe, scot în evidență caracterul de molasă al sedimentelor studiate.

Ca o corelație constantă, se remarcă strânsa interdependență dintre aspectul secvențial și cel stratonomic, discontinuitățile secvențiale (limitele dintre secvențe, ritmuri și cicluri litologice) corespunzând pe teren, unor suprafețe de stratificație puternic marcate.

În ceea ce privește geneza ritmurilor și ciclurilor litologice, există în literatura de specialitate mai multe teorii, fiecare din ele putindu-se adopta cu anumite rezerve. Deoarece datele de care dispunem sunt insuficiente, studiul fiind efectuat pe un singur profil geologic, ne-am rezumat în lucrarea pe care o prezentăm numai la menționarea caracterelor predominante ale ritmurilor și ciclurilor litologice, fără a ne referi la modul lor de formare.

Prezența foraminiferelor în majoritatea depozitelor miocene certețate a permis datarea lor cronostratigrafică. Astfel, stratelor de Cornu care conțin associația cu *Ammonia* div. sp., *Cribononian dolfusi* și *Miogypsina globularis-intermedia* li s-a atribuit vîrstă egeriană-eggenburgiană. Partea terminală a acestor strate conține *Hidina variabilae* „acme” și revine de asemenea Eggenburgianului.

Conglomeratele de Brebu nu au microfaună; în primele intercalăriuni pelitice de deasupra lor apar însă rare exemplare de *Globigerina ciperoensis ottnangensis*. Fiind situate între stratele de Cornu eggenburgiene și suită argilo-nisipoasă-grezoasă ottnangian-carpatică, considerăm că nivelul conglomeratelor de Brebu aparțin Ottnangianului inferior.

Suita argilo-nisipoasă-grezoasă, conținând în bază forme de *Globigerina ciperoensis ottnangensis* și în partea superioară cîteva exemplare de *Globigerinoides sicanus*, ar putea fi de vîrstă ottnangian-carpatică.

## BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu S. (1906) Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen în România. *Volum Omagial Prof. P. Poni*, Iași.
- Bombiță G., Gheorghian M., Popescu Gh. (1975) Lower Miocene at Cornu-Breaza (Prahova Valley). *Guide, 14th Europ. Colloq. Romania*, București.
- Correns C. W. (1939) *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin.
- Filipescu M. G. (1931) Notă asupra conglomeratelor întinute pe flancul sudic al cuvetei Slănic, între Melicești și Livadea, județul Prahova, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1929—1930), București.
- (1933) A propos de l'Aquitanien entre la vallée Teleajenului et la vallée Doftanei dans le district de Prahova. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XIX (1930—1931), București.



- (1935) Cereetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei (jud. Prahova). *Ref. Bul. Lab. Min. gen. al Univ. Buc.*, I, București.
- (1950) Vîrsta complexului gipsurilor inferioare din Subcarpați. *Natura*, II/6, București.
- Gheorghian M. (1974) Considerații asupra genului Hidina (ordinul Foraminiferida Eichwald, 1830). *D. S. Inst. Geol.* LX (1972—1973), București.
- Grujinschi C. (1969) Date noi asupra depozitelor situate între rocile oligocene și conglomeratele de Brebu din zona terminației NE-ice a sinclinalului Slănic. *Bul. I.P.G.G.*, XVII, București.
- Iva Mariana (1972) Vederi noi în problema stratelor de Cornu. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, București.
- Ilieșcu Violeta, Cioflică Gianina (1969) Contribuții palinologice la reconstituirea vegetației de la limita Oligocen-Miocen. *D. S. Com. Geol.*, LIV/2 (1966—1967), București.
- Iorgulescu T. (1953) Contribuții la studiul micropaleontologic al Miocenului din Muntenia de est (Prahova-Buzău). *An. Com. Geol.*, XXVI, București.
- Lăzărescu V., Grujinschi C. (1969) Sur les subdivisions stratigraphiques de la molasse Miocène de Transylvanie et Muntenie (Roumanie). *Bul. Soc. st. geol. rom.*, XI, București.
- Lombard A. (1956) Géologie Sédimentaire. Les séries marines. Ed. Masson et Cie, Paris.
- Macovei G. (1916) Asupra vîrstei formațiunii salifere carpaticice. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1913—1914), București.
- (1917) Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), București.
- Marinescu Fl., Motăș I., Andreescu I., Gheorghian Doina, Gheorghian M., Mirza I., Orășeanu T., Papaiamopol I., Popescu Gh., Rusu A., Șuraru N. (1972) Guide de l'excursion de la V-e Réunion du groupe de travail pour la Paratethys — Néogène de la dépression de Transylvanie, du Banat et du Bassin dacique. *Guide de l'excursion*, 9, *Inst. geol.*, București.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1902) Aperçu géologique sur les formations salières et les gisements de sel en Roumanie. *Mon. Inst. Petrole Roum.* III, București.
- Popescu-Voitești I. (1914) Contribution à la connaissance des nappes du Flysch Carpatique en Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.* V, București.
- Murgeanu G. (1941) Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Mountenie Occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV (1936—1937), București.
- Saulea Emilia, Popescu Gr., Motăș I. (1960) Studiul actual al problemelor de stratigrafie a Terțiarului din R.P.R. *Stud. cerc. geol.*, V/2, București.
- Olteanu F. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949), București.
- Papiu V. C. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Șt., București.
- Pătruț I. (1955) Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte-Coșminele-Buștenari. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.

- Popa Elena (1960) Asupra unor gresii glauconitice cu Pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare. *Stud. cerc. geol.*, V/2, Bucureşti.
- Popescu Gr. (1952) Zona flişului paleogen între valea Buzăului-valea Vârbi-lăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949), Bucureşti.
- Popescu-Voîtescu I. (1915) Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosiliifer în zona flişului Subcarpaţilor Meridionali cu consideraţii asupra saliferului în general. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI/2, Bucureşti.
- Popovici Alina (1971) Contribution à la connaissance de la faune burdigaliennne de Cornu. *Acad. R.S.R., Revue roum. de Géol.*, XV/1, Bucureşti.
- Preda D. (1925) Geologia şi tectonica părţii de răsărit a judeţului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, Bucureşti.
- (1927) Géologie de la vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpathiques. *Ass. p. l'avanc. d. l. géol. d. Carpates, Guide des excursions*, Bucureşti.
  - Popescu-Voienşti I., Grozescu H. (1917) Clasificarea Mediteraneanului din România. Consideraţiuni generale asupra formaţiunii salifere în România. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), Bucureşti.
- Protescu O. (1922) Contribuţii la studiul faunei de foraminifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, Bucureşti.
- Murgeanu G. (1927) Géologie de la vallée de la Prahova entre Cîmpina et Comarnic. *Ass. p. l'avanc. d. l. géol. d. Carpates, Guide des excursions*, Bucureşti.
- Voicu Gh. (1953) Studiul micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei Slănic între valea Prahovei şi valea Vârbi-lăului. *An. Com. Geol.*, XXVI, Bucureşti.
- Wentworth C. K. (1922) A field study of the shapes of river pebbles. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 730 C.

---

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DE CORNU-BREAZA (PRAHOVA)

(Résumé)

---

Dans cet ouvrage sont présentés les résultats obtenus par suite d'une étude pétrographique, sédimentologique et micropaléontologique sur les dépôts miocènes prébadéniens, qui affleurent le long du tronçon de route Cîmpina-Breaza (Prahova), entre la vallée de Sărăcila et la vallée de Marinică.

Dans cette coupe, du point de vue stratigraphique, dans les dépôts miocènes prébadéniens on peut reconnaître les gypses inférieurs, les couches de Cornu, les congolérats de Brebu et une suite argilo-sableuse-gréseuse dont le contenu lithologique permet de la diviser en trois niveaux, notamment : niveau argilo-marneux-gréseux-microconglomératique, niveau argilo-marneux-sableux et niveau marnoargileux-gréseux. Généralement les dépôts prébadéniens sont caractérisés par une grande variété lithologique, débutant avec les conglomérats et s'achevant avec les gypses.



Les pélites, dont le contenu en carbonates, résulté à la suite des analyses calcimétriques, varie entre 5—45%, font partie de la catégorie des argiles marnouses, marnoargiles, marnes argileuses et marnes (les deux dernières n'apparaissant que dans la partie supérieure du niveau marno-argileux-gréseux). Dans les dépôts miocènes prébadéniens, on a remarqué une augmentation progressive du contenu en carbonates dans tous les deux types de roches de la partie inférieure vers la partie supérieure.

L'étude microscopique des roches pséphitiques et psammitiques a mis en évidence la prédominance nette du type subgrauwache dans la plupart des grès de la succession miocène examinée.

L'analyse séquentielle indique une succession rythmo-cyclique. La présence des cycles lithologiques des roches détritico-grossières et de la variation des rythmes lithologiques d'après le nombre de lithotopes, le nombre et les types de séquences, mettent en évidence le caractère de molasse des sédiments étudiés. Comme une corrélation constante on remarque l'étroite interdépendance d'entre l'aspect séquentiel et celui stratonomique, les discontinuités séquentielles (limites d'entre séquences, rythmes et cycles lithologiques) correspondant en terrain à des surfaces de stratification fortement marquées.

Puisque les données dont nous disposons sont insuffisantes pour donner une explication à la manière de formation des rythmes et des cycles lithologiques, l'étude étant effectuée sur une seule coupe, nous nous avons borné dans cet ouvrage à la présentation des caractères prédominants de celles-ci.

La présence des foraminifères dans la plupart des dépôts miocènes prébadéniens étudiés, nous a permis de les dater du point de vue chronostratigraphique. Ainsi, les couches de Cornu qui contiennent l'association à *Ammonia* div sp., *Cribononion dollfusi* et *Miogypsina globularis-intermedia* nous les considérons comme appartenant à l'Egérien terminal (Aquitainien) — Eggenburgien. La partie terminale de celles-ci contient plusieurs exemplaires de *Hidina variabilae*, ce qui détermine à l'attribuer à l'Eggenburgien supérieur.

Les conglomérats de Brebu, ne contenant pas de la microfaune en place, mais étant situés entre les couches de Cornu (partie terminale de l'Eggenburgien supérieur) et la suite argilo-sableuse-gréseuse dans la partie inférieure de laquelle on a rencontré de rares exemplaires de *Globigerina ciperoensis ottangensis*, pourraient être attribués à l'Ottangien inférieur.

Dans la suite argilo-sableuse-gréseuse on a identifié à la partie inférieure des exemplaires de *Globigerina ciperoensis ottangensis* et à la partie supérieure quelques exemplaires de *Globigerinoides sicanus* qui ont permis d'attribuer les dépôts qui les abritent à l'intervalle ottangien-karpatiens.

#### INTREBĂRI

I. Marinescu: Cu care dintre complexele prebadeniene (pretortoniene) ați paralelizat complexul cu sare miocen-inferioară din Subcarpați? (cu gipsurile inferioare, cu stratele de Cornu sau cu conglomeratele de Brebu?)



*Răspuns:* Formațiunea cu sare nu a fost datată suficient de corect chronostratigrafic. Ținând seama de poziția ei stratigrafică, ar fi posibil ca această formătune să se paralelizeze cu gipsurile inferioare.

#### DISCUȚII

I. Marinescu: Lucrarea căută să rezolve problemele Miocenului inferior din valea Prahovei, în sinclinalul Breaza-Slănic. Ar trebui să se continue cercetarea și la vest de rîul Prahova, pînă la „stratele de Valea Lurzei“, precum și la est de acesta, pînă la „gresia de Schiulești“. În acest fel s-ar putea lămuri eventualele paralelizări între aceste stratotipuri. Întrebarea privind sarea miocen-inferioară din structurile mai sudice din Muntenia a fost pusă întrucât la Cîmpinița și la Doicești, în sonde, sareea a apărut asociată cu depozite miocen-inferioare, roșii, greu de datat chronostratigrafic.

#### PLANCHE I

Présences micropaléontologiques, rythmogramme et contenu de carbonates dans la colonne lithologique des dépôts miocènes prébadéniens de Cornu-Breaza.

1, brèche (a) ; conglomérats (b) ; 2, microbrèches (a), microconglomérats (b) ; 3, grès grossiers ; 4, grès fins ; 5, sables siltyques ; 6, argiles marneuses sablonneuses ; 7, argiles marneuses ; 8, marnoargiles ; 9, gypses ; 10, argiles à olistolites ; 11, limite entre cycles et rythmes lithologiques ; 12, limite à passage graduel entre termes d'un rythme ou cycles lithologique ; 13, limite entre séquences d'un rythme lithologique.





Institutul Geologic al României

#### 4. STRATIGRAFIE

## NANOPLANCTONUL DIN STRATELE DE HIDA DE LA HIDA ȘI SEMNIFICAȚIA LUI STRATIGRAFICĂ<sup>1</sup>

DE

NICOLAE MÉSZÁROS<sup>2</sup>, CONSTANTIN IANOLIU<sup>2</sup>, NIȚĂ PION<sup>2</sup>

### Abstract

Nannoplankton of the Hida Beds and Their Stratigraphic Significance. The study of the content in nannoplankton of the deposits belonging to the Hida Beds profile indicates that the species *Helicopontosphaera ampliaperta* becomes very rare as compared to the upper part of the Chechiș Beds where it occurs abundantly. *Sphenolithus heteromorphus* appears more frequently and *Sphenolithus belemnos* is very numerous. If the species *Sphenolithus belemnos* overtops zone NN3 it will exceed the limits indicated by Martini; in this case we should choose only the base of zone NN4. If this species does not, however, exceed this limit we choose the terminal part of zone NN3 and the beginning of zone NN4, although these deposits stratigraphically overlie the Chechiș Beds.

Stratele de Hida au fost menționate pentru prima dată de Fr. Haue r încă la jumătatea secolului precedent. Mai tîrziu, Hofmann (1879) a descris numai partea inferioară a stratelor de Hida alături de argilele cu foraminifere care aparțin stratelor de Chechiș și a dat întregului complex vîrstă mediteranian-inferioară. În continuare, Koch (1900) face descrierea litologică de detaliu a diferitelor aflorimente și întocmește liste cu macrofauna găsită în conglomeratele de Hida. El ajunge la concluzia că stratele de Hida reprezintă partea superioară a Mediteranianului I și ca atare au vîrstă burdigalian-superioară. Mai tîrziu, Suraru (1952) determină o asociatie bogată de foraminifere (115 specii) și ajunge la concluzia că aceste strate pot fi plasate la baza

<sup>1</sup> Predată la 12 martie 1976, acceptată pentru publicare la 28 aprilie 1976, comunicată în ședința din 4 mai 1976.

<sup>2</sup> Facultatea de Geologie, Cluj.



Miocenului, ele ocupînd o poziîie intermediară — „mai sus ca baza Miocenului și mai jos ca Tortonianul, deci poate ar corespunde la ceea ce s-a separat și individualizat în bazinul Vienei ca strate de Baden, adică helveticae ca timp și nu în sens facial, cum au fost considerate de Koch, care le-a plasat în jumâtatea superioară a Miocenului inferior.”

Cu cîțiva ani mai tîrziu, Suraru (1958) aduce contribuîii la cunoașterea macrofaunei stratelor de Hida amintind că alături de elemente cu o largă răspindire stratîgrafică în depozite burdigaliene sau chiar mai vechi apar în număr mare specii care se găsesc în depozite tortoniene, ceea ce vine în sprijinul unor presupuneri exprimate de Maxim (1948)<sup>3</sup> și Răileanu (1952).

Conform acestor presupuneri, complexul stratelor de Hida ar reprezenta Helvețianul, dacă tuful de Dej este considerat ca aparîinînd Tortonianului.

Tot Suraru (1970) în teza de doctorat atribuie stratele de Hida Ottangianului (Helvețian s. str. = Burdigalian superior). În 1972, cu ocazia reuniunii grupului de lucru pentru Parathethis, în Ghidul excursiilor, Suraru descrie din profilul de la Hida din Dealul Gras, orizontul grezos-conglomeratic al acestei formaîuni, considerînd-l de vîrstă ottangiană.

Mai nou, Popescu (1970) descrie stratele de Hida s. l. care au căpătat astfel un conîinut mai larg, cuprinzînd stratele de Hida *sensu Hoffmanni*, împreună cu depozitele supraiacente acestora, care formează stratele de Ciceu-Giurgești. Depozitele ce se găsesc situate între argilele cu foraminifere în bază și stratele de Ciceu-Giurgești în partea superioară, atunci cînd acestea din urmă sint perfect separabile, formează ceea ce Popescu (1971) denumește strate de Someș (Cioflică, Popescu, 1971). Moisescu (1975) tratează stratele de Hida în înțelesul lui Hoffmann (1871) arătînd că variaîia deosebit de rapidă în grosime se datorează caracterului regresiv al acestor depozite.

Cu privire la stratele de Hida în general, mai trebuie să semnalăm și lucrarea cu privire la Miocenul inferior din regiunea Salva-Mocod, scrisă de Mariană Iva, care ajunge la concluzia că stratele de Hida s-au depus în condiîii litorale în timpul Ottangianului, marcînd etapa finală a primului ciclu, sedimentare miocenă.

Tot într-o lucrare recentă, în care Dumitriică, Gheță și Popescu (1975) prezintă corelarea Miocenului mediu din aria carpatică se atribuie stratelor de Hida vîrstă burdigaliană și langhiană inferioară. Stratele de Hida ar corespunde în timp stratelor de Someș și stratelor de Ciceu-Giurgești.

În cadrul stratelor de Hida, Suraru (1970), delimitîază următoarele orizonturi : a) orizontul grezos-conglomeratic I ; b) orizontul argilos-nisipos I ; c) orizontul grezos-conglomeratic II ; d) orizontul argilos-nisipos II ; e) orizontul grezos-conglomeratic III.

<sup>3</sup> A.I. Maxim. Geologia munîilor Ciceu. 1948. Arh. I.G.G. Bucureîti.

Orizonturile grezoase-conglomeratice sunt alcătuite din bancuri de conglomerate grosolană, polimictice, bancuri de nisipuri și gresii cuarțitice, cuprinzând subordonat intercalări de nisipuri fine pînă la argiloase, chiar argiloase-marnoase. Orizonturile argiloase-nisipoase se caracterizează prin argile nisipoase, argile marnoase-nisipoase, bogat micacee de culoare cenușie.

Din depozitele dezvoltate în Dealul Gras de la Hida, profil care a servit ca stratotip pentru aceste formațiuni, am studiat conținutul în nannoplancton pe o grosime de 70 m. Nu am observat o oarecare repartizare a speciilor de nannoplancton, care să ne dea posibilitatea unor orizontări, ceea ce ar face să discutăm împreună formele identificate.

Asociația de nannoplancton determinată de noi care provine din aceste depozite cuprinde următoarele specii :

- Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel)
- Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller
- Coccolithus* sp. (*C. aff. petrinus* Stradner)
- Coccolithus* sp.
- Coccolithus leptoporus* (Murray et Bachmann)
- Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert)
- Dictyococcites* sp. [*D. cf. scripsae* (Buckry et Percival)]
- Heliolithus kleipnelli* Sullivan
- Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon
- Sphenolithus* sp. (*S. aff. dissimilis* Buckry et Percival)
- Sphenolithus heteromorphus* Deflandre
- Sphenolithus moriformis* (Bröniman et Stradner), Braml. et Wilc.
- Sphenolithus pacificus* Martini
- Sphenolithus* sp. (*S. aff. obtusus* Buckry)
- Sphenolithus* sp.
- Helicopontosphaera ampliaperta* (Bramlette et Wilcoxon)
- Discoaster* aff. *variabilis* Martini et Bramlette
- Zyghrablithus bijugatus* Deflandre
- Toracosphaera* sp.
- Watrznaeuria barnesae* (Bukry).

Prima observație pe care o putem face este în legătură cu predo-  
minanța genului *Sphenolithus*. Speciile : *Sphenolithus* aff. *dissimilis*, *Sphenolithus* *moriformis* se întâlnesc atât în Paleogen cât și în Miocenul inferior. Specia *Sphenolithus belemnos* se dezvoltă în intervalul nor-  
melor NN2-NN3. Elementul nou în această asociație îl reprezintă specia *Sphenolithus heteromorphus*. În zonarea standard a nannoplanctonului din Terțiar pentru această specie este indicat ca interval de dezvoltare partea superioară a zonei NN3 (zona *Sphenolithus belemnos*), zona NN4 (zona *Helicopontosphaera ampliaperta*) și zona NN5 (zona *Sphenolithus heteromorphus*). În profilul de la Ciceu-Giurgești Gheța și Popescu (1975), arată că această specie este frecventă în tot profilul, adică în zona *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina suturalis* și zona *Glo-  
borotalia bykovae*.



O observație importantă este legată de specia *Helicopontosphaera ampliaperta*, specie foarte frecventă în partea superioară a stratelor de Chechiș. Această specie de zonă (NN4), este răspândită în intervalul NN2-NN4. Este semnalată de Gheța și Popescu (1975) din partea inferioară a zonei cu *Praeorbulina glomerosa*, marcând limita între zonele NN4 și NN5.

*Coccolithus eopelagicus* este de asemenea destul de frecvent. Această specie după Buksy marchează chiar o subzonă în intervalul imediat următor zonei NN5. În profilul de la Giurgești, este foarte frecvent tot în zona cu *Praeorbulina glomerosa*, după care devine doar frecvent.

*Discoaster variabilis* semnalat de Gheța și Popescu (1975), este de asemenea frecvent în profilul de la Giurgești.

*Coccolithus pelagicus* are o răspândire largă în cadrul depozitelor terțiare marine.

Alte forme cum ar fi: *Heliolithus kleipnelli*, *Watrznaeuria barnesae*, *Toracosphaera* sp., sunt mai vechi ca vîrstă, fiind remaniate în aceste depozite.

Luând în considerare cele prezентate, constatăm că în cazul depozitelor găsite sub stratele de Hida, care aparțin stratelor de Chechiș, s-a semnalat o erupție a speciei *Helicopontosphaera ampliaperta*, specie de zonă, care ne-a făcut să atribuim aceste depozite în afara zonei NN3 și părții inferioare a zonei NN4 (Mészáros, Ianoliu, Pion — sub tipar).

Referitor la nannoplanctonul stratelor de Hida constatăm că specia de zonă *Helicopontosphaera ampliaperta*, devine foarte rară, apărind în schimb în număr mare *Sphenolithus heteromorphus*, specie care se dezvoltă puternic în zona NN5, unde devine specie de zonă. Specia cea mai frecventă este însă *Sphenolithus belemnos*, care indică depozite mai vechi, fiind specie de zonă pentru zona NN3. Nu credem că această specie este remaniată și, dacă aceasta este situația, atunci avem de-a face cam cu tot același interval de nannoplancton ca în cazul depozitelor terminale ale stratelor de Chechiș, adică cu partea terminală a zonei NN3 și începutul zonei NN4. Dacă *Sphenolithus belemnos* ar trece și mai sus de zona NN3, ar depăși limitele indicate de Martin (1971) și atunci am opta numai pentru partea bazală a zonei NN4. Dacă însă acesta nu depășește această limită, atunci optăm tot pentru partea terminală a zonei NN3 și începutul zonei NN4, deși aceste depozite se găsesc stratigrafic într-o poziție superioară stratelor de Chechiș.

## BIBLIOGRAFIE

- Dumitrică P., Gheța N., Popescu Gh. (1975) Date cu privire la biostratigrafia și corelarea Miocenului mediu din aria Carpațică. D. S. Inst. geol. geof. LXI, 4, Stratigrafie, București.



- Fuchs Th. (1885) Über die Fauna von Hidalmás bei Klausenberg. *Verhandlungen d.K.K. geol. Reichsanst.*, Wien.
- Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Comitatus während der Sommercampagne 1878. *Föld. Közl.*, IX, 5—6, Budapest.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abtheilung, Budapest.
- Mészáros N., Ianoliu C., Pion N. Nannoplanctonul stratelor de Chechiș și paralelizarea lor cu depozite similare ca vîrstă din Carpații Orientali (sub tipar).
- Moisescu V. (1975) Stratigrafia depozitelor paleogen și miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românași (NW bazinului Transilvaniei). *An. Inst. geol. geof.*, XLVII, București.
- Popescu Gh. (1970) Foraminiferele planctonice din stratele de Hida (nord-vestul Transilvaniei). *Stud. cerc. geol. geogr., seria Geologie*, 15/1, București.
- Cioflică Gianina (1973) Contribuții la microbiostratigrafia Mioceneului mediu din nordul Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, XVIII, (1), București.
- Răileanu Gr. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida-Sic. D. S. Com. Geol., XXXIX, București.
- Suraru N. (1952) Contribuții la cunoașterea microfaunei stratelor de Hida. *Stud. cerc. șt. Acad. R.P.R., Fil. Cluj*, 1—2, Cluj.
- (1958) Contribuții la cunoașterea macrofaunei stratelor de Hida. *Studia*, III, 5, seria II, 1, Cluj.
- (1970) Stratigrafia depozitelor terțiare din bazinul inferior al văii Almașului (NV Transilvania) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare. Teză de doctorat. București.
- Suraru N. in Marinescu F. et al. (1972) Guide de l'excursion de la V reunion du group de travail pour la Parathethis. Inst. Geol. 9, București.
- Bachmann A., Papp A., Stradner H. (1963) Mikropaläontologische Studien im „Badener Tegel“ von Frätingsdorf, Nord Österreich. *Mitteilungen der Geol. Gesellschaft, Band 56, Heft 1*, Wien.
- Papp A. (1967) Vorkommen und verbreitung der silicoflagellaten in Neogen Österreichs. *Giornale di Geologia*, XXXV/2, 117, Bologna.
- Báldiné-Beke Mária (1960) Magyarországi miocen coccolithophoridák rétegtani Jelentősége. *Föld. Közl.* 90/2, Budapest.
- (1966) A hazai nannoplankton vizsgálatok. *Öslenyntani vitak*. Budapest.
- Best G., Müller Carla (1972) Nannoplankton-Lagen im Unter-Miozän von Frankfurt am Main. *Senkenbergiana Lethaea*, 53.
- Bóna J. (1964) Coccolithophorida-vizsgálatok a mecseki neogén retegekban. *Föld. Közl.*, XCIV, 1 füz., Budapest.
- Bukry D., Bramlette M. N. (1969) Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. *Tulane Studium in Geol. and Pal.*, 7, 3.

- (1970) 13. Coccolith age determinations Leg 2 Deep Sea Drilling Project. II, Washington.
- Cati Fr., Borsetti Ana-Maria (1970) I Discoasteridi del miocene della Marche. *Giornale di Geologia, Serie 2, XXXVI, II*, Bologna.
- Clocchiatti M., Jerković L. (1970) Cruciplacolithus tenuiforatus, nouvelle espèce de Coccolithophoride du Miocene d'Algérie et de Yougoslavie. *Cahiers de Micropaleontologie, 2, 2*.
- (1971) Contribution à l'étude du nannoplankton du néogène d'Afrique du Nord. *Mém. du Museum Nat. d'Hist. Nat., XXIII*, Paris.
- Gartner St. (1967) Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad Jamaica and Gulf of Mexico. *Paleontological Contributions, Paper 29*, Kansas.
- Lids B. (1972) Reworking and apparent reworking of Neogene fossil plankton. *Micropaleontology, 18, 1*.
- (1973) Corelation of neogene planctonic foraminifer and nannofossils zones. Contribution No. 1103 from the Institute of Marine Sciences University of Miami.
- Gheță N., Popescu Gh. (1975) Middle Miocene at Giurgești. (Excursion 6). 14-th European *Micropaleontological Colloquium*, București.
- Haq Bilal (1973) Evolutionary trends in the Cenozoic coccolithophore genus *Helicopontosphaera*. *Micropaleontology, 19, 1*.
- Hay W. W., Mohler H. P. (1967) Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and Trans-oceanic correlation. *Gulf Coast Ass. of Geol. Soc., XVIII*.
- Lebenzon C. (1973) Nannoplantonul calcaros al depozitelor oligocene și miocene inferioare din cursul superior al Văii Tarcăului. *D. S. Inst. Geol., LIX, Stratigrafie*, București.
- Martini E. (1967) Calcareous Nannoplankton from the type Langhian. *Giornale di Geologia, XXXV/2*, Bologna.
- (1969) Nannoplankton aus dem miozän von Gabon (Westafrica). *N. jb. Geol. Paläont. Abh. 132, 3*, Stuttgart.
- (1971) Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *II Planktonik Conference*, Roma.
- Müller Carla (1973) Nannoplankton gemeinschaften in Miozän und Pliozän des Nordseebeckens. *N. jb. Geol. Paläont., Monatshefte, 9*, Stuttgart.
- Molcikova Vera (1974) Nannoplankton of the Karpatian and of variegated Neogene beds in the Carpathian foredeep. *Vestnik Ústředního ústavu geol. 49*, Praha.
- Oravec J. (1959) Coccolithophorida vizsgálatokról. *Föld. Közl., 89-4*, Budapest.
- Roth H. P., Franz H. E., Wise S. W. (1971) Morphological study of selected members of the genus *Sphenolithus*. *Proceedings of the II Plnk. Conf.*, Roma.
- Stradner H. (1972) 42. Catalogue of calcareous nannoplankton from sediments of Neogene age in the Eastern North Atlantic and Mediterranean Sea. In *Report of Deep Sea Drilling Project. XIII*, Washington.



## NANNOPLANCTON DES COUCHES DE HIDA DE LA HIDA ET LEUR SIGNIFICATION STRATIGRAPHIQUE

(Résumé)

En étudiant le contenu en nannoplancton des dépôts de la coupe des couches de Hida les auteurs ont observé que l'espèce *Helicopontosphaera ampliaperta* est très rare par rapport à son abondance dans la partie supérieure des couches de Chechiș. Plus fréquents sont les exemplaires de *Sphaenolithus heteromorphus* et très nombreux ceux de *Sphenolithus belemnos*. Si l'espèce *Sphenolithus belemnos* passait plus haut de la zone NN3 les limites indiquées par E. Martin ne seraient pas respectées et alors nous n'aurions qu'opté pour la partie basale de la zone NN4. Si toutefois cette espèce ne dépasse pas cette limite, alors nous optons quand dépôts se trouvent du point de vue stratigraphique au-dessus NN 4, bien que ces dépôts se trouvent du point de vue stratigraphique au-dessus des couches de Chechiș.

### DISCUȚII

I. C. Motaș: Lucrarea subliniază importanța bazinului Transilvaniei pentru stratigrafia Neogenului european. Unitățile cronostratigrafice ale Paratethysului central ar trebui considerate unități de scurtă durată ale intervalului stratigrafic reprezentat prin superetajul girondian.

Mariana Iva: Asociația de nannoplancton din stratele de Hida de la Hida este asemănătoare cu cea întâlnită la același nivel stratigrafic, mai la nord de valea Tibleșului, unde ea apare alături de *Leptodermella* sp. Sovov, stromatoid de apă dulce. Aceasta arată o îndulcire a apelor la nivelul stratelor de Hida, strate cu un puternic caracter regresiv și cu numeroase nivele de remanieri.

## CARACTERELE GEZENELE PENTRU FORMAREA SUD-ESTULUI ROMÂNIEI

Geozenele sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.

Geozenele hidrogeologice sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.

Geozenele hidrochimice sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.

Geozenele hidrogeologice sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.

Geozenele hidrochimice sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.

Geozenele hidrogeologice sunt procese care se desfășoară în mediul geologic și care determină modificările formelor terenului sau ale sărăciei său. Acestea pot fi de natură fizică sau chimică și pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică. În ceea ce privește originea lor, geozenele pot fi de origine hidrogeologică sau hidrochimică.



#### 4. STRATIGRAFIE

## VÎRSTA CONGLOMERATELOR DE HORĂCIOARA<sup>1</sup>

DE

MIHAI MICU<sup>2</sup>

### Abstract

**Age of Horăcioara Conglomerates.** Based on micropaleontological arguments, this paper proves the Paleocene age of the Horăcioara conglomerates in the Bistrița half-window which are thus correlated with the Piatra Streiului conglomerates of the Vrancea half-window. The stratigraphic distribution of the Upper Cretaceous-Paleogene gritty-conglomerate facies in the Bistrița half-window is likewise discussed, a new standpoint being presented.

Această lucrare, cu caracter preliminar, are ca prim obiect precizarea vîrstei conglomeratelor de Horăcioara din semifereastra Bistriței. Vor mai fi luate de asemenea în discuție și unele probleme privitoare la distribuția faciesurilor grezo-conglomeratice în depozitele cretacic-superioare și paleogene din acest sector al unității cutelor marginale.

Frecvențele laminări tectonice de pe flancurile anticlinalului Horaița-Doamna, precum și asemănările litologice aparente între unele orizonturi ale Cretacicului superior și Paleogenului de aici au dat loc, în repetate rînduri, la numeroase confuzii în interpretare. Aprecierea vîrstei unor orizonturi, mai ales acolo unde stratele de Sărata (Cretacic inferior) vin în contact cu diferiți termeni ai succesiunii cretacic-paleogene, este posibilă în ultimă instanță doar prin precizarea conținutului microfaunistic al acestora.

Separate sub această denumire de Mirăuță și Mirăuță (1964), conglomeratele de Horăcioara au fost considerate, cu puține excepții, ca aparținînd Senonianului. În cele ce urmează vom prezenta un scurt

<sup>1</sup> Predată la 11 mai 1976, acceptată pentru publicare la 12 mai 1976, comunicată în ședință din 21 mai 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



istoric al cercetărilor de dată mai recentă din regiune, care printre alte probleme de stratigrafie și tectonică, tratează și acest subiect.

Olteanu (1952), arată că în anticinalul Horaița-Doamna, Senonianul cenușiu cu fucoide și inocerami este înlocuit de un facies marnos negricios, care înclinăm să credem că reprezintă mai degrabă o parte a stratelor de Sărata (Cretacic inferior). Autorul separă însă în baza Eocenului<sup>3</sup> o brecie calcaroasă organogenă, cu *Lithothamnium*, briozoaré, resturi de inocerami și nummuliți de talie mică. Asupra acestui lucru vom mai reveni pe parcursul lucrării cu unele precizări.

S. Pauliuc (1952)<sup>4</sup> separă în Senonianul din bazinul Cuejdiului un orizont inferior marnos-calcaros cu fucoide și un orizont superior alcătuit în principal din calcare organogene, adoptând schema propusă de Joja (1952, 1955) pentru orizontarea Senonianului din pînza marginală.

La concluzii asemănătoare asupra subdiviziunii depozitelor senoniene ajung St. Albu și Elena Albu (1958)<sup>5</sup>. T. Filimon și A. Damian (1959<sup>6</sup>, 1965) separă un singur orizont în Senonian, care cuprinde marno-calcare, marne cenușii și conglomerate organogene.

Fl. Olteanu (1953)<sup>7</sup> contestă prezența Cretacicului superior în semifereastra Bistriței, iar, în 1955, Joja (1959) arată că depozite de această vîrstă apar doar în flancul vestic al anticinalului Horaița-Doamna, unde sunt reprezentate prin strate de Hangu inferioare. În flancul estic al acestui anticinal, chiar pe pîrful Horăcioara, autorul citat arată că depozitele cretacic-inferioare vin în contact tectonic cu depozite eocene cu o litologie heterogenă, a căror succesiune stratigrifică este dificil de stabilit datorită rapidelor variații de facies atât pe direcție cât și pe verticală.

O. Mirăuță et al. (1960)<sup>8</sup> păstrează subdivizarea în două orizonturi a Senonianului din regiunea Piatra-Neamț, remarcând faptul că în orizontul inferior sunt foarte numeroase intercalăriile de calcare conglomeratice, alături de breciile organogene. Pe baza a numeroase resturi organice (inocerami, radioliți, resturi de ammoniti, ostreide etc.), autorii argumentează vîrsta senoniană a acestor depozite. În 1964, Mirăuță și Mirăuță separă cartografic conglomeratele de Horăcioara din bazinile Almașului și Cuejdiului. În privința vîrstei acestor conglomerate, autorii respectivi arată că ele aparțin Senonianului inferior, împreună cu stratele de Lepșa pe care repauzează. La rîndul lor, conglomeratele de Horăcioara se plasează, în vederea autorilor mai sus citați, sub stratele de Hangu inferioare (marnele de ciment), care revin Senonianului superior.

<sup>3</sup> Sub denumirea generică de Eocen se înțelege, pînă către 1960 și o parte a depozitelor care actualmente sunt atribuite Paleocenului.

<sup>4</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>5</sup> Arh. I.P.G.G.H. București.

<sup>6</sup> Arh. I.P.G.G.H. București.

<sup>7</sup> Arh. I.P.G.G.H. București.

<sup>8</sup> Arh. I.G.G. București.

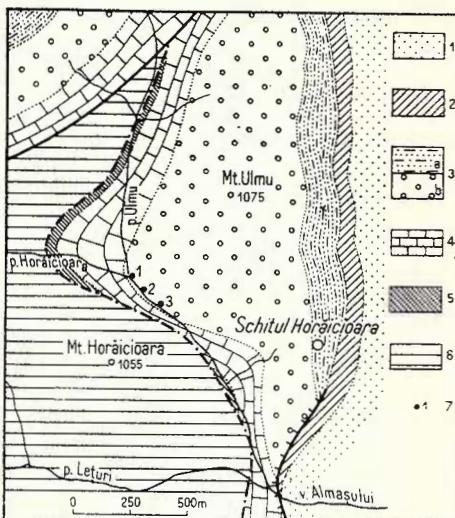
I. Dumitrescu et al. (1971)<sup>9</sup>, susțin vîrstă senonian-superioră a conglomeratelor de Horăcioara. Este arătat însă cu această ocazie că peste aceste conglomerate, la schitul Horăcioara, stau strate de Runcu, echivalentul în unitatea cutelor marginale al stratelor de Putna (= strate de Hangu superioare) din pînza de Tarcău, a căror vîrstă paleocenă fusese deja dovedită. Mai mult, cu ocazia unei deplasări pe teren în această regiune, în toamna anului 1971, profesorul Dumitrescu mi-a atras atenția asupra asemănării litologice dintre stratele

Schiță geologică a bazinului pîrului Horăcioara.

- 1, strate de Jgheabu Mare (Ypresian) ;
- 2, strate de Piatra Uscată (Paleocene-Ypresian inferior) ; 3 a, strate de Runcu ;
- 3 b, conglomerate de Horăcioara (Paleocene) ;
- 4, strate de Lepșa (Senonian) ;
- 5, șisturi vîrgate (Vraconian-Turonian) ;
- 6, strate de Sărata (Cretacic inferior) ;
- 7, puncte de colectarea probelor.

Esquisse géologique du bassin du ruisseau de Horăcioara.

- 1, couches de Jgheabu Mare (Yprésien) ;
- 2, couches de Piatra Uscată (Paléocène-Yprésien inférieur) ; 3 a, couches de Runcu ; 3 b, conglomérats de Horăcioara (Paléocène) ; 4, couches de Lepșa (Sénōnien) ; 5, schistes barriolés (Vraconien-Turonien) ; 6, couches de Sărata (Crétacé inférieur) ; 7, points d'où on a recueilli les échantillons.



de Runcu de la schitul Horăcioara și stratele de Cașin inferioare din semifereastră Vrancei. Din acest moment se contură ca foarte probabilă posibilitatea corelării conglomeratelor de Horăcioara cu conglomeratele pe Piatra Streiului<sup>10</sup>, care reprezintă faciesul conglomeratic al stratelor de Cașin inferioare din Vrancea. Rămînea de demonstrat însă, cu argumente paleontologice, apartenența conglomeratelor de Horăcioara la Paleocen. În sprijinul acestei idei, argumentele necesare ne-au fost furnizate de rezultatele obținute în ultimul timp prin studiul microfacial al conglomeratelor de Horăcioara de pe o serie de profile situate pe valea cu același nume, în versantul drept al pîrului Ulmu, precum și în profilul din Muncelul Cracăului (fig.).

Studiul secțiunilor subțiri ne-a furnizat o serie de date prin care apartenența la Paleocen a conglomeratelor de Horăcioara este evidentă.

<sup>9</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>10</sup> Posibilitate sugerată și de M. Săndulescu cu ocazia analizei machetei hărții geologice 1 : 50.000 Crăcăoani.

Astfel, în profilul de pe pîrîul Horăicioara, alături de numeroase resturi organice remaniate din Cretacicul superior (fragmente de inocerami, de orbitoizi, de radioliți, globotruncane, briozaare, etc.) am putut pune în evidență unele forme de *Discocyclina aff. seunesi*, *Miscellanea* sp., *Globorotalia* sp., *Miniacina* sp., *Dorothia* sp., *Textularia* div. sp., *Nodosaria* sp. miliolidae, melobesiaeae, briozaare, etc. (pl. I—IV).

Pe baza globorotaliilor și discocyclinelor sătem în măsură să afirmăm că dispunem de argumentele paleontologice necesare pentru a demonstra vîrstă paleocenă a conglomeratelor de Horăicioara. În plus, urmărirea cartografică a răspîndirii acestor conglomerate, la nord de schitul Horăicioara a confirmat efilarea lor spre nord și tranzitia gradată la stratele de Runcu propriu-zise în care microfauna este de asemenea de vîrstă paleocenă (Bratu, 1975). În această ordine de idei, conglomeratele de Horăicioara rămîn un episod conglomeratic-grezos al stratelor de Runcu din semifereastra Bistriței, în același sens în care conglomeratele de Piatra Streiului din Vrancea reprezintă o particularitate locală a stratelor de Cașin inferioare.

Conglomerate de Horăicioara, cu conținut micropaleontologic similar, am mai întîlnit și în flancul vestic al anticlinialului Horaița-Doamna, în culmea Muncelul Cracău, unde de asemenea sănt dispuse peste stratele de Lepșa din pat și trec spre partea superioară la strate de Runcu. Urmărirea lor pe acest aliniament este posibilă spre sud pînă în apropierea confluenței pîrîului Țigana cu pîrîul Cucușdului.

Probleme destul de dificile ridică și corelarea faciesurilor conglomeratice de la sud de valea Bistriței, unde conglomeratele de Horăicioara lipsesc. În acest sens amintim că Băncilă (1958) descrie sub denumirea de conglomerate de Cerneagura o serie conglomeratică de cca 100 m grosime care se dezvoltă cu deosebire în flancul estic al anticlinialului Horaița-Doamna. După opinia autorului respectiv, ele alcătuiesc orizontul bazal al „Eocenului“, avînd în acoperiș grezo-calcare „cașinoide“ (= strate de Jgheabu Mare — Olteanu, 1952). Aceste conglomerate conțin nummuliți care atestă vîrstă lor eocenă (Băncilă, 1958).

Humă (1971) consideră însă conglomeratele de Cerneagura ca un facies local al stratelor de Hangu superioare din unitatea cutelor marginale care ar sta discordant peste stratele de Hangu inferioare. Pe baza asociațiilor de foraminifere autorul acordă acestor conglomerate vîrstă paleocenă (inclusiv Danian). Autorul contestă prezența stratelor de Lepșa la sud de valea Bistriței și echivalează conglomeratele de Horăicioara cu conglomeratele de Cerneagura.

