

CENTRALA - DEPARTAMENT
A GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE
ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE ȘEDINȚELOR

COMPTES RENDUS
DES SÉANCES

152922

STRATIGRAFIE

VOL. 74
1987

4

BUCURESTI
ROMÂNIA

1990

Institutul Geologic al României





Comitetul de redacție al publicațiilor editate de
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

Președinte : T. Berza

Secretar : Felicia Iștocescu

Membri : M. Săndulescu, M. Bleahu, Gr. Pop, A. Rusu,
Fl. Marinescu, Gh. Popescu, E. Avram, G. Udubașa,
H. Kräutner, M. Mureșan, A. Seghedi, I. Hărțopanu, H. Savu,
A. Ștefan, M. Borcoș, M. Lupu, S. Năstăseanu, I. Papaianopol,
N. Țicleanu, N. Panin, C. Ghenea, P. Andăr, M. Visarion,
D. Romanescu, A. Soare, Ș. Veliciu.



Institutul Geologic al României

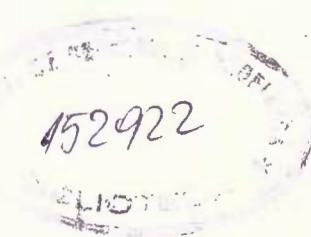
CENTRALA — DEPARTAMENT A GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
S E D I N T E L O R

VOL. 74
(1987)

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1990



Institutul Geologic al României

CENTRALE — DEPARTEMENT DE LA GEOLOGIE
INSTITUT DE GEOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE

ANNEE 1987

COMPTES RENDUS

DES
SEANCES

TOME 74
(1987)

4. STRTIGRAPHYE

BUCAREST
ROUMANIA
1990



Institutul Geologic al României

TABLE DE MATIERE

CUPRINS

PRECAMBRIAN - PALEOZOIC

	<u>Pag</u>
1. Dimitrescu R., Olaru L., Ihnativ L. Contributions à la détermination de l'âge des formations cristallines du massif de Jezer-Păpușa.	5
Contribuții la determinarea vîrstei formațiunilor cristaline din masivul Jezer-Păpușa (Rezumat)	11

MEZOZOIC

2. Alexandrescu Gr., Avram E., Ion J. Asupra vîrstei flișului curbicortical inferior din valea Bicazului (Carpații Orientali)	13
On the Age of the Lower Convolute Flysch in the Bicaz Valley (East Carpathians) (Summary)	20
3. Bordea S., Bordea J. Nouvelles données stratigraphiques et structurales concernant la zone de Dobricioanești-Secătura-Ana (monts Pădurea Craiului)	23
Noi date stratigrafice și structurale privind zona Dobricioanești Secătura-Ana (Munții Pădurea Craiului) (Rezumat)	30
4. Sândulescu M. Le flysch crétacé de la zone du mont Ceahlău et du bassin du Bicaz (Carpathes Orientales)	31
Fliș cretacic din zona muntelui Ceahlău și din bazinul Bicazului (Carpații Orientali) (Rezumat)	41

MEZOZOIC-NEOZOIC

5. Sândulescu M., Antonescu E., Bratu E. Contributions à la connaissance de l'âge du grès de Prisaca (nappe d'Audia-Carpates Orientales)	45
Contribuții la cunoașterea vîrstei gresiei de Prisaca (pinza de Audia-Carpații Orientali) (Rezumat)	54

NEOZOIC

6. Papaianopol I., Rogge E., Măruntuțeanu M., Olteanu R., Roman S., Costea C., Nicolae V., Nicolae Gh., Grigorescu Gh., Macaleț R., Diaconiuță D. Contribuții la studiul formațiunilor pontiene și daciene cu cărbuni dintre valea Ialomiței și valea Argeșului (Muntenia, Bazinul Dacic)	55
Contributions to the Study of Pontian and Dacian Coal Bearing Formations between the Ialomița Valley and the Argeș Valley (Muntenia, Dacic Basin) (Summary)	84
7. Pătruț I. Nouvelles données sur le Sarmatien de la plate-forme moldave	97
Noi date asupra Sarmatianului din platforma moldovenească (Rezumat)	119



NEOZOIC-CUATERNAR

8. Bandrabur T., Codarcea V., Munteanu T., Bandrabur Gh. Contribuții la cunoșterea geologiei bazinului Bilbor	121
Contributions to the Knowledge of the Geology of the Bilbor Basin (Summary)	139
9. Enciu P., Andreescu I. Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene Deposits in the South-Western Part of the Dacic Basin (Jiu-Desnățui Sector)	141
Stratigrafia depozitelor pliocen–pleistocene din sud-vestul Bazinului Dacic (sectorul Jiu–Desnățui) (Rezumat)	156
10. Mihăilă N. Popescu N., Giurgea P. Geologia și morfogenеза симпієи de vest (sectorul Arad-Vinga-Pecica) și evoluția Mureșului în cursul său inferior (Geology and Morphogenesis of the West Plain (the Arad-Vinga-Pecica Area) and Evolution of the Mureş River Lower Course (Summary).	157
	172

CUATERNAR

11. Ghenea C. Paleohydrological Processes in the Danube Valley.	173
Procese paleohidrologice în valea Dunării (Rezumat)	178



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS À LA DÉTERMINATION DE L'ÂGE DES
FORMATIONS CRISTALLINES DU MASSIF DE IEZER—PĂPUŞA¹

par

RADU DIMITRESCU², LEONARD OLARU², LILIANA IHNATIV²

Riphean. Vendian. Cambrian. Devonian. Carboniferous. Crystalline rocks. Palynomorphs. Biostratigraphy. Stratigraphic gaps. South Carpathians-Crystalline. Getic and Supragetic Realms-Iezer Mts.

Résumé

Dans les formations cristallines de Voineşti, de Lereşti et de Căluşu on a déterminé des associations palyno-protistologiques du Riphéen-Vendien (Ediacarien), du Cambrien inférieur et moyen et du Dévonien-Carbonifère. L'interprétation de ces données n'est pas unique et peut dépendre des prémisses structurales acceptées.

Abstract

Contributions to the Determination of the Age of the Crystalline Formations of the Iezer-Păpuşa Massif. In the metamorphic Voineşti, Lereşti and Căluşu Formations, Riphean-Vendian (Edicarian), Cambrian and Devonian-Carboniferous palyno-protistological associations have been determined. The interpretation of these data is rather ambiguous and it may depend on accepted structural premisses.

Les résultats obtenus jusqu'à présent à la suite des études sporo-protistologiques (palynologiques) effectuées sur des formations métamorphiques ont révélé que ces études peuvent constituer un instrument utile à l'interprétation de la lithostratigraphie du Cristallin, à condition de les interpréter judicieusement et prudemment. Dans cet ouvrage nous allons essayer de présenter des données concernant le massif cristallin de Iezer-Păpuşa du domaine supragétique (Carpathes Méridionales).

Les travaux publiés portant sur la géologie des monts de Iezer et de Păpuşa (Gherasi, Dimitrescu, 1964; Gherasi, Manilici, Dimitrescu,

¹ Reçue le 13 avril 1987, acceptée pour communication et publication le 13 avril, présentée à la séance du 15 mai 1987.

² Universitatea Al. I. Cuza, Facultatea de Biologie—Geografie—Geologie, Calea 23 August 20 A, Iaşi.



1966 ; Popovici, 1978 ; Gheucă, Dinică, 1986 ; Dimitrescu et al., 1971 ; Ştefănescu et al., 1983) présentent quatre subdivisions lithostratigraphiques acceptées par tous ces auteurs, à savoir : les formations de Voineşti-Păpuşa, de Bughea, de Lereşti-Tămaş et de Căluşu-Tămăşel. La formation, très mince (50 à 1 0 m), des amphibolites de Bughea n'a pas été échantillonnée et donc nous ne l'avons pas prise en considération pour l'étude envisagée.

En vue d'une interprétation correcte des données palynologiques, nous croyons qu'il faut toujours (pour les formations métamorphiques surtout) tenir compte de deux critères principaux :

- l'association caractéristique de palynomorphes, spécifique à une certaine subdivision biostratigraphique ; ces associations sont connues des ouvrages et des monographies de spécialité ;

- la formation-source qui — vu les remaniements possibles à partir des formations plus anciennes ou, au contraire, les infiltrations (contaminations) possibles à partir des formations plus récentes — est parfois différente de la formation-magasin située soit plus haut, soit plus bas sur l'échelle stratigraphique.

En examinant les conditions géologiques qui ont produit des remaniements ou des infiltrations on peut conclure qu'elles sont possibles dans le cas des discordances, accompagnées des lacunes de sédimentation, ainsi que dans le cas des phases tectoniques à effets mésostucturaux pénétratifs.

1. Formation de Voineşti—Păpuşa

Nous avons prélevé pour des analyses palynologiques cinq échantillons de la vallée de Cuca, en tenant compte des principaux types de roches ; gneiss ocellés de Cuca, paragneiss micacés, micaschistes à grenats, paragneiss à nodules d'oligoclase. Chaque échantillon nous a fourni un contenu palynologique. De ce riche complexe on a pu séparer les taxons caractéristiques de plusieurs associations palynologiques spécifiques.

- L'association riphéenne est représentée par 12 taxons constituant 24 % du contenu de tout le complexe palynologique dont nous citons : *Kildinella hyperboreica* Tim., *Concentrica manifesta* Naum., *Caudina caudi* Gnil., *Stictosphaeridium implexum* Tim., *Kriptophyma ovalis* Volk., *Cistus salviiformis* L., *Helminoidichnites walcotti* Kirj. Cette association est présente dans tous les échantillons analysés et représente un étalon pour l'âge riphéen.

- L'association riphéenne-vendienne est plus pauvre (14%), en représentant une association d'intervalle stratigraphique qui est rencontrée dans les deux associations-étalon, riphéenne et vendienne. Elle comprend : *Kildinella magna* Tim., *K. sinica* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Navifusa* sp., *Pterospermella vitalia* Jank., *Pulvinosphaeridium antiquum* Tim., *Protosphaeridium rigidulum* Tim., *Turuchanica clara* Rud.

- L'association vendienne représente un groupe étalon, en constituant 25 % de tout le complexe. Elle est formée de 19 taxons spécifiques dont nous mentionnons : *Leiosphaeridia effusa* Schep., *Gornyella gibbosa* Tim., *Podoliella regulare* Tim., *P. irregularare* Tim., *Kildinella jacutica* Tim.,



Trematosphaeridium holtedahli Tim., *Protosphaeridium laccatum* Tim., *Octaedrixiump* sp., *Synsphaeridium* sp.

— L'association du Vendien-Cambrien inférieur, bien que représentée seulement par 9 taxons (7 % du complexe), est particulièrement importante parce qu'elle fait la transition entre les associations prépaléozoïques non évoluées et les associations plus récentes du Paléozoïque inférieur. Elle comporte : *Leiosphaeridia culta* (Andreeva), *L. undulata* Tim., *Diornatisphaera angusta* Balme, *Trachysphaeridium lachandinum* Tim., *Teophypolia* sp., *Poliedrosphaeridium* sp.

— L'association du Cambrien inférieur, représentant une nouvelle microflore typiquement paléozoïque plus évoluée à Aceritarches, les éléments spécifiques de morphologie étant les crêtes et surtout les épines (*Baltisphaeridium*). Cette association contient 15 taxons (14 % de tout le complexe déterminé) dont : *Leiosphaeridia dehisca* Pask., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. papilosum* (Tim.) Volk., *Leiovalia striatella* Pask., *Tasmanitea tenellus* Volk., *Teophypolia lacerata* Kirj.

— L'association du Cambrien inférieur-moyen, association d'intervalle stratigraphique également, est beaucoup plus riche que les associations prépaléozoïques. Elle est formée de 17 taxons (14 % de tout le complexe), contenant : *Leiovalia tenera* Kirj., *Leiosphaeridia bicrura* Kank., *L. pelucida* Schep., *Stictosphaeridium pectinale* Tim., *Tasmanites volkovae* Kirj., *Gloecapsomorpha* sp.