I. Dumitrescu et al. (1971)<sup>11</sup> consideră însă conglomeratele de Cerneagura ca reprezentînd un episod conglomeratic cu dezvoltare locală, cantonat în cuprinsul stratelor de Jgheabu Mare (Ypresian). În sprijinul acestei afirmații putem adăuga că într-o serie de secțiuni subțiri din aceste conglomerate din vîrful Cerneagura, pîrîul Groapa Adincă și Dealul Socolețu am identificat numeroase exemplare de *Nummulites*

<sup>11</sup> Arh. I.G.G. București.

ex.gr. *millecaput*, *Discocyclina roberti*, *Assilina* sp., *Operculina* sp., care dovedesc faptul că aceste depozite sunt în orice caz mai noi decât Paleocenul.

O problemă aparte o constituie stabilirea poziției în semifereastra Bistriței a „breciei organogene” semnalată de Olteanu (1952, 1953) în baza „Eocenului”. Mirăuță și Mirăuță (1964) arată că nu au întîlnit această brecie peste depozitele senoniene din regiunea Piatra Neamț, aşa cum susținea Olteanu. După opinia noastră această brecie, cu o dezvoltare cu totul sporadică și cu grosimi reduse, în majoritatea cazurilor sub 1 m, se dezvoltă între stratele de Piatra Uscată (echivalentul, în unitatea cutelor marginale al stratelor de Straja din pârâza de Tarcău) și stratele de Jgheabu Mare. Poziția ei este cu deosebire evidentă în malul stâng al pârâului Doamna, imediat amont de confluența acestuia cu Bistrița.

### Concluzii

Din cele prezentate mai sus reiese că faciesurile grezo-conglomeratice organogene sunt bine reprezentate la diverse nivele în cadrul depozitelor senoniene și paleocen-eocene din semifereastra Bistriței. În linii generale, succesiunea pe verticală a acestora ar fi următoarea:

— Brecii și conglomerate organogene, ca nivele cu grosimi decimetrice, rar de ordinul metrilor, în partea superioară a stratelor de Lepșa. Vîrsta : Senonian superior.

— Conglomerate de Horăcioara, cu dezvoltare locală în cadrul stratelor de Runcu, îndeosebi în flancul estic al anticinalului Horaița-Doamna, cu grosimi între 50—150 m. Vîrsta : Paleocen.

— „Brecia organogenă”, situată între stratele de Piatra Uscată și stratele de Jgheabu Mare. Vîrsta : Ypresian inferior.

— Conglomerate de Cernegura, cantonate în cuprinsul stratelor de Jgheabu Mare din flancul estic al anticinalului Horaița-Doamna. Vîrsta : Eocen inferior-(?)Eocen mediu.

### BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.  
 Bratu Elena (1975) Coupe du Maestrichtien à l'Oligocène inférieur dans le flysch externe de Cucuș (Bassin de la Bistrița). 14-th Europ. Microp. Coll. Bucharest.
- Cita M. B. (1965) Jurassic, Cretaceous and Tertiary Microfacies from the Southern Alps. (Northern Italy). Leiden.
- Cuvillier J. (1965) Stratigraphic correlation by microfacies in Western Aquitaine. Leiden.
- Filiimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz-Piatra Neamț. Com. Geol. III, Soc. de Științe Nat. și Geografie R.P.R., București.



- Humă I. (1971) Studiul geologic al zonei de fliș paleogen dintre Valea Bistrița și Valea Iapa cu privire specială asupra perspectivelor de petrol și gaze (Autoreferat), Univ. București.
- Ioja T. (1952) Cercetări geologice între Valea Râșca și Valea Agapiei. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- (1959) Cercetări geologice în flișul extern dintre Valea Cracăului și Valea Horaiței. *D. S. Com. Geol.* XLII (1954—1955), București.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Flișul cretacic și paleogen din Valea Cuejdului și Valea Horaiței. *D. S. Com. Geol.* L/I (1961—1963), București.
- Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pîriul Cuejdului și pîriul Pîngărăciorul. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948—1949), București.
- (1953) Revizuiri geologice la sud de valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950), București.
- Samuel O., Borza K., Kohler E. (1972) Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathians). Bratislava.

## L'ÂGE DES CONGLOMÉRATS DE HORĂCIOARA

(Résumé)

Dans le présent ouvrage, l'auteur tâche de mettre en lumière, en s'appuyant sur des arguments d'ordre micropaléontologique, l'âge paléocène des conglomérats de Horăcioara, considérés jusqu'à présent comme appartenant au Sénonien. L'association à *Discocyclina cf. seunesi*, *Miscellanea* sp., *Globorotalia* sp., *Minicina* sp. justifie cet âge paléocène, offrant la possibilité de corrélérer ces conglomérats de la demifenêtre de Bistrița avec ceux de Piatra Streiului de la demifenêtre de Vrancea.

Ainsi, on remet en question la position stratigraphique des conglomérats de Cernegura, qui, à un moment donné, ont été équivalents aux conglomérats de Horăcioara. Par identification dans les conglomérats de Cernegura à une association à *Nummulites ex gr. millecaput*, *Discocyclina roberti*, *Assilina* sp., *Operculina* sp., on prouve que les conglomérats de Cernegura représentent un faciès local des couches de Jgheabu Mare, eocènes inférieurs — (?) éocènes moyens.

On porte également des discussions sur la position stratigraphique des autres intercalations gréso-conglomératiques des dépôts sénoniens-paléogènes de la demifenêtre de Bistrița, qui jusqu'à présent ont été considérés comme ayant de différents âges. Finalement, nous précisons la suivante succession stratigraphique :

Brèches et conglomérats organogènes intercalés à divers niveaux de la partie supérieure des couches de Lepșa. Age : Sénonien.

Conglomérats de Horăcioara, à développement local dans les couches de Runcu. Age : Paléocène, probablement inférieur.



„Brèche organogène“, située entre les couches de Piatra Uscată et les couches de Jgheabu Mare. Age : Yprésien inférieur.

Conglomérats de Cernegura, cantonné dans les couches de Jgheabu Mare, au sud de Valea Bistriței. Age : Éocène inférieur — (?) Éocène moyen.

## DISCUȚII

P. Polonic: În aceste conglomerate, pe pîrîul Almașu Mare, am găsit numeroase fragmente mari de inocerami în apropierea limitei lor cu stratele de Jgheabul Mare. Posibilitatea ca inoceramii să fi fost remaniați ni se pare greu de acceptat, deoarece aceștia apar cu o frecvență mai mare decât în stratele de Hangu. Dealtfel și microfauna determinată de G. Voicu din aceleași conglomerate care aflorează pe pîrîul Gliguța este considerată ca senoniană, fiind asemănătoare cu cea din stratele de Hangu din bazinul văii Cuejdiu. Mai mult, se aduce și o argumentație ce exclude posibilitatea unei remanieri a asociației respective în depozite mai noi, eocene.

În această situație, ținând seama și de cele comunicate în prezența lucrare, autorul va trage concluziile ce se impun.

Răspuns: În lucrare sunt menționate numeroase resturi de organisme cretacice, evident remaniate în conglomeratele de Horăcioara, o parte din ele fiind chiar figurate în planșele ce însotesc lucrarea. Frecvența mare a resturilor de inocerami în aceste conglomerate nu poate fi în nici un caz un argument suficient pentru a le atribui vîrstă senoniană. În geologie există un principiu conform căruia vîrsta unor depozite se atribuie după cele mai noi forme fosile pe care acestea le conțin. Punerea în evidență a unor genuri și specii paleocene (*Globorotalia*, *Discocyclina*, etc.) ne obligă să considerăm conglomeratele de Horăcioara ca fiind în orice caz mai noi decât Cretacicul, știut fiind că aceste organisme își încep evoluția abia în Tertiар.

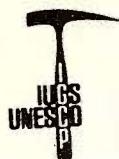
Asociația microfaunistică senoniană identificată de G. Voicu în unele probe de pe pîrîul Gliguța bănuim că ar putea proveni din breciile și conglomeratele organogene de la partea superioară a stratelor de Lepșa, a căror vîrstă senoniană nu poate fi contestată. Nu cunoaștem însă care ar putea fi argumentele conform căroră G. Voicu exclude posibilitatea unei remanieri a asociației senoniene de pe acest profil și în cazul în care probele ar proveni, aşa cum susțineți, „din aceleași conglomerate de Horăcioara“. Reamintim cu această ocazie că atât dv., cât și G. Voicu menționați frecvente asociații cretacice în molasa miocenă, fără a vă pune problema că acestea ar fi *in situ*, deși în acest din urmă caz nu sunt citate și microfosile miocene care ar putea preciza vîrsta depozitelor.





Institutul Geologic al României

#### 4. STRATIGRAFIE



Programme 25 Corrélations stratigraphiques du Néogène de la Téthys  
et de la Paratéthys

### LES UNITÉS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DU NÉOGÈNE SUPÉRIEUR DE ROUMANIE ET LA LIMITÉ MIOCÈNE-PLIOCÈNE<sup>1</sup>

PAR

IONEL C. MOTĂŞ<sup>2</sup>, FLORIAN MARINESCU<sup>2</sup>

#### Abstract

The Upper Neogene Chronostratigraphic Units in Romania and the Miocene-Pliocene Boundary. The subdivisions of the Upper Neogene in Romania are presented within the correlation between Central Paratethys and Tethys. The Miocene-Pliocene boundary is proposed at the base of the Dacian.

Du point de vue paléogéographique le Néogène de Roumanie appartient à la Paratéthys centrale et en quelque mesure à la Paratéthys orientale.

Certaines corrélations inexactes entre la Paratéthys centrale et la Téthys ont fait nécessaire dès 1968 l'établissement d'une nouvelle échelle chronostratigraphique pour la Paratéthys centrale (Egérien, Eggenburgien, Ottangien, Karpatien, Badénien, Sarmatien, Pannónien, etc.).

Un essai d'application de cette échelle a été faite chez nous par Lazărescu et Grujinschi (1969), en se basant surtout sur les cycles sédimentaires.

Ultérieurement les unités de cette échelle ont été petit à petit reconnues d'après les associations de foraminifères ; on a pu préciser aussi la corrélation avec les zones de Blow (Blow, 1969 ; Berggren, 1971).

<sup>1</sup> Reçu le 20 Mai 1976, accepté le 26 Mai 1976, présenté à la séance du 21 Mai 1976.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caramsebeș nr. 1, București, 32.



D'un autre côté les corrélations entre l'échelle de la Paratéthys et celle de la Téthys ont démontré certaines équivalences directes avec les stratotypes de l'Europe occidentale (Girondien avec Aquitanien et Burdigalien ; Langhien, etc.) (Popescu, 1975 ; Motăş et al., 1976).

TABLEAU  
*Corrélation des étages du Néogène supérieur en Roumanie*

M. A.	B low	Téthys	Paratéthys centrale	Encienne échelle en Roumanie		
		Pleistocene				
2	2 -	N22	Pliocène (Rossélien)	Piacentien		
4		N21		Zancléen		
5,5	-	N18				
6				Messinien		
7,15	-	N17	Miocène supérieur (Castellanien)			
8		N16				
10				Tortonien		
12	12,19-	N15				
14				Serravallien		
15,03		N10	Miocène moyen (Cessolien)			
16				Langhien		
16,27	-	N8				
24		N7	Miocène inférieur (Girondien)			
		N4				

Dans le tableau annexe ne figure plus le Hélovetien. En effet cette unité chronostratigraphique a été invalidée au Congrès du Comité du Néogène Méditerranéen de Berne, en 1964. D'ailleurs déjà en 1954 F. Rutsch avait montré que l'association de mollusques du stratotype (Imihubel, en Suisse) est comparable avec celle du Burdigalien d'Aquitaine.

D'après les dernières données (biozonation, paléomagnétisme, âges radiométriques, etc.) le Tortonien de la Téthys occupe une autre position que celle qu'on lui avait assigné dans la Paratéthys.



Rappelons que dans le Tortonien marin de Bou Hanifia (en Afrique du nord) il y a une intercalation continentale avec une faune de mammifères à *Hipparium* (Thenius, 1959).

Il s'ensuit que le Tortonien stratotypique est parallélisable avec le Malvensien (Pannonien *s. str.*) de la Paratéthys.

En Roumanie maintenant on utilise l'échelle chronostratigraphique de la Paratéthys, mais pour les formations qui sont directement corrélables on utilise les étages de la Téthys (Popescu, 1975; Motăș et al., 1976).

C'est pourquoi dans le tableau annexe nous utilisons le Langhien, étage de valeur globale ; en échange nous utilisons, pour le moment, le Kossovien, qui est un étage de valeur régionale (pour la Paratéthys).

Aussi nous employons le Badénien (étage de la Paratéthys centrale), en le considérant plutôt comme un supér-étage, analogue au Cessolien téthyque (Motăș et al., 1976).

Le Sarmatiens (Suess) nous le considérons comme faisant partie du Miocène moyen.

Le Miocène supérieur, ou le Castellanien, de la Téthys est constitué par le Tortonien et le Messinien, c'est à dire le Malvensien et le Pontien de la Paratéthys.

Quant au Dacien et au Roumain, nous les rangeons au Pliocène.

Par opposition à la limite Pliocène/Pléistocène, qui a été beaucoup discutée, en admettant d'une façon presque unanime de la tracer entre le Piacentien et le Calabrien, à 1,8 M.A. (Macarovic, 1975), la limite Miocène/Pliocène a été beaucoup moins discutée ces dernières années.

Pour les spécialistes qui s'occupent des faciès marins, le Pliocène demeure le même qu'il a été défini par Lyell en Italie.

Certains spécialistes en faune de mammifère ont proposé de tracer la limite Miocène-Pliocène à l'apparition de *Hipparium*. L'apparition du genre *Hipparium* se place beaucoup plus bas que la limite inférieure du Pliocène stratotypique, à savoir dans le Tortonien téthyque ou dans le Malvensien (= Pannonien *s. str.*) ; c'est à dire à peu près dans le Bessarabien supérieur-Chersonien de l'Europe orientale (Gillet, 1951; Thenius, 1959; Gabounia, Rubinstein, 1974).

Dans la littérature roumaine la limite Miocène-Pliocène a été tracée d'habitude à la base du Méotien. C'est une tradition qui remonte à Athanasiu (1906), qui avait corrélé le Méotien et le Pontien avec le Piacenzien et rapporté le Lévantin au Villafranchien et Astien. Cette erreur de corrélation est demeurée inchangée dans presque tous les manuels et les cours universitaire.

Avant Athanasiu, Stăfănescu (1896) avait placé le Pontien dans le Miocène (ce Pontien contient aussi le Dacien de Teisséry, 1907), et le Lévantin dans le Pliocène (ce Levantin contient aussi le Roumain de Krejci-Graf, 1932).

L'erreur de S. Athanasiu remonte à Lyell, qui avait parallélisé le „calcaire de steppe“ du sud de la Russie avec son Plio-



cène. C'est Andrusov qui a démontré que le „calcaire de steppe“ contient le Pontien inférieur (Odessien) — calcaires d'Odessa — et le Méotien — calcaire de Kertch.

Andrusov équivalait le Méotien avec le Messinien ; c'est pour cela qu'il placeait la limite Miocène/Pliocène à la base du Pontien.

La majorité des spécialistes soviétiques respectent la tradition de Andrusov.

En Roumanie, à part la tradition de Athanasiu il y a seulement Saulea (1965, 1967) qui place la limite Miocène/Pliocène à la base du Pontien. C'est d'ailleur Winkler-Hermann (1960) qui fait correspondre le Pontien avec le Piacenzien.

Gillet (1961) fait passer cette limite à la base du Bosphorien (Pontien supérieur) ; Macarovic et al. (1965) pensent que le Portaferrien (Pontien moyen) pourraît correspondre au Piacenzien.

D'après les données récentes il faut placer la limite Miocène/Pliocène à la base du Dacien. Cette proposition a été déjà faite par Gillet (1943), qui a aussi très bien définie la base du Dacien (Couches à *Pachydacna*) ; voir aussi Eberzin et al., 1966.

Ce point de vue est soutenu aussi par Andreescu (1974).

Nous pensons qu'il serait nécessaire de faire une conférence en Roumanie pour discuter la limite Miocène/Pliocène et essayer d'arriver à un point de vue commun pour la légende des cartes géologiques.

Il ne faut pas oublier que ces cartes devront servir à la carte géologique de l'Europe qui réclame une limite Miocène/Pliocène unitaire.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Andreescu I. (1974) Observații asupra delimitării, subdiviziunii și poziției stratigrafice a Meotianului. *D. S. Inst. Geol.*, LX (1972—1973), 4, pp. 59—88, București.  
 — (1975) Romanian (in Steininger F., Neveskaya L. A., Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages, 2, pp. 131—138), Bratislava.  
 — Papaiopol I. (1975) Dacian (in Steininger F., Neveskaya L. A., Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages, pp. 57—70), Bratislava.  
 Athanasiu S. (1906) Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen. *Vol. omag. P. Poni*, Iași.  
 Berggren W. A. (1971) Tertiary Boundaries and Correlations. *Micropalaeontology of the oceans*, pp. 693—809.  
 Blow W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal Biostratigraphy. *Proceed. of the first internat. Conference on planktonic microfossils*, Geneva 1967, 1, pp. 199—421, 54 pl., Leiden.  
 Bombiță G. (1975) Guide micropaléontologique du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Roumaines ; — Bombiță G., Gheorghian M. Doina,

- Gheorghian M., Gheță N., Iva Mariana, Popescu Gh., pp. 155—182, Bucarest.
- Eberzin A. G. (1950) Sur la position stratigraphique des gisements à Hippariums anciens de la R.S.S. Moldave. *C. R. Ac. Sc. U.R.S.S.*, 75, 2, pp. 288—296.
- Motăș I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966) Afinități pannonice și euxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geologie* 11 (2), pp. 463—481, București.
- Filipescu M. G., Hanganu Elisabeta (1966) Asupra vîrstei și orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpați. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geologie* 11 (1), pp. 3—13, București.
- Gabounia L., Rubinstein M. (1974) Certaines questions de bio- et chronostratigraphie du Néogène de l'Eurasie. *BRGM, Mém.* 78 (1), pp. 149—152, Paris.
- Gillet Suzette (1943) Les limnocardiidés des Couches à congères de Roumanie. *Mém. Inst. géol. roum.*, pag. 11, pag. 29, București.
- (1951) Quelques remarques sur l'âge des Couches à Hipparium gracile. *C. R. S. de la Soc. Géol. de France*, 16, pp. 302—303.
  - (1961) Essai de paléogéographie du Néogén et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale. *Rev. géogr. phys. et de géol. dynam.* (2), IV, 4, pp. 218—250, Paris.
- Givulescu R. (1967) Einige Betrachtungen über Entwicklung und Aussagewert der Tertiärflora in Rumänien. *Abh. zentr. geol. Inst.*, 10, pp. 155—164, Berlin.
- Ticleanu N. (1977) La flore fossile de l'intervalle Egérien-Sarmatien (Suess) de la Roumanie. *D. S. Inst. geol. geof.* LXIII/3, București.
- Jeanrenaud P. (1971) Harta geologică a Moldovei centrale dintre Siret și Prut. *An. știin. Univ. Al. I. Cuza Iași, ser. n. sect. II Geol.* 17, pp. 65—78, Iași.
- Jekelius E. (1932) Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. geol. Rom.* XVII, pp. 265—307, București 1935.
- Krejci-Graf K. (1932) Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozän. *Geol. Rundschau*, 23 (6), pp. 300—339, Berlin.
- Lăzărescu V., Grujinschi C. (1969) Sur les subdivisions stratigraphique, de la molasse miocène de Transylvanie et de Munténie (Roumanie). *Bull. Soc. Sci. géol. de la R. S. de Roumanie*, pp. 121—135, București.
- Lyell Ch. (1864) Éléments de Géologie — VIe édition française, pag. 339, Paris.
- Macarovici N. (1975) Sur la limite entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur en Roumanie, établie d'après le critère des mammifères fossiles continentaux. *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, pp. 105—11, Madrid.
- Jeanrenaud P. (1958) Revue générale du Néogène de plate-forme de la Moldavie. *An. șt. Univ. Al. I. Cuza Iași, ser. n. Sect. II*, p. 4, Iași.
  - Marinescu Fl., Motăș I. C. (1965) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du Bassin Dacique. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geologie*, 10 (2), pp. 313—323, București ; et aussi dans *Revue Roumaine de Géologie*.
- Macovei G. (1958) Geologie stratigrafică, București.
- Marinescu Fl. — red. coordon. — (1972) Guide de l'excursion de la V-e réunion du groupe de travail pour la Paratéthys. *Inst. Geol. Guide* 9, București.

- Motăş I. C. (1957) Date noi cu privire la corelarea Miocenului. *D. S. Com. geol.*, 44, pp. 159—165, 1962, Bucureşti.
- Marinescu Fl. (1975) Le Malvénien, unité chronostratigraphique de valeur générale pour la Paratéthys. VI-th. Cong. CMNS, Proc. pp. 255—258, Bratislava.
  - Marinescu Fl., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. geol. geof.*, L, Bucureşti.
- Murgeanu G., Saulea Emilia, Popescu Gh., Motăş I. C. (1960) Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiarului în R.P.R. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., ser. Geologie* V (2), Acad. R.P.R., pp. 233, pp. 235—237, Bucureşti; aussi en français dans *Revue Roumaine de Géologie*.
- Papp A. (1959) Handbuch der Stratigraphischen Geologie Bd. III, Tertiär I Teil, Wirbeltierfaunen, 328 pag. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Popescu Gh. (1975) Les foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mém. Inst. geol. geof.* XXIII, 121 p. CVI pls., Bucureşti.
- Saulea Emilia (1965) Contributions à la stratigraphie du Miocène supérieur. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII-e Congres, part. II, 1, pp. 183—188, Sofia.
- (1967) Geologie istorică, pp. 662, tab. 24, 25, pp. 664—729, Bucureşti.
- Ştefănescu S. (1896) Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et létantines. *Mém. Soc. Géol. France, Paléont.* 4, 15, 147 pp., 11 pls.
- Thenius E. (1959) Handbuch der stratigraphischen Geologie Bd. III, Tertiär II Teil, Wirbeltierfaunen, 328 pag. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Winkler-Hermann A. (1960) Schichtfolgen im Mediterranbereiche mit jene in den pannonic-pontischen Gebiete. *Mitt. Geol. Gesel.* Bd. 52, Wien.
- \* \* \* (1975) Resolutions of the VI-th RCMNS cong., pp. 9—10, 15—18. Bratislava.

#### 4. STRATIGRAFIE

## ASPECTE MORFOLOGICE, GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN DEPRESIUNEA CASIN<sup>1</sup>

DE

TODERITĂ BANDRABUR<sup>2</sup>, VENERA CODARCEA<sup>2</sup>

### Abstract

Morphological, Geological and Petrographical Aspects in the Casin Depression. The Casin Depression had arisen during the Upper Pliocene owing to the action of tectonic factors; it was invaded by the rather shallow waters of a lake filled up, until the end of the Lower Pleistocene, with sediments of eruptive nature — andesitic agglomerates — in the western part, and of the terrigenous one in the eastern part. At the beginning of the Middle Pleistocene in the Casin Depression there had formed a hydrographic network of the stream with the same name. The authors point out within the former a number of eight terraces with elevations ranging from 5 to 120 m, similar to those of the upper course of the Olt River. Besides volcanic epiclastic products encountered in the deposits of lower terraces, the authors also evidenced volcanic primary products — cinerites — which allow to assume that the volcanic activity of Harghita had lasted under the form of pulsations at least until the middle part of the Upper Pleistocene.

### Introducere

Redactarea hărții geologice a României la scara 1:50.000 ne-a prilejuit cercetarea depresiunii Casin, asupra căreia în comunicarea de față, vom prezenta unele aspecte morfologice, geologice și petrografice.

Depresiunea Casin este situată în bazinul cursului superior al pîrului Casin, delimitată la N de cumpăna de ape dintre bazinile văilor Uzului și Casinului, marcată de înălțimile: muntele Curechi, Gilma Albă, Gilma Bradului și muntele Bătșoara; la W, limita se tra-

<sup>1</sup> Susținută la coloziul de geomorfologie aplicată de la Iași — octombrie 1973.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

sează pe cumpăna de ape dintre bazinul Oltului și al Casinului, trecind prin dealurile : Porcului, Caprei, Bolai și Tețelea ; limita sudică urmărește o linie ce leagă muntele Frumos, Albina Mare și măgura Mestecăniș, iar limita estică se înscrie pe linia dealurilor : Polianu, Smochinului, Repat și Bobișca.

### Istoric

Formațiunile vechi — cretacic-paleogene — din regiunea în care se încadrează depresiunea Casin au constituit obiectul de cercetare a mai multor autori dintre care menționăm pe : Macovei (1927), Atanasiu (1946), Filipescu (1955), Băncilă (1958), Jeanneraud (1956), L. Ionescu și Bica Ionescu (1956), P. Soigan (1956)<sup>3</sup>, V. Nicolaescu și C. Gaiță (1964)<sup>4</sup>, M. Săndulescu (1965)<sup>5</sup> etc.

Autorii citați s-au preocupat de stratigrafia și tectonica flișului cretacic și paleogen din această regiune.

Unele informații sumare cu privire la depozitele pliocen-cuaternare sunt consemnate într-un raport hidrogeologic aparținând lui A. Pricăjan și T. Bandrabur (1956)<sup>6</sup>; cu această ocazie, autori menționați semnalează în depresiunea Casin prezența unor tufuri vulcanice. Cu mult înaintea acestora, într-o lucrare din 1927, Pascu citează în dealul Popii la W de Casinul Nou, „un stilp de andezit piroxenic, apărind din gresile Cretacicului inferior“; aşa după cum vom vedea mai departe, în acest punct este vorba de aglomerate andezitice.

O altă referire la depresiunea Casin aparține lui Sîrcu (1955) care consideră această depresiune ca rezultat al acțiunii eroziunii.

În 1957, Iancu efectuează un studiu cu caracter morfologic asupra depresiunii Casin în care găsim și unele date geologice. În cadrul elementelor morfologice de bază separă trei terase cu altitudini relative pînă la 40 m, iar deasupra lor identifică unele nivele de eroziune, situate între 800 și 1340 m altitudine absolută. Prezența tufului andezitic la Plăieșii de Sus descris de autor, i-a permis acestuia să ajunge la următoarele concluzii : depresiunea Casin este de origine tectono-erozivă ; aceasta a fost ocupată de un lac adînc în care s-a depus tuful, iar ca vîrstă, o consideră postponțiană, precizînd că depresiunea funcționa în timpul Dacianului.

### Considerații morfologice

Depresiunea Casin, denumire dată după pîrîul care o drenează, este mărginită de o serie de culmi și vîrfuri, mai înalte pe limita estică și mai scunde, pe celelalte limite ; astfel, în partea estică a depresiunii

<sup>3</sup> Arh. I.G.P.S.M.S. București.

<sup>4</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>5</sup> Arh. I.G.G. București

<sup>6</sup> Arh. I.G.G. București.



întâlnim vîrfuri situate la cote de 1455 m — vîrful Bobișca, 1291 m — vîrful Repat, 1189 m — vîrful Smochinului. Celelalte extremități ale depresiunii — de N și de W — se caracterizează prin cote sub 1200 m : culmea Cotorcatel — 1164 m ; măgura Botșoara — 1129 m ; vîrful Caprei — 1164 m ; dealul Bolai — 1073 m ; vîrful Tețelea — 1172 m, iar spre S, cităm muntele Frumos — 1132 m, dealul Pietros — 1070 m și dealul Albina Mare — 945,9 m.

De la aceste înălțimi, situate pe rama depresiunii, relieful coboară spre axa ei (echivalentă cu pîrîul Casin), mai mult sau mai puțin în trepte ; unele dintre aceste trepte cu altitudini absolute cuprinse între 800 și 1340 m, săn considerate de Iancu (1957) drept nivele de eroziune și paraleлизate cu platformele de eroziune încadrate de Nordon (1931) în Pontian, Dacian, Levantin și Cuaternar inferior. Fără a nega existența platformelor de eroziune, datarea lor ni se pare totuși destul de delicată, argumentele certe lipsind cu desăvîrșire. În ceea ce privește nivelul de eroziune cel mai coborit — de 800 m — după părerea noastră, acesta a fost modelat de pîrîul Casin, reprezentând terasa cea mai veche.

Aceste nivele de eroziune au fost puternic fragmentate de reteaua hidrografică aferentă Casinului, constituită din pîraiele : Repatul Mare, Repatul Mic, Întortochiat, Pîrîul cu Borviz etc., pe stînga Casinului, iar pe dreapta lui menționăm pîraiele cele mai importante : pîrîul „La doi carpeni“ și pîrîul Primejdios cu afluenții : Despletit și Trestiilor.

La prima vedere s-ar părea că firul de apă — uneori neînsemnat — care se scurge în actual pe pîrîul Casin nu ar fi fost capabil să creeze o asemenea vale ; însă urmele lăsate, cînd pe o parte, cînd pe alta, cînd pe amîndouă, demonstrează că acest pîrîu a avut în trecut un debit solid și lichid suficient de mare, dedus din dimensiunile actuale ale văii și din numărul însemnat de terase pe care le vom prezenta în continuare.

Dintre cercetările anterioare, doar Iancu (1957) menționează prezența a trei nivele de terasă la pîrîul Casin și anume : terasa de luncă cu altitudinea relativă de 2—3 m, terasa medie (5—7 m) și terasa superioară cu altitudinea relativă de 35—40 m.

Cercetările efectuate de noi în depresiunea Casin ne-au permis să identificăm, la pîrîul Casin și unii afluenți, un număr de opt terase ; altitudinile relative ale acestor terase — de la cele mai vechi, la cele mai noi — săn următoarele : 120—125 m ; 95—100 m ; 75—80 m ; 55—60 m ; 35—40 m ; 20—25 m ; 7—12 m și 2—5 m.

Chiar dacă unele dintre terasele mai vechi nu întotdeauna săn caracterizate printr-un pod mai mult sau mai puțin orizontal și prin acumulări aluvionare (acestea fiind îndepărtate prin eroziune), totuși criteriile altitudinale — din aproape în aproape — ne-au ajutat la identificarea lor.

Este cazul să precizăm că altitudinile relative ale teraselor Casinului săn asemănătoare cu cele stabilite pentru terasele Oltului din cursul superior (Bandrabur, Roman, 1969 ; Bandrabur,

1971). Acest fapt îl considerăm normal, dat fiind că pîriul Casin este un affluent de ordinul II al Oltului, a cărui influență este de necontestat în întreaga evoluție a pîriului Casin.

Distribuția teraselor pîriului Casin este prezentată pe harta geologică la sc. 1 : 25.000 a depresiunii Casin, în anexă (pl. I).

Modul de răspîndire și dezvoltare a teraselor, ne sugerează peregrinările pîriului Casin, determinate, fie de constituția litologică a rocilor modelate de rîu, fie de fenomene neotectonice pozitive sau negative, care au afectat unele zone în decursul Cuaternarului.

În zona de obîrșie a pîriului Casin, acesta are o vale largă, de peste 2,5 km, unde s-au putut separa aproape toate terasele, cu excepția celei de 2—5 m. Pe sectorul cuprins între vîrful Plăieșii de Sus — cota 1002 m — și confluența cu pîriul „La doi carpeni“, valea Casinului se restrînge în lățime la mai puțin de 1 km, datorită gresiilor paleogene, pe care le străpunge, descriind totodată un arc de cerc cu deschiderea spre W. În acest sector, valea Casinului are un aspect de defileu asimetric și adînc, cu unele resturi din terasele de 100, 60 și 20 m, situate în special pe partea stîngă. La ieșirea din gresiile paleogene valea Casinului capătă din ce în ce mai mult în lățime (pînă la circa 5 km pe linia pîriul Despletit-Iacobeni) pe seama sedimentelor cretacice (strate de Toroclej, sisturi negre și fliș curbicortical), avînd o orientare de la NE spre SW, iar terasele devin din ce în ce mai evidente și mai extinse.

Prezenta teraselor de 120, 100, 80 și 60 m la N și într-o oarecare măsură la S de localitatea Casinul Nou ne permite a presupune că în perioada teraselor specificate, ca urmare a fenomenelor neotectonice negative, pîriul Casin descria un meandru destul de larg pînă, aproximativ, în dreptul localității Casinul Nou. Traseul actual, orientat, în general, N-S, între Plăieșii de Jos și Sud Iacobeni, pe la E de dealul Stejarului (799 m) considerat de noi, ca o terasă de 120 m (actualmente rămas ca un martor de eroziune) a fost croit, probabil, din timpul terasei de 80 m (prezentă la E de Iacobeni), cînd o parte din apele Casinului se îndreptau spre Casinul Nou, iar o altă parte, pe la E de dealul Stejarului. Această situație, se pare, că a durat pînă în timpul terasei de 40 m, după formarea căreia, rîul își stabilște definitiv albia pe traseul actual.

Schimbarea direcției spre S a pîriului Despletit la W de șoseaua Casinul Nou-Plăieșî, l-a determinat pe Iancu (1957) să presupună că în timpul terasei superioare (34—40 m) — aşa cum o numește acest autor — pîriul Despletit se vârsa direct în Casin, la Plăieșii de Jos și ulterior, prin eroziunea regresivă a unui affluent de-al pîriului Primejdios, ar fi fost atras spre acesta din urmă.

După părerea noastră, pîriul Despletit a fost de la apariția lui și pînă în timpul terasei de 40 m, un affluent direct al pîriului Casin, cu punctele de confluență, nu în zona Plăieșî, ci în zona situată în amonte de cotul actual al pîriului Despletit. Terasa de 40 m, cu o extensiune, relativ mare, între SW Plăieșii de Jos și NE Casinul Nou, este opera pîriului Casin din perioada cînd își conducea apele prin

meandrul de care am vorbit mai înainte ; după retragerea definitivă a pîrîului Casin pe albia actuală, retragere determinată, probabil, de o ușoară lăsare spre E, pîrîul Despletit și-a schimbat direcția spre S, spre pîrîul Primejdios, instalat acum singur pe albia părăsită de pîrîul Casin. Pe sectorul situat la S de punctul unde pîrîul Despletit își schimbă direcția spre S spre pîrîul Primejdios, acesta a săpat în terasa de 40 m un nivel de 7—12 m — mai extins — și altul, cu totul local, cu altitudinea relativă de 1,5—3 m.

O altă remaniere a rețelei hidrografice a Casinului a avut loc în zona cuprinsă între Plăieșii de Sus și Imper, cu mult mai tînără ca vîrstă. După formarea terasei de 20—25 m, cartată de noi la W de Plăieșii de Jos, ca urmare a împingerii exercitatate de afluenții de pe dreapta, venind de sub muntele Cărpinișului, combinate eventual și cu o lăsare spre E, pîrîul Casin și-a deplasat albia în această direcție, erodind în terasa de 35—40 m, rămasă astăzi ca un martor de eroziune — la E de Plăieșii de Jos. Rezultatul acestei deplasări îl constituie terasa de 7—10 m, identificată pe o lungime în jur de 1,5 km, la E de Plăieșii de Sus și de Jos. Aceleasi cauze — netectonice — și împingerea exercitată de afluenți — de data aceasta, de pe stînga — declanșate în timpul terasei joase (2—5 m), aduc pîrîul Casin, definitiv, pe traseul actual.

Pîrîul Primejdios, care drenează extremitatea vestică a depresiunii Casin, de la apariție și pînă în timpul terasei de 40 m, a avut punctul de confluență cu pîrîul Casin, nu în cel actual — la S de Iacobeni — ci în zona localității Casinul Nou. Ca urmare a influenței directe exercitată de pîrîul Casin asupra pîrîului Primejdios și la acesta înțilnim aceleasi nivele de terasă ca pe pîrîul Casin, excepție făcind terasele de 40, 7—12 și de 2—5 m.

### Considerații geologice

Formațiunile care participă la alcătuirea geologică a depresiunii Casin aparțin Cretacicului, Paleogenului, Pliocenului superior-Pleistocenei inferior, Pleistocenului și Holocenului.

Nu vom insista asupra sedimentelor cretacice și paleogene, care au constituit de-a lungul anilor obiectul a numeroase cercetări, ci vom aminti doar că ele „traversează“ depresiunea Casin, pe direcția N-S, dispunîndu-se după cum urmează : flișul de Bodoc (Barremian-Albian) se situează la limita vestică a depresiunii, flișul curbicortical (Albian-Vraconian) ocupă cea mai mare suprafață din depresiune, pînă în imediata apropiere a pîrîului Casin ; urmează spre E seria șisturilor negre (Neocomian-Aptian), stratele de Toroclej (Neocomian-Albian) și în sfîrșit, pe rama estică a depresiunii se dezvoltă flișul paleogen — Oligocen și Eocen — (Dumitrescu et al., 1968).

Pe acest suport de fliș cretacic și paleogen, pe un relief negativ, s-a instalat, către sfîrșitul Pliocenului superior și începutul Cuaternarului, un lac puțin adânc, ale cărui depozite le vom descrie în continuare.

**Pliocen superior-Pleistocen inferior.** În cea mai mare parte din depresiunea Casin, sedimentele aparținând acestui interval stratigrafic au fost îndepărtate prin eroziune de către rețeaua hidrografică a părâului Casin. Ele au fost întâlnite, în mod cert, în trei zone și anume: la W de localitatea Casinul Nou — în zona de la N de confluența părâului Drumul Carului cu părâul Primejdios, pe partea stângă a părâului Despletit — la S și la N de șoseaua Casinul Nou-Plăieșii — și în sfîrșit, în versanții teraselor de 40 și 25 m, de la W de Plăieșii de Jos.

În prima zonă situată la W de localitatea Casinul Nou, aceste depozite apar într-un facies de aglomerate andezitice, puse în evidență în fundamentul terasei de 55—60 m, pe o grosime de circa 15—20 m (pl. I, 1, 2). Interesant este faptul că în același nivel de terasă situat pe partea dreaptă a părâului Primejdios la o distanță numai de 500—1000 m, aglomeratele andezitice lipsesc; aceasta dovedește că aglomeratele andezitice s-au depus pe un vechi relief, în zona terasei în cauză, fiind mai ridicat.

La alcătuirea aglomeratelor andezitice din zona menționată iau parte elemente andezitice cu dimensiuni de la cîțiva mm pînă la peste 1 m diametru, incluse într-o matrice grosieră andezitică, cenușiu-albicioasă; unele din aceste elemente sunt rulate, altele nerulate. Lipsa unor deschideri concludente nu ne-a permis să ne da seama dacă elementele respective prezintă o sortare, o stratificație sau sunt dispuse caotic. Unica deschidere, reprezentată printr-o veche carieră (o escavație rotundă cu un diametru de circa 4 m, în mare parte acoperită) este situată la vest de Casinul Nou, circa 800 m, în fruntea terasei de 60 m. În acest punct, pe o grosime de 15—20 cm, am remarcat că matricea aglomeratelor este constituită din elemente de andezit piroxenic, subcolțuroase, subrotunjite și rotunjite cu dimensiuni cuprinse între 1 și 6 mm. Masa de legătură este de culoare cenușie, cu tente gălbui-ciocolatii, cu aspect poros, mai puțin compact. Acest liant cineritic grosier este constituit microscopic, dintr-o masă fundamentală de cenușă vulcanică cu cristale și fragmente de cristale de plagioclazi, hornblendă și piroxeni. O bună parte a cristalelor de plagioclazi sunt corodate și sparte.

Analiza mineralologică în granule a nisipului fin din matrice este prezentată în figura 1.

Fracția grea este dominată de prezența augitului, în procente de 70%, hipersten 12% și hornblendă 14%.

Cu totul sporadic s-au întîlnit cîteva granule de zircon, granat, rutil și zoizit, reprezentând mineralele remaniate în aceste depozite.

În ceea ce privește blocurile andezitice vizibile parțial, apar ici și colo din versanții înierbați ai celor două fragmente din terasa de 55—60 m, luate de Pascu (1929) în Dealul Popii — drept „stîlp de andezite piroxenice“.

În spărtură, blocurile andezitice au o culoare cenușie, altele violacee, cu o masă fundamentală compactă, în care se deosebesc fenocristale de feldspat, plagioclazi, piroxeni și hornblendă.



A doua zonă cu depozite lacustre este cea de pe pîriul Despletit, la S și N de șoseaua Casin-Plăiești.

La sud de șoseaua menționată, pe malul stîng al pîriului Despletit, prezentăm profilul din figura 2.

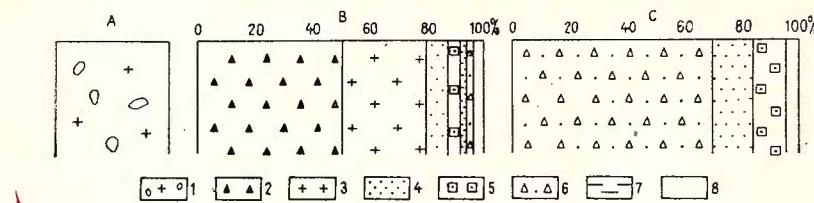


Fig. 1. — Analiza mineralogică a matricei aglomeratelor andezitice de la W de Cașinul Nou.

A. Coloana litologică ; B, analiza modală-globală ; C, analiza minera-  
lelor din fracția grea ; 1, aglomerate andezitice ; 2, fragmen-  
te de pâte andezitică ; 3, feldspați ; 4, hornblendă ; 5, hiper-  
stène ; 6, augite ; 7, muscovite ; 8, autre minéraux (biotite, zircon,  
rutile, zoïzite).

Analyse minéralogique de la matrice des agglomérats andésitiques prélevés dans la zone située à l'ouest de Cașinul Nou.

A, Colonne lithologique ; B, analyse modale-globale ; C, analyse de minéraux de la fraction lourde ; 1, agglomérats andésitiques ; 2, fragments de pâte andésitique ; 3, feldspaths ; 4, hornblende ; 5, hypersthène ; 6, augite ; 7, muscovite ; 8, autres minéraux (biotite, zircon, rutile, zoïzite).

În bază, pe o grosime de 1—2 m apar argile nisipoase, cenușii-vinețe ; urmează un orizont de culoare cenușiu-gălbui, cu o grosime de 1—2 m, alcătuit din nisipuri fine slab cimentate, dispus în plăci centimetrice, cu intercalații subțiri de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Întregul material prezintă pete feruginoase și manganoase, impresiuni de frunze, frunze și tulpieni de plante fosilizate. În cadrul acestui orizont nisipos, au fost întâlnite câteva intercalații cu aspect tufitic, cu grosimi centimetrice. Urmează un orizont de depozite loessoide gălbui (1 m), cu concrețiuni calcaroase, în mijlocul căror se observă un paleosol roșcat (0,20 m) ; succesiunea continuă cu un depozit deluvial proluvial (prafuri argiloase gălbui în care sunt diseminat pietrișuri rulate de șuarțite și gresii) și se încheie cu solul vegetal.