— La dernière association de palynomorphes est d'âge dévonien-carbonifère. Elle est représentée par 12 taxons (3 %), dont : *Kraeuselisporites margalensis* Balme, *Crustaeспорites globosus* Lesch., *Granulatisporites parviverucosus* (Waltz), *Camptotriletes vermiformis* Lesch., *Lophotriletes multiformis* Naum., *Triquitrites* sp., *Klausipollenites schaubergeri* Jans.

Les associations du Riphéen, du Vendien et du Riphéen-Vendien forment 63 % du complexe palynologique, contenant des associations prépaléozoïques.

L'élément floristique plus récent (Cambrien + association d'intervalle Vendien-Cambrien inférieur) constitue 34 % du complexe. La microflore plus évoluée du Dévonien-Carbonifère ne représente que 3 % du complexe de la formation de Voinești.

2. Formation de Lereşti-Tămaş

Cinq échantillons ont été prélevés de la vallée de Riuł Tîrgului et ses affluents (Frăsinet, Riușoru, Ursu et Dobriașu Mare). Ils comprennent des schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite, amphibolites, schistes quartzeux et schistes graphiteux. Les associations palynologiques décrites y apparaissent mais en pourcentage différent.

— L'association riphéenne (22 %) formée de 10 taxons est représentée par les mêmes espèces que celles de la formation de Voinești, et encore : *Margomassulina granulosa* Naum., *Aimia delicatum* Tim., *A. jacutica* Tim., *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Laminarites* sp.

— L'association du Riphéen - Vendien est représentée par cinq taxons (7 %) dont *Pulvinosphaeridium antiquum* Tim. et *Turuchanica ternata* Tim..



— L'association du Vendien avec neuf taxons (11%) comprend notamment *Dvinia fibrosa* Gnil., *Protosphaeridium acis* Tim. et *Trachysphaeridium exilis* Naum.

— L'association du Vendien-Cambrien avec 11 taxons (16%) est caractéristique surtout par *Leiosphaeridia pelucida* Schep., *L. pylomifera* Schep., *Protosphaeridium rugosum* Tim., *P. vernium* Tim.

— L'association du Cambrien inférieur (six taxons — 12%) est formée surtout par *Leiosphaeridia dehisca* Pask., *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *Teophypolia lacerata* Kirj.

— L'association du Cambrien inférieur-moyen comprend 11 taxons (13%) dont *Gloeocapsomorpha prisca* Zal., *G. macrocysta* Zal., *Leiosphaeridia bicrura* Jank., *Leiovalia* Kirj.

— L'association du Dévonien-Carbonifère, plus riche (34 taxons — 19%), renferme *Lophozonotriletes teresus* Naum., *Triquitrites cuspidatus* Naum., *Camtotriletes vermiciformis* Rom., *Verrucosporites cicatricosus* Tim., *Emphanisporites rotatus* Mc Greger, *Trachytriletes punctulus* Kede, *Lundbladispora willmeti* Balme, *Punctatisporites punctatus* Ibr. Des données présentées il s'ensuit que les associations palynologiques pré-paléozoïques représentent 40%, les associations cambriennes 41% et les associations dévonniennes carbonifères 19% du total.

3 Formation de Călușu-Tămășel

On a recueilli de cette formation cinq échantillons (schistes chlorito-amphiboliques, schistes amphiboliques, schistes chloriteux à albite, schistes chlorito-épidotiques à albite) des ruisseaux Valea lui Andreiaș (affluent de droite du Riușoru de Rucăr), Riuł Tîrgului et Valea Largă.

— L'association palynologique du Riphéen est représentée par 12 taxons (32%). Outre les espèces communes rencontrées dans les autres formations, il y a encore *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Archaeosacculina rugosa* Naum., *Margomassulina simplex* Nauj.

— L'association du Riphéen-Vendien, plus pauvre (9 taxons — 7%), est caractérisée par *Protosphaeridium rigidulum* Tim., *Ooidium rosicum* Tim., *Protomassulina simplex* Naum.

— L'association du Vendien (15 taxons — 6%) contient *Podoliella irregularis* Tim., *Gornyella gibbosa* Tim., *Leiosphaeridia undulata* Tim. *Octaedrixium* sp., *Tetraedrixium* sp., *Trematosphaeridium* sp.

— L'association du Vendien-Cambrien inférieur (16 taxons — 15%) est formée principalement par *Trachysphaeridium lachandinum* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Leiosphaeridia pelucida* Schep., *L. culta* Andreeva, *L. pylomifera* Schep.

— L'association du Cambrien inférieur (10 taxons — 10%) est caractérisée par *Dictyotidium priscum* Kirj et Volk., *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *Favosphaeridium* sp.

— L'association du Cambrien inférieur-moyen (8 taxons — 12%) dont *Tasmanites volkovae* Kirj., *Gloeocapsomorpha* sp., *Leiovalia tenera*, *Leiosphaeridia bicrura* Jank.

— L'association du Dévonien-Carbonifère y est plus riche que dans les formations antérieures (35 taxons — 15%); parmi les formes spécifiques notons *Lundbladispora breviculata* Balme, *Retusotriletes septalius*



Jusch, *R. communis* Naum., *Hymenozonotriletes subsutus* Naum., *Kraeuselisporites differens* Heby., *Rewanispora* sp., *Leiomesotriletes* sp. La formation de Călușu a un contenu élevé en palynomorphes prépaléozoïques (45 %); les associations cambriennes constituent 37 % et les associations dévonniennes — carbonifères 18 % du contenu total.

Les données détaillées présentées ont été comprises dans un tableau synthétique.

Formation	Associations prépaléozoïques	Associations cambriennes	Associations dévonniennes-carbonifères
Călușu	45 %	37 %	18 %
Lerești	40 %	41 %	19 %
Voinești	63 %	34 %	3 %

La formation de Călușu comporte aussi une petite quantité de pollen jurassique moyen (*Picea singulare*) infiltré des formations surjacentes de Piatra Craiului.

Il résulte donc l'absence totale des associations caractéristiques pour l'intervalle Cambrien supérieur-Ordovicien-Silurien et l'existence d'une lacune correspondante à cet intervalle dans la succession des formations analysées.

L'interprétation du point de vue géologique n'est qu'équivoque et peut dépendre des prémisses structurales résultées des leviers de terrain. On peut formuler ainsi trois hypothèses en fonction de la localisation de la lacune susmentionnée.

A		B		C	
Formation	Age	Formation	Age	Formation	Age
Călușu	Dévonien-Carbonifère	Călușu	Dévonien-Carbonifère	Călușu	Cambrien
Lerești	Carbonifère	Lerești	Cambrien	Lerești	
Voinești	Riphéen-Cambrien	Voinești	Riphéen-Vendien	Voinești	Riphéen-Vendien

L'interprétation A est conforme aux données purement statistiques palynologiques et l'interprétation B, aux prémisses structurales acceptées par la plupart des géologues. L'interprétation C ne peut pas être exclue mais nous la considérons comme improbable n'expliquant pas quelle formation est la formation-source de l'association dévono-carbonifère (on ne connaît pas de formations pouvant être attribuées à cet intervalle même à des distances de dizaines de kilomètres), un „deus ex machina” doit par conséquence être inventé.



D'ailleurs ce qui reste absolument clair c'est que le Précambrien supérieur se développe dans la formation de Voinești, fait déjà admis.

BIBLIOGRAPHIE

- Dimitrescu R., Patrulius D., Popescu I. (1971) Harta geologică a R. S. România, sc. 1:50.000 foaia Rucăr, IGG, Bucureşti.
- Eisenack A., Cramer F., Rodríguez Diez M., C. (1973, 1976) Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphaeren und verwandten Mikrofossilien. Bd. III, Acritarcha, 1, p. 1093, Bd. IV, Acritarcha, 2, p. 863, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Iezer-Păpuşa (bazinul Riu Tîrgului). *D. S. Inst. Geol.*, 49/1, p. 13–25, Bucureşti.
- Maniliu V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Iezer-Păpuşa. *An. Com. Geol.*, 35, p. 47–104, Bucureşti.
- Gheucă I., Dinică I. (1986) Lithostratigraphie et tectonique du cristallin de Leaota entre Albești–Ghimbaș–Bădeanca. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/5, p. 87–95, Bucureşti.
- Jakovlevski K. (1979) Upper Precambrian and Cambrian Paleontology of East-European Platform. Nauka, p. 209, Moskva.
- Kremp G. O. W., Anes N. T., Kovar A. J. (1960) Catalog of Fossil Spores and Pollen, V, p. 153, VI, 166 p., XI, 157 p., XII, 153 p., XIII, 166 p. Pens. State Unit.
- (1982, 1984) The Oldest Traces of Life and the Advancing Organization of the Earth Palynodata, Part I/18, p. 53–128; II/19, p. 65–156, III/21, p. 157–396, Tucson, Arizona.
- Paokiavicense L. T. (1980) Akritarchi podgranicină otlojenii Venda i Kembria zapada Vostocino-Europeiskoi Platfformi. Izd. Nauka, 74 p., Moskva.
- Popovici I. (1978) Contribuții la orizontarea lithostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfiteelor din munții Iezer–Păpuşa și Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 64/5, p. 123–139, Bucureşti.
- Ştefanescu M., Ghenea C., Dimitrescu R., Mihăilescu N., Dinică I., Gheucă I., Mărunteanu M., Ghenea A., Ştefanescu M., Andreescu I., Mihăilă N. (1983) Harta geologică a R. S. România, sc. 1:50.000, foaia Cimpulung Muscel, IGG, Bucureşti.
- Timofeev B. V. (1966) Micropaleofitologicheskie issledovaniye drevnih svit. Izd. Nauka, p. 147, Moskva.
- (1969) Sferomorfidi Proterozoika. Izd. Nauka, p. 146, Leningrad. (1973) Mikrofotofossili Dokembria Ukrainskogo. Izd. Nauka, p. 58, Leningrad.
- Tschudy R. H., Scott R. A. (1969) Aspects of Palynology. John Wiley & Sons. Wiley Interscience, p. 51v, London, Sydney, Toronto.
- Volkova N. A. (1966) The importance of Palynological Analysis for the Stratigraphic and Paleofloristic Investigations. Nauka, 189 p., Moscow.
- (1974) Palynology of Proterophyta and Paleophyta. *Proceed. of the 11-th. Intern. Palynol. Conf.*, Nauka, 222 p. Moscow. (1979) Paleontologichia Dokembrija i ranniego Kembrija. Nauka, 303 p., Leningrad.
 - (1984) Akritarchi vîrhnogâ Dokembrija Jugovostocinoi Sibirii. *Biull. Mosk. Obšest. Isp. Pritodi, Gheol.* 56/4, p. 28–37, Moskva.



CONTRIBUTII LA DETERMINAREA VÎRSTEI FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN MASIVUL IEZER – PĂPUŞA

(Rezumat)

Au fost eșantionate în vederea analizei palino-protistologice formațiunile de Voinești, de Lerești și de Călușu din masivul cristalin Iezer-Păpușa. Considerăm că trebuie distinse formațiunile magazin, care conțin anumite asociații caracteristice de palinomorfe, de formațiunile sursă, care uneori pot fi mai vechi sau mai noi decât cele dintâi.

Din datele obținute rezultă clar absența totală a asociațiilor caracteristice pentru intervalul Cambrian superior-Ordevician-Silurian; se poate deduce deci existența unei lacune corespunzînd acestui interval în succesiunea analizată. Formațiunea de Voinești conține 63% taxoni corespunzînd intervalului Rifean-Vendian, 34% aparținînd Cambrianului inferior-mediu și 3% aparținînd Devonian-Carboniferului. Aceleași intervale sunt reprezentate în formațiunea de Lerești în proporțiile de 40%, 41% și 19%, iar în cea de Călușu, în proporțiile de 45%, 37% și 18%.

A) Interpretarea cea mai conformă cu datele statistice pur palinologice ar fi : Rifean-Cambrian-formațiunea de Voinești ; Devonian-Carbonifer-formațiunile de Lerești și Călușu.