Din acest profil s-au analizat din punct de vedere mineralologic două probe : una din nivelele tufitice și a doua din argilele din bază.

Orizontul nisipos este constituit din roci andezitice, cristale și fragmente de cristale de plagioclazi, hornblendă, piroxeni, biotit și fragmente de rocă reprezentate prin fragmente de andezite piroxenice cu amfiboli.

Secțiunile subțiri, efectuate cu ajutorul răšinilor sintetice, evidențiază prezența unei mase fine cu aspect întunecat de natură cineritică, în care se găsesc printre cristale și fragmente de cristale de feldspat plagioclaz, granule de oxizi (magnetit), resturi de piroxeni și hornblendă. Masa fundamentală cineritică, este intens devitrificată, având un caracter izotropizat.

Atât materialul cineritic, cât și argilele nisipoase din bază presupun o sedimentare directă, lacustră, la adâncimi reduse, într-un bazin lipsit de curenți, alimentat cu un material fin și destul de sortat.

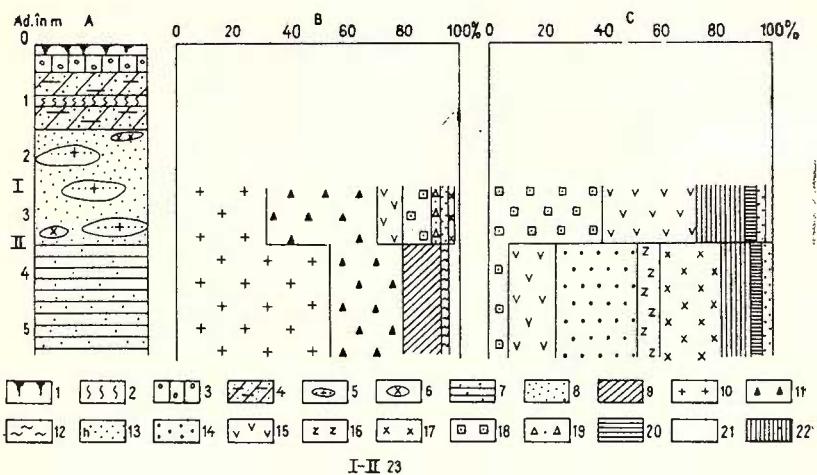


Fig. 2. — Analiza mineralologică a argilelor și cineritului de pe pîrul Despletit (la sud de șosea).

A, Coloana litologică ; B, analiza totală ; C, analiza fracției grele ; 1, sol actual ; 2, paleosol ; 3, depozite deluvial-proluviale ; 4, depozite loessoide ; 5, cinerite ; 6, intercalării de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  ; 7, argile slab nisipoase ; 8, nisipuri ; 9, cuarț ; 10, feldspat ; 11, fragmente de pașă andezitică ; 12, fragmente de quartite ; 13, hornblendă ; 14, granați ; 15, biotit ; 16, zircon ; 17, rutile ; 18, hipersten ; 19, augit ; 20, turmalină ; 21, oxizi de Fe ; 22, alte minerale (epidot, sfen etc.) ; 23, probe analizate.

Analyse minéralogique des argiles et de la cinérite le long du ruisseau Despletit (au sud de la chaussée).

A, Colonne lithologique ; B, analyse totale ; C, analyse de la fraction lourde ; 1, sol actuel ; 2, paléosol ; 3, dépôts deluviaux-produviaux ; 4, dépôts loessoïdes ; 5, cinérites ; 6, intercalations de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  ; 7, argiles faiblement sableuses ; 8, sables ; 9, quartz ; 10, feldspath ; 11, fragments de pâte andésitique ; 12, fragments de quartzites ; 13, hornblende ; 14, grenats ; 15, biotite ; 16, zircon ; 17, rutile ; 18, hypersthène ; 19, augite ; 20, tourmaline ; 21, oxydes de Fe ; 22, autres minéraux (épidote, sphène, etc.) ; 23, échantillons analysés.

Analiza mineralogică în granule, comparativă între nivelele tufitice și rocile aleuritice din bază, relievează deosebiri tranșante. Astfel, în cadrul analizei totale a nivelelor cineritice se constată prezența feldspațiilor plagioclazi, a fragmentelor de pastă andezitică a biotitului și elementelor tipice ariei eruptivului nou, ca augit, hipersten și hornblendă.

Dintre elementele menționate, în argilele nisipoase s-a întîlnit feldspatul plagioclaz și o cantitate mult mai mică de fragmente de pastă andezitică. Apar în schimb procente foarte însemnate de cuarț (absent total în materialul tufitic) și fragmente de șisturi cuarțitice.

Biotitul din lentilele cineritice se găsește în procente de 10%, în timp ce în nivelele argiloase abia atinge 1,8%.

Deosebirile sunt mai pregnante comparând mineralele ce participă la formarea fracției grele. Cineritele, se caracterizează prin prezența mineralelor grele specifice zonelor eruptive cu hipersten și biotit, în timp ce fracția grea a argilelor reflectă compozitia obișnuită a unor sedimente în care abundă granații (pl. II, fig. 2), rutilul, zirconul și oxizii.

Analiza chimică completă a unei probe recoltată din intercalațiile cineritice, arată următoarele valori :

$\text{SiO}_2$	=	55,6	$\text{CaO}$	=	4,4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	=	5,4	$\text{MgO}$	=	1,6
$\text{FeO}$	=	0,73	$\text{Na}_2\text{O}$	=	1,8
$\text{Al}_2\text{O}_3$	=	21,2	$\text{K}_2\text{O}$	=	1,1
$\text{TiO}_2$	=	0,5	S	=	0,03
$\text{MnO}$	=	0,08	$\text{P}_2\text{O}_5$	=	0,065
			$\text{CO}_2$	=	0,1
			$\text{H}_2\text{O}^{-105}$	=	3,5
			$\text{H}_2\text{O}^{+105}$	=	4,4

O a doua deschidere, pe partea stângă a pîriului Despletit, în fruntea terasei de 7—12 m, este situată la N de șoseaua Casinul Nou-Plăiești și pe care o prezentăm în figura 3.

În acest profil se observă în bază argile nisipoase cenușii-vinete (circa 3 m), urmate de o argilă neagră (1—1,5 m); aceasta suportă aluviuurile terasei de 7—12 m, pe care, împreună cu sedimentele acoperitoare le vom descrie la locul potrivit.

A fost analizată mineralologic fracția nisipoasă a două probe de argilă, una recoltată din partea superioară, iar cealaltă din argila nisipoasă din bază.

Argila neagră din partea superioară se caracterizează (în cazul analizei totale) prin prezența unei cantități mari a cuarțului (34%), feldspatului (22%) și hornblendei (28%), muscovitului (4%), granațului (2%) și biotitului (2%); argila nisipoasă din bază, conține și ea cuarț, feldspat și hornblendă, dar în cantități deosebite. Astfel, cuarțul și hornblenda scad (29% și respectiv 10%), în timp ce feldspatul crește la 42%; în schimb argila nisipoasă din bază, se îmbogătește în frag-



mente de pastă andezitică și augit, demonstrând în acest fel și aportul mineralelor din suita depozitelor vulcano-sedimentare la formarea argilei nisipoase.

Predominanța hornblendei în fracția nisipoasă a rocilor argiloase se explică atât prin aporturile din zonele eruptive și vulcanogen-sedimentare, cât și prin remanierele din zonele fundamentului cretacic.

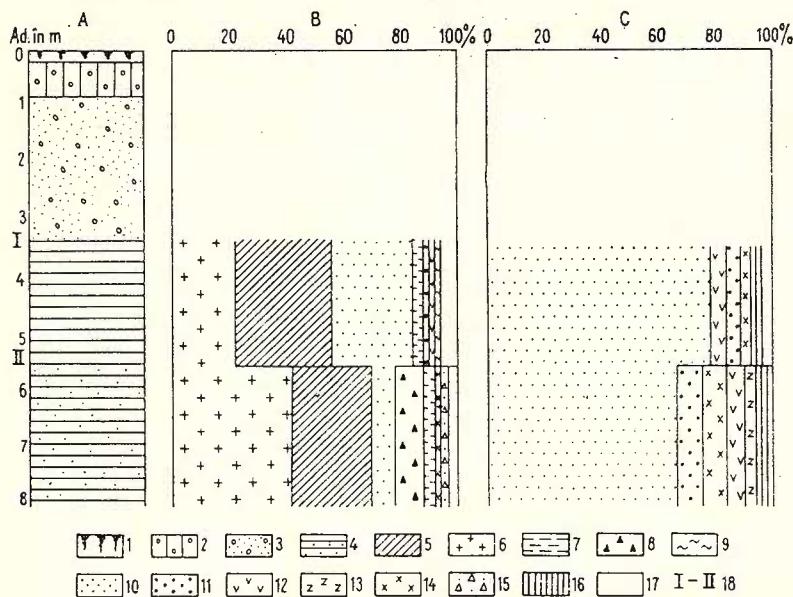


Fig. 3. — Analiza mineralologică a argilelor de pe pîriul Despletit (la nord de şosea).

A, Coloana litologică ; B, analiza totală ; C, analiza fracției grele ; 1, sol actual ; 2, depozite deluvial-proluviale ; 3, nisipuri și pietrișuri ; 4, argile și argile slab nisipoase ; 5, quart ; 6, feldspat ; 7, muscovit ; 8, fragmente de pastă andezitică ; 9, fragmente de quartite ; 10, hornblendă ; 11, granați ; 12, biotit ; 13, zircon ; 14, rutile ; 15, augit ; 16, oxizi de Fe ; 17, alte minerale (epidot, sfen, disten, etc.) ; 18, probe analizate.

Analyse minéralogique des argiles prélevées le long du ruisseau Despletit (au nord de la chaussée).

A, Colonne lithologique ; B, analyse totale ; C, analyse de la fraction lourde ; 1, sol actuel ; 2, dépôts déluviaux-proluviaux ; 3, sables et graviers ; 4, argiles et argiles faiblement sableuses ; 5, quartz ; 6, feldspath ; 7, muscovite ; 8, fragments de la pâte andésitique ; 9, fragments de quartzites ; 10, hornblende ; 11, grenats ; 12, biotite ; 13, zircon ; 14, rutile ; 15, augite ; 16, oxydes de Fe ; 17, autres minéraux (épidote, sphène, disthène, etc.) ; 18, échantillons analysés.

Sporadic, apar epidotul, zoizitul, distenul (pl. II, fig. 1), sfenul, augitul și hiperstenul.

Sedimentele de colmatare ale depresiunii Casin mai apar în funda-  
mentul terasei de 40 m, la cărămidăria situată la circa 1 km W de  
Plăieșii de Jos. Într-o escavație se poate vedea, la partea inferioară, pe  
o grosime de 1 m, o argilă nisipoasă galben-verzuie, cu nivele ferugi-  
noase ceva mai nisipoase. Peste acestea, repauzează nisipuri mărunte  
și grosiere, coesive, cu rari bolovani la partea superioară, de culoare  
cărămizie (0,8—1 cm), acoperite de solul vegetal (0,30 m). La numai  
circa 300 m WNW de punctul menționat, în fundamentul terasei apar  
gresiile flișului curbicortical.

Analiza mineralologică a unei probe recoltată din argilele nisipoase  
amintite mai înainte, pune în evidență o compoziție alcătuită din ele-  
mente metamorfice remaniate din fundamentul cretacic-paleogen al  
depresiunii Casin.

Absența mineralelor și rocilor neoeruptive în aceste argile s-ar  
datora condițiilor de relief postcretacic ale depresiunii, condiții care au  
înlesnit, în intervalul Pliocen superior-Pleistocen inferior, aporturi  
numai din zona de dezvoltare a depozitelor cretacic-paleogene.

Ultima zonă în care apar bine deschise sedimentele de colmatare — de data aceasta într-un facies fluviatil-lacustru — a depresiunii Casin este situată pe partea dreaptă a pârâului Casin la N de localitatea Plăieșii de Jos, în fundamentul teraselor de 40 și 20 m.

În această zonă prezentăm următorul profil litologic mai repre-  
zentativ :

depozitele de terasă au fost erodate, întlnindu-se probabil, ceva  
mai spre W.

între 0,0—4,8 m — pietrișuri, bolovănișuri și rare blocuri (numai  
gresii) într-o masă de nisipuri grosiere.

între 4,0—4,50 m — nisip argilos gălbui, trecând lateral la un  
material tufaceu.

între 4,50—9,50 m — pietrișuri și bolovănișuri, într-o masă nisi-  
poasă grosieră cu o intercalărie lenticulară de cinerite cu grosimea  
de 0,10—0,20 m.

între 9,50—11,50 m — nisipuri mărunte, uneori grosiere, gălbui,  
feruginoase cu intercalări lenticulare cineritice.

între 11,50—18,50 m — pietrișuri, bolovănișuri și rare blocuri cu  
 $\emptyset$  pînă la 1,5 m (gresii), într-o masă nisipoasă grosieră, gălbui, ferugi-  
noasă. Se observă și intercalări nisipoase argiloase gălbui, cu grosimea  
pînă la 0,30 m.

între 18,50—19,30 m — aceleași pietrișuri, bolovănișuri și blocuri  
(gresii) incluse într-o masă nisipoasă de culoare albastră.

— stratul continuă sub etajul rîului Casin.

Menționăm că acest profil a fost descris și de Iancu în 1957,  
profil ce diferă de al nostru, atât în ceea ce privește litologia, cât și  
grosimea fiecărui orizont litologic ; cu această ocazie, autorul citat face  
cunoscută prezența tufului andezitic, pe care-l consideră un orizont  
continuu și cu o grosime de trei m ; în realitate, materialul cineritic are

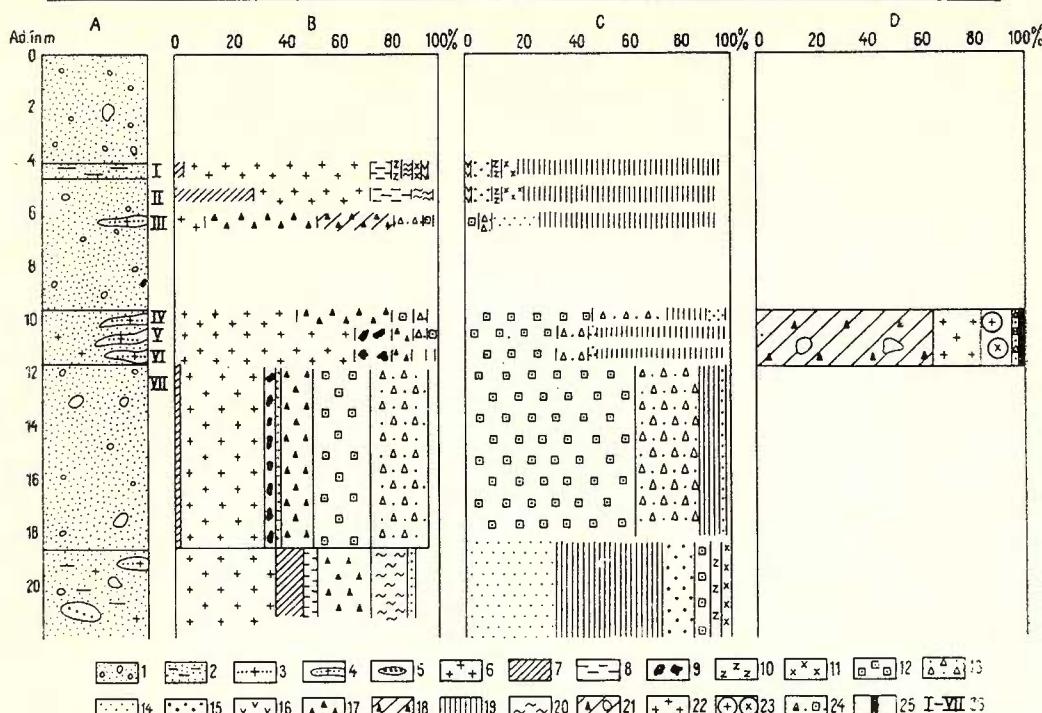


Fig. 4. — Analiza mineralogică a sedimentelor din deschiderea de la W de Plăieșii de Jos.

A, Coloana litologică ; B, analiza modală-globală ; C, analiza fracției grele ; 1, nisipuri ; 2, nisipuri argiloase ; 3, nisipuri andezitice ; 4, intercalații cineritice ; 5, elemente de gresii microconglomeratice ; 6, feldspat ; 7, cuart ; 8, muscovit ; 9, stică ; 10, zircon ; 11, rutile ; 12, hipersten ; 13, augit ; 14, hornblendă ; 15, granăi ; 16, biotit ; 17, fragmente de pastă andezitică ; 18, fragmente de pastă andezitică allophanizată ; 19, oxizi (magnetit + titanomagnetit) ; 20, fragmente de schisturi cuarțitice ; 21, alte minerale (tourmalină, zoizit, staurolit, etc.) ; D, analiza modală a cineritelor în secțiuni subțiri realizate prin impregnări cu rășini sintetice ; 22, feldspați ; 23, fragmente de rocă (andezite) ; 24, piroxeni ; 25, minerale opace și secundare ; 26, probe analizate.

Analyse minéralogique des sédiments prélevés de l'affleurement situé à l'ouest de Plăieșii de Jos.

A, Colonne lithologique ; B, analyse modale globale ; C, analyse de la fraction lourde ; 1, sables ; 2, sables argileux ; 3, sables andésitiques ; 4, intercalations cinérítiques ; 5, éléments de grès microconglomératiques ; 6, feldspaths ; 7, quartz ; 8, muscovite ; 9, vitre ; 10, zircon ; 11, rutile ; 12, hypersthène ; 13, augite ; 14, hornblende ; 15, grenats ; 16, biotite ; 17, fragments de pâte andésitique ; 18, fragments de pâte andésitique allophanisée ; 19, oxydes (magnetite + tithanomagnetite) ; 20, fragments de schistes quartzitiques ; 21, autres minéraux (tourmaline, zoïsite, staurolithe, etc.) ; D, analyse modale de cinérités dans les coupes minces obtenues par imprégnation avec des résines synthétiques ; 22, feldspaths ; 23, fragments de roche (andezites) ; 24, pyroxène ; 25, minéraux opaques et secondaires ; 26, échantillons analysés.

o dezvoltare lenticulară, cu aspecte mai clare sau mai puțin clare de tuf, întlnindu-se atât în orizontul citat de autor, cît și în orizonturile superioare și inferioare acestuia.

Analiza modală a probelor recoltate din acest profil, reflectă deosebiri esențiale de ordin cantitativ și calitativ între nivelele cineritice și depozitele în care au fost cantonate.

Deosebiri se constată de asemenea și între nisipurile și pietrișurile de la baza profilului (în care se găsesc elemente andezitice) și nisipurile și pietrișurile de la suprafață, lipsite de astfel de elemente.

Existența mai multor etape de sedimentare, cu surse variate de aprovizionare, se oglindește cel mai bine în figura 4.

Nisipurile și pietrișurile din bază (de la 18,5 m în jos), în afara elementelor comune ca feldspat, cuarț, muscovit și fragmente de șisturi cuarțitice, conțin în plus circa 20% fragmente de pastă andezitică (în cazul analizei totale). Fracția grea a acestor nisipuri, este alcătuită în primul rînd din minerale comune remaniate, ca granați, rutil, zircon, oxizi dar și cîteva procente de minerale tipice zonelor piroclastice ca hipersten și hornblendă.

Aceste asociații minerale, relevă caracterul mixt al acestor depozite, cu slabe aporturi neoeruptive.

Depozitele de deasupra lor, reprezentate prin nisipuri andezitice și pietrișuri (între 11,5—18,5 m), se îmbogătesc simțitor în minerale specifice vulcanitelor andezitice, ca urmare, probabil, a intensificării transporturilor din aceste zone.

Prin aspectul megascopic ca și prin compoziție și structură, intercalățiile cineritice pot fi atribuite grupului piroclastitelor primare.

Microstructura cineritelor este vitrocristaloclastică, iar textura neorientată în masa fundamentală vitroasă, întlnindu-se numeroase fenocristale de feldspați și piroxeni (rar hornblendă), alături de microcristale de piroxeni, magnetit și fragmente de andezite (pl. II, fig. 4).

Fragmentele de andezite incluse în masa cineritică, reprezintă diferite tipuri de andezite, unele cu structură pilotaxitică, altele cu structură vitroasă, cu rare fenocristale de feldspat corodate și în sfîrșit unele intens silicificate. Presupunem că fragmentele menționate au fost prinse în masa cineritului sincron cu formarea acestuia.

Analiza mineralologică în granule a nivelor cineritice, evidențiază menținerea feldspațiilor în proporții foarte mari (între 46—68%).

Alături de feldspați, analiza totală menționează participarea fragmentelor de pastă andezitică (13,5%), a hiperstenului (20%) și augitului (23%). Prezența ultimelor elemente, presupune abundența materialului de natură vulcanică.

Fracția grea a cineritelor, este dominată de oxizi de fier (magnetit, titanio-magnetit, limonit) și puțină pirită, alături de mineralele specifice eruptivului nou — augitul, hiperstenul și hornblenda.

Deasupra nisipurilor care conțin cineritele andezitice urmează nisipuri și pietrișuri (4,5—9,5 m) din care lipsesc aporturile andezitice, cu excepția lentilei cineritice dintre 6,0 și 6,40 m adâncime, lipsită în

întregime de aporturi detritice. Este semnificativă sortarea strictă și este greu de explicat puritatea în elemente andezitice a lentilei menționate; acest fapt ar presupune încetarea sedimentării fluviatil-lacustre și depunerea directă a orizontului cineritic, după care a continuat din nou ciclul fluviatil lacustru.

Analiza în granule (clasele 0,31—0,25 ; 0,25—0,16 ; 0,16—0,06 mm) a cineritului dintre 6 și 6,40 m adâncime în totalitatea ei atestă predominanța netă a fragmentelor de pastă andezitică. Dacă la fragmentele de pastă întinute, adăugăm și granulele de hipersten, augit și hornblendă, întinute atât în fracția grea cît și în cea ușoară, apartenența la depozitele piroclastice a acestor nivale este destul de clară (pl. II, fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8).

Deosebirile dintre acest nivel cineritic și nisipurile și pietrișurile în care este inclus, ca și față de nisipurile slab argiloase de deasupra sănătate evidente, și se fac remarcate în studiul granulelor atât în fracția grea cît și în analiza totală.

Întreaga fracție nisipoasă a depozitelor susmenționate este dominată de mineralele detritice clasice, cuarț, feldspat și muscovit, la care se adaugă procente de peste 10% de fragmente de șisturi cuartitice (fără să mai amintim de turmalină, zoizit etc.).

Din fracția grea lipsesc mineralele specifice vulcanitelor, locul lor fiind luat de granați, rutil, zircon, biotit, epidot etc. și bineînțeles oxizi.

Rulajul perfect al majorității granațiilor și biotitului presupune un transport îndelungat cu repetate depuneri.

La numai cîteva zeci de metri mai în aval de profilul descris, în aceeași deschidere, întinim în general aceeași alternanță de nisipuri și pietrișuri, cu ritmuri mai dese, iar nivalele cineritice — destul de clare în profilul anterior — aici nu se mai observă macroscopic.

Depozitele din acest profil evidențiază similitudini compoziționale-mineralogice, calitative și cantitative atât între ele, cît și cu o parte din depozitele primului profil descris, asupra căror nu mai insistăm.

După examinarea profilelor descrise mai înainte se poate afirma că depozitele de colmatare din această zonă se caracterizează printr-un facies evident fluviatil cu episoade lacustre care au favorizat depunerea nivalelor cineritice, fie primară, fie secundară.

Absența elementelor eruptive (cu diametre mai mari) din cadrul pietrișurilor, bolovănișurilor și blocurilor (originare din flișul cretacic-paleogen înconjurator), ne determină a considera că sursa de material eruptiv remaniat în fracția nisipoasă și argiloasă se găsea la o distanță mai mare de zona respectivă, pe parcursul căreia, pietrișurile andezitice s-au dezagregat în timpul transportului acvatic.

Vîrsta depozitelor de colmatare a depresiunii Casin constituie o problemă delicată, dat fiind că în această zonă nu se cunosc faune nici de mamifere și nici de moluște; analizele palinologice efectuate atât din aglomeratele andezitice, cît și din argilele și argilele nisipoase, întinute în estul depresiunii, au indicat un material, fie steril, fie o associație neconcludentă. Unicele resturi fosile ar fi reprezentate prin im-

presiunile de frunze, uneori chiar frunze și tulpini de plante semnalate pe partea stîngă a pîriului Despletit, la sud de șoseaua Casinul Nou-Plăieșii, nedeterminate însă, pînă în prezent.

Vîrsta daciană estimată de Iancu (1957) după Atanasiu (1946) tufului andezitic de la Plăieșii, nu concordă cu vîrsta stabilită pentru cea mai mare parte a produselor vulcanice din Harghita. Prezența unei bogate faune de mamifere fosile în depozitele sedimentare din bazinul Baraolt, ce se îndințează cu produsele vulcanice din Harghita de sud, a constituit argumentul principal, potrivit căruia ambelor tipuri de depozite au fost raportate, de Liteanu et al. (1962), unui interval stratigrafic ce include Pliocenul final și Pleistocenul inferior, de Samson și Rădulescu (1963), Villafranchianului și de Pełtz (1971), Pleistocenului.

Produsele vulcanice din depozitele de colmatare a depresiunii Casin fiind originare din centrele de erupție din Harghita sau din zona Sfânta Ana, înclinăm să le încadram în același interval stratigrafic estimat de Liteanu et al. (1962) pentru sedimentele de colmatare din bazinul Baraolt, respectiv Pliocen superior-Pleistocen inferior ( $N_2^2$ -qp<sub>1</sub>).

**Cuaternar.** Sedimentele mai tinere decît cele descrise mai înainte sunt reprezentate prin depozitele diferitelor terase și lunci, depozitele deluvial-proluviale, deluvial-eluviale și a conurilor de dejecție. Acestea au fost repartizate Cuaternarului în general (Q), Pleistocenului mediu, Pleistocenului superior și Holocenului.

*Cuaternar nedivizat.* În această subdiviziune am încadrat sedimentele acoperitoare teraselor cu altitudinea relativă cuprinsă între 120 și 60 m, terase ale căror aluviuni au fost parțial sau în întregime îndepărtate prin eroziune. Pe podurile acestor terase înălțim, de obicei, un depozit loessoid alcătuit din prafuri argiloase nisipoase, uneori cu concrețiuni calcaroase, gălbui-roșcate, cu o grosime de 1—5 m. Ici și colo, fie pe suprafața teraselor, fie incluse în depozitele loessoide, înălțim elemente rulate de cuarțite (albe și negre) și de gresii, frecvente în terasele de pe partea stîngă a pîriului Casin, cu diametre de 2—6 cm, rareori mai mari, iar pe partea dreaptă a pîriului Casin, răspîndirea pietrișurilor devine din ce în ce mai restrînsă spre W.

Este posibil ca aceste pietrișuri să reprezinte, fie resturi din aluviunile teraselor respective, fie elemente aduse de apele de șiroire de la înălțimi superioare teraselor, unde de asemenea, din cînd în cînd, se întărsesc.

Printre pietrișurile înălțite pe suprafața terasei de 60 m, situate imediat la E de confluența pîriului Primejdios cu pîrul Drumul Cărului, se poate observa prezența unei unelte arheologice, reprezentând, după Păunescu<sup>7</sup>, un nucleu levaloatipic, frecvent în Musterian.

Acest lucru ne-a determinat să atribu o vîrstă comprehensivă depozitului loessoid cu pietrișurile de care am amintit mai înainte și anume — Cuaternar în general (Q).

<sup>7</sup> A. Păunescu — informație verbală.

Pentru aprecierea timpului de formare a teraselor în cauză ne sprijinim pe faptul că pîriul Casin este un affluent de ordinul II al Oltului, iar altitudinile relative ale acestor terase sunt asemănătoare celor ale Oltului, motiv pentru care le paralelezăm. Așadar, luînd în considerare cele stabilite în cursul superior al Oltului (Bandrabur, Roman, 1969), terasa de 120 m ar reveni Güntzului, terasa de 100 m Mindelului I, terasa de 80 m, Mindelului II, iar terasa de 60 m, Rissului I.

*Pleistocen mediu.* Unicele depozite scăpate eroziunii, raportabile părții superioare a Pleistocenului mediu sunt aluviunile terasei de 35—40 m. Acestea au fost puse în evidență în două zone și anume: în martorul de eroziune de la E de Plăieșii de Jos și pe malul stîng al pîriului Despletit, la circa 600 m N de șoseaua Casinul Nou-Plăieșii.

În prima zonă, la E de Plăieșii de Jos, peste fundamentul cretacic reprezentat prin gresii și sisturi argiloase grezoase, urmează un strat de pietrișuri și chiar bolovănișuri rulate, a cărui grosime nu poate fi estimată. Aceste aluviuni sunt constituite din gresii, cuarțite (albe și negre), bolovani de microconglomerate, toate avînd un diametru pînă la 10 cm.

Iancu (1957) menționează că elementele de cuarțite predomină în cadrul aluviunilor acestei terase, iar în celelalte terase nu s-ar mai întîlni; această constatare l-a condus pe autor la presupunerea că în timpul formării terasei a treia (35—40 m), pîriul Casin venea din afara depresiunii aducînd elementele cristaline, probabil, din nord.

Cartările efectuate de noi în depresiunea Casin au pus în evidență pietrișurile cristaline nu numai în terasa de 35—40 m, ci și pe nivele superioare cît și în cele inferioare terasei de 35—40 m. Am remarcat o abundență deosebită pe nivelele situate la E de pîriul Casin, moderată pe interfluviul actual — Casin-pîriul Despletit și în cantități reduse în zona situată la W de pîriul Despletit.

Pentru a ne explica prezența elementelor de cristalin în depresiunea Casin nu este nevoie a presupune (Iancu, 1957) că pîriul Casin venea din afara depresiunii, aducînd dinspre N aceste elemente. Aceste pietrișuri sunt aduse din zone cu mult mai apropiate, și anume din flișul paleogen de la E, unde Jeanneraud (1956) face cunoscută — în această regiune — atît în partea superioară a sedimentelor oligocene, cît și a celor eocene, nivele conglomeratice, cu elemente de cristalin rulate, de dimensiuni variate. Afluenții de pe stînga au furnizat pîriului Casin în tot timpul evoluției lui elemente de cristalin, pe care le întîlnim în diferite terase, în cantități mai mari sau mai mici, funcție de distanța față de zona furnizoare.

O altă sursă de elemente de cuarț, însă de dimensiuni mai mici — pînă la cîțiva mm — ar putea fi și flișul curbicortical, respectiv gresia de Cotumba care prezintă, la anumite nivele, intercalări mai grozioare, microconglomeratice.

Aluviunile terasei de 35—40 m mai apar bine deschise pe pîriul Despletit, pe partea stîngă, la N de șoseaua Casinul Nou-Plăieșii. În

această zonă, peste un fundament reprezentat fie prin argilele pliocen superior-pleistocen inferioare, fie prin gresiile flișului curbicortical, repauzează un orizont de pietrișuri și bolovanișuri, cu o grosime de 2—4 m; în constituția pietrișurilor predomină material originar din flișul curbicortical — gresii micaferă, sisturi grezoase — rari bolovani de microconglomerate și rare elemente de cuart, de dimensiuni mici. În cadrul acestor pietrișuri am întîlnit și un silex, reprezentând, după Păunescu<sup>8</sup>, un fragment de aacie cu urme evidente de rulare.

La partea superioară a pietrișurilor de terasă urmează o pătură de nisipuri prăfoase, macroporice, gălbui — depozite loessoide — groase de 0,5—1,0 m, acoperite de solul vegetal (0,10—0,20 m).

Pe malul drept al pîrîfului Despletit (la N de sosea), de asemenea în terasa de 40 m am întîlnit un profil, în care apar la bază argilele cenușiu-vinete (Pliocen superior-Pleistocen inferior) peste care repauzează aluviunile terasei de 40 m, acoperite de depozite loessoide gălbui-roșcate, groase de 1—2 m; în partea superioară a acestora, pe o suprafață de eroziune evidentă, se constată o intercalăție lenticulară de cinerite andezitice, cu o grosime de 0,4—0,7 m, acoperite de solul vegetal.

Cineritele andezitice sunt constituite din fragmente de andezite cu hornblendă și piroxeni cu sau fără biotit, cristale și fragmente de cristale de cuart, feldspați, muscovit, hornblendă.

Analiza mineralologică totală a acestor cinerite se caracterizează prin predominarea în procente de peste 30% a fragmentelor de pastă andezitică și granulelor de feldspat.

Fracția grea a acestor cinerite este dominată de hornblendă (74%), ceea ce explică proveniența acesteia din dezagregarea rocilor suitei piroclastice în care hornblenda este omniprezentă.

Secțiunile subțiri au indicat următoarea compoziție mineralologică: masă fundamentală devitrificată 61,50%; fragmente de roci (andezite, sisturi cuartitice, gresii cuartitice, diorite) — 8%, și fragmente de cristale (feldspați plagioclazi, cuart, biotit, hornblendă, zircon) — 30,50%.

Prezența fragmentelor de roci, cît și a unora dintre fragmentele de cristale, ar pleda pentru depunerea epiclastică a acestor cinerite.

Ca vîrstă, încadrăm aluviunile terasei de 35—40 m în stadialul Riss II, sprîjindu-ne doar pe criterii morfologice; silexul menționat mai înainte, după părere lui A. Păunescu, ar pleda pentru o vîrstă mai tînără, ceea ce nu exclude posibilitatea ca silexul să fie remaniat din depozitele loessoide de deasupra.

*Pleistocen superior.* În Pleistocenul superior am încadrat depozitele teraselor de 20—25 m, 7—12 m și 2—5 m.

Cu toate că, în majoritatea cazurilor, terasele inferioare și-au conservat aluviunile, totuși din cauza lipsei de deschideri, cunoașterea depozitelor acestor terase este insuficientă.

<sup>8</sup> A. Păunescu — informație verbală.

Terasa de 20 — 25 m. În partea de NW a localității Casinul Nou, pe malul drept al pîrului ce-și adună apele de sub vîrful Caprei, în fruntea terasei de 20—25 m ne-a atras atenția o mică carieră a cărui front de exploatare are o înălțime în jur de 4 m; în bază se observă doar depozitele loessoide alcătuite din prafuri argiloase, slab nisipoase, galben-brune, cu crotovine (cca 2 m). Spre parțea superioară, pe o suprafață de eroziune, urmează un orizont de

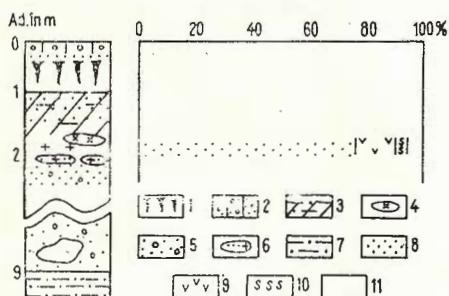


Fig. 5. — Analiza mineralologică a cineritului din terasa Oltului de la Sfîntu Gheorghe. A, Coloana litologică ; B, fracția grea ; 1, paleosol ; 2, depozite deluvial-proluviale ; 3, depozite loessoide ; 4, intercalării de  $\text{CaCO}_3$  ; 5, nisipuri și pietrișuri ; 6, cinerite ; 7, nisipuri argiloase ; 8, hornblendă ; 9, biotit ; 10, sfen ; 11, alte minerale (zircon, rutile, staurolit, epidot, granat etc.).

Analyse minéralogique de la cinérite de la terrasse de l'Olt à Sfîntu Gheorghe. A, colonne lithologique ; B, fraction lourde ; 1, paléosol ; 2, dépôts deluviaux-proluviaux ; 3, dépôts loessoïdes ; 4, intercalations de  $\text{CaCO}_3$  ; 5, sables et graviers ; 6, cinérites ; 7, sables argileux ; 8, hornblende ; 9, biotite ; 10, sphène ; 11, autres minéraux (zircon, rutile, staurolite, épidoite, grenats, etc.).

nisipuri andezitice, cenușii cu intercalații subțiri dintr-un material mai grosier, dindu-le un aspect stratificat (1,80 m), acoperite de solul vegetal (0,30 m).

Analiza mineralologică a două probe recoltate — una din nisipuri și cealaltă din depozite loessoide — nu prezintă deosebiri de ordin caiitatitiv, ci cantitatitiv.

Fracția grea atât a nisipurilor, cât și a depozitelor loessoide este dominată de hornblendă (cca 85%) și procente mai reduse revin biotitului, augitului, zirconului, zoizitului, etc.

Compoziția mineralologică, asemănătoare din punct de vedere caiitatitiv, a celor două sedimente ne permite să afirmă că materialul ambelor sedimete provine din una și aceeași regiune, caracterizată prin prezența atât a rocilor de natură eruptivă, cât și a celor sedimentare, în care apele de ūroare au avut un rol însemnat.

Prezența unor materiale eruptive mai pure, sub formă de cinerite am întîlnit în același nivel de terasă de 20—25 m — însă în afara regiunii — în bazinul Sf. Gheorghe, pe Olt și în bazinul Brețcù-Tg. Se ciuiesc pe pîrul Turia.

Profilul de pe Olt, prezentat în figura 5 este situat la S-E de orașul Sf. Gheorghe, pe partea dreaptă a șoselei spre Brașov, în dreptul depozitului de fier vechi.

În zona Sf. Gheorghe, terasa respectivă are o altitudine relativă numai de 12 m. Cercetările anterioare au precizat că această terasă are o altitudine relativă de 20—25 m în zona Malnaș, altitudine ce scade în aval — la 12 m, la Sf. Gheorghe — și dispără sub aluviuni mai noi, la S de Coșeni (B andr abur, 1971).

În punctul menționat se pot vedea aluviunile grosiere ale terasei Oltului (nisipuri, pietrișuri și blocuri andezitice) groase de 5—6 m, care spre partea superioară sănt din ce în ce mai nisipoase. Peste aceste nisipuri repauzează un material cineritic albicioz, slab coesiv, cu o dezvoltare lenticulară, gros de 0,2-0,3 m. Materialul cineritic suportă, pe o grosime de 0,9 m, prafuri nisipoase gălbui, macroporice, cu dendrite de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , din ce în ce mai nisipoase spre contactul cu cineritul. Urmează solul vegetal, gros de 0,6 m, acoperit de o pătură subțire de depozite dleuvial-proluviale (0,1-0,2 m).

Din acest profil am analizat materialul cineritic, care prezintă o ușoară stratificatie, cu numeroase goluri orientate, cu friabilitate pronunțată; granulația este fin prăfoasă, pînă la nisipoasă, iar prin frecare lasă o urmă grasă făinoasă.

Studiul mineralologic statistic al componentelor fractiei grele, arată neta predominantă a hornblendei (75% din totalul fractiei grele).

Subordonat apare biotitul — 14,75% — și sfen 2%, iar restul mineralelor ca granat, zircon, staurolit, rutil, reprezintă cantități minore (sub 4%).

Puritatea materialului cineritic și slabele aporturi de minerale detritice remaniate în acest nivel, fie din depunerii concomitente, fie din loessul de deasupra, pledează în favoarea unei depunerii eoliene.

Studiul optic al secțiunilor subțiri din intercalătia cineritică evidențiază următoarea compoziție mineralologică :

— masa fundamentală (hialopilitică) 53%; fragmente de rocă (andezite) — 7%, fragmente de cristale (feldspați, hornblendă, hipersten, biotit) — 40%.

Analiza chimică a unei probe recoltate din materialul cineritic descris, indică următoarele componente :

$\text{SiO}_2$	=	65,8 %	$\text{MgO}$	=	1,74 %
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	=	3,59 %	$\text{Na}_2\text{O}$	=	3,7 %
$\text{FeO}$	=	0,4 %	$\text{K}_2\text{O}$	=	3,08 %
$\text{Al}_2\text{O}_3$	=	16,1 %	S	=	0,03 %
$\text{TiO}_2$	=	0,3 %	$\text{P}_2\text{O}_5$	=	0,063%
$\text{MnO}$	=	0,08 %	$\text{CO}_2$	=	0,19 %
$\text{CaO}$	=	3,1 %	$\text{H}_2\text{O}^{-105}$	=	0,7 %
			$\text{H}_2\text{O}^{+105}$	=	1,70 %

Cantitatea bioxidului de siliciu, oxizilor de fier și aluminiului prezintă valori asemănătoare unor tufuri andezitice din Harghita-Călimani, însă conținuturile în  $\text{K}_2\text{O}$  și  $\text{CO}_2$  sănt ceva mai mari comparativ cu ale tufurilor susmenționate (Peltz, 1969).

O altă zonă în care s-au întîlnit lentile de material cineritic este cea de la Tg. Secuiesc unde pe lîngă punctele citate de Iancu (1957)



și Bandrabur (1967) mai semnalăm unul situat imediat la W de cimitirul Tg. Secuiesc pe malul stîng al pîrîului Turia, în depozitele loessoide ale terasei comune Casin-Turia.

Analizele fractiei usoare și a celei grele ale acestui cinerit evidențiază analogii calitative și cantitative cu cineritul de la Sf. Gheorghe, încit nu mai insistăm asupra lui (T. Bandrabur, Venera Codarcea)<sup>9</sup>.

Prezența acestor cinerite în depozitele loessoide ale aceluiasi nivel de terasă de 20—25 m (la Sf. Gheorghe și Tg. Secuiesc), cu o compoziție mineralogică identică, în care elementele eruptive sunt net predominante, ne-a determinat a le considera ca depuneri primare, pe suprafețe întinse, într-o perioadă destul de recentă.

Terasa de 7—12 m cu o dezvoltare relativ mare în cursul inferior al pîrîului Despletit, prezintă cîteva deschideri, mai ales pe malul stîng, imediat la S și N de șoseaua Casinul Nou-Plăiești. Mai edificateare este deschiderea situată la cca 150 m N de șoseaua amintită, prezentată în figura 3. Peste depozitele de colmatare ale depresiunii se constată un orizont de nisipuri și pietrișuri de 2-2,5 m, reprezentînd aluviunile acestei terase; în constituția petrografică a aluviunilor predomină elemente rulate din gresiile curbicorticale și rare elemente mici de cuarțite.

În acoperișul aluviunilor se observă un strat de depozite deluviale-proluviale (0,4-0,6 m) alcătuit din nisipuri și pietrișuri cu  $\varnothing$  5—6 cm, disseminate într-o masă loessoidă grosieră. Urmează la partea superioară un sol vegetal de culoare neagră, gros de 0,20 m.