B) Interpretarea cea mai conformă cu premisele structurale reiese din cartare și acceptate de majoritatea cercetătorilor regiunii ar fi : Rifean-Vendian-formațiunea de Voinești ; Cambrian-formațiunea de Lerești ; Devonian-Carbonifer-formațiunea de Călușu.

C) O interpretare pe care o considerăm puțin probabilă, deoarece nu ar indica formațiunea-sursă a asociației palinologice devonian-carbonifere ar fi atribuirea celor trei formațiuni Precambrianului și Cambrianului.

DISCUSSIONS

I. Dinică : L'ouvrage est d'une grande importance pour le fait qu'il apporte des données entièrement nouvelles concernant le contenu de spores et de pollen des formations métamorphiques de Jezer-Păpușa. Tel que les auteurs ont déjà remarqué, il est difficile d'expliquer l'infiltration des formes plus nouvelles dans la pile des métamorphites plus anciennes, cette infiltration étant prouvée par la présence des formes cambriennes et dévonniennes-carbonifères dans la formation de Voinești. Suivant des opinions récentes sur les trois formations métamorphiques considérées précambriennes et vu que le rétromorphisme a affecté plus fortement la formation de Călușu, assez fortement la formation de Lerești et moins fortement la formation de Voinești, il est possible que l'infiltration se soit produite le long des plans S nouvellement formés. Dans ce cas, la présence des formes cambriennes inférieures et dévonniennes-carbonifères dans les trois formations pourrait être interprétée comme veffets de l'orogenèse calédonienne respectivement l'orogenèse hercynienne. Il serait intéressant d'étudier les paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase de la formation de Voinești et les intercalations décimétriques ou métriques (visibles fort bien sur la vallée Bâtrna) représentant soit des paragneiss à porphyroblastes d'albite (rétrromorphites, à plans S₂), soit des zones de lamination (S₂), afin de démontrer, éventuellement, la relation d'infiltration avec de tels plans S et, bien entendu, des événements qui les ont engendré.