Pe malul drept al pîrîului Despletit, la S de șoseaua Casin-Plăiești, o alunecare de teren pune la zi depozitele din partea superioară a aluviunilor terasei de 7—12 m. Aluviunile grosiere propriu-zise sunt acoperite de alunecare, prezenta lor fiindu-ne confirmată de cîteva elemente rulate de gresii și cuarțite, găsite în fruntea alunecării. Depozitele loessoide sunt bine deschise, pe o grosime de 3—4 m și sunt alcătuite din prafuri nisipoase, slab argiloase, gălbui-brune.

La partea superioară a depozitelor loessoide, pe o suprafață netă de eroziune am găsit o intercalatie, cu dezvoltare, probabil lenticulară, de nisipuri andezitice, cenușii, cu intercalări mai grosiere, dînd un aspect de stratificație; uneori aceste nisipuri sunt slab cimentate și se desfac în plăci centimetricre. Grosimea nisipurilor este de 0,4-0,8 m (fig. 6).

Nisipurile andezitice, sunt constituite din granule cu diametrul cuprins între 0,05—2 mm. Cea mai mare parte a granulelor este constituită din fragmente de roci andezitice, cristale și fragmente de cristale de feldspați plagioclazi, hornblendă, piroxeni, cu mai mult sau mai puțin biotit.

Nu mai insistăm asupra componentelor mineralogice ai depozitelor loessoide și ai nisipurilor andezitice, aceștia fiind prezentați în figura 6.

<sup>9</sup> Nu mai insistăm asupra componentelor mineralogice ai depozitelor loessoide și ai nisipurilor andezitice, aceștia fiind prezentați în figura 6.

Caracterele morfologice ale granulelor minerale ce alcătuiesc atât nisipurile andezitice cît și depozitele loessoide, la care mai adăugăm — în cazul nisipurilor — și stratificația, pledează pentru un transport acvatic, realizat, după părere noastră, de apele de siroire ; caracterul

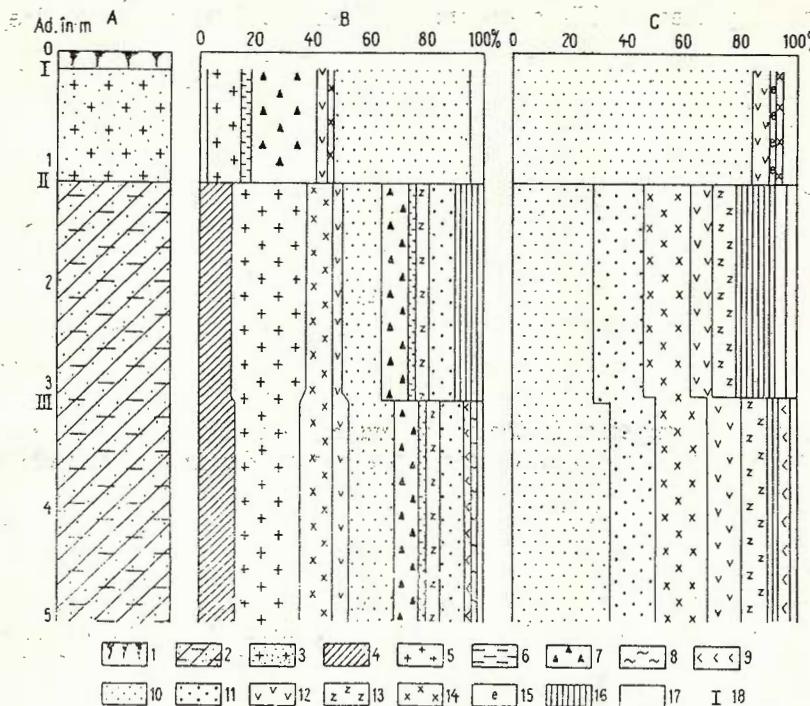


Fig. 6. — Analiza mineralogică a depozitelor loessoide și a nisipurilor andezitice de pe terasa de 7—12' m a pârâului Despletit.  
A, Coloană litologică ; B, analiza totală ; C, fracția grea ; 1, sol actual ; 2, depozite loessoide ; 3, nisipuri andezitice ; 4, cuart ; 5, feldspati ; 6, muscovit ; 7, fragmente de pastă andezitică ; 8, fragmente de cuarțite ; 9, zoizit ; 10, hornblendă ; 11, granat ; 12, biotit ; 13, zircon ; 14, rutil ; 15, epidot ; 16, oxizi de Fe ; 17, alte minereale (sfen, brookit, epidot, disten, clinoclor, etc.) ; 18, probe analizate.

Analyse minéralogique des dépôts loessoïdes et des sables andésitiques prélevés le long de la terrasse de 7—12' m du ruisseau Despletit.  
A, Colonne lithologique ; B, analyse totale ; C, fraction lourde ; 1, sol actuel ; 2, dépôts loessoïdes ; 3, sables loessoïdes ; 4, quartz ; 5, feldspaths ; 6, muscovite ; 7, fragments de pâte andésitique ; 8, fragments de quartzites ; 9, zoizite ; 10, hornblende ; 11, grenats ; 12, biotite ; 13, zircon ; 14, rutile ; 15, épidoite ; 16, oxydes de Fe ; 17, autres minéraux (sphène, brookite, épidoite, disthène, clinochloré, etc.) ; 18, échantillons analysés.

epiclastic al nisipurilor andezitice nu poate fi pus la indoială. Aspectul rotunjit al unora dintre minerale ca granat, rutil și zircon nu exclude și o prelucrare eoliană.

Terasa joasă, de 2—5 m identificată de noi pe pîriul Casin, în perimetru localităților Plăieșii de Sus, de Jos și Imper, este deschisă în partea de NE a comunei Plăieșii de Sus, pe malul drept al pîriului Casin, unde pe o grosime de cca 2,5 m se constată pietrișuri, bolovănișuri și chiar blocuri, acoperite de solul vegetal (0,20 m). La alcătuirea petrografică a aluviunilor acestei terase participă, predominant, gresii micaferi, apoi microconglomerate, gresii silicioase negre și rare cuarțite.

Criteriile de ordin morfologic și stratigrafic la care adăugăm și faptul că terasele pîriului Casin — după altitudinea relativă — se pot paraleliza cu cele ale Oltului, în care sunt citate resturi de mamifere fosile (Liteanu et al., 1962; Bandrabur, 1964; Alimen et al., 1968; Bandrabur, 1971), ne permit să atribu aluviunile terasei de 20—25 m primului stadial al Würmului ( $Wr_1$ ), aluviunile terasei de 7—12 m celui de al doilea stadial al Würmului ( $Wr_2$ ), iar depozitele terasei joase — de 2,5 m — ultimului stadial al Würmului ( $Wr_3$ ).

*Pleistocen superior-Holocen.* În cadrul depresiunii Casin am separat această subdiviziune în care am inclus depozitele deluvial-proluviale sau coluviale de pantă, cu o dezvoltare relativ mare, reprezentate prin prafuri argiloase, argile nisipoase, gălbui-roșcate, uneori cu fragmente de roci sau pietrișuri diseminante în masă, cu grosimi de 1—5 m.

În depozitele deluvial-proluviale de pantă, în anumite puncte din depresiunea Casin, am întîlnit de asemenea lentile de material cineritic, epiclastic, fie inclus, fie repauzind pe acestea (A. Pricăjan și T. Bandrabur, 1956)<sup>10</sup>.

*Holocen.* Aluviunile luncilor pîriului Casin și ale afluenților, alcătuite din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, groase de 1—2 m, cu o compoziție petrografică similară celor din terase, le atribuim Holocenului; de asemenea, mai încadrăm în Holocen și depozitele proluviale din conurile de dejecție.

### Considerații privind originea și evoluția depresiunii Casin ; problema produselor vulcanice

În literatura de specialitate există foarte puține date cu privire la originea depresiunii Casin. Luînd în considerare unele elemente de ordin morfologic și geologic, parte din cercetători opină că pentru originea tectonică a depresiunii Casin, dintr-aceștia amintim pe Nordon (1931), Jeannenaud (1956), Pricăjan și Bandrabur (1956)<sup>11</sup>.

<sup>10</sup> Arh. I.G.G. București.

<sup>11</sup> Arh. I.G.G. București.

O origine asemănătoare s-ar desprinde și din afirmația lui Wachner (1929) care vede în depresiunea Casin „o anticameră a depresiunii Ciucului“.

Iancu (1957) plecind de la prezența unui lac — după părerea autorului destul de adânc — în care s-a sedimentat tuful andezitic de la Plăieșii, consideră că la formarea depresiunii Casin factorii tectonici au avut un rol foarte important, la care mai adaugă și eroziunea, deci o origine tectono-erozivă.

Singurul autor, Sîrcu (1955) (din Iancu, 1957) este de părere că această depresiune are o origine erozivă.

Luînd în considerare ipoteza modului de formare a depresiunilor din imediata apropiere, opinăm pentru originea tectonică a depresiunii Casin. În sprijinul acestei origini ar pleda prezența în cadrul depresiunii Casin a depozitelor de colmatare lacustre și fluviatil lacustre asemănătoare celor din depresiunea Ciucului.

Valorile diferite privind grosimea depozitelor de colmatare din cele două depresiuni — peste 750 m în depresiunea Ciucului și numai de cîteva zeci de metri în depresiunea Casin — precum și cotele la care se găsesc bazele depozitelor de colmatare — + 700 m în depresiunea Casin și cu mult sub 0,0 m în depresiunea Ciuc (bazinul inferior) nu ar fi în măsură, la prima vedere, să confirme originea tectonică a depresiunii Casin; dar admîntind posibilitatea, că ambele depresiuni actuale au format inițial o singură arie depresionară, generată — bineînțeles — tectonic, iar după colmatarea ei, datorită mișcărilor neotectonice, a fost compartimentată astfel: depresiunea Ciucului coborâtă, cu sedimente de colmatare groase și depresiunea Casin ridicată, cu sedimînte subțiri, datorate eroziunii. Această situație este similară cu cea cunoscută în depresiunea Brașov unde chiuvetele Aita Seacă și altelé mai mici din munții Baraolt, precum și golful de la Timișul de Sus, care inițial făceau parte din una și aceeași arie depresionară a Brașovului, iar după colmatare, prin mișcările neotectonice de la sfîrșitul Pleistocenului inferior, golful și chiuvetele menționate au fost aduse în poziție ridicată, față de restul depresiunii Brașovului, coborâtă (Bandler, 1964).

Odată apărută depresiunea — la sfîrșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului — aceasta a fost ocupată de un lac, cu o adîncime nu prea mare, în care s-au depus sedimînte, atît de natură eruptivă, cît și de natură terigenă.

Potrivit ipotezei mai înainte descrisă, se pare, că depresiunea Casin în timpul perioadei lacustre a fost în legătură cu bazinul Ciucului inferior. Această legătură dispare, probabil, la sfîrșitul Pleistocenului inferior, imediat după colmatarea ariei depresionare inițiale — Ciuc-Casin, tot acum are loc și compărtimentarea ei, care a dus la conturarea depresiunilor actuale.

La începutul Pleistocenului mediu, în cadrul depresiunii Casin, apare rețeaua hidrografică a pîrîului Casin.



În intervalul Pleistocen mediu-Holocen, depresiunea Casin a fost afectată de mișcări neotectonice, predominant pozitive, perioadă în care au fost sculptate, rînd pe rînd, cele opt nivele de terasă, descrise mai înainte. Temporar și local, au mai avut loc și mișcări de basculă care au determinat schimbările de albie a pîrîului Casin, menționate la capitolul de morfologie.

ACTIONEA DE eroziune desfășurată în perioada Pleistocen mediu-Holocen, prin dislocarea unei suite de depozite pe o grosime în jur de 100—150 m a accentuat și mai mult caracterul morfologic coborit al depresiunii Casin.

Trecind la cea de a doua problemă — produsele de natură eruptivă — trebuie să precizăm că prezența lor în depresiunea Casin constituie o problemă delicată, dat fiind caracterul actual izolat al depresiunii și distanța relativ mare față de centrele de erupție cele mai apropiate.

La prima vedere, am putea justifica prezența aglomeratelor andezitice în partea de vest a depresiunii Casin, fie prin legătura acesteia cu lacul din depresiunea Ciucului, de unde au putut fi deversate — fie — prin transportul gravitațional, sau acvatic dinspre SSW, din zonele eruptive din jurul lacului Sf. Ana.

Relativ la prima posibilitate menționăm că analizele mineralogice-petrografice efectuate asupra matricei aglomeratelor andezitice din depresiunea Casin, au pus în evidență, însă, predominant minerale tipic eruptive și fragmente de pastă andezitică, iar aporturile detritice, în procente foarte reduse. La aceasta am mai adăuga și faptul următor: un foraj executat în depresiunea Ciuc, în comuna Cozmeni, pînă la o adîncime în jur de 100 m, nu a întîlnit aglomerate andezitice; deci proveniența aglomeratelor andezitice în depresiunea Casin, din depresiunea Ciucului nu ar fi confirmată. Nu ne rămîne decît să facem apel la o altă ipoteză și anume că aglomeratele andezitice și mare parte din tufurile întîlnite în depozitele de colmatare ale depresiunii Casin ar proveni direct din explozia centrelor de erupție din zona Sf. Ana și proiectate în lacul depresiunii Casin. Distanța de 10—12 km existentă între centrele de erupție menționate și depresiunea Casin nu ar fi așa de mare, după părerea lui Peltz<sup>12</sup>, totul depinzînd de puterea de explozie a centrelor respective.

Plecind de la această ipoteză, presupunem că fenomenul s-a desfășurat astfel: activitatea vulcanică explozivă din zona Sf. Ana, manifestată în intervalul Pliocen superior-Pleistocen inferior, a proiectat produsele piroclastice la distanțe mari, acoperind suprafețe întinse în jurul vulcanului cu un strat de piroclastite, cu grosimi mai mari sau mai mici, în funcție de relief. Astfel, lacul existent în acea perioadă în depresiunea Casin a fost colmatat în partea vestică cu produse grosiere — aglomerate și chiar blocuri andezitice — iar în estul depresiunii s-a colmatat cu sedimente terigene în care sînt incluse și intercalății lenticulare de tufuri andezitice primare sau epiclastice.

<sup>12</sup> S. Peltz — Comunicare verbală.

Eroziunea ulterioară colmatării, efectuată de rețeaua hidrografică și ape de șiroire, a îndepărtat în mare parte materialele vulcanice, acestea răminind conservate doar pe 15-20 m, în partea cea mai coborâtă a depresiunii.

Producsele vulcanice sub formă de epiclastite întâlnite pe depozitele loessoide ale terasei de 20 m, pe depozitele loessoide ale terasei de 7—12 m, pe depozitele deluviale de pantă, în toate cazarile acoperite de solul vegetal, par a reprezenta ultimele materiale vulcanice erodate de apele de șiroire din zonele de bordură a depresiunii.

Predominanța mineralelor tipic eruptive, alături de fragmente de roci sedimentare — în proporții reduse — în materialele vulcanice cu aspect cineritic, întâlnite în depozitele loessoide din terasa de 40 m, în unele din depozitele deluviale de pantă, ar păli pentru o depunere epiclastică subaeriană a acestora, aduse din zonele eruptive.

Puritatea și finețea materialelor eruptive identificate de noi în terasa inferioară a Oltului — la Sf. Gheorghe — și în terasa comună Casin-Turia — la N de Tg. Secuiesc, ne-a determinat să le încadram în categoria cineritelor primare, depuse subaerian. Aceste cinerite ar reprezenta, după părerea noastră — produsul unei slabe activități vulcanice explozive, destul de recente, a unor centre vulcanice din Harghita sau Sf. Ana; ținând seama de faptul că cineritele menționate se găsesc în partea superioară a aluviunilor grosiere ale terasei inferioare, încadrate în primul stadal al Würmului, rezultă că cineritele s-au depus fie către sfîrșitul aceluiși stadal, fie chiar mai tîrziu. Acest lucru, alături de altele deja cunoscute (Liteanu et al., 1962; Peltz, 1971; Mihăilă et al., 1973; Bandrabur, Codarcă, 1974), ne-a condus la concluzia că activitatea vulcanică din Harghita s-a manifestat cu o intensitate redusă în partea finală a Pliocenului, destul de activ în Pleistocenul inferior și mediu, trecînd în Pleistocenul superior, din nou, la o activitate slabă sub formă de pulsații, ale căror rezultate se materializează în cineritele descrise.

Dovedirea continuității activității vulcanice din Harghita în intervalul menționat, constituie pentru noi un argument în vederea confirmării presupunerilor făcute de unii cercetători (Liteanu, 1953; Liteanu, Bandrabur, 1957; Pricăjan, 1961; Bandrabur et al., 1963; Ghenea, 1967; Bandrabur, 1971) cu privire la originea și vîrstă tufurilor andezitice semnalate de ei în diverse depozite cuaternare din Cîmpia Română.

### Concluzii

Cercetările de teren și laborator din anul 1972 efectuate în depresiunea Casin au dus la unele rezultate de ordin morfologic, geologic și mineralologic.

Din punct de vedere morfologic s-a identificat la pîriul Casin un număr de opt terase a căror altitudini relative permit să paralelizate cu terasele fluviului Olt. Terasele superioare, începînd cu cea de 60 m și terminînd cu cea de 120 m, aproape în majoritatea cazarilor, săn-



lipsite de aluviuni, fiind îndepărtate prin eroziune; terasele inferioare și-au conservat aluviunile.

S-a făcut o descriere litologică detaliată a depozitelor de colmatare și a celor de terase, acolo unde a fost posibil.

S-a pus în evidență extensiunea aglomeratelor și tufurilor andezitice în cadrul depozitelor de colmatare.

Lipsa aporturilor terigene din aglomeratele și unele dintre tufurile andezitice din depresiunea Casin, a determinat pe autori a presupune că acestea au fost depuse direct în lacul existent aici, din explozia vulcanilor din zona Sf. Ana, în intervalul Pliocen final-Pleistocen inferior.

S-au pus în evidență, de asemenea, produse vulcanice sub formă de epiclastite în depozitele loessoide ale teraselor de 40, 20 și 7—12 m, precum și în depozitele deluviale de pantă, remaniate de apele de șiroire sau de vînt din zonele de bordură a depresiunii.

Puritatea și finețea materialelor cineritice semnalate în terasa inferioară a Oltului — la Sf. Gheorghe — și în terasa comună Casin-Turia — la N de Tg. Secuiesc — dovedesc o depunere eoliană; ele reprezintă produsele unei activități explozive a centrelor vulcanice din Harghita sau Sf. Ana sub formă de pulsații, într-o perioadă destul de recentă — sfîrșitul primului stadial, eventual începutul celui de al doilea stadial al Würmului.

Pe baza celor cunoscute pînă acum se poate afirma că activitatea vulcanică din Harghita s-a manifestat cu o intensitate redusă în partea finală a Pliocenului, destul de activ în Pleistocenul inferior și mediu, trecînd în Pleistocenul superior la o activitate slabă sub formă de pulsații, materializate în cineritele de la Sf. Gheorghe și Tg. Secuiesc.

Depresiunea Casin, la formarea căreia au participat factori tectonici, a fost afectată în intervalul Pleistocen mediu-Holocen de mișcări neotectonice pozitive, care au facilitat sculptarea celor opt nivele de terasă; în intervalul menționat au existat și mișcări de basculă, care au determinat unele schimbări ale albiei pîrîului Casin.

## BIBLIOGRAFIE

- A**limen Henriette, Rădulescu C., Samson P. (1968) Précisions paléontologiques et indices climatiques relatifs aux couches pléistocènes de la dépression de Brașov (Roumanie). *Bul. Soc. Géol. Fr.* 7 série, X, p. 549—560, Paris.
- A**tanasiu I. (1946) Fenomene magmatische (curs litografiat). București.
- B**andrabur T., Feru M., Opran C. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Gălmățui. *Com. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. E*, 6, p. 105—139, București.



- (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe. *D. S. Com. Geol.* L/2, p. 415—432, București.
- (1967) Observații geologice și hidrogeologice în zona Tg. Săcuiesc. *Com. Stat. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. E*, 7, p. 87—103, București.
- Roman Ștefana (1969) Contribution à la connaissance du Quaternaire de la dépression intracarpatische de Ciuc. Études sur le Quaternaire dans le Monde VIIIe Congrès. INQUA, Paris, 1969, p. 607—612, Paris.
- (1971) Guidebook for excursion INQUA Thirdday. Itinerary: Brașov-Coșeni-Sf. Gheorghe-Malnaș-Bicsad-Tușnad-Brașov. *Geol. Inst. Guidebooks for excursion* 7, București.
- (1971) Geologia cîmpiei dunărene dintre Jiu și Olt. *Inst. geol., Stud. tehn.-econ., ser. J*, 8, p. 1—146, București.
- Codarcea Venera (1974) Contribuții la cunoașterea depozitelor plio-cuaternare din regiunea cursului superior al Mureșului. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. H*, 5, p. 23—60, București.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științ. p. 1—368, București.

Dumitrescu I., Mirăuță O., Săndulescu M., Ștefănescu M., Bandrabur T. (1968) Harta geologică a R.S.R., sc. 1:200.000, foaia Bacău, cu text explicativ. *Inst. geol.* p. 1—74, București.

Filipescu M. (1955) Contribuționi la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. „C. I. Parhon“ și Polit. Buc.*, 8, S. St. nat., București.

Ghenea C. (1967) Prezența unui tuf vulcanic în Villafranchianul din depresiunea valahă. *Com. Stat. Geol., Stud. tehn.-econ. ser. H*, 3, p. 39—46, București.

Iancu M. (1957) Contribuții la studiul depresiunii Casin. *An. Univ. „C. I. Parhon“ Buc., ser. St. naturii*, 13, p. 217—231, București.

Ionescu L., Ionescu Bica (1956) Cercetări geologice în regiunea dintre Plăieșii de Sus și pîrîul Sulța. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza“ Iași, secția II*, II, 2, Iași.

Jeanrenaud P. (1956) Cercetări geologice în flișul din regiunea văii Casin. *Anal. St. Univ. „Al. I. Cuza“ Iași, secț. II*, II, 2, Iași.

Liteanu E. (1953) Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. Stud. tehn-econ. ser. E*, 2, p. 1—78, București.

— Bandrabur T. (1957) Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol.* XXX, p. 213—239, București.

— Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (bazinul Baraolt). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.* 7, 3—4, p. 485—511, București.

Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Guide des excursions*. Bucarest.

Nordon A. (1931) Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates Orientales roumaines. *C. R. Congr. Intern. Géogr.* Paris.



- Păscu R. (1929) Carierele și apele mimerale din jud. Ciuc cu o hartă. *Inst. Geol. Rom. St. tehn.-econ.*, VI, 8, p. 1—48, București.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de SE a Munților Călimani. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. I*, 4, București.
- (1971) Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt. *D. S. Inst. Geol.* LVII/5, București.
- Pricăjan A. (1961) Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița. *Com. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. E*, 5, p. 115—139, București.
- Samson P., Rădulescu C. (1963) Les faunes mammologiques du pléistocén inférieur et moyen de Roumanie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 257, p. 1122—1124, Paris.
- Sîrcu I. (1955) Carpații Orientali — curs litografiat de geografie fizică a R.P.R., București.
- Vîlsan G. (1940) Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor învecinate. *Bul. Soc. Rom. Geogr.* LVIII, București.
- Wachner H. (1929) Județul Ciuc, Toplița și defileul Mureșului. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, III, Cluj.

### ASPECTS MORPHOLOGIQUES, GÉOLOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES DANS LA DÉPRESSION DE CASIN

(Résumé)

L'élaboration de la carte géologique de Roumanie au 1/50.000<sup>e</sup> donna lieu à des investigations dans la dépression de Casin dont certains aspects morphologiques, géologiques et pétrographiques font l'objet de cet article.

La dépression de Casin est située dans les Carpates Orientales étant encadrée par les Monts de Bodoc, Ciuc et Oituz ; elle se superpose au bassin supérieur du ruisseau de Casin.

Les données obtenues par les recherches géologiques antérieures concernant les sédiments pliocènes-quaternaires sont relativement peu nombreuses et incomplètes.

Parmi les problèmes de caractère morphologique une attention toute particulière fut accordée par les auteurs aux éléments essentiels (terrasses et plaines alluviales) du ruisseau de Casin et de ses affluents. C'est ainsi que furent mises en évidence le long du cours de Casin et de certains de ses affluents huit terrasses dont les altitudes relatives sont les suivantes : 120—125 m ; 95—100 m ; 75—80 m ; 55—60 m ; 35—40 m ; 20—25 m ; 7—12 m et 2—5 m. Les altitudes relatives ci-dessus mentionnées sont équivalentes à celles des terrasses du cours supérieur de l'Olt dont il un affluent du 2ème ordre. La distribution des terrasses du ruisseau de Casin, présentée dans la carte géologique annexée, met en évidence les modifications subies par celui-ci dans différentes périodes comme suite des phénomènes néotectoniques, soit positifs, soit négatifs, survenus dans certaines zones.



Les auteurs ont étudié et décrit du point de vue géologique les dépôts plio-quaternaires qui ont colmaté la dépression de Casin. Parmi ceux-ci les sédiments lacustres, fluviatiles-lacustres et fluviatiles, tous à intercalations ou bien à lentilles de matériel éruptif furent signalés. Les sédiments lacustres sont représentés par des argiles, des argiles sableuses et les sables passant latéralement vers l'E aux dépôts fluviatiles-lacustres constitués par une alternance de sables, graviers et blocs. Dans l'ensemble de ces dépôts furent mis en évidence des sédiments de nature éruptive, constitués par des agglomérats et des tufs primaires et secondaires. Les agglomérats andésitiques occupent la partie de l'ouest de la dépression, leur épaisseur s'élevant à environ 15 m, quant aux tufs, ils furent rencontrés dans la partie centrale et celle de l'est de la dépression étant disposés en horizons ou lentilles à épaisseur de l'ordre des décimètres.

Une grande partie des dépôts de colmatage de la dépression de Casin a été éloigné par l'érosion exercée par le réseau hydrographique du ruisseau de Casin si bien qu'à l'heure actuelle ceux-ci ne présentent qu'une épaisseur de quelques dizaines de mètres.

Nous ne disposons guère d'arguments valables pour préciser l'âge des dépôts de colmatage de la dépression de Casin ; l'endementement des agglomérats andésitiques avec les sédiments terrigènes de la dépression ci-dessus mentionnée constituerait une preuve en vue de leur mise en parallèle avec les sédiments similaires connus dans le bassin de Baraolt et dont l'âge pliocène supérieur-pléistocène inférieur est étayé par une riche faune de mammifères caractéristiques.

Les dépôts fluviatils typiques reviennent aux terrasses du réseau hydrographique du ruisseau de Casin ; les alluvions des terrasses supérieures (aux altitudes relatives comprises entre 120 et 60 m) ont été éloignées par érosion et celles des terrasses inférieures sont représentées par un horizon de graviers et galets à épaisseur de 2—4 m. Dans les dépôts loessoïdes de certaines terrasses furent mises en évidence des lentilles des cinérites andésitiques ; conformément aux analyses pétrographiques et minéralogiques elles furent attribuées à la série des épiclastites. Les auteurs signalent les cinérites andésitiques primaires dans les dépôts loessoïdes de la terrasse inférieure (12—15 m) de la rivière de l'Olt à Sf. Gheorghe ainsi que dans les mêmes dépôts de la terrasse commune Casin-Turia à Tg. Secuiesc.

Lors de l'appréciation de la période de formation des terrasses du réseau hydrographique du ruisseau de Casin, les auteurs ont tenu compte du critère morphologique en attribuant l'intervalle stratigraphique du Günz-Würm dans son ensemble ainsi que les plaines alluviales à l'Holocène.

Les auteurs émettent également quelques considérations sur l'origine et l'évolution de la dépression de Casin et sur les produits volcaniques ; même au cas où certaines données sur l'épaisseur des dépôts de colmatage dans la dépression de Casin et sur la cote de leur mur diffèrent de celles obtenues dans la dépression de Ciuc, néanmoins les auteurs plaident en faveur d'une origine commune de ces deux dépressions, notamment l'origine tectonique. Selon leurs présomptions les dépressions actuelles — Ciuc (bassin inférieur) et Casin — ont



formé initialement une aire unique dépressionnaire dont l'origine est certainement due aux phénomènes tectoniques ; après son colmatage à cause des mouvements néotectoniques cette aire fut compartimentée comme suit : la dépression de Ciuc affaissée, la dépression de Casin surélevée. A l'avis de ces auteurs l'aire dépressionnaire initiale apparaît vers la fin du Pliocène lorsqu'elle fut occupée par un lac à profondeur réduite ; l'action a continué jusque vers la fin du Pleistocène inférieur, et au début du Pleistocène le réseau hydrographique du ruisseau de Casin prend naissance. Pendant l'intervalle du Pleistocène moyen-Holocène la dépression de Casin fut affectée par des mouvements néotectoniques avec prédominance positifs, période durant laquelle les huit niveaux des terrasses de Casin furent sculptés. Temporairement et localement des mouvements de bascule eurent lieu qui ont déterminé certaines modifications du cours du ruisseau mentionné. L'action de l'érosion qui s'est déroulée dans la période du Pleistocène moyen-Holocène a eu comme suite la dislocation d'une série de dépôts sur une épaisseur d'environ 100—150 m accentuant davantage le caractère morphologique négatif de la dépression.

En examinant le second problème — produits de nature éruptive — les auteurs mentionnent que la présence de ceux-ci dans la dépression de Casin constitue un problème délicat étant donné le caractère actuel isolé de la dépression ainsi que la distance relativement grande par rapport aux centres d'éruption les plus proches.

La présence des agglomérats andésitiques dans la partie de l'ouest de la dépression de Casin pourrait être justifiée soit par une voie de communication entre celle-ci et le lac de la dépression de Ciuc d'où ils auraient pu être déversés, soit par le transport gravitationnel ou aquatique des zones éruptives du SSW entourant le lac de Sf. Ana ; ces hypothèses furent toutefois infirmées par les analyses pétrographiques et minéralogiques effectuées sur la matrice des agglomérats andésitiques de la dépression de Casin qui ont mis en évidence d'une façon prédominante la présence des minéraux typiquement éruptifs et des fragments de pâte andésitique, tandis que le pourcentage des apports détritiques est très réduit. Vu cette situation les auteurs ont émis une autre hypothèse, notamment : les agglomérats andésitiques et une grande partie des tufs rencontrés dans les dépôts de colmatage de la dépression de Casin seraient provenus directement des centres volcaniques de la zone Sf. Ana à la suite de l'explosion de ceux-ci et projetés dans le lac de la dépression de Casin. Selon cette hypothèse l'activité volcanique explosive de la zone Sf. Ana se serait manifestée durant l'intervalle du Pliocène supérieur-Pleistocène inférieur par la projection de produits pyroclastiques à de grandes distances, recouvrant des surfaces considérables autour du volcan par une couche dont l'épaisseur variait en fonction du relief. Ainsi le lac existant en cette période dans la dépression de Casin fut colmaté dans la partie de l'ouest par des produits grossiers — agglomérats voire même blocs andésitiques — tandis que dans la partie est de la dépression il fut colmaté par des sédiments terrigènes comprenant également des intercalations lenticulaires de tufs andésitiques ou épiclastiques.

L'érosion ultérieure du colmatage effectuée par le réseau hydrographique et les eaux de ruissellement ont éloigné en grande partie les matériaux volca-



niques, ceux-ci restant conservés à peine sur 15—20 m d'épaisseur dans la partie la plus descendante de la dépression.

Les produits volcaniques sous forme d'épicalastiites recouvrant les dépôts loessoïdes de la terrasse de 20 m, les dépôts loessoïdes sur la terrasse de 7—12 m, les dépôts deluviaux de pente, dans tous ces cas recouverts de sol végétal, semblent représenter les derniers matériaux volcaniques entraînés par les eaux de ruissellement des zones de bordure de la dépression.

La prédominance des minéraux typiquement éruptifs associés aux fragments des roches sédimentaires — en proportions réduites — dans les matériaux volcaniques à aspect cinéritique, rencontrés dans les dépôts loessoïdes de la terrasse de 40 mètres ainsi que dans certains dépôts deluviaux de pente, plaiderait en faveur de leur déposition épicalastique subaérienne étant transportés des zones éruptives.

La pureté et la finesse des matériaux identifiés dans la terrasse inférieure de l'Olt à Sf. Gheorghe et dans la terrasse commune Casin-Turia au nord de Tg. Secuiesc, ont déterminé les auteurs de les classer dans la catégorie des cinérites primaires déposées par voie subaérienne. Ces cinérites représenteraient, d'après les auteurs, les produits d'une faible activité volcanique explosive assez récente de quelques centres volcaniques de Harghita ou Sf. Ana. Tenant compte du fait que les cinérites mentionnées se trouvent dans la partie supérieure des alluvions grossières de la terrasse inférieure et sont attribuées au Würm I il en résulte qu'elles se sont déposées soit vers la fin de la même phase, soit plus tard. Ce fait ainsi que d'autres déjà connus ont incité les auteurs d'aboutir à la conclusion que l'activité volcanique dans l'aire de Harghita s'était manifestée dans la partie finale du Pliocène avec une intensité réduite, étant assez intense durant le Pleistocène inférieur et moyen, redevenant de nouveau plus faible pendant le Pleistocène supérieur sous forme de pulsations dont les résultats se sont matérialisés dans les cinérites ci-dessus mentionnées.

La preuve de la continuation de l'activité volcanique dans l'aire de Harghita durant l'intervalle mentionné constitue pour les auteurs un argument qui pourrait confirmer les hypothèses avancées par certains chercheurs (Liteanu, 1953 ; Bandrabur, 1957 ; Pricăjan, 1961 ; Bandrabur et al., 1963 ; Ghenea, 1967 ; Bandrabur, 1971) quant à l'origine et à l'âge des tufs andésitiques signalés par eux dans divers dépôts quaternaires de la Plaine Roumaine.

## PLANCHE I

Carte géologique de la dépression de Casin.

Holocène. 1, alluvions des plaines alluviales (qh) ; Pleistocène supérieur (Würm) ; 2, alluvions de la terrasse de 2—5 m (Wr<sub>3</sub>) ; 3, alluvions de la terrasse de 7—12 m

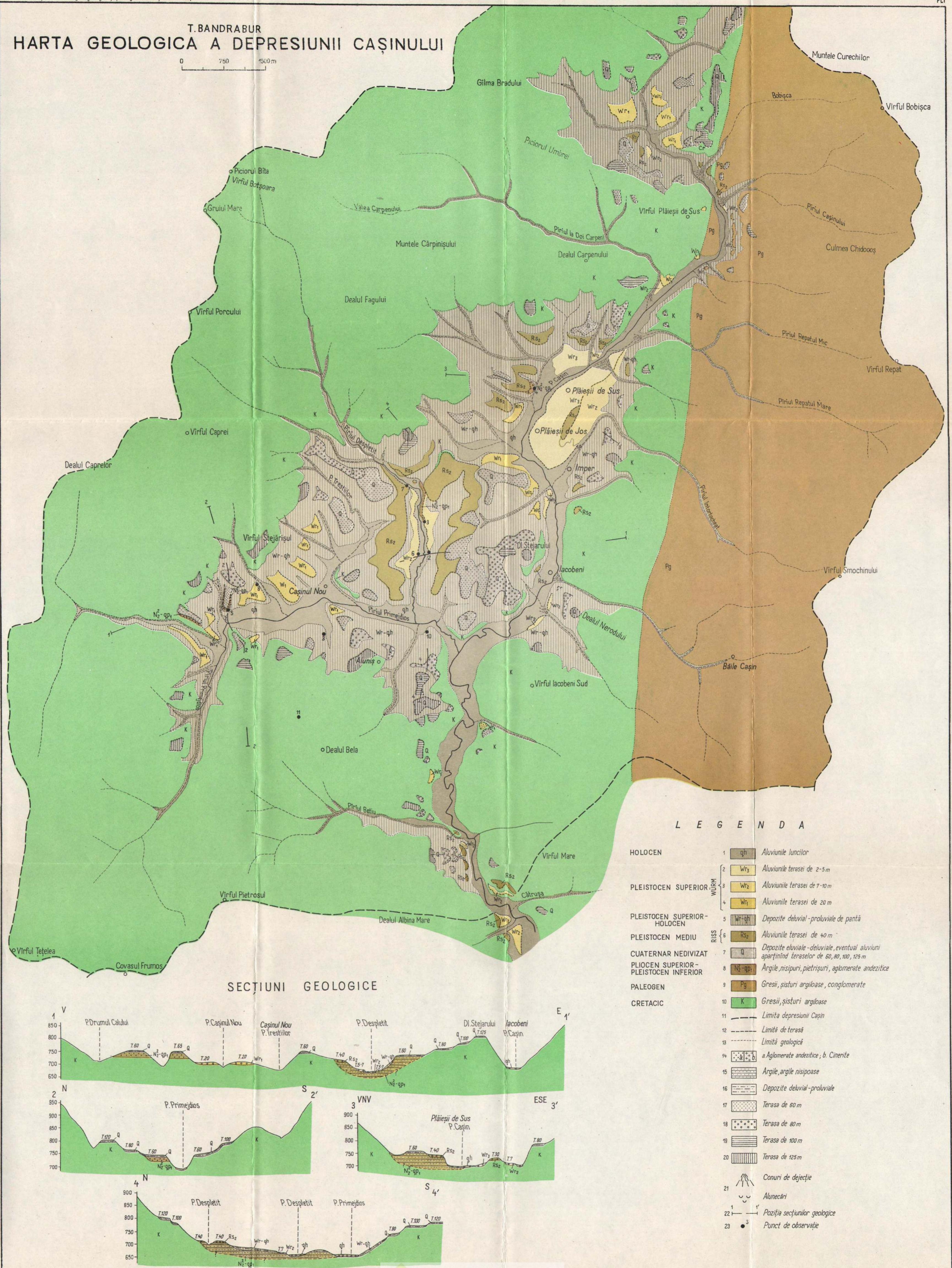


(Wr<sub>2</sub>) ; 4, alluvions de la terrasse de 20—25 m (Wr<sub>1</sub>) ; Pleistocène supérieur-Holocène ; 5, dépôts deluviaux-proluviaux de pente (Wr-qh) ; Pleistocène moyen (Riss) ; 6, alluvions de la terrasse de 40 m (rs<sub>2</sub>) ; Quaternaire non-divisé ; 7, dépôts éluviaux-deluviaux, éventuellement alluvions appartenant aux terrasses de 60, 80, 100 et 125 m (Q) ; Pliocène supérieur-Pliocène inférieur ; 8, argiles, sables, graviers, aggrégats andésitiques (N<sub>2</sub>-qp<sub>1</sub>) ; Paléogène ; 9, grès, schistes argileux, conglomérats (Pg) ; Crétacé ; 10, grès, schistes argileux (K) ; 11, limite de la dépression de Casin ; 12, limite de la terrasse ; 13, limite géologique ; 14 a, aggrégats andésitiques ; b, cinérites ; 15, argiles, argiles sableuses ; 16, dépôts deluviaux-proluviaux ; 17, terrasse de 60 m ; 18, terrasse de 80 m ; 19, terrasse de 100 m ; 20, terrasse de 125 m ; 21, cônes de déjection ; 22, glissements ; 23, direction des coupes géologiques ; 24, point d'observation.



T. BANDRABUR  
**HARTA GEOLOGICA A DEPRESIUNII CAŞINULUI**

0            750            1500 m



#### 4. STRATIGRAFIE

## MORFOGENEZA DEFILEULUI OLTULUI DE LA RACOŞ<sup>1</sup>

DE

NICOLAE MIHAILA<sup>2</sup>, NICOLAE POPESCU<sup>3</sup>

### Abstract

Morphogenesis of the Olt Valley in the Racoş Relief. The Olt Valley relief in the Racoş area is carved in Mesozoic, Miocene and Pliocene-Quaternary deposits, the latter being built up of volcanic agglomerates, tuffs, basalts, marls, sands, white limestones, etc. On the basis both of erosion levels and terraces correlated with geological formations there could be established six main formation stages of the defile. Beginning with the 110 m terrace level the Olt river is setting up on the present-day bed marking an antecedent deepening

Valea Oltului, una dintre cele mai mari artere hidrografice din ţara noastră, străbate un număr de șapte defilee, dintre care cinci se găsesc la traversarea unor praguri interioare din depresiunile Ciuc și Brașov (Racu, Jigodin, Tușnad, Malnaș, Bod), iar ultimele două, Racoș și Turnu Roșu-Cozia, la traversarea parțială sau totală a Carpaților.

Geneza și evoluția acestor sectoare transversale a atras atenția încă de mult timp la numerosi specialiști, geologi și geografi, care le-au dat diferite interpretări. Explicarea lor ridică însă probleme complexe ce implică un studiu de detaliu privind caracterele morfogenetice, morfo-tectonice și geologice ale sectoarelor respective.

Aspectele pe care le vom aborda în lucrarea de față au o importanță deosebită pentru descifrarea istoriei pătrunderii Oltului în depresiunea Făgăraș.

<sup>1</sup> Susținută în ședință de comunicări științifice ale Facultății de Geologie-Geografie, din 12 aprilie 1974.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

<sup>3</sup> Facultatea de Geologie-Geografie, Universitatea București, Bd. N. Bălcescu nr. 1, București.

Valea transversală a Oltului pe sectorul Augustin-Racoșu de Jos nu s-a bucurat de o atenție prea mare în ceea ce privește cartarea și cercetarea detaliată a ei. În numeroasele lucrări care se referă la valea Oltului, în general, sunt enunțate o serie de păreri destul de controverse asupra originii văii pe acest traseu. Cât privește evoluția acestei regiuni se pot desprinde două aspecte: unul care se referă la legătura dintre lacurile pliocene-cuaternare din bazinele Brașov și Făgăraș, prin intermediul celor două compartimente ale lor, Baraolt și respectiv Lupșa-Hoghiz; altul care se referă la evoluția rețelei hidrografice.

Asupra primului aspect aproape toți cercetătorii au susținut o legătură lacustră între cele două bazine, dovedită de prezența depozitelor sedimentare din afara și din interiorul defileului.

Diferențele constau doar în datarea acestor depozite, fie ca pliocene (Lorenthey, 1883; Orgheidan, 1929; Jekelius, 1932; Ilie, 1953), fie ca pliocen superioare-cuaternare (Liteanu et al., 1962; Mac, Tövissi, 1968; Iancu, Pauliu, 1971; Mihăilă et al., 1972). De menționat că în afara acestei legături prin culoarul Racoșului unii mai admit ca posibilă și legătura prin intermediul culoarului Vlădeni-Sinca (Orgheidan, 1929; Wachner, 1931; Bulla, 1948; Mihăilescu, 1965; Bandrabur, 1971, în Ghenea et al.).

Referitor la evoluția văii Oltului în această regiune se admit trei ipoteze de bază și anume: captarea lacului Bîrsa (Voitești, 1935); captări fluviatile (Lorenthay, 1883; de Martonne, 1907; Orgheidan, 1929; Wachner, 1931; Bulla, 1948; Bandrabur, 1971) și prin antecedență (Mac, Tövissi, 1968; Iancu, Pauliu, 1971; Orgheidan, 1965, 1969).

#### A) Geologia regiunii

La alcătuirea geologică a zonei centrale a munților Perșani participă depozite mezozoice, miocene, pliocene și cuaternare. Dintre toate acestea, cele care aduc informații asupra evoluției rețelei hidrografice din zona defileului de la Racoș de Jos, sunt formațiunile pliocene și cuaternare.

Acestea stau discordant peste depozite cretacice sau miocene și sunt reprezentate în bază printr-o serie de depozite alcătuite din marne, aglomerate, tufuri, nisipuri și pietrișuri (fig. 1). În sectorul Lupșa-Hoghiz situat la sud de Racoș, acestea conțin forme de *Theodoxus semiplicatus* Jek., *Viviparus sadleri* Part., *Dreissena münsteri* Brus., *Unio* sp. etc.

Peste acestea repauzează nisipuri, nisipuri argiloase, marne și pietrișuri cu *Archidiskodon meridionalis* Nesti și *Dicerorhinus etruscus* Falc., peste care se depun lave bazaltice cu grosimi de 20–30 m.

Pe baza elementelor paleontologice citate rezultă vîrsta pliocen superioară-pleistocen inferioară ( $N_2^2$ —qp<sub>1</sub>) a secvenței vulcano-sedimentară inferioară.

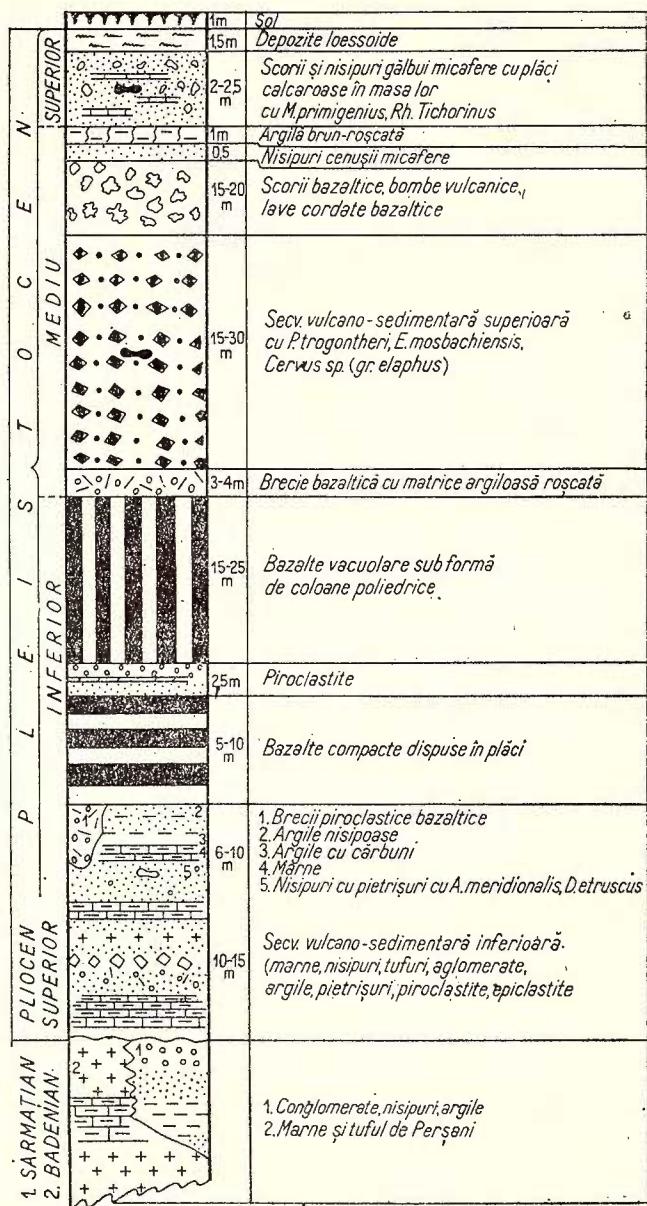


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor cuaternare și pliocene superioare.

Colonne stratigraphique des dépôts quaternaires et pliocène supérieurs.

Menționăm că sedimente pliocen superioare au mai fost întâlnite în dealul Stejerișului (Augustin), unde formează un platou destul de întins. Acestea sunt alcătuite din nisipuri, argile, pietrișuri și calcare albe, dure cu numeroase resturi de moluște. Din nisipuri se citează molari de *Anancus arverensis* Cr. et Job<sup>4</sup>. De asemenea unul dintre noi (Mihailă) a găsit resturi de *Gazella* sp.

Aceleși depozite (marne, nisipuri, calcare albe) au fost întâlnite și în Dealul Lung (W Racoșu de Jos) stând peste aglomerate andezitice. În unele sectoare (Lupșa-Hoghiz și Racoșu de Jos) peste formațiunile descrise repauzează lave bazaltice.

Bazaltul se prezintă sub forma a două varietăți, una compactă, dispusă în plăci și alta vacuolară alcătuită din coloane poligonale. Aceste două varietăți sunt despărțite la Racoșu de Jos (cariera din malul drept al Oltului), de o intercalatie piroclastică, groasă de 2–2,5 m formată din lapilli și cenușă vulcanică. Resturile de mamifere (*Dicerorhinus etruscus*, *Archidiskodon meridionalis*) descoperite în baza lavelor bazaltice și poziția geometrică a stivei de bazalte, arată că acestea nu pot fi mai vechi ca Villafranchianul superior (Vf3)-Pleistocen inferior.

Urmează apoi o nouă secvență vulcano-sedimentară superioară alcătuită preponderent din pirolastite bazaltice. Participarea rocilor sedimentare este cu totul subordonată. Acestea sunt constituite din gresii, nisipuri și pietrișuri. Grosimea întregii suite o apreciem la cca 15–30 m. Peste aceasta se dispun scorii bazaltice, bombe vulcanice și lave corădate. Asociația faunistică, *Parelephas trogontheri* Poehlig, *Equus mosbachiensis* Reich, *Cervus* sp. (ex. gr.) *elaphus* recoltată de unul dintre noi (Mihailă), din secvența vulcano-sedimentară superioară, constituie un argument convingător pentru repartizarea ei unui interval stratigrafic echivalent cu Pleistocenul mediu (qp<sub>2</sub>).

În continuare, succesiunea cuprinde nisipuri și depozite loessoide, care ar putea reprezenta eventual depozite corespunzătoare Pleistocenului superior.

#### B) Nivelele geomorfologice din defileu și raportul lor cu formațiunile geologice

Privit în ansamblu, relieful din cadrul culoarului Augustin-Racoșu de Jos, prezintă o etajare de suprafețe cuprinse între  $\pm$  800 m (nivelul superior) și 450 m (nivelul inferior-lunca Oltului). Acestea reprezintă de fapt raportul dintre mișcările tectonice, natura petrografică și agenți externi. Urmărirea lor în spațiu (extindere, modul de fragmentare și conservare) și timp (separarea altitudinală a suprafețelor, rupturile de pantă, grosimea și caracterul depozitelor și vîrsta lor) ne dă curba morfodinamică a evoluției culoarului de la Racoș.

În cadrul acestor suprafețe etajate am inclus nivelele de eroziune și terasele (fig. 2).

<sup>4</sup> Kisgyörgy — informație verbală.

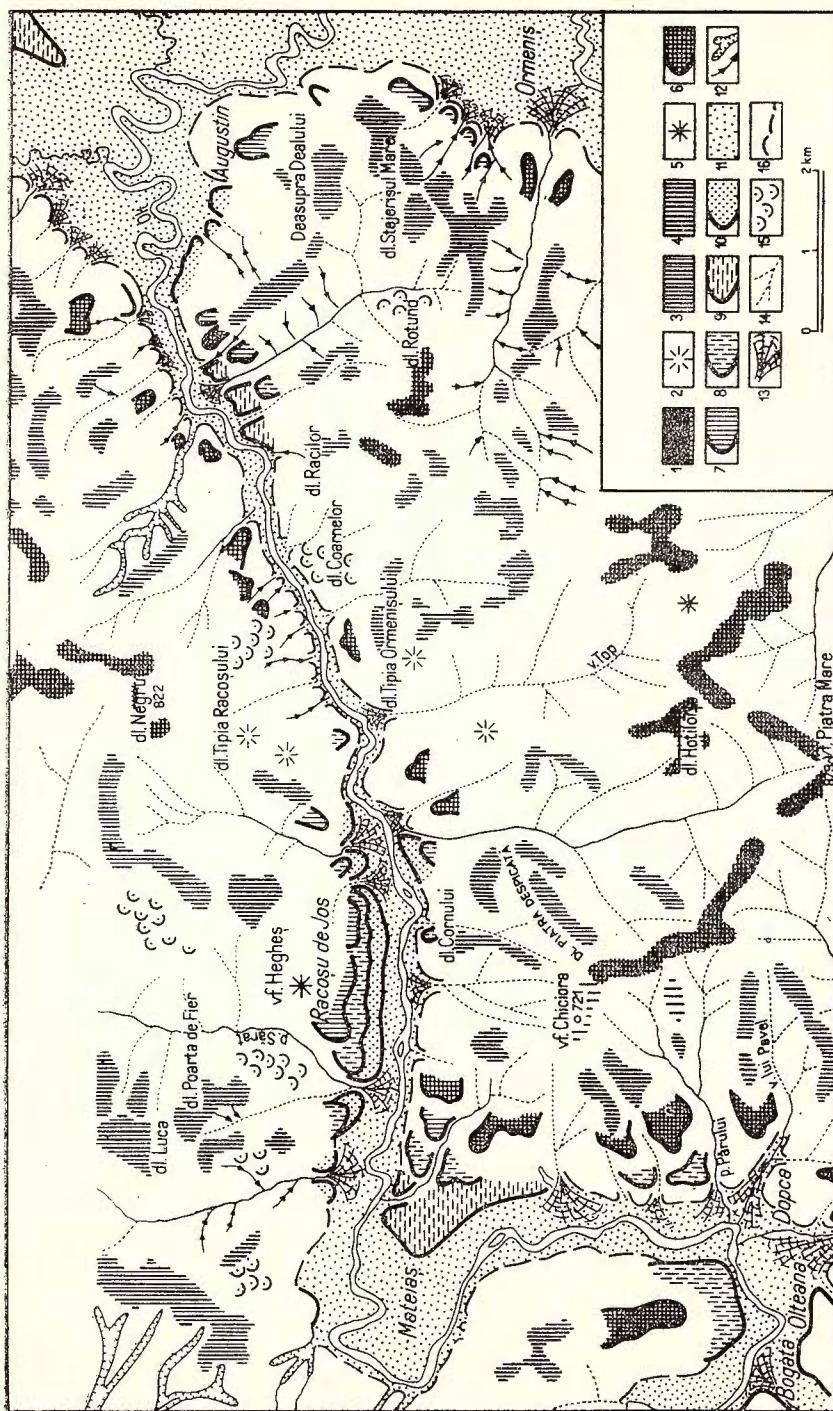


Fig. 2. — Defileul Oltului la Racos. Harta treptelor morfogenetice.

1, nivelul de  $\pm 800$  m ; 2, martori de eroziune din nivelul de  $\pm 700$  m ; 3, nivelul de  $\pm 600$  m (150 m alt. rel.) ; 5, virfuri structurale ; 6, terasa de 90—110 m ; 7, terasa de 65—80 m ; 8, terasa de 5—10 m ; 11, lunca ; 12, ogăse și ravene ; 13, conuri de dejetie ; 14, văi torrentiale ; 15, alunecări ; 16, limita inferioară a versanților.

Défilé de l'Olt à Racos. Carte de gradins morphogénétiques.

1, niveau de  $\pm 800$  m ; 2, témoins d'érosion du niveau de  $\pm 700$  m ; 3, niveau de  $\pm 600$  m (150 m d'alt. rel.) ; 5, sommets structuraux ; 6, terrasse de 90—110 m ; 7, terrasse de 65—80 m ; 8, terrasse de 5—10 m ; 10, terrasse de 5—10 m ; 11, luncă ; 12, ogăse și ravene ; 13, conuri de déjection ; 14, văi torrentiales ; 15, glissements ; 16, limite inférieure des versanților.

**1. Nivelele de eroziune.** În zona centrală a munților Perșani se găsesc o suită de trepte de relief, dispuse de o parte și alta a cumpenei de ape dintre culoarele Feldioara-Augustin și Lupșa-Hoghiz, continue însă și în zona defileului Oltului dintre Augustin și Racoșu de Jos, unde formează deasupra defileului trepte marginale bine individualizate.

a) Nivelul de  $\pm 800$  m, dispus pe un aliniament nord-sud, se conservă ca interfluviu central între Homorodul Mic și Cormoș, traversează pe direcție perpendiculară defileul și se continuă, destul de fragmentar, spre nord, unde formează cumpăna de ape dintre cele două culoare depresionare situate la extremitățile defileului. În nordul defileului se găsește în cîteva vîrfuri izolate (Tipia Racoșului, 819 m), de unde se continuă spre nord trecind, se pare, sub aglomeratele vulcanice andezitice. Spre sud în apropiere de defileu formează două vîrfuri izolate pe dreapta și stînga pîriului Topul, la cca 750 m, extinzîndu-se apoi în culmea Muntelui Negru (812 m), de unde urcă spre sud pînă la peste 900 m. Retează aproape în exclusivitate numai formațiuni vechi, mezozoice, dominînd cu 100—150 m, formațiunile pliocen-cuaternare. El este fragmentat tectonic prin formarea bazinelor Lupșa-Hoghiz și Baraolt. Același caracter îl are și în zona defileului unde este reprezentat doar prin cîteva cornete izolate și mai coborîte (Tipia Racoșului și Tipia Ormenișului). Acest fapt este relevant și de raportul său cu reteaua hidrografică din bazinile sedimentare ce se dezvoltă independent de el. În schimb, în sudul Perșanilor este fragmentat de actualele văi adîncite antecedent (valea Șinca).

Formarea lui este anterioară scufundării bazinelor Baraolt și Lupșa-Hoghiz, deci Pliocen mediu și posterioară Miocenului pe care îl retează pe marginea estică a Transilvaniei.

b) Nivelul de  $\pm 700$  m, are în cadrul defileului o extensiune mai mare și se păstrează ca o treaptă perfectă distinctă sub cele cîteva înălțimi ale nivelului anterior. Spre deosebire de primul, acesta urmărește valea Oltului, atât în culoarele depresionare, cît și în defileu. El retează formațiuni mezozoice, miocene și pliocene superioare (nisipuri, pietrișuri, calcare albe, aglomerate andezitice). Raportul acestui nivel cu ultimele formațiuni se poate observa în dealurile : Stejerișului, Deasupra Dealului (Augustin) și în Dealul Lung (Racoșu de Jos), care formau extremitățile mai largite ale culoarului de legătură dintre cele două bazin sedimentare. Partial poate avea și caracter lacustru. Pe baza acestor relații formarea lui se poate plasa la sfîrșitul Pliocenului.

c) Nivelul de  $\pm 600$  m, se dezvoltă în tot lungul defileului sub forma unor culmi prelungi (dealul Pustnicu, dealul Mestecăcan, dealul Sub Tipia Ormenișului, dealul Cornului, dealul Poarta de Fier, dealul Turzumului) ce reconstituie deasupra defileului propriu-zis o vale largă ce ajungea în unele locuri la cca 3—4 km. Ele rămîn suspendate față de talvegul actual la cca 150—170 m. Atât la intrarea cît și la ieșirea din defileu nivelul respectiv ia o extindere mai mare, pătrunzînd mult

și în bazinile râurilor Homorodul Mic, Cormoș și Baraolt. Este sculptat în formațiuni de vîrste diferite: conglomerate, calcare, tufuri (mezozoice și miocene), aglomerate andezitice, calcare, argile, pietrișuri, nisipuri, (pliocen-superioare), precum și în bazaltele din jurul localității Racoș de Jos. Rezultă că formarea lui nu poate fi mai veche decât Pleistocenul inferior.

**2. Terasele.** Terasele văii Oltului constituie formele de relief cele mai importante din cadrul culoarului, prin intermediul căror putem urmări istoria cuaternară a acestei văi.

Astfel, problema studierii teraselor apare deosebit de importantă, deoarece ele devin elemente cheie în descifrarea fazelor morfogenetice ale regiunii puse în discuție. Caracteristicile comune morfometrice și morfografice ale tuturor teraselor din culoar sunt: dezvoltarea areală redusă a acestora și repartiția lor inegală și asimetrică în diferite secțoare ale văii Oltului. Cauzele principale ale dezvoltării și repartiția inegală a teraselor rezidă pe deosebit în raportul existent între arterele hidrografice și liniile tectonice, iar pe de altă parte din influența pe care mișcările neotectonice au avut-o asupra modului de dezvoltare a procesului fluvial. Pe traseul Augustin-Racoș de Jos se desfășoară un complex de cinci terase, aparținând Oltului, cu următoarele altitudini relative: 90—110 m, 65—80 m, 25—35 m, 15—20 m și 5—10 m.

Majoritatea celor care fac referiri asupra văii Oltului arată că în cadrul defileului de la Racoș sunt prezente numai terasele inferioare (10 m, 20 m, 30 m). Orgheidan (1965) identifică pietrișuri de terasă la altitudinea de 100—150 m, iar Iancu (1965) găsește terasele de 90—112 m, 55—62 m, 35—43 m, 20—25 m și 7—12 m.

a) Terasa de 90—110 m, are o dezvoltare mai mare pe partea stîngă a Oltului, unde se prezintă sub formă de umeri bine conturați, la vest de Augustin, la est de Mateiaș și nord de Dopca. Uneori aceștia au caracter structural sau petrografic fapt ce îngreunează încadrarea lor ca terase.

b) Terasa de 65—80 m se găsește sub formă de petece, pe ambele maluri, în jurul localităților Augustin și Racoș de Jos, unde retează lave bazaltice (fig. 3) și Dopca. În general ea este intens fragmentată de o serie de organisme torențiale sau de către văile tributare Oltului.

c) Terasa de 25—35 m o întîlnim fragmentar de o parte și alta a Oltului, în apropierea localităților Racoș de Jos și Dopca. Este în parte parazitată de depozite deluviale-coluviale.

d) Terasa de 15—20 m este mai rar întîlnită și o găsim pe partea stîngă în jurul localităților Augustin și Mateiaș, iar pe partea dreaptă la Racoș de Jos.



e) Terasa de 5—10 m este prezentă în tot lungul culoarului, ca o fâșie relativă continuă. Cea mai largă desfășurare o are însă pe stînga rîului. Pe partea dreaptă ea apare doar la Racoșu de Jos. Uneori, în acest spațiu altitudinal, apar două nivele: 2—5 m și 5—10 m. Din datele de teren a reiese că terasele de 90—110 m, 15—20 m și 5—10 m prezintă în afara morfologiei clare și acumulări aluvionare. La celelalte două terase (25—35 m și 65—80 m) acumulările aluvionare lipsesc exis-

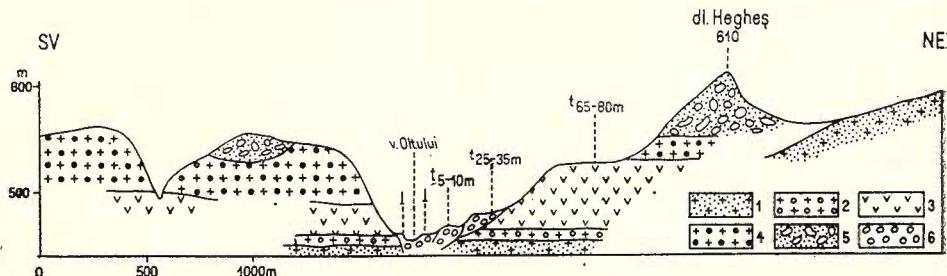


Fig. 3. — Profil transversal pe valea Oltului în sectorul Racoșu de Jos.  
 1, tufuri badeniene; 2, secvență vulcano-sedimentară inferioară (Pliocen superior — Pleistocen inferior,  $N_2^2$ -qp<sub>1</sub>); 3, bazalte (Pleistocen inferior-qp<sub>1</sub>); 4, secvență vulcano-sedimentară superioară (Pleistocen mediu qp<sub>2</sub>); 5, scorii, bombe vulcanice, lave cordée (Pleistocen mediu qp<sub>2</sub>); 6, aluvioni de terasă (Pleistocen superior qp<sub>3</sub>).

Profil transversal de la vallée de l'Olt dans le secteur Racoșu de Jos.  
 1, tufs badeniens ; 2, séquence volcano-sédimentaire inférieure (Pliocène supérieur-Pleistocène inférieur,  $N_2^2$ -qp<sub>1</sub>) ; 3, basaltes (Pleistocène inférieur-qp<sub>1</sub>) ; 4, séquence volcano-sédimentaire supérieure (Pleistocène moyen, qp<sub>2</sub>) ; 5, scories, bombes volcaniques, lave cordée (Pleistocène moyen qp<sub>2</sub>) ; 6, alluvions de terrasse (Pleistocène supérieur qp<sub>3</sub>).

tînd numai forma morfologică. Depozitele teraselor menționate sunt alcătuite din pietrișuri și nisipuri, bine rulate și de grosimi variabile (1—3 m). Diametrul galețiilor din alcătuirea depozitelor aluvionare este de obicei cuprins între 1—2 cm, doar local, așa cum se observă în unele deschideri din terasele inferioare (15—20 m și 5—10 m) aluviu-nile conțin și elemente mult mai mari (3—7 cm). Galeții pietrișurilor din terase sunt constituîti în majoritate din cuart, sisturi cuarțitice albe și negre, micașisturi, andezite, bazalte, tufuri, trahite, diabaze, gabouri, spilite, microconglomerate, gresii și mai rar calcare. În general acumula-lările aluvionare prezintă o compoziție petrografică relativ uniformă și rar s-a putut constata în această privință variații notabile între diversele trepte morfologice. Variațiile observate privesc mai ales compoziția procentuală, raportul între diferitele elemente constitutive, în special raportul dintre rocile cristaline, eruptive și sedimentare. În general, pornind de la terasele inferioare (5—10 m și 15—20 m) la cele superioare (90—110 m), se constată o creștere a procentelor de roci

cristaline dure (cuarțite), a rocilor eruptive (diabaze, porfire, trahite, andezite, bazalte) și o scădere corelativă a rocilor sedimentare (calcare, microconglomerate, gresii).

În ceea ce privește vîrsta depozitelor de terasă, arătăm că în terasă de 15—20 m, unul dintre noi (Mihăilă) a găsit la nord-est de Mateiași, resturi de *Mammuthus primigenius* Blumb.

Ținînd cont de resturile de mamifere menționate precum și de cele găsite în terasele Oltului, atît în amonte cît și în aval, precum și de poziția lor geometrică, raportăm terasele Oltului următoarelor nivele stratigrafice :

- terasele de 90—110 m și 65—80 m Pleistocenului mediu ;
- terasa de 25—35 m, părții inferioare a Pleistocenului superior ;
- terasa de 15—20 m, părții mijlocii a Pleistocenului superior ;
- terasa de 5—10 m, părții terminale a Pleistocenului superior.

### C) Evoluția paleogeografică

Partea centrală a munților Perșani a avut, începînd cu Pliocenul superior, o evoluție relativ comună legată de prezența celor două bazine vecine (Lupșa-Hoghiz și Baraolt). Apele din aceste bazine comunicau între ele prin înșeuările transversale ale Perșanilor, resturi probabile ale unor cursuri de apă ce se drenau către bazinul Transilvaniei. Una dintre acestea este și culoarul Racoșului în care se păstrează destul de bine formațiunile datează paleontologic ca aparținînd Pliocenului superior-Cuaternarului (Jekelius, 1932; Ilie, 1953; Liteanu et al., 1962; Mihăilă et al., 1972). Presupusa legătură a acestor lacuri prin înșeuările dinspre Șinca Nouă și Vlădeni-Perșani nu poate fi argumentată suficient deoarece sedimente pliocen superioare-cuaternare nu sunt semnalate și în bazinile făgărășene (Perșani sau Șinca Nouă). Trecerea Oltului prin culoarul Racoșului a fost deci pregătită cu mult timp înainte, ea reprezentînd și o zonă cu o mobilitate mult mai accentuată. Dovada o constituie prezența erupțiilor vulcanice situate pe acest aliniament, influențînd și ele evoluția locală a văii Oltului. Ele au determinat în mare măsură natura depozitelor sedimentare și au adus chiar unele modificări în structura rețelei hidrografice. Unele căi fluviatile sau fluvio-lacustre au fost parțial sau temporar barate, altele au fost umplute cu material eruptiv. Formarea reliefului actual din Munții Perșani și depresiunile limitrofe, inclusiv înjghebara rețelei hidrografice pe traectele actuale, reprezintă probleme deosebit de precare, datorită faptului că ne găsim într-o zonă cu multiple complicații tectonice, unele destul de recente, care au șters sau au adus în poziții anormale atît resturile sedimentare cît și pe cele morfo-sculpturale. Complexele structurale, precum și raporturile stratigrafice dintre ele, corelate cu treptele geomorfologice, permit schițarea unei evoluții paleogeografice a regiunii în care formarea văii Oltului în defileul de la Racoș să fie încadrată în ansamblul evoluției regionale.



a) Etapa Prepliocen superior se referă la timpul dinaintea formării bazinelor tectonice Bîrsa-Baraolt și Lupșa-Hoghiz cînd regiunea reprezenta o zonă mult mai unitară, dominată se pare de suprafață de nivelare Poiana Mărului ( $\pm 1000$  m) și continuată periferic de un nivel mai coborit ( $\pm 800$  m) extins cu precădere în cadrul bazinelor hidrografice. Se pare că la acest ultim nivel întreaga regiune Perșani-Baraolt era drenată consecvent (prin retragerea apelor mio-pliocene) către bazinul Transilvaniei. Faptul că nivelul de  $\pm 800$  m se dispune aproape perpendicular pe actualul defileu de la Racoș, rămînînd suspendat deasupra depresiunii Brașovului, fără să suporte sedimente pliocen terminale dovedește că scufundarea bazinelor tectonice a avut loc prin fragmentarea acestuia. Zona defileului de la Racoș făcea parte din acest relief relativ uniform ce nu depășea cu mult terenurile bazinului Transilvaniei.

TABEL

*Complexe lito-stratigrafice în zona defileului de la Racoș și împrejurimi*

Vîrstă	Sectoarele			
	Lupșa-Hoghiz	Racoșu de Jos	Baraolt	Bîrsa
Holocen	Depozite de luncă (complex psefitic)			
Pleisto-cen superior	Argile roșii. Terasele de 5—10m, 15—20m, 25—35m	Nisipuri, depozite loessoide. Terasele de 5—10 m, 15—20 m, 25—35 m		Complex psefito-psamitic. Terasele de 5—10 m, 15—20 m
Pleisto-cen mediu	Scorii, bombe, lave cordate, secvență vulcano-sedimentară superioară. Terasele de 65—80 m; 90—110 m.		—	Argile, nisipuri, pietrișuri
Pleisto-cen inferior	Bazalte	Bazalte	Argile, nisipuri, pietrișuri	
Pliocen superior	Secvență vulcano-sedimentară inferioară andezitică-bazaltică	Secvență vulcano-sedimentară inferioară (argile, nisipuri, pietrișuri, calcare, tufuri, aglomerate, marne)	Secvență vulcano-sedimentară superioară andezitică (complexul marnos)	Complexul marnos (marne, argile, nisipuri, pietrișuri, calcar, diatomite etc).
		—	Complexul cărbunos	—
Prepliocen superior	—	—	—	—



b) Etapa Pliocen superior începe odată cu schițarea și formarea mai întâi a bazinului Baraolt. Astfel, nivelul de  $\pm$  800 m este fragmentat tectonic și rămîne în rama acestuia, iar zonele cedorite încep să fie fosilizate de primele sedimamente lacustre formate din marne și argile cu numeroase intercalații de cărbuni, respectiv „complexul cărbunos”, datat ca Pliocen superior, Villafranchian inferior ( $Vf_1$ ). Ceva mai tîrziu începe și conturarea bazinelor Bîrsa și Lupșa-Hoghiz timp. în care se depuneau marne, calcare, nisipuri, argile, tufuri, aglomerate și lave andezitice, cu diferențieri faciale și regionale (tab.) aparținând părții terminale a Pliocenului superior (Villafranchian mediu  $Vf_2$ ). Astfel, la sfîrșitul Pliocenului, Perșanii centrali erau puși în evidență ca o unitate mai înaltă ce separa bazinile lacustre limitrofe. Prezența unora dintre aceste ultime formațiuni și în zona defileului atestă existența unei legături lacustre sau fluvio-lacustre între bazinul Lupșa-Hoghiz și Baraolt, ce forma un prim culoar transversal peste zona centrală a Perșanilor. Către sfîrșitul depunerii complexului cărbunos, respectiv între stratele de cărbuni III și IV, în bazinul Baraolt se constată urmele unei văi colmatate cu pietrișuri, prinse în lucrările miniere de aici (fig. 4). Materialul aluvial este constituit din gresii, cuarțite, calcare-jurasice, marne compacte, andezite, resturi de cărbuni, ceea ce atestă prezența în acea vreme a unor cursuri de apă ce drenau o regiune destul de extinsă (Kisgyörgy, 1971). Deci, regimul lacustru din

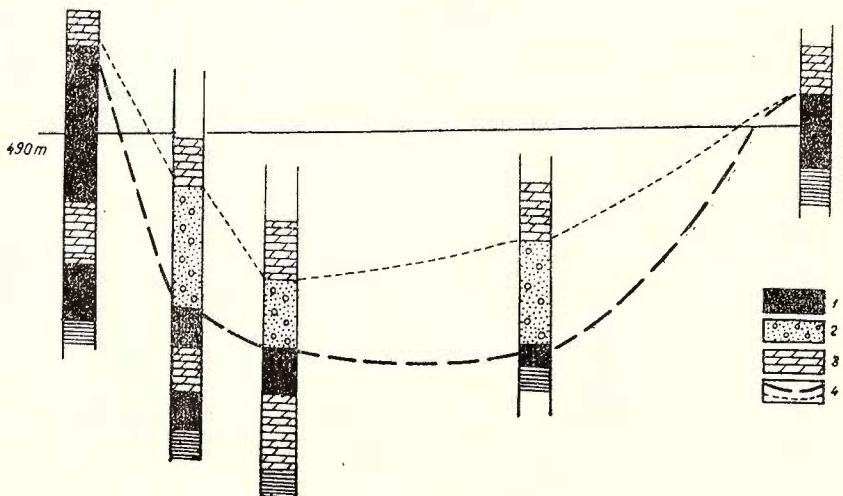


Fig. 4. — Secțiune prin zona afectată de eroziune (după Kisgyörgy).  
 1, stratul de lignit ; 2, material depus în urma eroziunii ; 3, acoperiș neatins de eroziune ; 4, secțiunea văii.

Coupe de la zone affectée par l'érosion (d'après Kisgyörgy).  
 1, couche de lignite ; 2, matériel déposé à la suite de l'érosion ;  
 3, toit non atteint par l'érosion ; 4, coupe de la vallée.

bazinul Baraolt era, către sfîrșitul acestei etape, temporar înlocuit cu un regim fluviatil ce se dirija probabil prin culoarul Racoșului către bazinul Lupșa-Hoghiz, formînd astfel primele cursuri de apă ce începeau să se schițeze pe zona actualului defileu. Acest fapt este confirmat și de existența nivelului de  $\pm 700$  m ce se poate urmări în tot lungul defileului precum și în compartimentul depresionar Baraolt. În primul sector nivelul este sculptat în suprafața superioară de  $\pm 800$  m și se dezvoltă la obîrșia sau în lungul unor afluenți ai Oltului din defileu. Orientarea lui pe bazine hidrografice către zona centrală a defileului pune în evidență atât existența unui culoar larg de legătură peste Perșani, cît și prezența unui sistem fluviatil ce se drena, la acest nivel, către axul culoarului. De fapt existența acestui drenaj fluviatil sau fluvio-lacustru dinspre Baraolt peste actualul defileu de la Racoș a fost susținută de majoritatea celor care au abordat într-un fel sau altul această problemă (Orgheidan, 1929, 1965; Mac, Tövissi, 1968; Iancu, Pauleiu, 1971).

c) Etapa Pleistocen inferior începe prin exondarea bazinului Baraolt și trecerea lui la o evoluție subaeriană, iar în al doilea rînd prin înlocuirea treptată a sedimentării lacustre cu una fluvio-lacustră (în bazinul Bîrsei) sau vulcano-sedimentară (în bazinul Lupșa-Hoghiz). Tot în această etapă încep eruptionsile vulcanice de bazalte din culoarul Racoșului și bazinul Lupșa-Hoghiz. Raporturile nivelului de  $\pm 600$  m cu sedimentarul pliocen și pleistocen permit încadrarea formării lui tot în timpul Pleistocenului inferior. Se pare că tot de pe acum întreaga zonă a Perșanilor este prinsă într-o mișcare de ridicare, diferențiată și ea regional. De exemplu, în jurul localităților Ormeniș și Augustin (dealul Stejerișul Mare, dealul Deasupra Dealului), formațiuni pliocen superioare ( $Vf_2$ ) se găsesc la altitudini de  $\pm 650$ —700 m, pe cind în bazinul Baraolt ele se găsesc cu 250—300 m mai jos.

Prin exondarea bazinului Baraolt legătura lacustră dintre bazinile Lupșa-Hoghiz și Bîrsa este complet întreruptă. În schimb în depresiunea Baraolt se formase deja o rețea hidrografică dirijată la nivelul de  $\pm 600$  m (150 m altitudine relativă) către culoarul Racoșului. În bazinul Bîrsei prin înlocuirea regimului lacustru, a început depunerea complexului nisipos argilos și formarea primelor acumulări piemontane. În aceste condiții, cind subsidența din bazin era compensată de depuneri fluvio-torentiale, are loc și înghebarea unei rețele hidrografice incipiente ce se drena spre axul de maximă scufundare. Existența nivelului de  $\pm 600$  m ( $\pm 150$  m alt. rel.) cu urme de pietrișuri fluviatile (Orgheidan, 1929) sub forma unui culoar larg de vale, în tot lungul defileului, atestă încă din acest timp prezența unui curs de apă transversal peste Perșanii centrali. Urmărirea lui și pe văile Baraolt și Cormoș indică sigur un drenaj al acestora către defileu, spre care se dirijau probabil și cursurile incipiente din cîmpia piemontană lacustră a Bîrsei.

d) Etapa Pleistocen mediu reprezintă timpul în care se încheie treptat sedimentarea în bazinile Bîrsa și Lupșa-Hoghiz, iar în cadrul

defileului apare deja o rețea hidrografică bine individualizată. Ultimele formațiuni fluvio-lacustre din bazinul subsident al Bîrsei sunt reprezentate prin pietrișuri, nisipuri și argile care continuă din etapa anterioară formarea piemonturilor marginale. Aceste formațiuni se depuneau concomitent cu formarea terasei de 90—110 m în zonele neafectate de subsidență. Datorită manifestațiunilor eruptive din timpul Pleistocenului inferior în bazinul Lupșa-Hoghiz cît și în zona defileului se individualizează o serie de cuvete lacustre în care, în Pleistocenul mediu, se depuneau pe rînd sau simultan, formațiuni vulcanice explozive sau fluvio-lacustre, formând secvența vulcano-sedimentară superioară. Nu este exclus ca ele să fi existat în același timp cu rețeaua hidrografică ce traversa Perșanii și pe care să o fi barat, local și temporar. De fapt prezența unui Olt pe actualul traseu este dovedită de existența terasei aluviale de 90—110 m, atât în sectorul Racoșu de Jos cît și la Augustin.

Reluind o veche ipoteză a lui S u p a n (1889) unii autori susțin pentru acest timp un curs al Oltului către depresiunea Făgăraș prin golful Vlădenilor. Se aduce ca argument lipsa teraselor superioare din golful depresionare Bîrsa și Baraolt și prezența lor în golful Sfîntu Gheorghe și Vlădeni. În ceea ce privește terasele de 100 m și 80 m (B a n d r a b u r, 1971) din golful Vlădenilor avem însă unele rezerve, în sensul că ele reprezintă de fapt glacisuri de eroziune acoperite de un strat subțire de pietrișuri colțuroase (domină cuartul), ce dovedesc un transport deluvial, pe mică distanță, provenit probabil din formațiunile cretacice din ramă. O r g h i d a n remarcă încă din 1929 că peretele de conglomerate cretacice este format prin procese de dezagregare și eroziune. Pe de altă parte aceste glacisuri au o pantă continuă de cîteva grade cîte coboară de la cca 620 m pînă la 550—580 m. De fapt atât în bazinul văii Perșani cît și al Hamaradiei aceste glacisuri marginale se dezvoltă în conformitate cu structura hidrografică actuală fără să se remарce o legătură a lor față de o altă orientare a unor cursuri de apă. Lipsa teraselor superioare din bazinul Bîrsei este un fenomen normal dacă ținem seama de subsidență acestuia pînă către sfîrșitul Pleistocenului.

Pietrișurile aluviale situate la nivelul de  $\pm$  600 m, precum și existența teraselor de 90—110 m (cu strat aluvial) și 65—80 m în lungul defileului Oltului de la Racoș vin în sprijinul existenței Oltului pe actualul traseu, infirmînd ipoteza trecerii acestuia prin înșeuarea de la Vlădeni (B a n d r a b u r, 1971) cît și posibilitatea unei captări dinspre Homorod înaintea formării terasei a IV (30—35 m) (M a c. T ö v i s s i, 1968). De fapt atât înșeuarea de la Vlădeni-Perșani (între vîrfurile Jneamen și Satului), cît și cea de la Culmea (obîrșia văii Hamaradia) par a avea mai mult un caracter structural.

În această etapă, odată cu ultimele erupții vulcanice, în defileul de la Racoș se formase un curs al Oltului care drena atât compartimentul Baraolt cît și compartimentele Sfîntu Gheorghe și Bîrsa din depresiunea Brașovului (formarea teraselor de 90—110 m și 65—80 m).



În același timp în depresiunea Făgăraș se individualizează glacisul piemontan (Popescu, 1971; Mihăilă et al., 1973) drenat lateral tot de rîul Olt.

e) Etapa Pleistocen superior se caracterizează prin consolidarea cursului Oltului ce se încrustează antecedent, continuind formarea treptată a actualului defileu. Fazele acestei adânciri sunt evidențiate de prezența teraselor de 25—35 m, 15—20 m și 5—10 m.

f) Etapa holocenă cuprinde formarea luncii și albiei minore a Oltului, definitivind aspectul actual al defileului.

În concluzie, defileul de la Racoș s-a format prin adâncirea antecedentă a Oltului ce a urmat unei legături lacustre sau pluvio-lacustre pliocene superioare-pleistocene inferioare.

Primele urme evidente ale Oltului pe acest traseu, sunt terasele de 90—110 m (Pleistocen mediu). Actualul defileu este încrustat cu cca 150 m în nivelul de ± 600 m ce reconstituie un larg culoar rămas în prezent suspendat în lungul defileului.

#### BIBLIOGRAFIE

- Bulla B. (1948) A Kit csiki endence es az Oltvölgy Kiolajulasaral. *Földt. Közl.* LXXVI, Budapest.
- Ghenea C., Bandrabur T., Mihăilă N. (1971) Guidebook for excursion INQUA. p 31—38, Bucharest.
- Iancu M. (1965) Terasele Oltului în Depresiunea Brașovului. *Anal. Univ. Buc., ser. St. Nat., Geol.-Geogr.* XIV, p. 97—108, București.
- Pauliuc S. (1971) Considerații asupra rolului litologiei, structurii și mișcărilor neotectonice în dezvoltarea reliefului din munții Perșani. *Anal. Univ., ser. Geogr.*, XX, p. 9—18, București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a Munților Perșani, regiunea Cuciulata, Lupșa, Comana, Veneția. *An. Com. Geol.* XXVI, p. 266—338, București.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der Fezeschen stufe des Becjuns von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* II, București.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului. *St. cerc. geol. Acad. R.P.R.* VII/3—4, p. 487—506, București.
- Lorenthey I. (1883) Die pontischen Faunen von Golt- und Hudrogkut im Gr. Kokolburg komitet Oworterm. *Tud. Ertesito*, XV, Cluj.
- Mac I., Tövissi I. (1968) Observații geomorfologice în regiunea confluentei Homorodului cu Oltul. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, ser. Geol., Geogr.* 2, p. 86—92, Cluj.
- Martonne Em. de (1907) Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie, p. 227—229, Paris.
- Mihăilescu V. (1965) Văile carpaticice transversale. *Natura*, 4, p. 6—14, București.



- Mihăilă N., Peltz S., Wonner F. (1972) Date noi privind depozitele cuaternare și vulcanismul bazaltic din regiunea Hoghiz-Veneția (m-ți Perșani). *Inst. Geol. St. tehn. econ. ser. H*, 4, p. 72—80, București.
- Popescu N., Codarcea Venera (1973) Relieful și geologia depresiunii Făgăraș. *Inst. Geol. St. tehn. econ. H*, 5, p. 81—94, București.
- Orghidan N. (1929) Observații morfologice în regiunea Brașovului, Bazinul Vlădeni. *Rev. Tara Bîrsei*, 2, p. 1—18, Brașov.
- (1931) Observații morfologice în regiunea Brașovului (valea superioară a Oltului). *Rev. Tara Bîrsei*, 2, p. 1—18, Brașov.
- (1965) Munții Perșani (Observații geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului). *St. cerc. geol. geogr. ser. Geogr. XII*, 1, București.
- (1969) Văile transversale din România. Ed. Acad. R.S.R. p. 57—63, București.
- Patrulius D., Mihăilă N. (1966) Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica Depresiunii Bîrsei. *An. Com. Geol. XXXV*, p. 261—287, București.
- Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologică și paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Mineral. Cluj*, V, 2, p. 106—107, Cluj.
- Popescu N. (1971) Relieful depresiunii Făgărașului în sectorul Simbăta-Avrig. *Anal. Univ. Buc. ser. Geogr.*, p. 45—48, București.
- Posea G. (1967) Antecedența și captarea la văile transversale carpatici. *Lucr. Inst. Ped. Oradea*, 1, p. 233—252, Oradea.
- Tövissi I. (1969) Rolul metodelor analitice în cercetările geomorfologice, cu aplicații asupra văii Oltului. *Lucr. Inst. Ped. Oradea*, ser. A, p. 207—217, Oradea.
- (1972) Observații paleogeografice cuaternare asupra regiunii Hoghizului. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, ser. Geogr.* 1, p. 32—35, Cluj.
- Wachner H. (1931) Geomorphologische Studien in Flussgebiet des Olt. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, IV (1928—1929), Cluj.