Institutul Geologic al României

TABLEAU GÉNÉRAL DE DISTRIBUTION DES PALYNOGRAPHES DES MONTS IEZER

R. DIMITRESCU et al. Formations cristallines du massif de Iezer-Păpușă

UNITÉS TAXONOMIQUES

FORMATION DE VORNESTI	FORMATION DE CALUSU	RIPHEEN	VENDIEN	CAMBRIEN INFÉRIEUR	CAMBRIEN MOYEN	DÉVONIEN	CARBONIÈRE INF.	CARBONIÈRE SUP.
+	+	Kildinella hyperboreica Tim.						
+	+	Oscillatorites sp.						
+	+	Caudina cauda Tim.						
+	+	Trachysphaeridium sp.						
+	+	Laminarites sp.						
+	+	Helminthoidichnites walcott Tim.						
+	+	Margomassulina granulosa Naum.						
+	+	Protosphaeridium flexuosum Tim.						
+	+	Concentrica manifesta Naum.						
+	+	Cistus salviniformis L.						
+	+	Kriptophyllum ovalis Volk.						
+	+	Archaeodiscina umbonulata Volk.						
+	+	Ajmia delicatum Tim.						
+	+	Ajmia jacutica Tim.						
+	+	Archaeodiscina minor Tim.						
+	+	Archaeosacculina rugosa Naum.						
+	+	Margomassulina simplex Naum.						
+	+	Leiopsophosphaera minuta Naum.						
+	+	Pulvinosphaeridium antiquum Tim.						
+	+	Kildinella sinica Tim.						
+	+	Navifusa sp. sp.						
+	+	Protosphaeridium rigidulum Tim.						
+	+	Kildinella magna Tim.						
+	+	Leiomimicula minuta Naum.						
+	+	Orygmatosphaeridium sp.						
+	+	Pterospermella vitrea Volk.						
+	+	Trachypsophosphaera exilis Naum.						
+	+	Turuchanica alara Rud.						
+	+	Protosphaeridium asaphum Tim.						
+	+	Turuchanica ternata Tim.						
+	+	Ooidium rossicum Tim.						
+	+	Granomarginata prima Naum.						
+	+	Protomassulina simplex Naum.						
+	+	Kildinella perforata Tanderflit.						
+	+	Kildinella timanica Tim.						
+	+	Octaedrixium sp.						
+	+	Leiosphaeridia sp.						
+	+	Podoliella irregulare Tim.						
+	+	Trachysphaeridium laminaritum Tim.						
+	+	Podoliella regulare Tim.						
+	+	Symplassosphaeridium sp.						
+	+	Synsphaeridium sp.						
+	+	Trematosphaeridium holtedahlii Tim.						
+	+	Trematosphaeridium sp.						
+	+	Tetraedrixium elegans Tim.						
+	+	Protosphaeridium discum Tim.						
+	+	Spiramorpha sp.						
+	+	Gloeocapsomorpha priscata Tim.						
+	+	Podolina minuta Kirj.						
+	+	Kildinella jacutica Tim.						
+	+	Leiosphaeridia volynica Tim.						
+	+	Goryniella gibbosa Tim.						
+	+	Tetraedrixium sp.						
+	+	Granomarginata sp.						
+	+	Leiosphaeridia undulata Tim.						
+	+	Leiosphaeridia effusa Schep.						
+	+	Protosphaeridium lacatum Tim.						
+	+	Pterospermella vitalis Jank.						
+	+	Leiosphaeridia culta Andreeva						
+	+	Divinia fibrosa Gnilyovskaya						
+	+	Synsphaeridium sorediforme Tim.						
+	+	Leiosphaeridia pylomifera Pašk.						
+	+	Diornatospaera angusta Balme						
+	+	Leiosphaeridia infriata Andreeva						
+	+	Tasmanites bobrowskii Volk.						
+	+	Teophypholia sp.						
+	+	Poliedrosphaeridium sp.						
+	+	Protosphaeridium rugosus Tim.						
+	+	Protosphaeridium vernum Tim.						
+	+	Teophypholia lacerata Kirj.						
+	+	Favosphaeridium sp.						
+	+	Pterospermomorphia sp.						
+	+	Leiosphaeridia dehisca Pašk.						
+	+	Baltisphaeridium cerinum Volk.						
+	+	Dictyotidium priscum Kirj. et Volk.						
+	+	Stictosphaeridium tortulosum Tim.						
+	+	Cymatiosphaera nerisca Jank.						
+	+	Tasmanites piritensis Postii et Jank.						
+	+	Cymatiosphaera cristata Jank.						
+	+	Brestovia annulata Pašk.						
+	+	Leiovalia striatella Pašk.						
+	+	Baltisphaeridium papillosum (Tim.) Volk.						
+	+	Gloeocapsomorpha sp.						
+	+	Leiovalia tenera Kirj.						
+	+	Leiosphaeridia bicrura Jank.						
+	+	Tasmanites volkova Kirj.						
+	+	Leiosphaeridia pellicula Schep.						
+	+	Gloeocapsomorpha macrocysta Eis.						
+	+	Tasmanites tenellus Volk.						
+	+	Tasmanites sp.						
+	+	Gloeocapsomorpha prisca Zal.						
+	+	Leiovalia sp.						
+	+	Cymatiosphaera postii Jank.						
+	+	Leiosphaeridia aperta Schep.						
+	+	Leiosphaeridia parva Aseerva.						
+	+	Gloeocapsomorpha hebeica Tim.						
+	+	Kildinella sp.						
+	+	Protosphaeridium densum Tim.						
+	+	Trachysphaeridium tachandinum Tim.						
+	+	Protosphaeridium acis Tim.						
+	+	Protosphaeridium tuberculiferum Tim.						
+	+	Protosphaeridium sp.						
+	+	Protosphaeridium patelliforme Tim.						
+	+	Stictosphaeridium implexum Tim.						
+	+	Synsphaeridium conglutinatum Tim.						
+	+	Stictosphaeridium pectinale Tim.						
+	+	Stictosphaeridium sp.						
+	+	Hymenozonotriletes rugosus Naum.						
+	+	Archaeozonotriletes rugosus Naum.						
+	+	Leiotriletes plicatus Naum.						
+	+	Leiotriletes nigritus Naum.						
+	+	Trachytriletes nigritus Naum.						
+	+	Emphanisporites rotatus Mc Gregor.						
+	+	Perotriletes minor (Kädl.) Antonescu et Taug.-Lantz.						
+	+	Archaeozonotriletes gloriosus Naum.						
+	+	Trachymesotriletes sp.						
+	+	Lophozonotriletes curvatus Naum.						
+	+	Tigrisporites playfordii Jans.						
+	+	Hymenozonotriletes varius Naum.						
+	+	Lophotriletes gigantus Pasch.						
+	+	Lophotriletes sp.						
+	+	Leomesotriletes sp.						
+	+	Foveolatrisporites sp.						
+	+	Retusotriletes communis Naum.						
+	+	Archaeozonotriletes vasjamicus Tschibr.						
+	+	Psilomonoporites sp.						
+	+	Klausipollenites schaubergeri Jans.						
+	+	Crustaeспорites globosus Lesch.						
+	+	Granulatisporites parviterrucosus Waltz.						
+	+	Campptotriletes vermiciformis Rom.						
+	+	Kraeuselisporites wargalensis Balme.						
+	+	Lundbladispora breviculata Balme.						
+	+	Hymenozonotriletes sp.						
+	+	Kraeuselisporites differens Heby.						
+	+	Trachytriletes punctatus Kedo.						
+	+	Rewaniaporites sp.						
+	+	Triquitzites sp.						
+	+	Acanthozonotriletes sentus Naum.						
+	+	Dictyophyllites triassicus Jank.						
+	+	Lophozonotriletes torosus Naum.						
+	+	Anisozonotriletes cristifer Balme.						
+	+	Anisozonotriletes cancellatus Heby.						
+	+	Endosporites velatus Balme.						
+	+	Verrucosisporites hispidus inos.						
+	+	Lophotriletes rugosus Naum.						
+	+	Lundbladispora willmotti Balme.						
+	+	Verrucosisporites cicatricosus Naum.						
+	+	Densioporites sp.						
+	+	Lophotriletes multiformis Naum.						
+	+	Marsupipollenites triradiatus Balme.						
+	+	Triquitzites mamosus Naum.						
+	+	Torispora laevigata Naum.						
+	+	Bifurcatisporites bifurcatus Hennely.						
+	+	Retusotriletes septalus Ibr.						
+	+	Punctatisporites punctatus Jusch.						
+	+	Tiquiflrites cuspidatus Naum.						
+	+	Azonomonoleutes sp.						
+	+	Cristatisporites saarense Naum.						
+	+	Hymenophyllum sp.						
+	+	Kraeuselisporites sp.						

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA VÎRSTEI FLIȘULUI CURBICORTICAL INFERIOR DIN VALEA BICAZULUI (CARPATII ORIENTALI)¹

de

GRIGORE ALEXANDRESCU², EMIL AVRAM², JANA ION²

Aptian. Flysch. Stratigraphic units. Stratigraphic boundary. Foraminifers. Ammonites. East Carpathians — Inner Flysch Zone — Ceahlău Mts — Tarcău

Abstract

*On the Age of the Lower Convolute Flysch in the Bicaz Valley (East Carpathians). The species *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow from the lower part of the Lower Convolute Flysch and the agglutinant Foraminifer assemblage from the deposits at its boundary with the Toroclej Beds (Convolute Flysch Nappe) argues that this boundary belongs to the Upper Aptian (Clansayesian). The lower part of the Lower Convolute Flysch is referred to the Upper Aptian (Clansayesian).*

Résumé

*Sur l'âge du flysch curbicortical inférieur de la vallée du Bicaz (Carpathes Orientales). L'espèce *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow de la partie inférieure du flysch curbicortical inférieur et l'association des foraminifères agglutinants des dépôts situés à sa limite avec les couches de Toroclej (nappe du flysch curbicortical) montrent que cette limite se trouve dans l'Aptien supérieur (Clansayésien) et que la partie inférieure du flysch curbicortical inférieur revient à l'Aptien supérieur pro parte (respectivement le Clansayésien pro parte).*

Cu ocazia revizuirilor și cartărilor făcute în pînza flișului curbicortical din bazinul văii Bistrița, unul dintre noi (J. Ion) a găsit un exemplar de amonit în depozitele flișului curbicortical inferior de pe valea Bicazului, iar studiile micropaleontologice mai recente au pus în evidență noi date la limita dintre stratele de Toroclej și flișul curbicortical inferior. Acest

¹ Depusă la 11 mai 1987, acceptată pentru comunicare și publicare la 14 mai 1987, comunicată în ședință din 22 mai 1987.