## MORPHOGENÈSE DU DÉFILÉ DE L'OLT À RACOȘU

(Résumé)

Le défilé de l'Olt dans le secteur de passage des Monts Perșani sectionne des dépôts mésozoïques, miocènes et pliocènes-quaternaires, ces derniers étant représentés par des aggrégats volcaniques, des tufs, des basaltes, des marlages, des sables, des calcaires blancs, etc.

Dans les régions limitrophes et dans le cadre du défilé on peut mettre en évidence trois niveaux d'érosion ( $\pm 800$  m — Prépliocène moyen ;  $\pm 700$  m — Pliocène supérieur ;  $\pm 600$  m — Pléistocène inférieur) et cinq terrasses (90—110 m, 65—80 m assignées au Pleistocène moyen ; 25—35 m, 15—20 m, 5—10 m au Pléistocène supérieur).



L'évolution géomorphologique du défilé se déroula en six étapes, notamment : Prépliocène supérieure (relief bas, coupé de collines, drainé vers la bassin de Transylvanie), Pliocène supérieure (submersion des bassins tectoniques de Bîrsa-Baraolt et Lupșa-Hoghiz due à la présence d'une communication fluviatile-lacustre qui traverse la zone du défilé actuel), Pléistocène inférieure (exondation du bassin de Baraolt et l'esquisse d'un réseau hydrographique par le couloir de Racoșu), Pleistocène moyenne (la formation de l'Olt sur l'allinement actuel au niveau de la terrasse de 90—110 m), Pleistocène supérieure (incrastation antécédente de l'Olt et la formation du défilé), Holocène (formation de la basse plaine et du lit mineur de la rivière).



#### 4. STRATIGRAFIE

#### RECENZII

ALEXANDER TOLLMANN: *Analyse des klassischen nördalpinen Mesozoikum*. Editura Frantz Deuticke, Wien, 1976, 580 pag., 256 fig., 3 tabele.

Profesorul A. Tollmann de la Universitatea din Viena a început să publice în 1973 o Monografie a Alpilor calcaroși de nord, prevăzută a cuprinde trei volume. Primul volum, dedicat tectonicii generale, este un adevărat tratat de tectonică a pînzelor, elaborat pe baza exemplelor furnizate de Alpii calcaroși. (Acest volum a fost recenzat în Dări de Seamă ale ședințelor LXII/5, 1976). Acum a apărut al doilea volum care poartă subtitlul „Stratigrafia, fauna și faciesurile Alpilor calcaroși de nord” și el se constituie, la rîndul său, ca un tratat de stratigrafie și micropaleontologie a faciesului alpin a Mezozoicului mediteranean.

Cartea este împărțită în trei mari capitoare. Primul cuprinde o privire istorică asupra modului în care au fost stabilite succesiunea stratigrafică și faciesurile Alpilor calcaroși de nord, capitol care, deși scurt (14 pagini), reușește să puncteze principalele etape și nume de cercetători.

Capitolul al doilea, intitulat simplu „Stratigrafie”, este partea de rezistență a cărții, întinzîndu-se pe 442 pagini. După un scurt subcapitol de generalități, în care se prezintă elementele litologice, grosime și chimismul formațiunilor în general și se stabilesc normele de reprezentare a datelor pe figurile însoțitoare, se trece la tratarea propriu-zisă pe marile subdiviziuni stratigrafice: Permian, Triasic, Jurasic și Terțiар. Prezentarea este făcută pe formațiuni, în mod nu foarte unitar, utilizîndu-se în linii mari următoarea schemă: proveniența numelui formațiunii, definiție (cu discutarea sinonimiilor și delimitarea stratigrafică), răspîndire, litologie, grosime, dezvoltare pe verticală și pe orizontală (variații faciale), eventuale subdiviziuni, geneză, macrofaună, microfaună și microfloră. Fiecărei formațiuni îi sunt dedicate, după importanță, 1—20 pagini, ceea ce permite o tratare destul de detaliată. Descrierile sunt însoțite de schițe (hărți de răspîndire, scheme de corelare, reconstrucții sedimentologice, coloane litologice, fotografii cu aflorimente caracteristice). De o deosebită importanță sunt fotografii de microfaciesuri, fotografii de microorganisme și mai ales desenele și schemele anatomicice de organisme microscopice, ce pot servi ca adevărate determinatoare. În total sunt tratate în capitoare distincte 118 formațiuni (7 pentru Permian, 57 pentru Triasic, 42 pentru Jurasic, 6 pentru Cretacic cu 15 subdiviziuni pentru Gosau, 6 pentru Terțiari), dar în realitate textul se referă la cca 300 noțiuni (sinonimii, subdiviziuni, variații locale etc.).

Ultimul capitol al cărții tratează pe 40 pagini domeniile faciale ale Alpilor calcaroși de nord. Într-un prim subcapitol, de generalități, se discută dimensiunea domeniilor faciale, forma lor, preciziunea limitelor, schimbările pe care le suferă în lungul unui trop sedimentar, dezvoltarea în timp a faciesurilor, cauzele modificărilor și destinul lor tectonic. În al doilea subcapitol sunt definite marile domenii faciale, respectiv domeniul faciesului de Hauptdolomit, a faciesului de Dachstein și de Hallstatt, fiecare cu numeroase domenii de subfaciesuri. Pentru

toate unitățile abordate se dă definiția faciesului, caracteristicile și dezvoltarea regională.

Lucrarea se încheie cu o bibliografie de cca 1300 titluri, un index de nume de strate și formațiuni și trei tabele de corelare generală a formațiunilor (pentru Triasic, Jurasic, și Cretacic).

Cartea profesorului Tollmann este de o inestimabilă valoare pentru cei interesați în problemele de stratigrafie, paleontologie și faciesurile Mezozoicului alpin, ea întrunind calitățile de enciclopedie stratigrafică și de determinator micropaleontologic. Ea permite o orientare rapidă și practică în nomenclatura atât de vastă a formațiunilor și faciesurilor Mezozoicului alpin, fapt esențial deoarece majoritatea lor reprezintă noțiuni clasice, de referință, pentru stratigrafia Europei.

Pentru geologii români cartea este de o covîrșitoare importanță, având în vedere că multe din formațiunile și faciesurile tratate se găsesc și pe teritoriul țării noastre. Descrierile clare, precise și cuprinzătoare date de prof. Tollmann vor ajuta la o mai bună definire a formațiunilor din Carpați și la adoptarea nomenclaturii celei mai adecvate.

M. Bleahu

**ROLAND BRINKMANN : *Geology of Turkey*.** Editată de Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1976, 158 pag., 68 figuri.

Această nouă lucrare a profesorului Roland Brinkmann este considerată de autor ca o introducere în geologia Turciei, în problemele structurii și geotectonicii referitoare la această țară. Totodată reprezintă un ghid bine documentat în bibliografia geologică a Turciei. De asemenea sunt incluse raporturile paleogeografice și tectonice cu țările învecinate, precum și anumite referințe asupra paleontologiei și zăcămintelor de minereuri.

Cartea constituie rezultatul celor opt ani de activitate didactică și cercetare științifică a prof. R. Brinkmann la universitatea Ege din Izmir. Apariția acestei cărți este cu atât mai oportună, cu cât în prezent regiunea mediteraneană se găsește în centrul preocupărilor celor mai intense și pasionante cercetări geologice.

În cele 158 de pagini grupate în 21 de capitole sunt incluse 68 de figuri reprezentând hărți, profile și diagrame. Acestui material grafic deosebit de clar și concludent se adaugă numeroase tabele sintetice sau de amănunt, care înlesnesc înțelegerea aspectelor prezentate.

Primul capitol redă un scurt istoric al cunoașterii geologiei acestei țări iar în capitolul 2 sunt indicate câteva surse bibliografice, care sunt, însă, completate cu o listă de 23 pagini de referințe de la sfîrșitul cărții și care indică un mare număr de lucrări privitoare la toate regiunile și formațiunile țării.

După primele două capitole urmează partea a doua a cărții alcăutită din 17 capitole în care sunt tratate formațiunile geologice, începînd cu rocile cristaline din fundament (cap. 3) urmate de Infracambrian și Cambrian (cap. 4) și apoi succesiv de Ordovician (cap. 5) și Silurian (cap. 6). Tectogeneza caledoniană face obiectivul capitolului 7. Capitolele 8, 9, 10 tratează în ordine cronologică Devonianul, Carboniferul și Permianul, pentru ca în capitolul 11 să fie expuse tecto-

geneza și metamorfismul varistic. Urmează Triasicul (cap. 12), Jurasicul (cap. 13), Cretacicul (cap. 14), Terțiarul (cap. 15) și Quaternarul (cap. 16).

Tectogeneza și metamorfismul alpin sunt analizate în capitolul 17. O atenție deosebită se dă ofiolitelor de eugeosininal. Capitolul 18 se ocupă de mișările recente ale crustei, iar în capitolul 19 de magmatism.

A treia parte a cărții expune poziția geotectonică a Turciei prezentată într-o sinteză deosebit de interesantă și atractiv redactată.

Lucrarea prof. Brinkmann este în adevăr foarte utilă tuturor geologilor sau inginerilor minieri, care urmează să facă cercetări în această parte a lumii.

V. Patriciu

DIERK HENNINGSEN: *Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland (Introducere în geologia Republicii Federale Germania)*. Editată de Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1976, 111 pag., 70 figuri.

O carte care să redea în rezumat geologia atât de complexă a întregii Germanii Federale este publicată pentru prima oară și este redactată de prof. dr. D. Henning sen de la Universitatea tehnică din Hannover. Munca necesară întocmirii unei asemenea lucrări este deosebit de dificilă tocmai din cauza complicatei structuri geologice a R.F.G. Astfel apare cu atât mai demn de subliniat meritul autorului, care a reușit să prezinte în 111 pag. într-o expunere clară și unitară, aspectele multilaterale ale variației alcătuirii geologice a întregii țări. Vasta bibliografie consultată ar fi putut justifica întocmirea unei opere de sinteză în mai multe volume.

Lucrarea definește trei mari unități structurale ținând seama de extinderea lor atât în adâncime cît și în suprafață și anume:

- structura de fundamente care cuprinde formațiunile din Precambrian pînă la Carboniferul superior,

- structurile care acoperă discordant pe cele precedente și care includ depozitele din Permian și Terțiar,

- sedimentele neconsolidate care acoperă întinse regiuni acoperite de formațiunile glaciare din cîmpia nord germană și platforma alpină.

Contrastul dintre structura de fundamente și cele de acoperire se explică prin faptul că deformările și cutările post varistice nu au realizat o tectonică puternică decît în regiunile cu depozite saline de grosimi mari și cu o plasticitate importantă. În schimb rocile de fundamente au suferit transformări însenate atât în cursul orogenezei cît și a celei caledonice.

Pentru prezentarea în adâncime a formațiunilor autorul folosește datele geofizice precum și pe cele obținute prin foraje.

O atenție corespunzătoare se dă mențiunii zăcămintelor de substanțe utile din fiecare regiune.

Din cele 70 de figuri care însoțesc textul fac parte numeroase profile și schițe de hartă care dau o imagine cuprinzătoare asupra geologiei regiunilor respective. Deosebit de reușite sunt cele 32 de fotografii în culori. Ele dovedesc odată mai mult utilitatea unor asemenea completări pentru cartările geologice.

În concluzie, volumul reușește să prezinte, pe scurt, în mod atracțiv și concludent geologia R. F Germania și să rețină atenția nu numai a studenților



preoccupați de oricare dintre geoștiințe, dar și a unor cititori dornici să cunoască mai temeinic această țară.

V. Patriciu

HEINZ BECKMAN : *Geologie of petroleum (I. Applied geophysics ; II. Geological prospecting of petroleum ; III. Petroleum engineering ; IV. Subsurface storage of oil and gas)*. Editată de Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 183 pag., 110 fig.

Lucrarea este editată de „Ferdinand Enke Verlag“ — Stuttgart, R.F.G. în formatul „Cărți flexibile de buzunar“ (12 × 19 cm).

În prezența recenzie vom examina volumele II și III aflate de curind în biblioteca I.G.G.

Geologia petroliului a luat o mare dezvoltare în ultimele cinci decenii și tinde, să se amplifice tot mai mult prin extinderea activității în domeniul marin.

Dat fiind că în prezent tot mai mulți tineri geologi sunt atrași în această activitate, este foarte bine venită apariția unui tratat, care prezintă concis și deosebit de clar toate datele și indicațiile necesare pentru ca geologii, care lucrează în această ramură a geoștiințelor, să poată obține de la început, rezultatele dorite.

Metodele de geofizică aplicată au fost expuse în vol. I așa încât „Prospecțarea geologică a petrolului“ este tratată în vol. II chiar de prof. H. Beckman, de la universitatea tehnică din Clausthal, inițiatorul întregii lucrări.

Studiul său este prezentat în 183 pagini cu 110 figuri și este alcătuit din 11 părți. Prima parte se referă la istoricul folosirii petrolului, la evoluția cunoașterii geologice și a explorării zăcămintelor petrolifere. Partea a doua analizează originea și acumularea petrolului și gazelor naturale. Totodată se ține seama de chimismului țățeiului și migrația hidrocarburilor, de granulometria formațiunilor în care se găsesc, de structura și conținutul rocilor rezervor. De asemenea, se arată importanța cunoașterii precise a faciesului stratigrafic, a porozității stratelor și a rolului gazelor libere sau dizolvate în țăței precum și a raportului cu apele din zăcămînt. O importanță cuvenită se dă proprietăților tehnice și valorii comerciale a gazelor naturale și a țățeiului brut. O atenție corespunzătoare se dă tipurilor de structuri ale rezervoarelor în care sunt localizate hidrocarburile.

Scopul urmărit de autor de a transmite tinerilor geologi o documentare cit mai completă, îl determină să redea în partea a treia a lucrării o schemă de organizare a unei întreprinderi medii pentru exploatarea țățeiului. De asemenea în următoarele capitole exprimă întreaga activitate practică de săpare a sondelor și totalitatea sarcinilor de cercetare, ce revin geologilor pînă la terminarea lucrărilor de foraj și punerea în producție a sondelor.

Volumul III din „Geologie of petroleum“ este întocmit de prof. dr. Alfred Mayer-Gürr care activează în industria petrolieră din R.F.G. Titlul cărții : „Petroleum Engineering“ corespunde în total conținutului, care în cele 201 pagini, 169 de figuri și 11 tabele prezintă cu deplină competență și claritate partea tehnico-științifică a lucrărilor inginerești efectuate pentru punerea în valoare a zăcămintelor de petrol și gaze, operațiuni pe care trebuie să le cunoască și să le urmărească geologii.



Volumele editate de prof. H. Beckmann sînt foarte utile atît tinerilor geologi, cît și inginerilor și studenților care vor activa în industria de petrol.

V. Patriciu

**MEMOIRES, TOME X : 1. Communications congress de Montpellier (Memorii, Vol. X : 1. Comunicări, Congresul de la Montpellier).** Publie par la Comite français de l'A.I.H., France, 1974.

Publicarea acestui volum constituie un merit deosebit al comitetului de organizare a congresului de la Montpellier și în special al președintelui G. Castany, conducătorul Comitetului francez de hidrogeologie. În adevăr, volumul conține 59 de comunicări, a căror publicare face posibilă cunoașterea într-un cerc mai larg de specialiști a importantelor, uneori gravelelor și urgentelelor probleme, cu care sunt confruntați hidrogeologii.

Cele 59 de comunicări sunt repartizate în patru grupe ținîndu-se seama de temele tratate. Astfel tema 1 cuprinde 32 comunicări referitoare la poluarea și protecția apelor subterane și subsolului. Este o temă care preocupă în cel mai înalt grad pe mulți hidrogeologi din numeroase țări. În viitorul destul de apropiat penuria de ape subterane potabile se va generaliza dacă nu se iau din timp măsuri adecvate. O acțiune energetică în acest sens este cu atît mai necesară cu cît resursele de ape subterane sunt în bună parte limitate și ceea ce este mai grav, ele sunt degradate într-un ritm accelerat. Numeroasele exemple de protejarea resurselor subterane vor fi cu siguranță foarte utile.

În tema 2 sunt grupate 17 comunicări privind aportul hidrogeologiei la repartizarea modelelor analogice și matematice. Este cert că metodele moderne matematice, inclusiv utilizarea ordinatoarelor, au adus și vor aduce o contribuție foarte însemnată în rezolvarea cu o precizie sporită a numeroaselor probleme care preocupă pe hidrogeologi.

Tema 3 grupează 8 comunicări asupra progreselor realizate recent în hidrogeologie și în cunoașterea mai amănunțită a hidrogeologiei regionale.

Ultimile 2 comunicări din tema 4 se referă la teledetectia aplicată în hidrogeologie. Această tehnologie și mijloacele folosibile sunt în curs de dezvoltare și ne putem aștepta la progrese interesante. Deocamdată sunt menționate rezultatele obținute prin aerofotometrie și prin termografie cu ajutorul radiației infraroșii.

Dată fiind actualitatea problemelor care se pun în hidrogeologie și nivelul științific ridicat la care sunt tratate în Memorii vol. X, este evident că lucrarea prezintă un interes deosebit nu numai pentru hidrogeologie.

V. Patriciu

**W. D. MEANS : „Stress and Strain“ Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists („Presiune și Tensiune“ Concepții fundamentale de mecanică continuă pentru geologi).** Editura Springer New York, Heidelberg, Berlin, 1976, 339 pagini.

O nouă lucrare vine să completeze și să amplifice gîndirea matematică aplicată în geologie prin introducerea noțiunilor și metodelor de examinare și de calcul specifice mecanicii.



Autorul activează în departamentul de științe geologice al universității de stat din New York, la Albany. Cartea sa este concepută ca un manual de auto-instruire sau un curs pentru studenți, dar constituie totodată și pentru geologi o introducere utilă în domeniul mecanicii, deoarece „stress“-ul (presiunea) și „strain“-ul (tensiunea) reprezintă factori determinanți de forțele tectonice, care aduc continuu modificări scoarței terestre și sunt hotărîtoare în procesele metamorfice. Părerea autorului este că mulți studenți deși interesări pentru problemele tectonice, pentru cercetarea și explicarea proceselor geologice, totuși termină studiile fără să fie în situația de a înțelege sau a contribui la cunoașterea rocilor ca sisteme mecanice. Forțele și mișările oricărui sistem material au un vast cimp de aplicații în științele geologice, pentru că numeroase proprietăți ale rocilor reflectă aspectele forțelor și mișărilor, care au acționat asupra lor. Aceste proprietăți definesc nu numai structurile și microstructurile, ci însuși ansamblul mineralelor și secvențele litologice și chiar faunistice.

După cum arată însuși titlul, lucrarea tratează două din noțiunile fundamentale, care preocupă mecanica: presiunea și tensiunea; aceste forțe sub denumirea de „stress“ și „strain“ sunt folosite în studiile tectonice și au o semnificație complexă. Cartea lui W. D. Means este alcătuiră din patru părți și cuprinde 27 de capitulo (total 339 pagini) cu numeroase figuri și desene care clarifică demonstrațiile din text, acestea sunt însoțite de exemple de calcule menite să contribuie la rezolvarea problemelor enunțate la finele fiecărui capitol.

Prima parte a cărții redă în patru capitulo noțiunile și ideile de bază necesare unei vederi de ansamblu asupra importanței pe care o are mecanica pentru structurile geologice.

Partea a două cuprinde nouă capitulo și analizează forțele, care acționează în roci, fără a se lăsa în considerare deplasările rezultante. În primul rînd este analizat cu atenția cuvenită „stressul“ a căruia teorie matematică este mai simplă. În capitulo 5 pînă la 9 se consideră că „stressul“ acționează pe un plan și se ține seama de vectori. În capituloare se folosesc și noțiunea de tensor, atunci cînd se consideră că „stressul“ acționează asupra unui punct. Un interes deosebit prezintă capitulo 12 și 13, care se ocupă de variația „stressului“ în spațiu și timp și de efectul final asupra materialului considerat.

Partea a treia a lucrării studiază deformarea rocilor. Capitoul 14 definește terminologia folosită și arată cu exemple concrete ce se înțelege prin deformări omogene și neomogene. În toate cele unsprezece capitulo ale părții a treia este examinată distribuția deplasărilor de roci fără a se ține seama de forțele asociate.

Rezolvarea completă a tuturor temelor expuse în primele 24 de capitulo și scopul final al întregii lucrări sunt evidențiate în ultimele trei capitulo din partea a patra a cărții. Tot aici sunt prezentate temele cuprinzînd interacțiunea componentelor presiunii și ai tensiunii asupra rocilor și efectul lor în funcție de alcătuirea materială a rocilor.

Răspunsurile la întrebările și soluțiile la problemele, cu care autorul încheie fiecare capitol, sunt prezentate în ultimele 50 de pagini.

V. Patriciu



## CUPRINS

### MEZOZOIC

	<u>Pag.</u>
1. Bordea Josefina, Bordea S. Tintinnide în depozitele carbonatice recifale ale autohtonului din munții Bihor . . . . .	3
2. Popa Elena, Năstaseanu S., Antonescu E. Nouvelles données concernant la biostratigraphie du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (Banat) . . . . .	7
3. Ștefănescu M., Popescu Ileana, Avram E. Vîrsta depozitelor sedimentare din bazinul superior al văii Cormoș (partea sud-vestică a muntiilor Harghita) . . . . .	25

### NEOZOIC

4. Antonescu Fl., Mitrea Gh., Moroșanu I., Duțu C. Asupra poziției stratigrafice a stratelor de Valea Carelor (bazinul Maramureș)	31
5. Bucur I. Microfaciesul calcarelor Cretacicului inferior de la Ciclova-Banat (zona Reșița—Moldova Nouă) . . . . .	47
6. Lubenescu Victoria, Lubenescu D. Observații biostratigrafice asupra Pannonianului de la Lopadea Veche (depresiunea Transilvaniei) . . . . .	57
7. Marinescu Fl., Olteanu R., Rogge-Tărănu Elena, Popescu Agapia. Le Pannonien du Banat . . . . .	65
8. Mărunteanu Mariana, Gheorghian M. Contribuții la cunoașterea depozitelor miocene de la Cornu-Breaza (Prahova) . . . . .	135
9. Mészáros N., Ianoliu C., Pion N. Nannoplanctonul din stratele de Hida de la Hida și semnificația lui stratigrafică . . . . .	155
10. Micu M. Vîrsta conglomeratelor de Horăchioara . . . . .	163
11. Motăș C. I., Marinescu Fl. Les unités chronostratigraphiques du Néogène supérieur de Roumanie et la limite Miocène/Pliocène . . . . .	171

### CUATERNAR

12. Bandrabur T., Codarcea Venera. Aspecte morfologice, geologice și petrografice în depresiunea Casin . . . . .	177
13. Mihăilă N., Popescu N. Morfogeneza defileului Oltului de la Racos . . . . .	209
Recenzii . . . . .	225



## CONTENU

### MÉSOZOÏQUE

	<u>Page</u>
1. Bordea Josefina, Bordea S. Tintinnides dans les dépôts carbonatiques récifaux de l'Autochtone des Monts Bihor . . . . .	6
2. Popa Elena, Năstăseanu S., Antonescu E. Nouvelles données concernant la biostratigraphie de Sirinia (Banat) . . . . .	7
3. Ștefănescu M., Popescu Ileana, Avram E. Age des dépôts sédimentaires du bassin supérieur de la vallée de Cormoș (partie sud-ouest des Monts Harghita) . . . . .	29

### NÉOZOÏQUE

4. Antonescu Fl., Mitrea Gh., Moroșanu I., Duțu C. Sur la position stratigraphique des couches de Valea Carelor (bassin de Maramureș) . . . . .	44
5. Bucur I. Microfaciès des calcaires du Crétacé inférieur de Ciclova-Banat (zone Reșița—Moldova Nouă) . . . . .	56
6. Lubenescu Victoria, Lubenescu D. Observations biostratigraphiques sur le Pannonien de Lopadea Veche (dépression de la Transylvanie) . . . . .	64
7. Marinescu Fl., Olteanu R., Rogge-Tărănu Elena, Popescu Agapia. Le Pannonien du Banat . . . . .	65
8. Mărunțeanu Mariana, Gheorghian M. Contributions à la connaissance des dépôts miocène de Cornu-Breaza (Prahova) . . . . .	151
9. Mészáros N., Ianoliu C., Pion N. Nannoplancton des couches de Hida de la Hida et leur signification stratigraphique . . . . .	162
10. Micu M. L'âge des conglomérates de Horăicioara . . . . .	168
11. Motăș C. I., Marinescu Fl. Les unités chronostratigraphiques du Néogène supérieur de Roumanie et la limite Miocène/Pliocène . . . . .	171

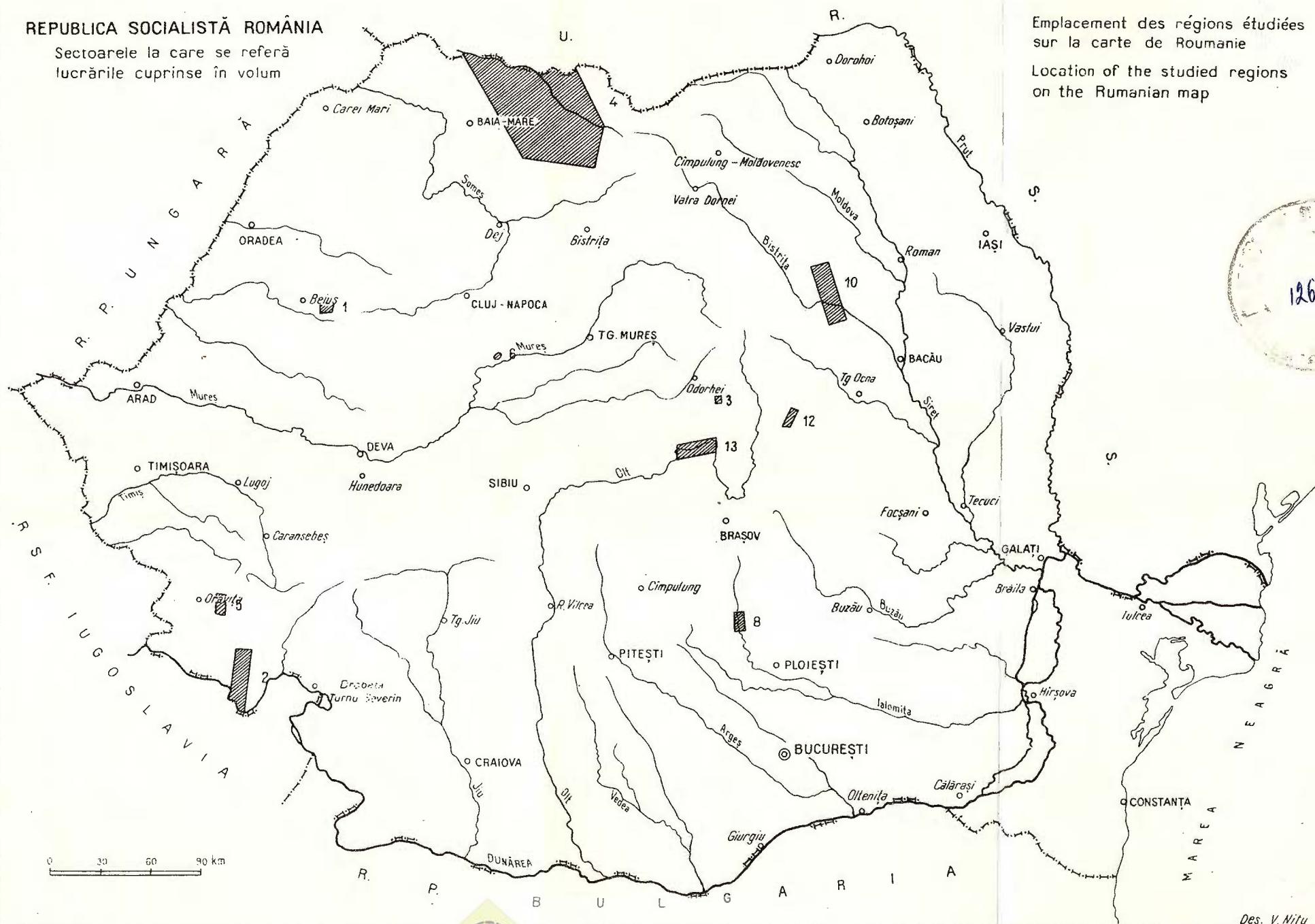
### QUATERNAIRE

12. Bandrabur T., Codarcea Venera. Aspects morphologiques, géologiques et pétrographiques dans la dépression de Casin . . . . .	204
13. Mihăilă N., Popescu N. Morphogenèse du défilé et l'Olt à Racoș	223



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées  
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions  
on the Rumanian map

Des. V. Nitu

## **EXPLICATIA PLANSEI**



Institutul Geologic al României

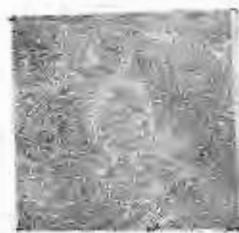
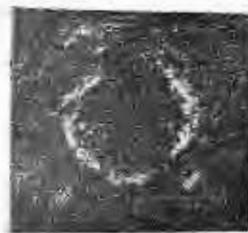
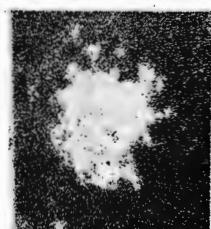
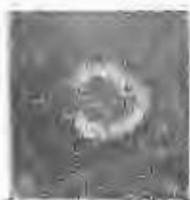
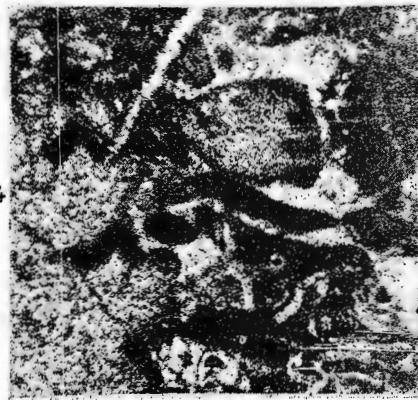
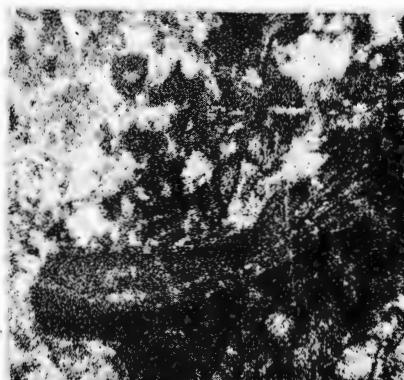
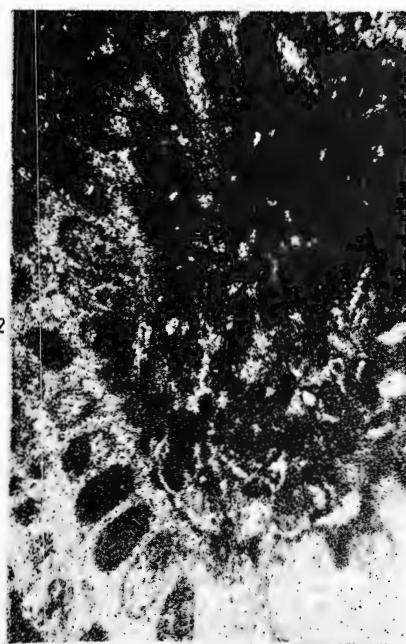
## EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — *Trocholina elongata* Leupold. × 30.
- Fig. 2. — *Macroporella* sp. × 30.
- Fig. 3. — *Cayeuxia annae* Dragastan. × 30.
- Fig. 4. — *Trocholina alpina* Leupold. × 30.
- Fig. 5. — *Acicularia ? minuta* (Maslov). × 30.
- Fig. 6, 7. — *Calpionella alpina* Lorenz. × 200.
- Fig. 8, 9. — *Crassicolaria* sp. × 200.



Institutul Geologic al României

JOSEFINA BORDEA, S. BORDEA. Tintinnide în autohtonul de Bihor.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

**PLANCHE II**



Institutul Geologic al României

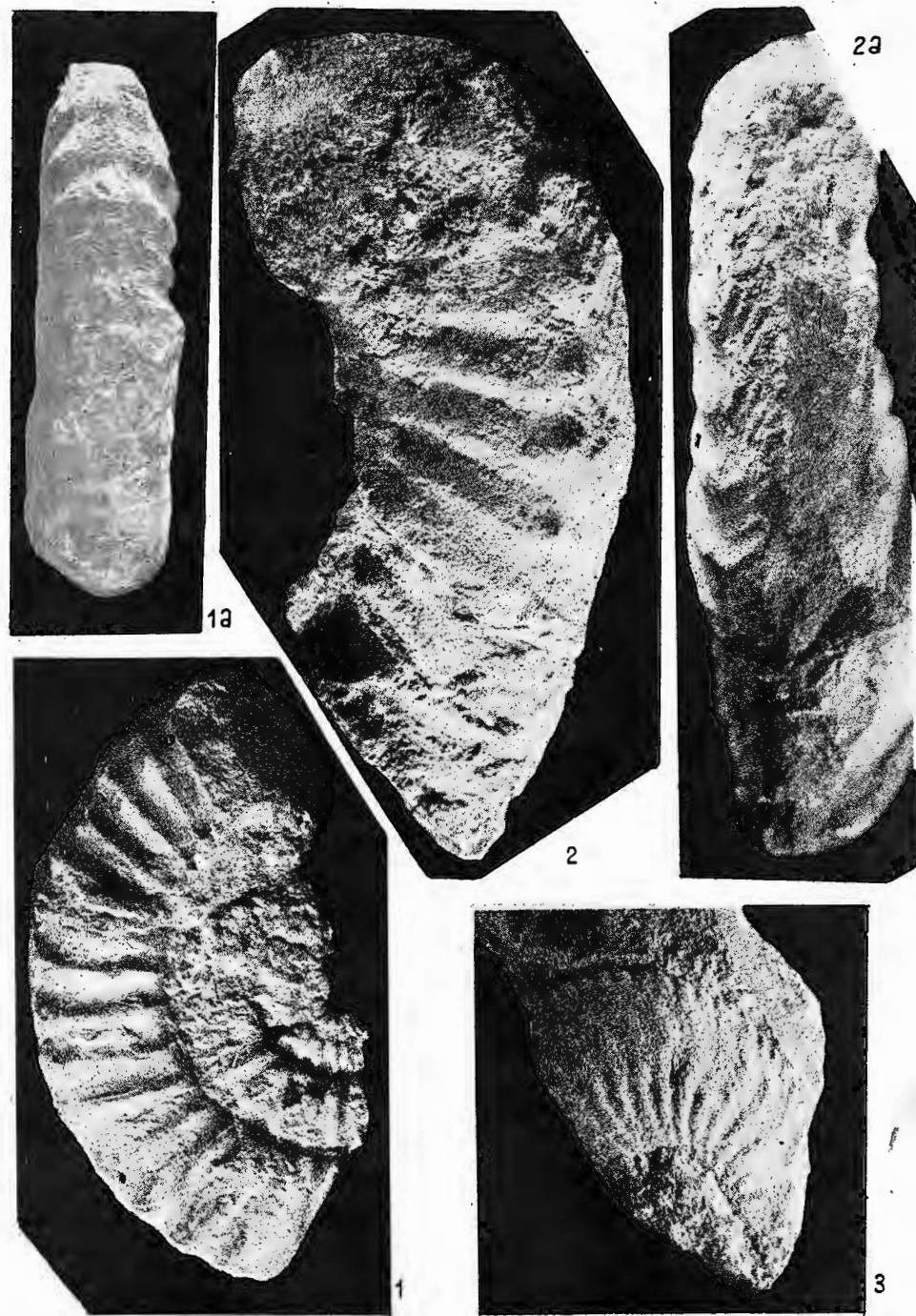
## PLANCHE II

Fig. 1, 1 a. — *Aegoceras capricornu* (Schlotheim). 1 = latéral ; 1 a = ventral. Carixien. Munteana  $\left( \times \frac{11}{10} \right)$ .

Fig. 2, 2 a. — *Acanthopleuroceras rursicosta* Buckmann. 2 = latéral ; 2 a = ventral. Carixien. Munteana  $\left( \times \frac{11}{10} \right)$ .

Fig. 3. — *Amaltheus stokesi* (J. Sowerby), Domérien. Munteana  $\left( \times \frac{11}{10} \right)$ .





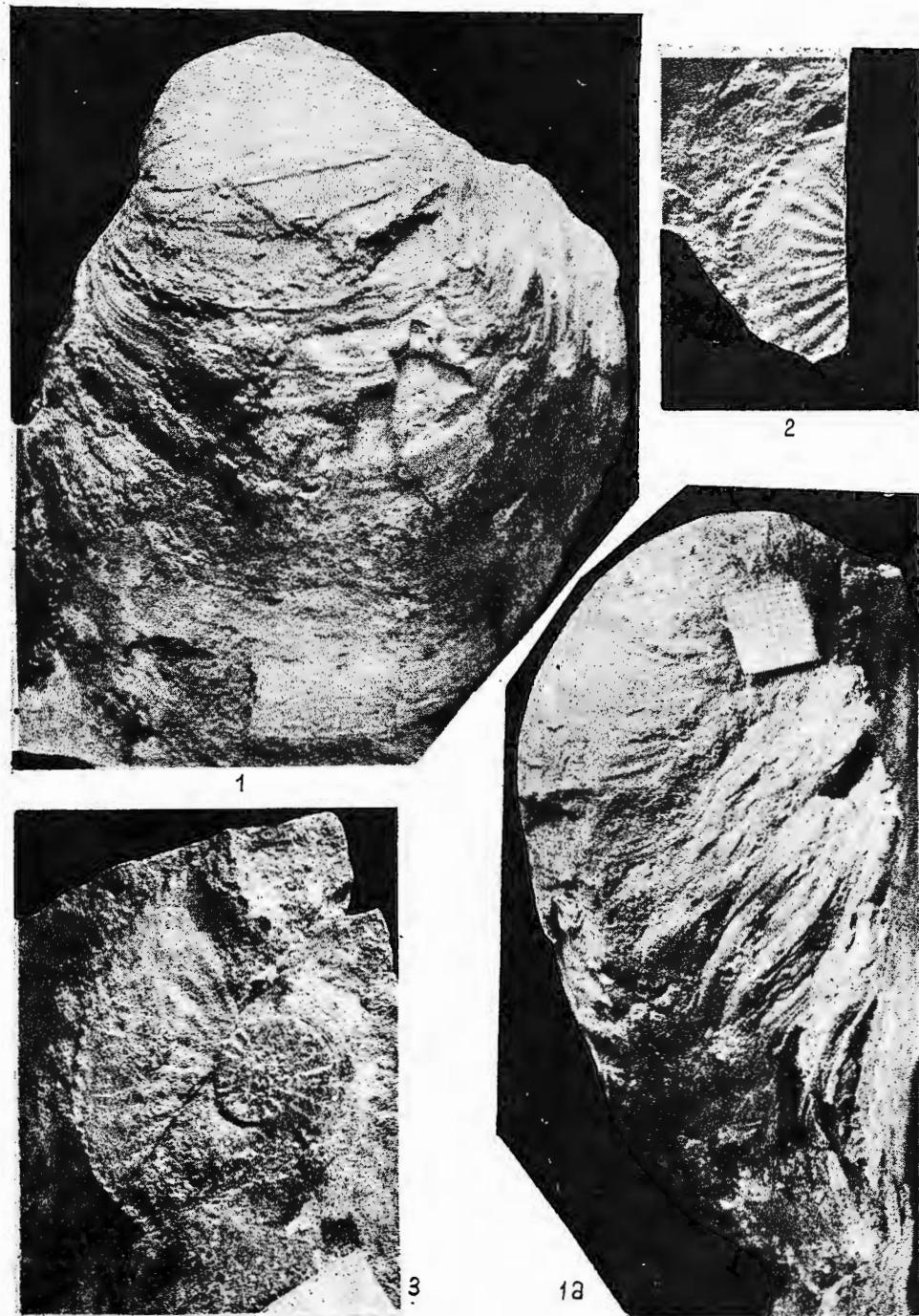
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

### PLANCHE III

Fig. 1, 1 a. — *Gryphaea gigantea* J. de C. Sowerby. Domérien. Munteana  
 $\left( \frac{11}{x-10} \right)$ .

Fig. 2, 3. — *Amaltheus margaritatus* de Montfort. Domérien. Munteana  
 $\left( \frac{11}{x-10} \right)$ .





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

## PLANCHE IV

Fig. 1. — *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.). Carixien. Munteana ( $\times 1$ ).

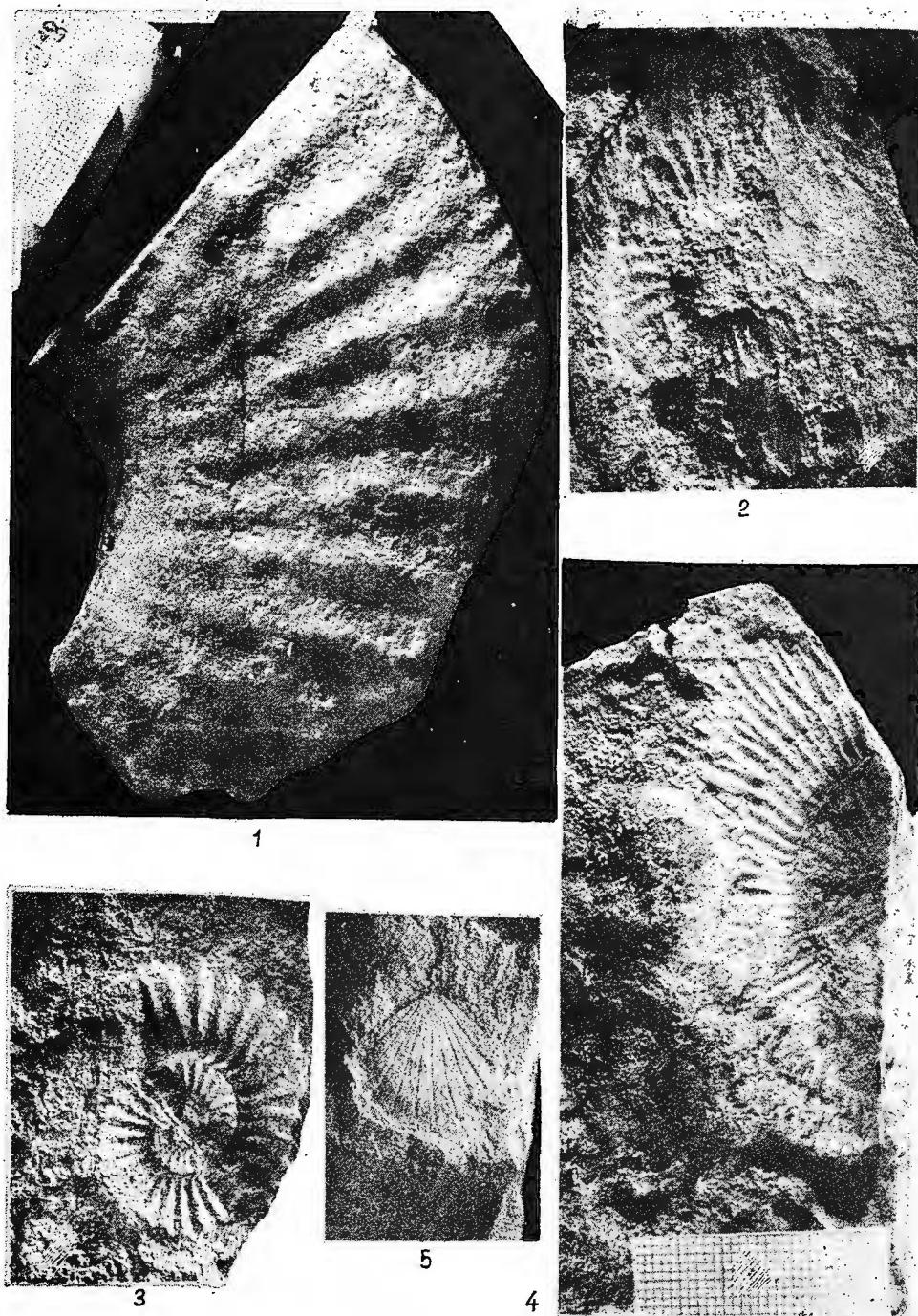
Fig. 2. — *Amaltheus stokesi* (J. Sowerby). Domérien. Munteana  $\left(\times \frac{11}{10}\right)$ .

Fig. 3. — *Pleuroceras solare* (Phill.). Domérien. Munteana ( $\times 1$ ).

Fig. 4. — *Dactylioceras cf. semicelatum* (Simpson). Toarcien. Vallée de Zamonița  $\left(\times \frac{6}{5}\right)$ .

Fig. 5. — *Propeamussium (Propeamussium) sp.* Toarcien. Vallée de Zamonița ( $\times 1$ ).





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

## PLANCHE V

Fig. 1. — *Dactylioceras semicelatum* (Simpson). Toarcien. Vallée de Zamonița ( $\times \frac{6}{5}$ ).

Fig. 2. — *Hildoceras sublevisoni* (Fucini). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).

Fig. 3, 3 a. — *Hildaites* sp. aff. *H. serpentiniformis urkutensis* Géczy. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ). 3 = latéral, 3 a = ventral.



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126934

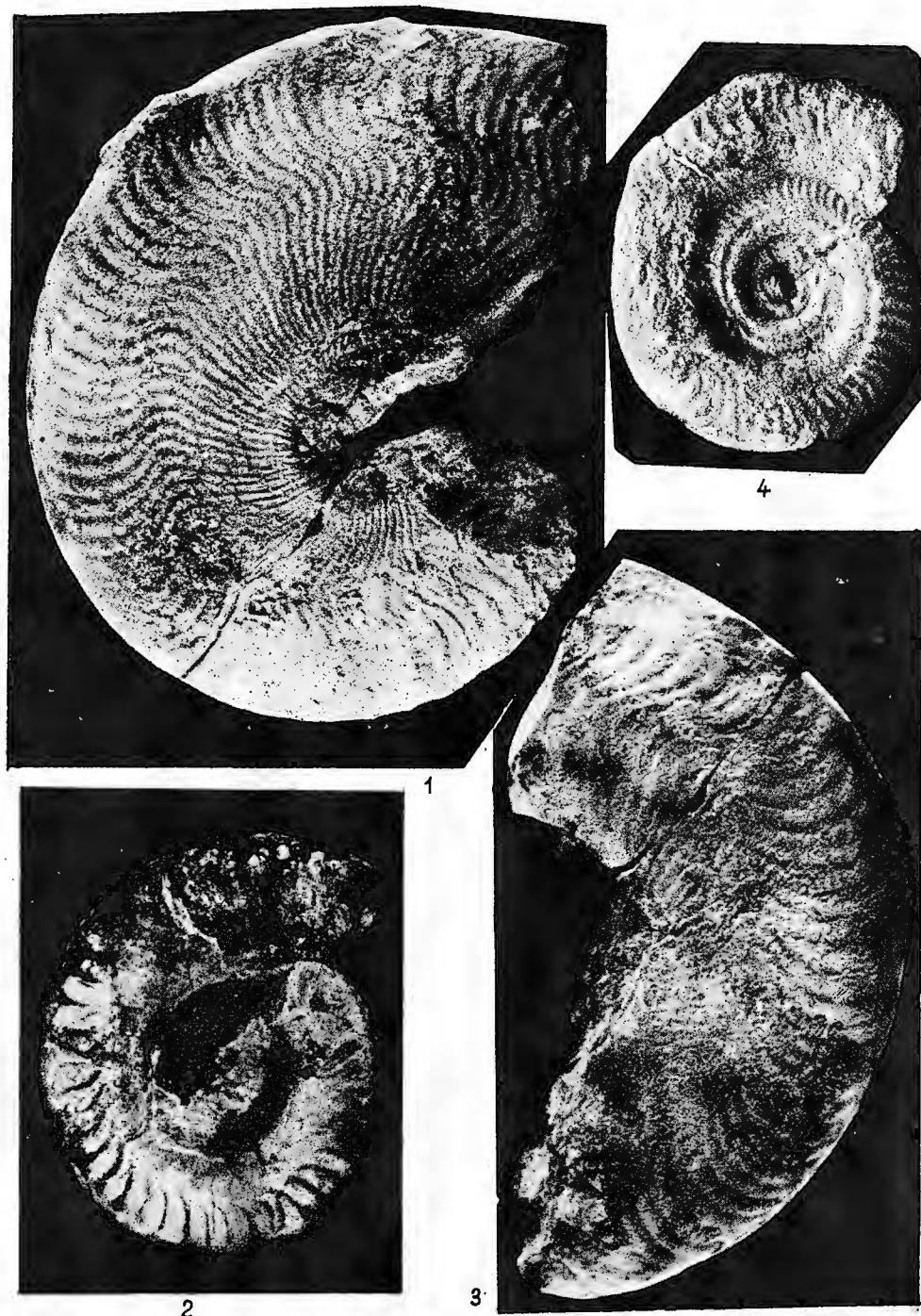


Institutul Geologic al României

## PLANCHE VI

- Fig. 1. — *Harpoceras exaratum* (Young et Bird). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 2. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 3. — *Harpoceras mulgravium* Young et Bird. Toarcien. Munteana ( $\times \frac{2}{3}$ ).  
Fig. 4. — *Hildoceras semicosta* Buckman. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședintelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României



## PLANCHE VII

- Fig. 1. — *Hildoceras semicosta* Buckman. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 2. — *Harpoceras* cf. *falciferum* (Sowerby). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 3, 3 a. — *Hildoceras lusitanicum* (Meister). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
3 = latéral, 3 a = ventral.



Institutul Geologic al României



1



2



3



3a

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126954



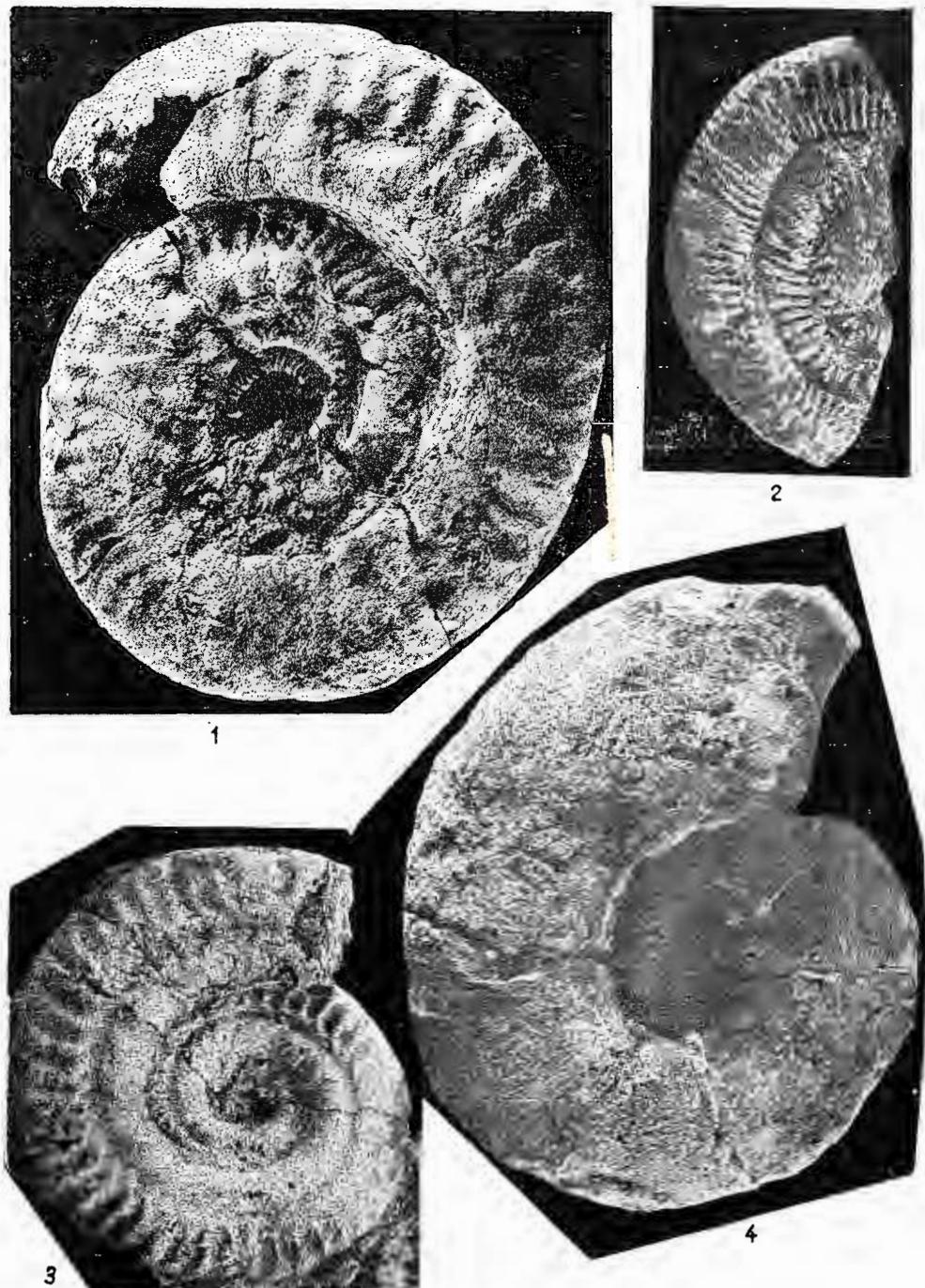
Institutul Geologic al României

## PLANCHE VIII

- Fig. 1. — *Phymatoceras* sp. ex gr. *P. lilli* (Hauer). Toarcien. Munteana ( $\times 0,6$ ).  
Fig. 2. — *Porpoceras* sp. ex gr. *P. vortex* (Simpson). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 3. — *Hildoceras semicostatas* Buckman. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).  
Fig. 4. — *Lytoceras* sp. ex gr. *L. rhodanicum* (Monestier). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4

126954



Institutul Geologic al României

## PLANCHE IX

Fig. 1. — *Porpoceras* sp. ex gr. *P. vortex* (Simpson). Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).

Fig. 2. — *Catacoeloceras* sp. ex gr. *C. jordani* Gueux. Toarcien. Munteana ( $\times 1$ ).

Fig. 3. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Toarcien. Munteana  $\left(\times \frac{11}{10}\right)$ .





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126934



Institutul Geologic al României

## PLANCHE X

Eléments de la microflore de l'Hettangien (?).

- Horizon inférieur — conglomératique — du Lias inférieur sous faciès de Presacina
- Fig. 1. — *Dictyophyllidites* sp.  $\times$  750. Lame 7757/3 ; 4/107,2 ; 50 $\mu$ , f. 221.
- Fig. 2, 4. — *Concavisporites kaiseri* Arjang 1975. Fig. 2,  $\times$  750, lame 7557/4 ; 16/107,2 ; 53 $\mu$ , f. 166. Fig. 4,  $\times$  1000, lame 7557/13 ; 19, 4/103,5 ; 47 $\mu$ , f. 166.
- Fig. 3. — *Toroisporis* cf. T. (*Toroisporis*) sp. A ex Bóna 1969.  $\times$  1000. Lame 7557/5 ; 17, 6/103, 2 ; 33 $\mu$ , f. 221.
- Fig. 5. — cf. *Ischyosporites* sp.  $\times$  1000. Lame 7557/3 ; 23,3/110, 5 ; 30 $\mu$ , f. 221.
- Fig. 6. — cf. *Lundbladispora* sp.  $\times$  1000. Lame 7557/1 ; 1,2/113 ; 33 $\mu$ , f. 221.
- Fig. 7. — *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson 1958. Lame 7557/3 ; 7/107, 2 ; 50 $\mu$ , f. 221.
- Fig. 8. — cf. *Converrucosporites luebbenensis* Schulz 1967. Lame 7557/4 ; 9,1/99,9 ; 63 $\mu$ , f. 166.

Eléments de la microflore du Sinémurien.

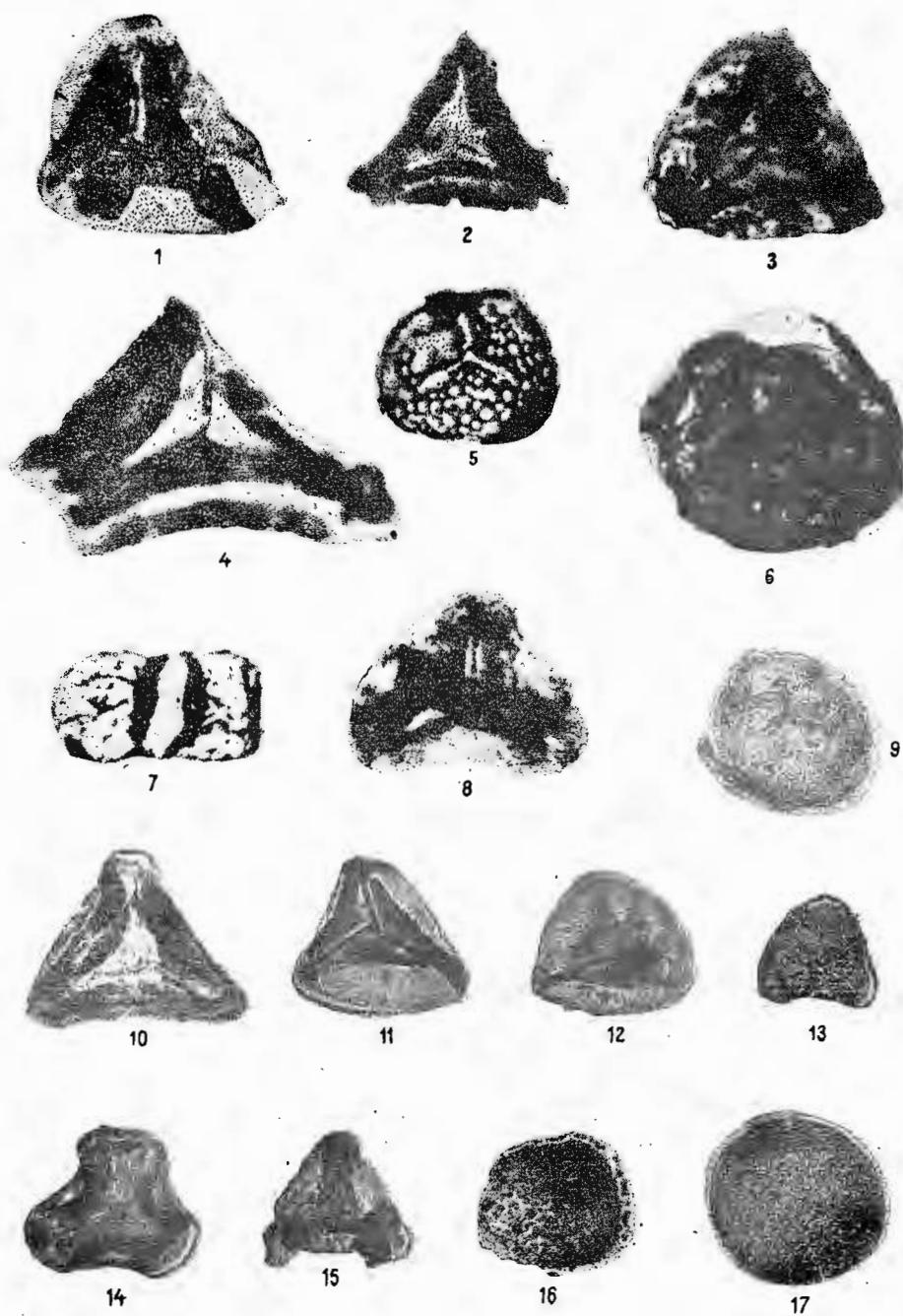
Complexe charbonneux supérieur, Cozla, zone de Sirinia.

Forages 22744, 22703, 22714, Cozla et 22738 Tulinbreg.

- Fig. 9. — *Calamospora* sp. Lame 7296/1 ; 20/108,7 ; 48 $\mu$ , f. 143.
- Fig. 10. — *Crassulina* sp. Lame 7296/1 ; 20/108,7 ; 48 $\mu$ , f. 143.
- Fig. 11. — *Auritulinasporites scanicus* Nilsson 1958, Lame 7297/1 ; 13,9/98,1 ; 43 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 12. — *Toroisporis* (*Toroisporis*) sp. A ex Döring 1965. Lame 7296/13 ; 8/105, 5 ; 44 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 13. — *Obtusisporis junctum* (Kara-Murza) Pocock 1970. Lame 7297/2 ; 11, 5/110, 7 ; 32 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 14. — *Concavisporites juriensis* Balme 1957, Lame 7296/10 ; 23/105,6 ; 43 $\mu$ .
- Fig. 15. — *Toroisporis* sp.  $\times$  750. Lame 7346/1 ; 3,6/109,6 ; 35 $\mu$ .
- Fig. 16. — *Foraminisporis jurassicus* Schulz 1967. Lame 7296/12 ; 16,7/123,5 ; 43 $\mu$ , f. 143.
- Fig. 17. — *Osmundacidites wellmanni* Couper 1958. Faciès conglomératique-gréseux-argileux du Jurassique inférieur, Tulinbreg, zone de Sirinia. Lame 7321/3 ; 14/96, 5 ; 41 $\mu$ , f. 141.

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





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

## PLANCHE XI

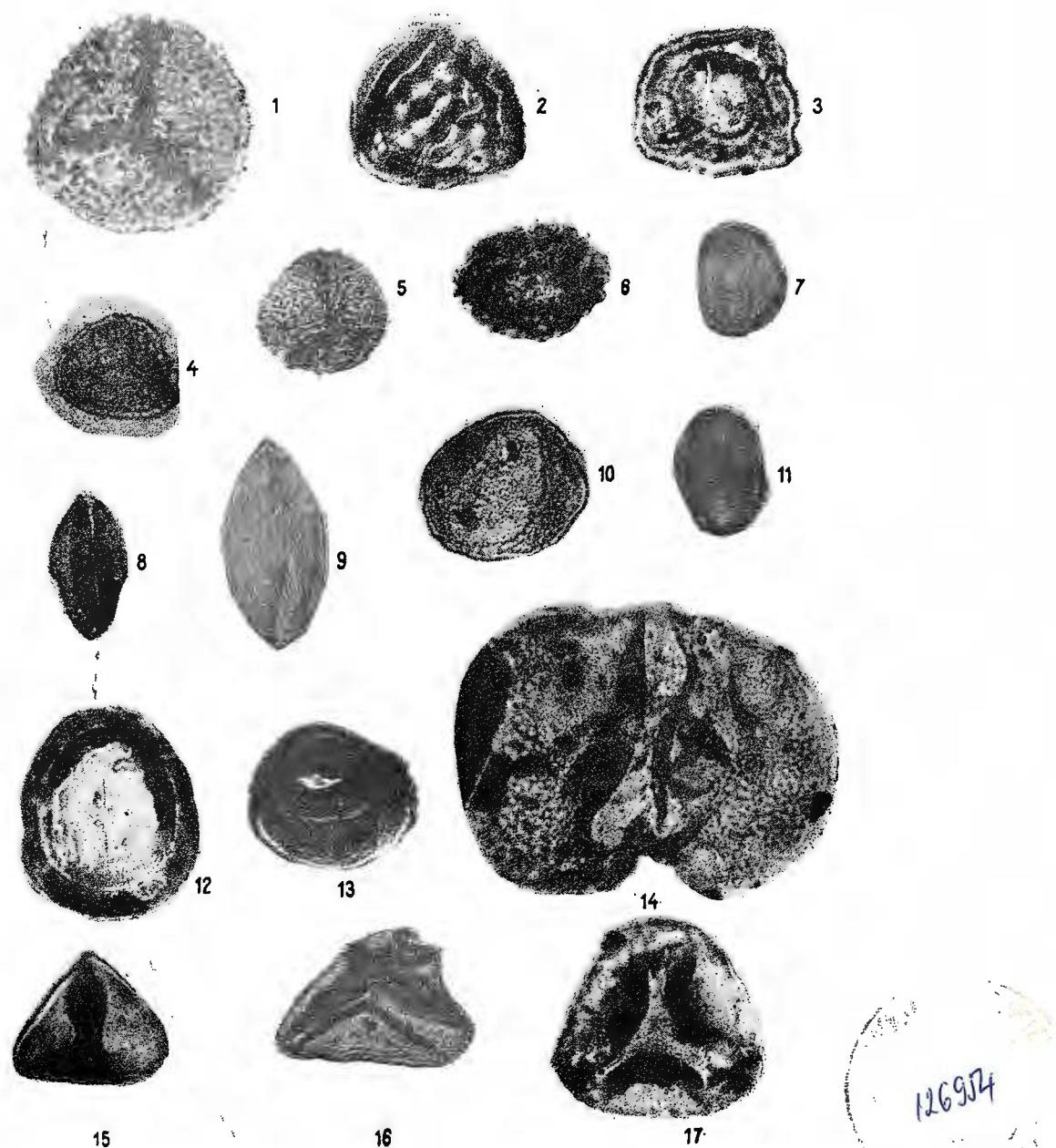
x 500

Eléments de la microflore du Sinémurien.

Complexe charbonneux supérieur, Cozla, zone de Sirinia.  
Forages 22744, 22703, 22714, Cozla, et 22738 Tulinbreg.

- Fig. 1, 5. — *Osmundacidites* sp. Faciès conglomératique-gréseux-argileux du Jurassique, inférieur, Tulinbreg, zone de Sirinia. Fig. 1,  $\times 1000$ , lame 7321/2 ; 10,3/103,5 ; 32 $\mu$ , f. 141. Fig. 5, lame 7300/2 ; 2,6/106,4 ; 32 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 2. — *Contignisporites dunrobinensis* (Couper) Schulz 1967. Lame 7295/1 ; 20, 2/108, 1 ; 45 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 3. — *Annulispora cicatricosa* (Rogalska) Morbey 1976.  $\times 1000$ . Lame 7275/5 ; 18/113, 1 ; 25 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 4. — *Retitriletes austroclavatidites* (Cookson) Döring, Krutzsch, Mai & Schulz 1963. Lame 7297/3 ; 11, 1/106, 8 ; 37 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 6. — *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart) Schulz 1967. Lame 7302/2 ; 20/109, 3 ; 44 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 7. — *Punctatosporites securatus* (Bóna) Bóna 1969. Lame 7297/1 ; 21, 2/108,6 ; 30 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 8. — *Ginkgocycadophytus nitidus* (Balme) de Jersey 1963. Lame 7302/3 ; 21/97, 3 ; 38 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 9. — *Chasmatosporites major* Nilsson 1958. Faciès conglomératique-gréseux-argileux du Jurassique inférieur, Tulinbreg, zone de Sirinia. Lame 7321/3 ; 6, 9/120 ; 5 ; 59 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 10. — *Chasmatosporites apertus* (Rogalska) Nilsson 1958. Lame 7297/6 ; 13/98 ; 48 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 11. — *Bennetitinaepollenites bitorosus* (Bóna) Bóna 1969. Lame 7302/1 ; 8/97, 5 ; 35 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 12—13. — *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock & Jansonius 1961. Fig. 12,  $\times 1000$ , lame 7296/3 ; 11/114, 4 ; 32 $\mu$ , f. 143. Fig. 13,  $\times 1000$ , lame 7302/2 ; 12, 2/94, 5 ; 25 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 14. — *Alisporites* sp. Lame 7302/5 ; 16, 3/116 ; 95 $\mu$ , f. 136.
- Fig. 15. — *Dictyophyllidites harrisi* Couper 1958. Lame 7296/1 ; 4,1/98,6 ; 40 $\mu$ , f. 137.
- Fig. 16. — *Deltoidospora* sp. Lame 7275/1 ; 20/104, 3 ; 51 $\mu$ , f. 141.
- Fig. 17. — *Cyathidites australis* Couper 1953. Lame 7296/10 ; 9,9/118,5 ; 49 $\mu$ , f. 143.





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

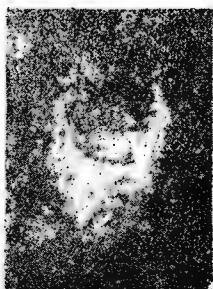
## PLANŞA I

- Fig. 1. — *Crassicollaria brevis* Remane ( $\times 300$ ).  
Fig. 2—3. — *Crassicollaria* aff. *brevis* Remane ( $\times 300$ ).  
Fig. 4, 5, 6. — *Calpionella alpina* Lorenz ( $\times 300$ ).  
Fig. 7, 8, 9. — *Tintinnopsis carpathica* (Murg. și Filip.) ( $\times 300$ ).  
Fig. 10. — *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) (?) ( $\times 300$ ).  
Fig. 11, 12. — *Tintinnopsis longa* (Colom.) ( $\times 300$ ).

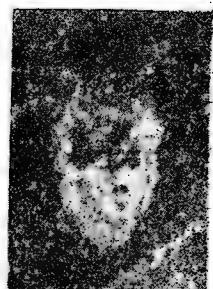




1



2



3



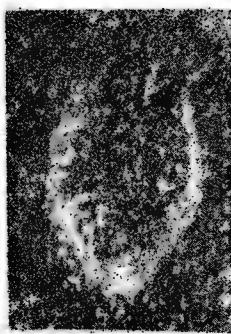
4



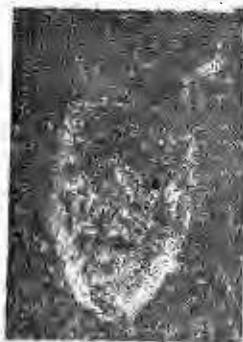
5



6



7



8



9



10



11



12

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1 - 4. — *Pseudotextulariella ? scarsellai* (De Castro).

1, secțiune oblică ( $\times 100$ ) ; 2, secțiune tangențială ( $\times 150$ ) ; 3, idem ( $\times 80$ ) ; 4, secțiune axial-oblică ( $\times 100$ ) [1, coupe oblique ( $\times 100$ ) ; 2, coupe tangentielles ( $\times 150$ ) ; 3, idem ( $\times 80$ ) ; 4, coupe axiale-oblique ( $\times 100$ )].

Fig. 5. — *Ammobaculites* sp. ( $\times 100$ ).

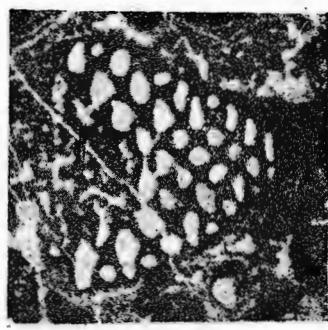
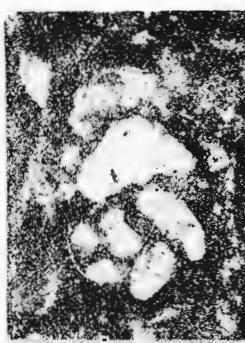
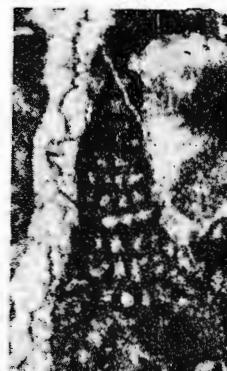
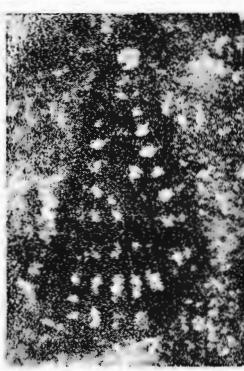
Fig. 6. — *Pfenderina globosa* Foury ( $\times 100$ ).

Fig. 7. — *Pfenderina* sp.

Fig. 8. — *Nautiloculina oolithica* Mohler ( $\times 70$ )

Fig. 9. — *Orbitolinopsis* aff. *kilianii* (Prever) ( $\times 40$ ).





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126934

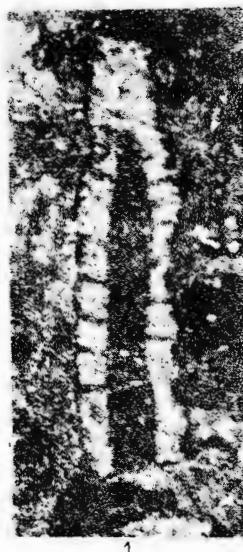


Institutul Geologic al României

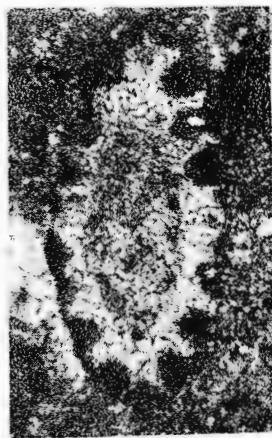
### PLANŞA III

- Fig. 1. — *Salpingoporella dinarica* Radoi c. c. Secțiune longitudinal-oblică ( $\times 50$ ) [Coupe longitudinale-oblique ( $\times 50$ )].
- Fig. 2—6. — *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz). Secțiune transversal-oblică ( $\times 100$ ) [Coupe transversale-oblique ( $\times 100$ )].
- Fig. 7. — *Salpingoporella carpathica* Dragastan. Secțiune transversal-oblică ( $\times 100$ ) [Coupe transversale-oblique ( $\times 100$ )].
- Fig. 8. — Idem : a, secțiune transversală ; b, secțiune longitudinală ( $\times 60$ ) [Idem : a, coupe transversale ; b, coupe longitudinale ( $\times 60$ )].

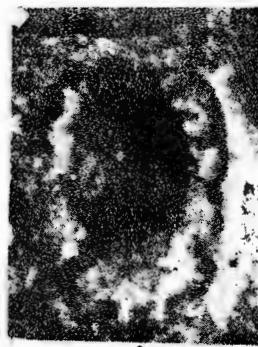




1



2



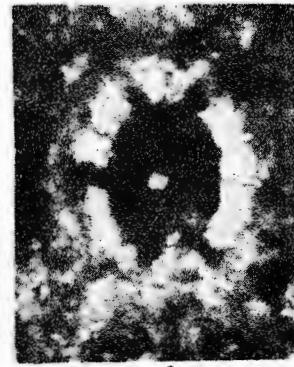
3



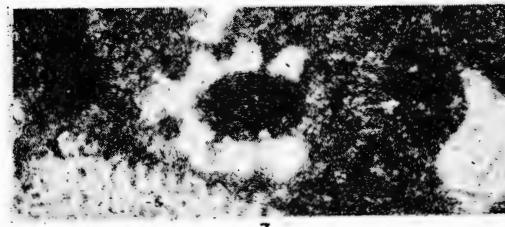
4



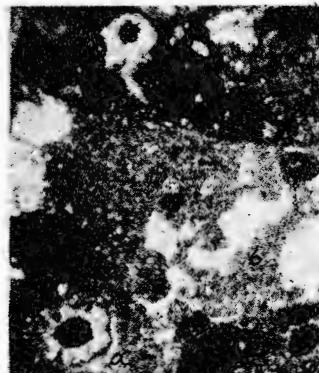
5



6



7



8

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

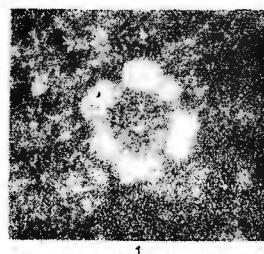


Institutul Geologic al României

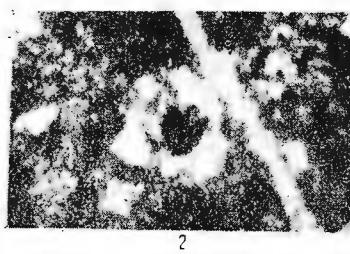
## PLANŞA IV

- Fig. 1—3. — *Salpingoporella carpathica* Dragastan. Secțiune transversală ( $\times 100$ ) [Coupe transversale ( $\times 100$ )].
- Fig. 4. — *Salpingoporella genevensis* Conrad (?). Secțiune transversală ( $\times 120$ ) [Coupe transversale ( $\times 120$ )].
- Fig. 5—6. — *Cylindroporella sugdeni* Elliott. Secțiune transversală ( $\times 100$ ) [Coupe transversale ( $\times 100$ )].
- Fig. 7. — *Acicularia intermedia* Dragastan. Secțiune transversal-oblică ( $\times 100$ ) [Coupe transversale-oblique ( $\times 100$ )].
- Fig. 8. — *Carpathoporella fontis* (Patruilius). Secțiune transversal-oblică ( $\times 100$ ) [Coupe transversale oblique ( $\times 100$ )].
- Fig. 9. — *Heteroporella?* *paucicalcarea* Conrad. Secțiune tangențial-oblică ( $\times 100$ ) [Coupe tangentielles-oblique ( $\times 100$ )].

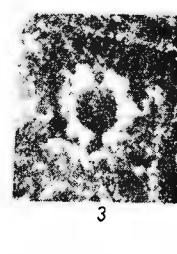




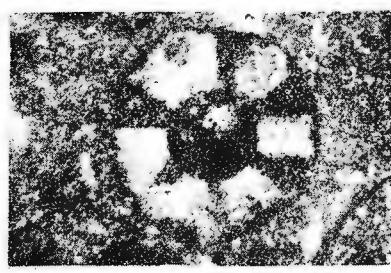
1



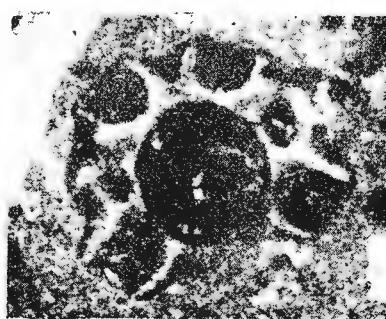
2



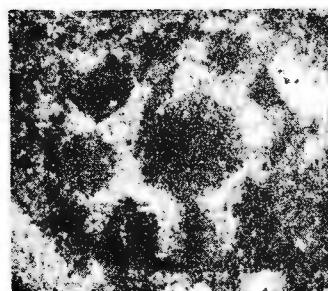
3



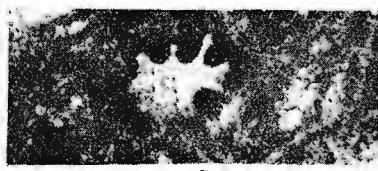
4



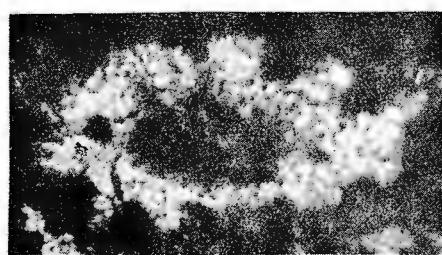
5



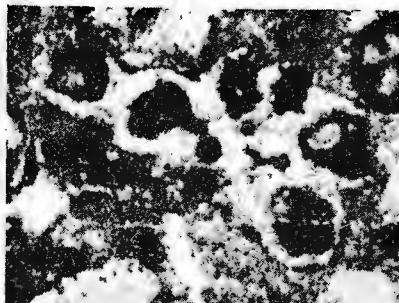
6



7



8



9

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126954



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I



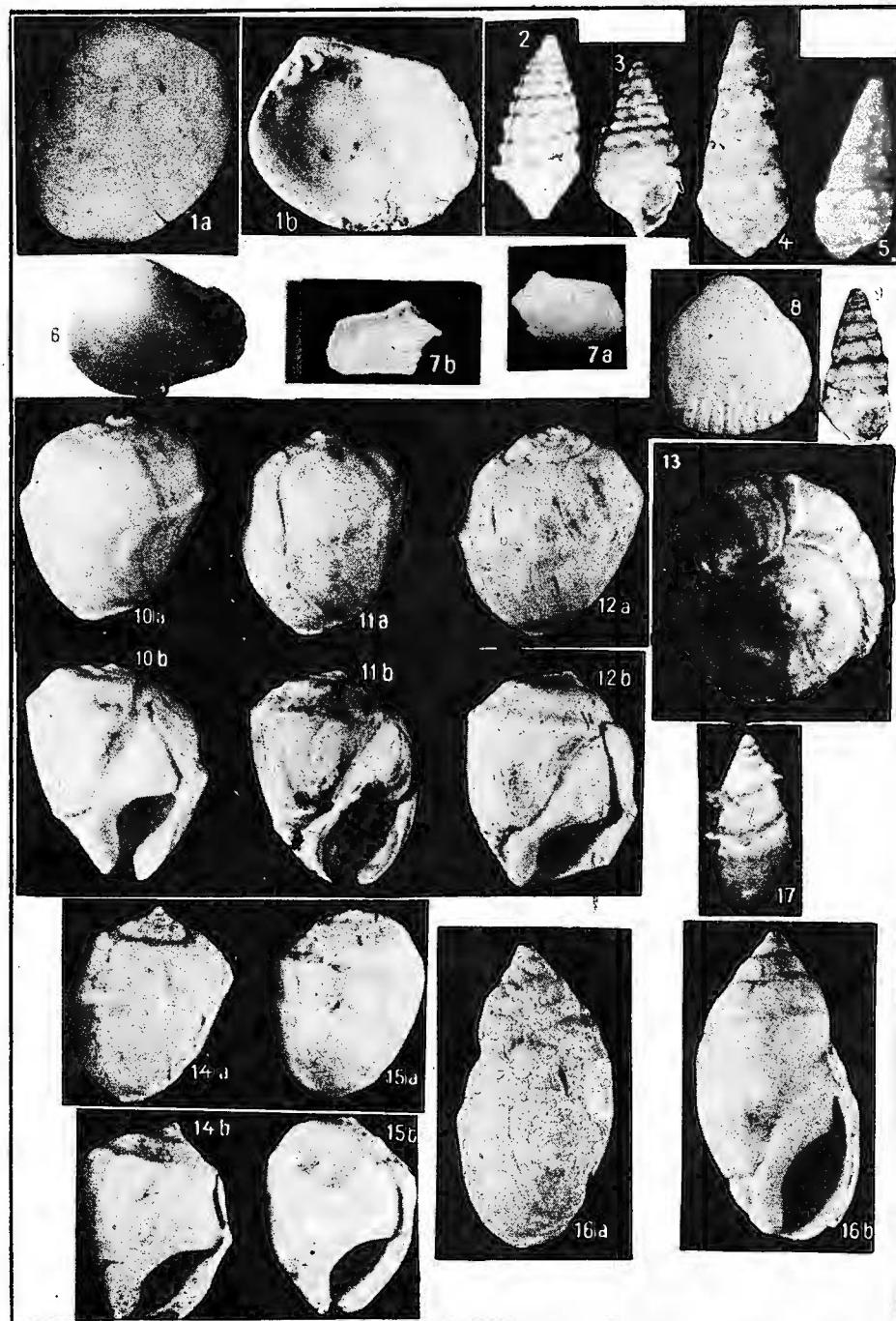
Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — *Tapes* sp. ( $\times 1,5$ ).  
Fig. 2, 3. — *Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichw. ( $\times 2$ ).  
Fig. 4, 5, 9. — *Pirenella picta picta* (Defr.) ( $\times 2$ ).  
Fig. 6. — *Ervilia trigonula* Sok. ( $\times 8$ ).  
Fig. 7. — *Ervilia dissita podolica* Eichw. ( $\times 2$ ).  
Fig. 8. — *Cardium (Cerastoderma) obsoletum vindobonense* (Partsch, Lask) ( $\times 2$ ).  
Fig. 10—15. — *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs ( $\times 1,5$ ).  
Fig. 13. — *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs ( $\times 1,5$ ), vedere apicală. Exemplar inclus în sedimente marno-nisipoase (vue apicale. Exemplaire inclus en sédiments marno-sableux).  
Fig. 16. — *Melanopsis fossilis fossilis* (Martin, Gmelin) ( $\times 1$ ).  
Fig. 17. — *Melanopsis pygmaea pygmaea* Hoernes ( $\times 4$ ).