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



amonit — determinat ca *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow — și implicațiile sale asupra vîrstei depozitelor ce-l conțin, corroborate cu datele micropaleontologice, fac obiectul notei de față.

Date stratigrafice sumare

Reamintim că în pînza flișului curbicortical (Dumitrescu et al., 1962) (syn. unitatea flișului est intern. Băncilă, 1955; pînza internă inferioară, Filipescu, 1955) din bazinul văii Bistrița, flișul curbicortical repauzează peste stratele de Toroclej și suportă gresia de Cotumba.

Stratele de Toroclej (Gherman și Solcan, 1969) sunt reprezentate printr-un fliș șistos-siltic caracterizat de prezența secvențelor lutitice negre în alternanță cu secvențe lutitice cenușii și arenite cu textură convolută. În valea Bistriței, la Firțigi, ele conțin și spongolite și opoce, iar în valea Negruleasa (la sud de Stulpican), un microrudit cu orbitolinide și elemente de roci eruptive bazice. Pe baza microfaunei au fost atribuite (Săndulescu, 1967a, b; Ion, 1978) Barremian-Aptianului, cu dezvoltări locale și în Albianul inferior.

Gresia de Cotumba (Băncilă, 1958) este un fliș grezos proximal, local, cu episoade de roci ruditice (conglomerate de Lețești).

— *Flișul curbicortical inferior* (Săndulescu, Săndulescu, 1965, denumire introdusă în cadrul depozitelor din sectorul central al pînzei flișului curbicortical; syn. pro parte cu „seria curbicorticală” sau stratele de Palanca, Băncilă, 1955, 1958), în care a fost găsit amonitul, este un fliș șistos-arenitic, în general bi-sau tricomponent. Principalele tipuri de roci care participă la constituția sa sunt lutitele cenușii, verzui sau cenușiu-negricioase (cu grosimi de 0,1–2 m) și arenitele cuarțo-feldspatice sau muscovitice, cu textură convolută (în strate centimetric sau decimetrice).

Flișul curbicortical inferior din bazinul văii Bistrița a oferit puțină macrofaună și nesemnificativă din punct de vedere stratigrafic: fragmente de cochilii de inocerami (Băncilă, 1958; Alexandrescu, 1971) și două exemplare de *Puzosia* sp., unul găsit în amonte de confluența Pîrului Rotarului cu valea Bistriței, de Patrulius (în Băncilă, 1958, p. 181), celălalt exemplar (Șoigan, 1971) provine din valea Bicazului, fără a fi precizat locul sau poziția stratigrafică. Exemplarele de *Puzosia* sp. menționate, nu sunt figurate în nici-o lucrare și nu se cunoaște nici colecția unde sunt păstrate.

Exemplarul de amonit găsit de noi provine din partea inferioară a flișului curbicortical inferior (la aproximativ 200 m grosime stratigrafică mai sus de limita convențională, cu stratele de Toroclej) care aflorează în malul stîng al văii Bicazului, în aval de gura tunelului de aducție Tașca–Izvorul Muntelui (fig. 1,2). El aparține speciei *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow, specie cunoscută în intervalul Gargasian-Clarnesian.

Flișul curbicortical inferior, din bazinul văii Bistrița, a fost atribuit Albianului inferior, pe baza microfaunei și a corelării cu depozitele similare din alte regiuni (Ion, 1978). Exemplarul de *Parahoplites cf. multicostatus* împreună cu datele micropaleontologice puse în evidență recent



(Ion, date inedite) — pe care le vom prezenta în cele ce urmează — argumentează, cel puțin pentru regiunea văii Bicazului, prezența Apṭianului superior pro parte (Clansayesian pro parte) în partea inferioară a acestei entități litostratigrafice.

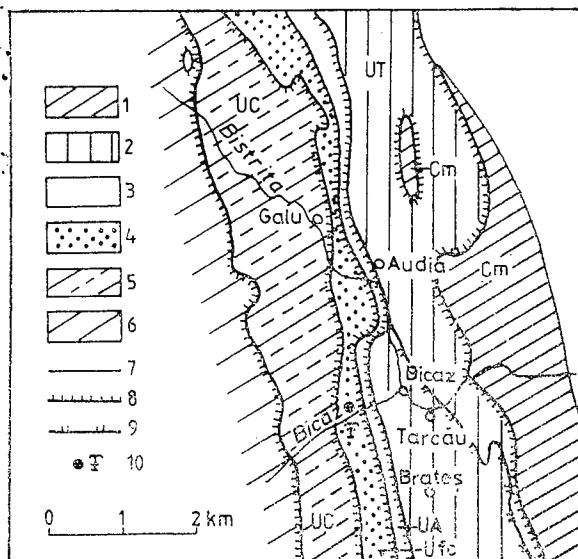


Fig. 1 — Schiță de hartă a ansamblului structural din regiunea valea Bistriței — valea Bicazului (după harta geologică 1 : 1.000 000 a Institutului de Geologie și Geofizică), cu amplasarea locului de recoltare a ammonitului.

1. Unitatea cutelor marginale ; 2, pînza de Tarcău ; 3, pînza de Audia ; 4, pînza flișului curbicortical ; 5, pînza de Ceahlău ; 6, zona cristalino-mezozoică ; 7, falie ; 8, pînza de şariaj ; 9, digităcie ; 10, locul de recoltare a ammonitului.

Sketch map of the structural assemblage in the Bistrița Valley Region (acc. to the geological map 1 : 1 000 000 of the Institute of Geology and Geophysics), showing the point the ammonite is collected from.