VICTORIA LUBENESCU, D. LUBENESCU. Pannonianul de la Lopadea Veche.  
Pl. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126954



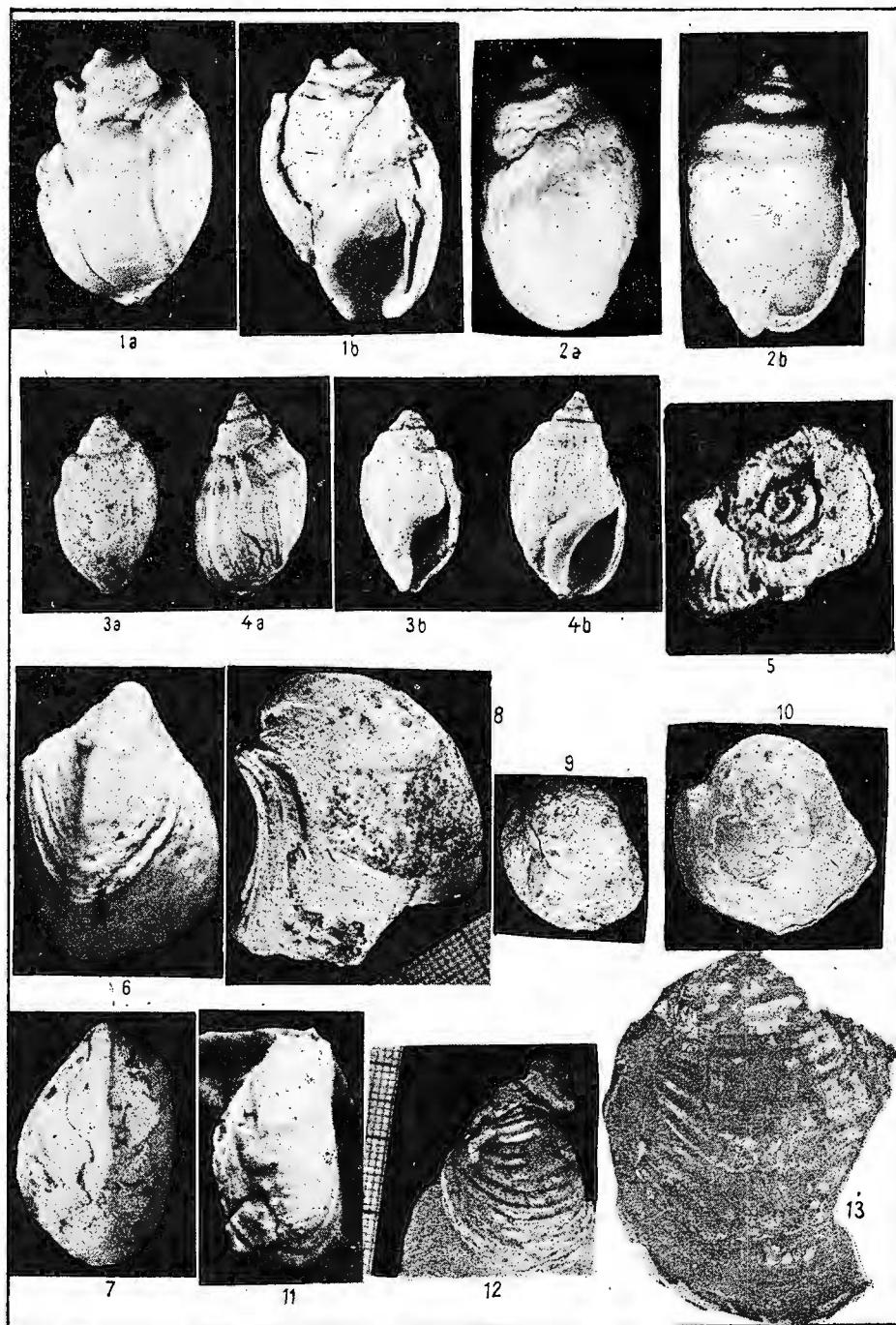
Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

- Fig. 1. — *Melanopsis fossilis constricta* Handmann ( $\times 1$ ).  
Fig. 2. — *Melanopsis ex gr. fossilis* Martini ( $\times 1$ ).  
Fig. 3, 4. — *Melanopsis ex gr. impressa* Krauss ( $\times 1$ ).  
Fig. 5. — *Planorbis tenuistriatum* Gorj. — Kramb. ( $\times 4$ ).  
Fig. 6, 7. — *Congeria partschi firmocarinata* Papp ( $\times 1,5$ ).  
Fig. 8. — *Congeria subglobosa* (Partsch) ( $\times 1$ ).  
Fig. 9, 10. — *Velutinopsis velutina* (Desh.) ( $\times 1$ ).  
Fig. 11. — *Congeria martonfii martonfii* Lörenthey ( $\times 3$ ).  
Fig. 12, 13. — *Undulotheca pancici pancici* (Brusina) ( $\times 1$ ).



VICTORIA LUBENESCU, D. LUBENESCU. Pannonianul de la Lopadea Veche.  
Pl. II.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

1969/74



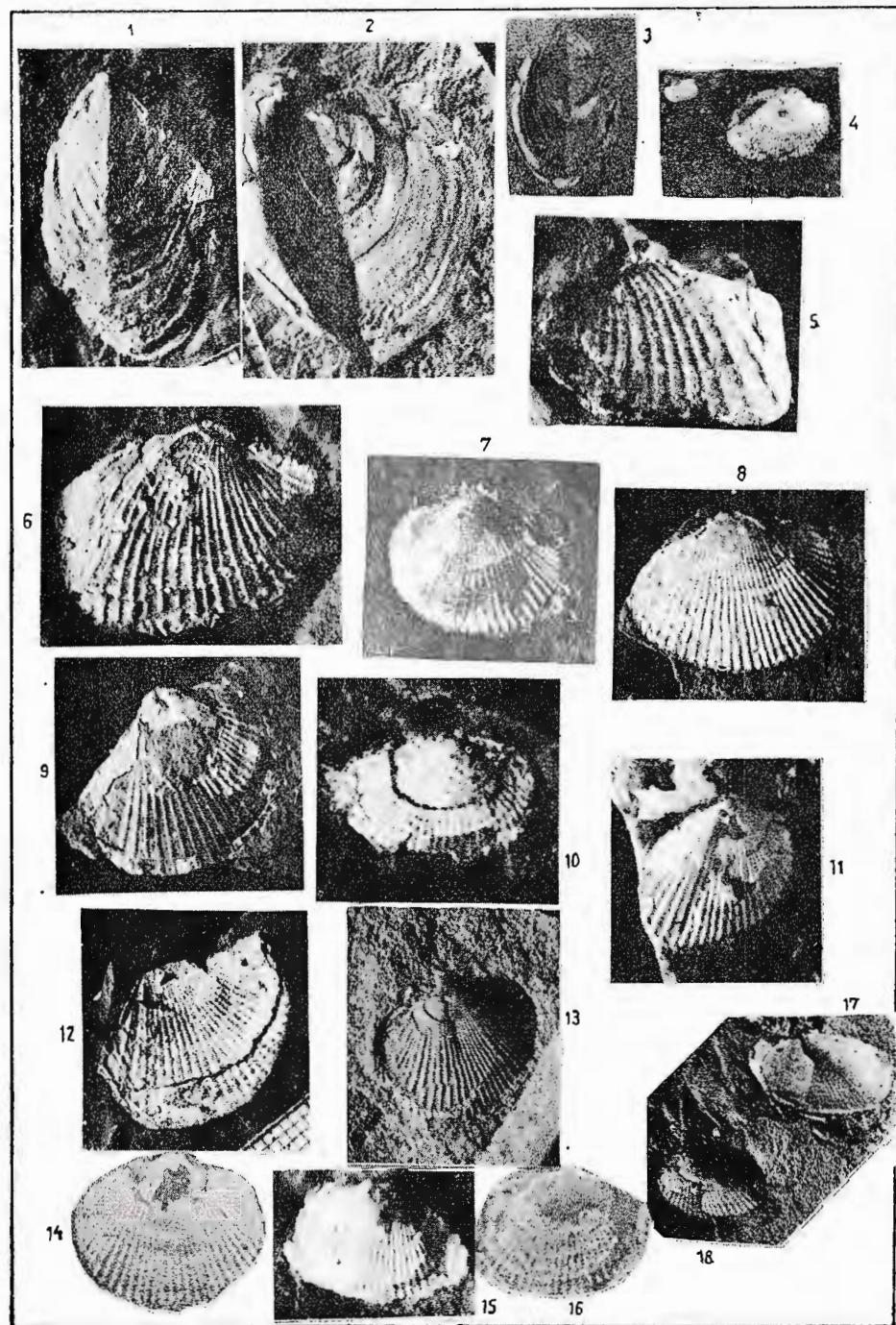
Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

- Fig. 1—3. — *Congeria banatica* R. Hoernes; fig. 1 ( $\times 1,5$ ) ; fig. 2 ( $\times 2,5$ ) ; fig. 3 ( $\times 1$ ).
- Fig. 4. — *Limnocardium promultistriatum* Jekelius ( $\times 3$ ).
- Fig. 5. — *Limnocardium undatum* Reuss ( $\times 1,5$ ).
- Fig. 6—9. — *Paradacna lenzi* Hoernes; fig. 6 ( $\times 2,5$ ) ; fig. 7 ( $\times 3$ ) ; fig. 8, 9 ( $\times 2$ ).
- Fig. 10. — *Limnocardium veselinovici* Brusina ( $\times 4$ ).
- Fig. 11. — *Didacna otiophora otiophora* (Brusina) ( $\times 4$ ).
- Fig. 12. — *Paradacna syrmensis* Hoernes ( $\times 1,5$ ).
- Fig. 13, 14. — *Limnocardium promultistriatum* Jekelius ( $\times 4$ ).
- Fig. 15, 16. — *Limnocardium desertum* (Stoliczka) ( $\times 4$ ).
- Fig. 17, 18. — *Pseudocatillus* sp. ( $\times 4$ ).



VICTORIA LUBENESCU, D. LUBENESCU. Pannonianul de la Lopadea Veche.  
Pl. III.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



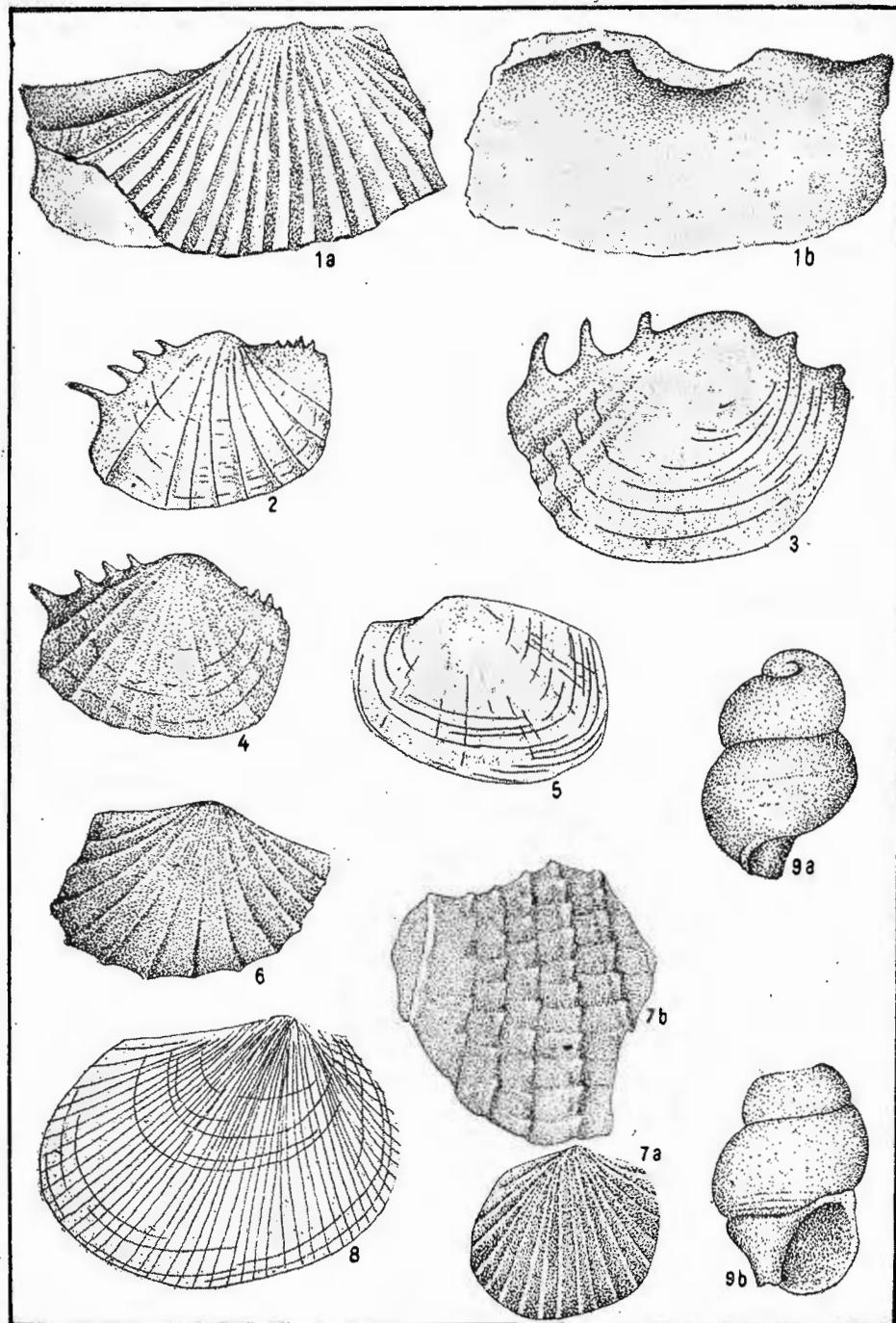
Institutul Geologic al României

#### PLANŞA IV

- Fig. 1. — *Replidacna soceni* Jekelius ( $\times 5$ ).  
Fig. 2, 4. — *Limnocardium* aff. *Limnocardium tuberosum* Jekelius ( $\times 21$ ).  
Fig. 3. — *Limnocardium* aff. *Limnocardium cryptornatum* Jekelius ( $\times 42$ ).  
Fig. 5. — (?) *Chartoconcha* sp. ( $\times 21$ ).  
Fig. 6. — *Paradacna abichiformis* Gorj.-Kramb. ( $\times 1,5$ ).  
Fig. 7. — *Limnocardium asperocostatum* Gorj.-Kramb. ( $\times 1$ ) ; 7b — détaillé ( $\times 12,6$ ) [7b — détail ( $\times 12,6$ )].  
Fig. 8. — (?) *Pseudocatillus* sp. ( $\times 5$ ).  
Fig. 9. — *Odonthohydrobia wagneri* Pavlović ( $\times 42$ ).



VICTORIA LUBENESCU, D. LUBENESCU. Pannonianul de la Lopadea Veche.  
Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126984



Institutul Geologic al României

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

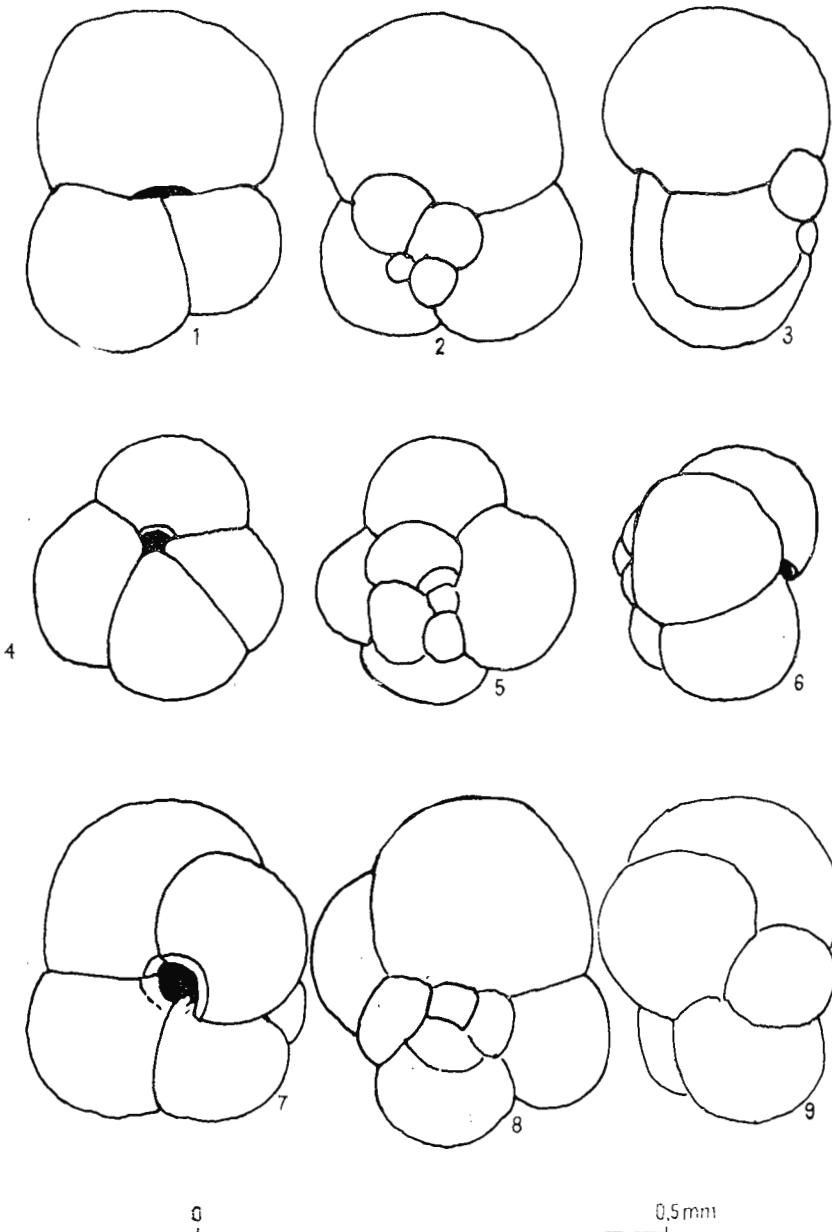
## PLANŞA II

- Fig. 1—3. — *Globigerinoides trilobus* (Reuss).  
Fig. 4—6. — *Globigerina* ex gr. *C. parva* Bolli.  
Fig. 7—9. — *Globigerina* cf. *G. bolli* Blow.



Institutul Geologic al României

MARIANA MĂRUNTEANU, M. GHEORGHIAN. Miocenul de la Cornu-Breaza.  
Pl. II.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4



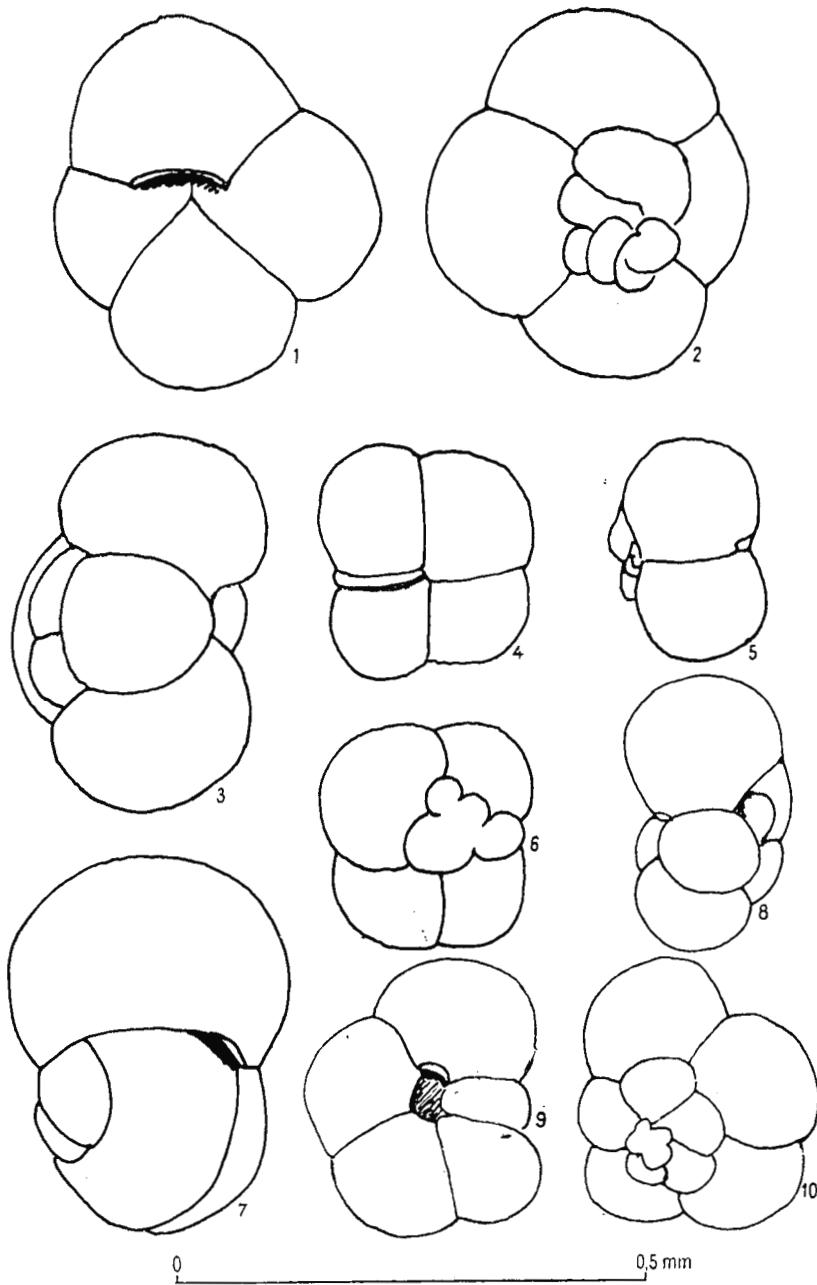
Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

- Fig. 1—3. — *Globigerina* ex gr. *ampliapertura* Bolli.  
Fig. 4—6. — *Globorotalia* (*Turborotalia*) ex gr. *G. (T.) opima nana* Bolli.  
Fig. 7. — *Globigerinoides* ex gr. *G. trilobus* (Reüss).  
Fig. 8—10. — *Globigerina ciperoensis ottnangensis* Rögl.



MARIANA MĂRUNTEANU, M. GHEORGHIAN. Miocenul de la Cornu-Breaza  
Pl. III



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126984



Institutul Geologic al României

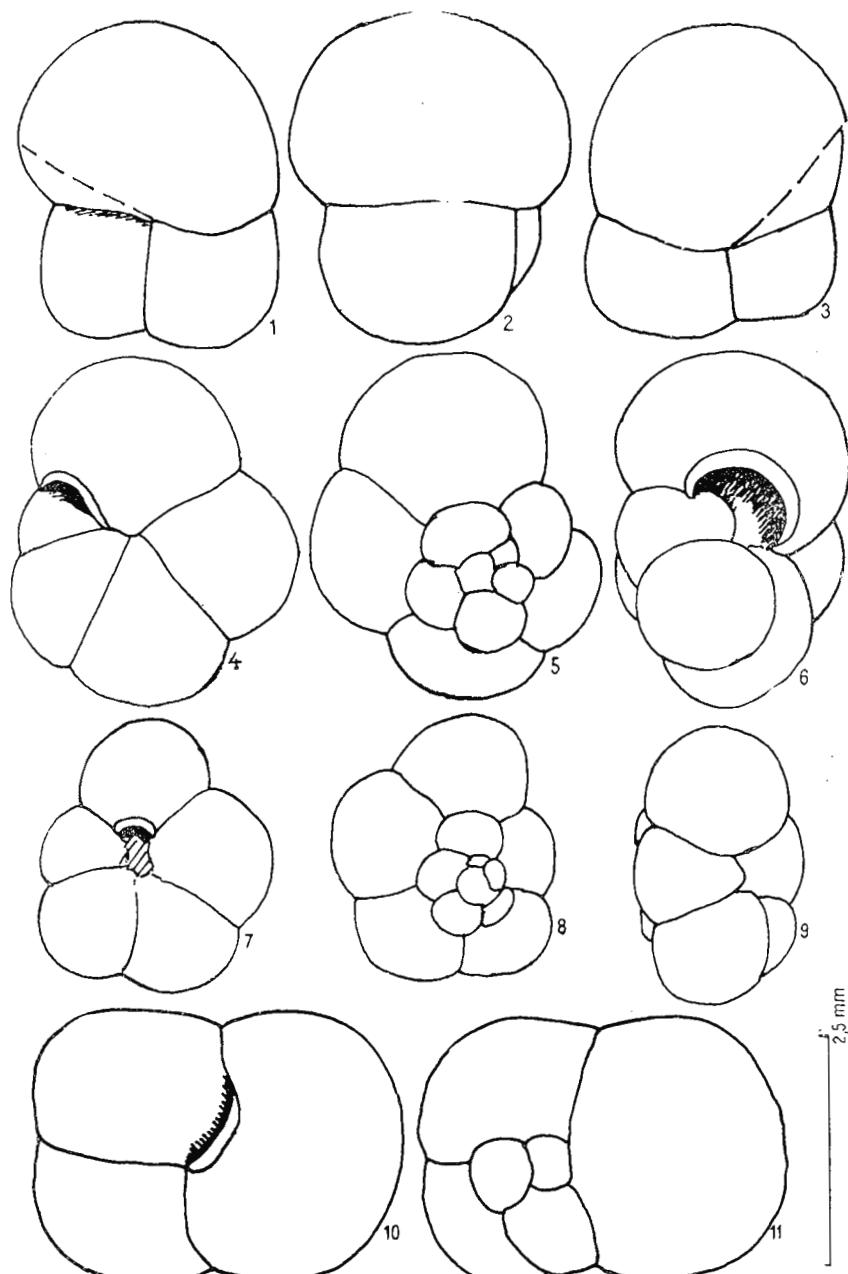
#### PLANŞA IV

- Fig. 1—3. — *Globigerinoides* ex gr. *G. sicanus* Di Stefani.  
Fig. 4—6. — *Globorotalia* (*Turborotalia*) *siakensis europea* M. Gheorghian.  
Fig. 7—9. — *Globigerina ciperoensis ottangensis* Rögl.  
Fig. 10, 11. — *Globigerinoides* ex gr. *trilobus* (Reuss).



Institutul Geologic al României

MARIANA MĂRUNTEANU, M. GHEORGHIAN. Miocenul de la Cornu-Breaza.  
Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI



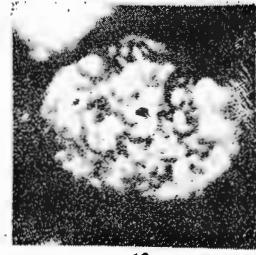
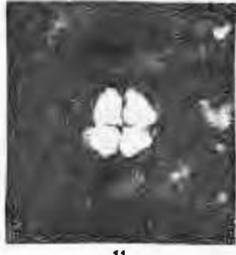
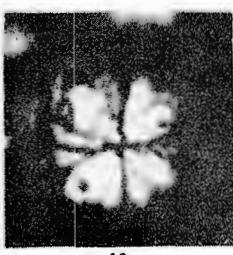
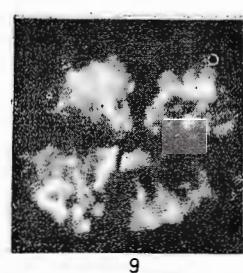
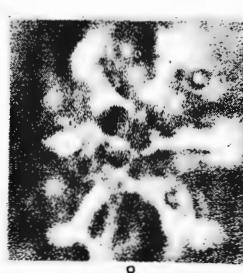
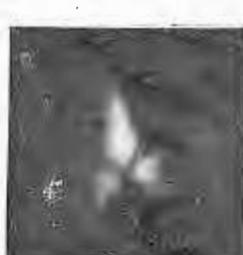
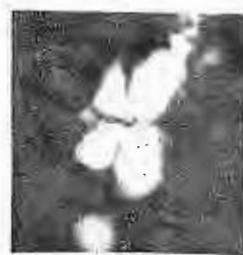
Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Helicopontosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon NII,  
× 2500.
- Fig. 2. — *Helicopontosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon. N+,  
× 2500.
- Fig. 3. — *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon. N+, × 2500.
- Fig. 4. — *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon. N+, × 2500.
- Fig. 5. — *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon. N+, × 2500.
- Fig. 6. — *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. N+, × 2500.
- Fig. 7. — *Discoaster aff. variabilis* Martini et Bramlette. NII, × 2500.
- Fig. 8. — *Discoaster aff. variabilis* Martini et Bramlette. NII, × 2500.
- Fig. 9. — *Heliolithus kleipnelli* Sullivan. N+, × 2500.
- Fig. 10. — *Sphenolithus moriformis* Bramlette et Wilcoxon. N+, × 2500.
- Fig. 11. — *Sphenolithus pacificus* Martini. N+, × 2500.
- Fig. 12. — *Thoracosphaera* sp. N+, × 2500.



N. MÉSZÁROS et al. Nannoplanctonul din stratele de Hida.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126989  
BIBLIOTECĂ



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1—4. — *Globorotalia* div. sp. ; partea bazală a conglomeratelor de Horăicioara, pîriul Horăicioara ;  $\times 125$ .  
*Globorotalia* div. sp. ; partie basale des conglomérats de Horăicioara, ruisseau de Horăicioara ;  $\times 125$ .
- Fig. 5—6. — *Globorotalia* div. sp. ; partea bazală a conglomeratelor de Horăicioara, pîriul Horăicioara ;  $\times 50$ .  
*Globorotalia* div. sp. ; partie basale des conglomérats de Horăicioara, ruisseau de Horăicioara ;  $\times 50$ .



Institutul Geologic al României



1



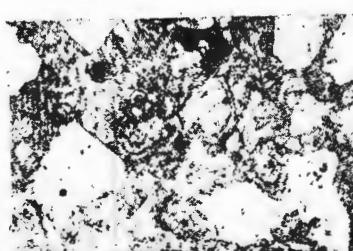
2



3



4



5



6

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

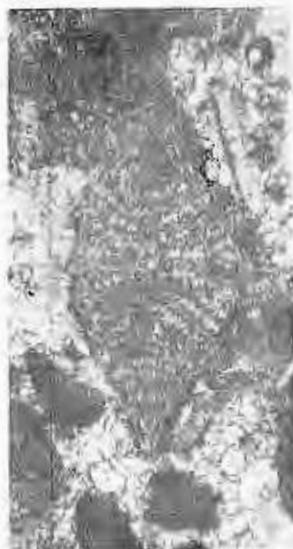


Institutul Geologic al României

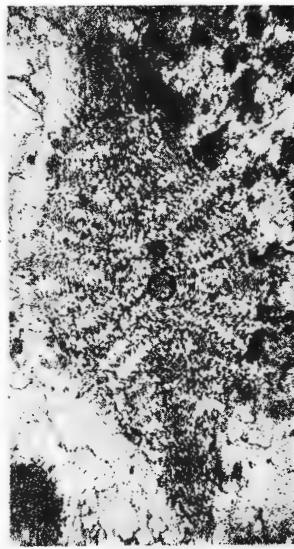
## PLANŞA II

- Fig. 1—3. — *Discocyclina* aff. *seunesi*; partea bazală a conglomeratelor de Horăicioara, pîrîul Horăicioara;  $\times 50$ .  
*Discocyclina* aff. *seunesi*; partie basale des conglomérats de Horăicioara, ruisseau de Horăicioara;  $\times 50$ .
- Fig. 4. — Fragment de *Orbitoides* sp.; partea bazală a conglomeratelor de Horăicioara, pîrîul Horăicioara;  $\times 50$ .  
Fragment d'*Orbitoides* sp.; partie basale des conglomérats de Horăicioara, ruisseau de Horăicioara;  $\times 50$ .
- Fig. 5. — *Rotalia* sp.; partea inferioară a conglomeratelor de Horăicioara, pîrîul Horăicioara;  $\times 50$ .  
*Rotalia* sp.; partie inférieure des conglomérats de Horăicioara, ruisseau de Horăicioara;  $\times 50$ .





1



2



3



4



5

126954

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — *Bulimina* sp.  $\times 50$ .

Fig. 2. — *Textularia* sp.  $\times 50$ .

Fig. 3. — *Heterolepa* sp.  $\times 50$ .

Fig. 4. — *Nodosaria* sp.  $\times 50$ .

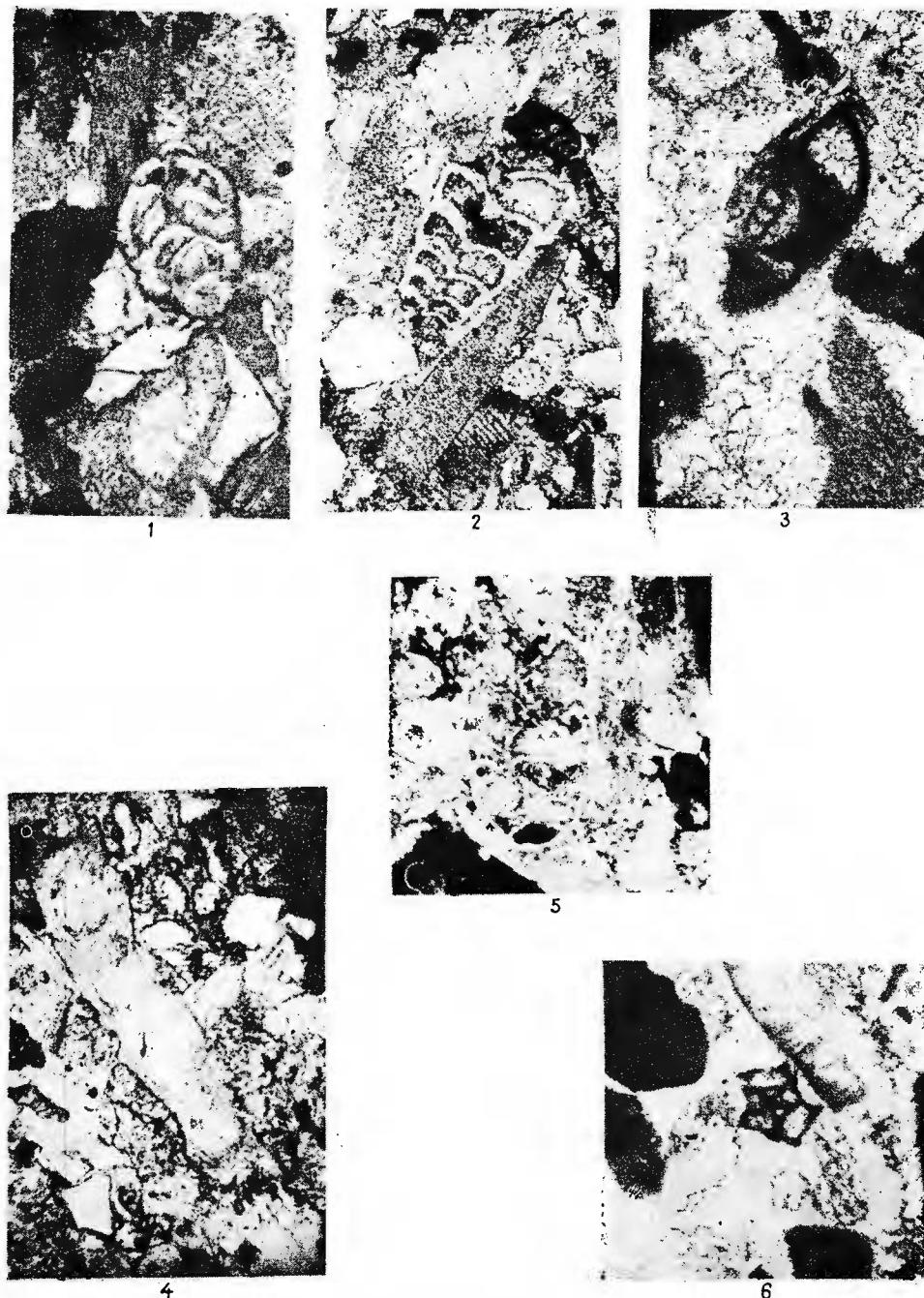
Fig. 5. — *Dorothia* sp.  $\times 50$ .

Fig. 6. — *Quinqueloculina* sp.  $\times 50$ .

Exemplarele figurate provin din eșantioane recoltate din conglomeratele de Horăicioara (partea inferioară), de pe pîrul Horăicioara.

Les exemplaires figurés proviennent des échantillons recueillis des conglomérats de Horăicioara (partie inférieure), du ruisseau de Horăicioara.





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



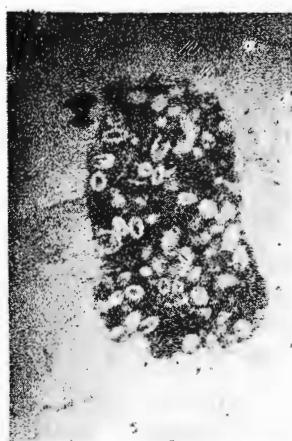
Institutul Geologic al României

126954

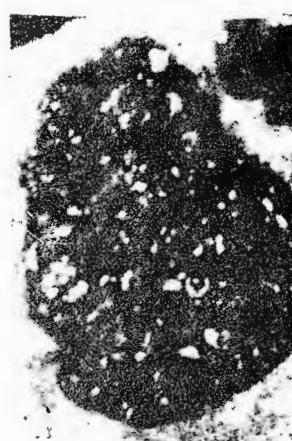
#### PLANŞA IV

- Fig. 1. -- Biomicrit cu *Pythonella ovalis* remaniat în conglomeratele de Horăicioara (partea bazală) ; pîrîul Horăicioara ;  $\times 50$ .  
Biomicrite à *Pythonella ovalis* remanié dans les conglomérats de Horăicioara (partie basale) ; ruisseau de Horăicioara ;  $\times 50$ .
- Fig. 2. -- Biomicrit cu *Calpionella* sp. remaniat în conglomeratele de Horăicioara (partea bazală) ; pîrîul Horăicioara ;  $\times 50$ .  
Biomicrite à *Calpionella* sp remanié dans les conglomérats de Horăicioara (partie basale) ; ruisseau de Horăicioara ;  $\times 50$ .
- Fig. 3. -- Fragment de briozoar ; conglomerate de Horăicioara ; pîrîul Horăicioara ;  $\times 50$ .  
Fragment de bryozoaire ; conglomérats de Horăicioara ; ruisseau de Horăicioara ;  $\times 50$ .
- Fig. 4—5. -- Fragmente de radiolitide remaniate în conglomeratele de Horăicioara ; pîrîul Horăicioara ;  $\times 50$ .  
Fragmente de radiolitidae remaniées dans les conglomérats de Horăicioara ; ruisseau de Horăicioara ;  $\times 50$ .





1



2



3



4



5



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II



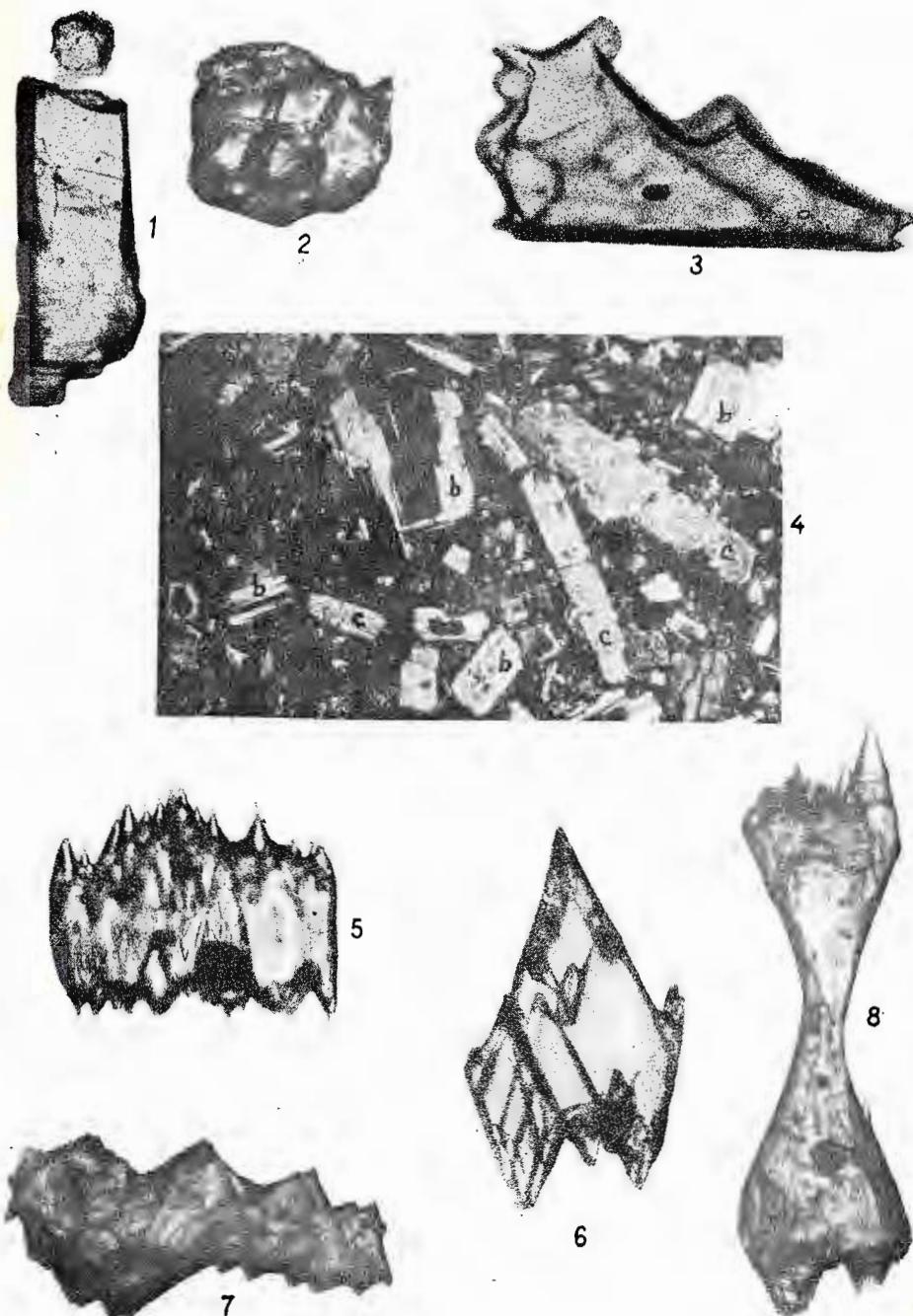
Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

- Fig. 1. — Disten (profil pîrîul Despletit, adîncimea 3,5 m) ; N //; × 160.  
Disthène (coupe du ruisseau Despletit, profondeur 3,5 m) ; N //; × 160.
- Fig. 2. — Granat (profil pîrîul Despletit, adîncimea 3,5 m) ; N //; × 160.  
Grenats (coupe du ruisseau Despletit, profondeur 3,5 m) : N //; × 160.
- Fig. 3. — Hipersten (profil Plăieşii de Jos, adîncimea 6,40 m) ; N //; × 160.  
Hypersthène (coupe de Plăieşii de Jos, profondeur 6,40 m) ; N //; × 160.
- Fig. 4. — Cinerit (profil Plăieşii de Jos, adîncimea 10—10,40 m) ; a, masă fundamentală ; b, feldspaţi ; c, piroxeni ; N //; × 160.  
Cinérite (coupe de Plăieşii de Jos, profondeur 10—10,40 m) ;  
a, pâte fondamentale ; b, feldspaths ; c, pyroxènes ; N //; × 160.
- Fig. 5. — Hipersten (profil pîrîul Despletit, adîncimea 6,20 m) ; N +; × 320.  
Hypersthène (coupe du ruisseau Despletit, profondeur 6,20 m) ; N +; × 320.
- Fig. 6. — Hipersten (profil Plăieşii de Jos, adîncimea 13,50 m) ; N //; × 160.  
Hypersthène (coupe de Plăieşii de Jos, profondeur 13,50 m) ; N //; × 160.
- Fig. 7. — Augit în trepte (profil Plăieşii de Jos, adîncimea 12,50 m) ; N +; × 160.  
Augite en gradins (coupe de Plăieşii de Jos, profondeur 12,50 m) ;  
N +; × 160.
- Fig. 8. — Hipersten (profil Plăieşii de Jos, adîncimea 6,20 m) ; N //; × 320.  
Hypersthène (coupe de Plăieşii de Jos, profondeur 6,20 m) ; N //; × 320.



T. BANDRABUR, VENERA CODARCEA. Aspecte geologice în depresiunea Casin. Pl. II.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIII/4.

126954



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

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIII

1976

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României