1. Marginal Folds Unit; 2, Tarcău Nappe; 3, Audia Nappe; 4, Convolute Flysch Nappe; 5, Ceahlău Nappe; 6, Cristalline-Mesozoic Area; 7, fault; 8, over thrust nappe; 9, digitation; 10, the ammonite is collected from.

Cercetările micropaleontologice mai recente făcute asupra stratelor de Torocelj și flișului curbicortical inferior din regiunea văii Bicazului (malul stîng al văii Bicazului, valea Secu), au arătat că în această regiune limita dintre ele este situată într-o succesiune care conține asociația de foraminifere aglutinante, caracterizată prin prezența speciei *Hoplophragmoides chapmani* Crespin și frecvența mare a speciei *Hippocrepina depressa* Vasicek. Asociația mai conține *Hoplophragmoides concavus* (Chap-

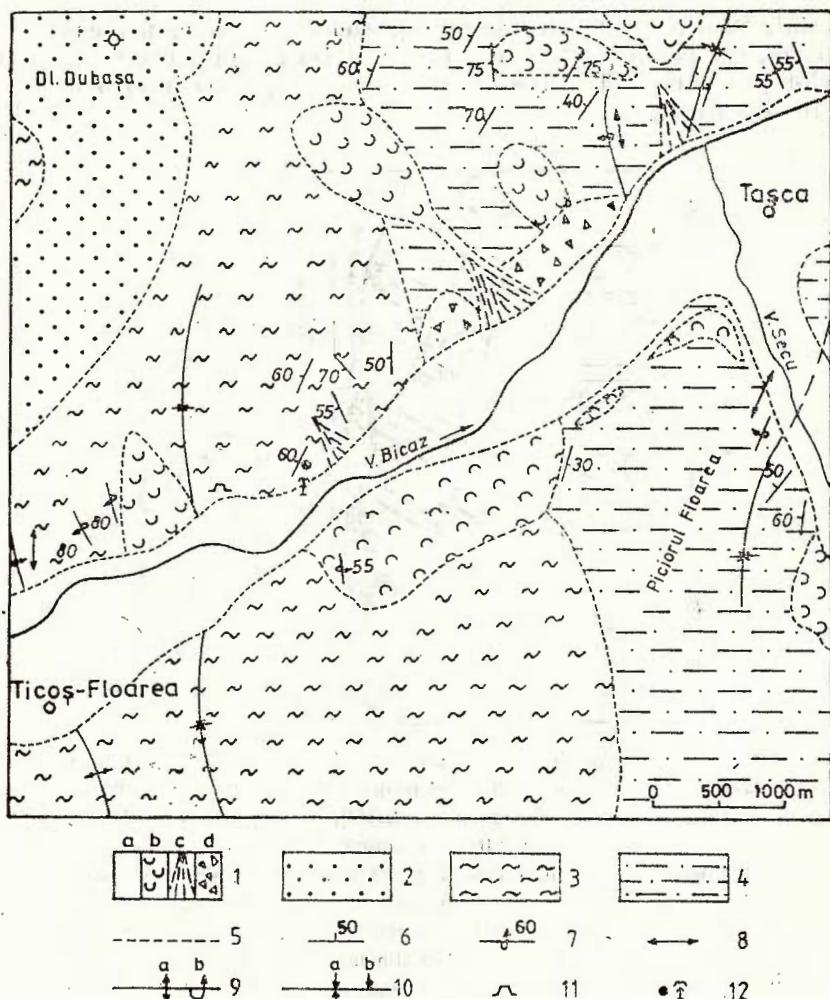


Fig. 2. — Schiță de hartă geologică (după Gr. Alexandrescu, harta 1 : 50 000 foia Bicaz) cu amplasarea locului de recoltare a ammonitului. 1. a, terase și aluvioni; b, pornituri; c, conuri de dejectionie; d, grohotișuri de pantă. Plinza flișului curbicortical : 2, Greșia de Cotumba ; 3, Flișul curbicortical inferior ; 4, Stratul de Toroclej ; 5, limită geologică în general ; 6, direcția și înclinarea stratelor ; 7, strate răsturnate ; 8, strate verticale ; 9, anticlinal normal (a), răsturnat (b) ; 10, sinclinal normal (a), răsturnat (b) ; 11, gura galeriei tunelului de aducțiune Tașca—Izvorul Muntelui ; 12, locul de recoltare a ammonitului. Geological sketch map (acc. to Gr. Alexandrescu, map 1 : 50 000 Bicaz Sheet) figuring the area the ammonite is collected from. 1. a) terraces and alluvia; b) landslides; c) dejection cones; d) slope scree; Convolute Flysch Nappe : 2, Cotumba Sandstone ; 3, Lower Convolute Flysch ; 4, Toroclej Beds ; 5, geological boundary ; 6, bed strike and dip ; 7, everthrown beds ; 8, vertical beds ; 9, normal anticline (a), reverse (b) ; 10, normal syncline (a) reverse (b) ; 11, Tașca—Izvorul Muntelui tunnel mouth ; 12, point the ammonite is collected from.

man, *Ammobaculites fisheri* (Crespin) și multe din speciile cunoscute și în restul stratelor de Toroclej: *Reophax minutus* Tappan, *Trochammina vocontiana* Moullade, *Plectorecurvoidea irregularis* Geroch, *Thalmannamina neocomiensis* Geroch, *Recurvoidea aff. contortus* Earland, *Gaudryina oblonga* Zaspelova, *G. filiformis* Berthelin, *Kalamopsis grzybowski* (Dylazanka), *Hormosina ovulum ovulum* (Grzybowski), *Ammodiscus eretaceus* Reuss. Sevențele din flișul curbicortical inferior care aflorează pe malul stîng al văii Bicazului în aval (aproximativ 100 m) de deschiderea în care a fost găsit amonitul, conțin această asociatie. Este de subliniat că în stratele de Toroclej din valea Bicazului, ca și în cele din regiunea văii Cașinului (la nord de Tîrgul Secuiesc) (Ion, 1978), această asociatie apare.

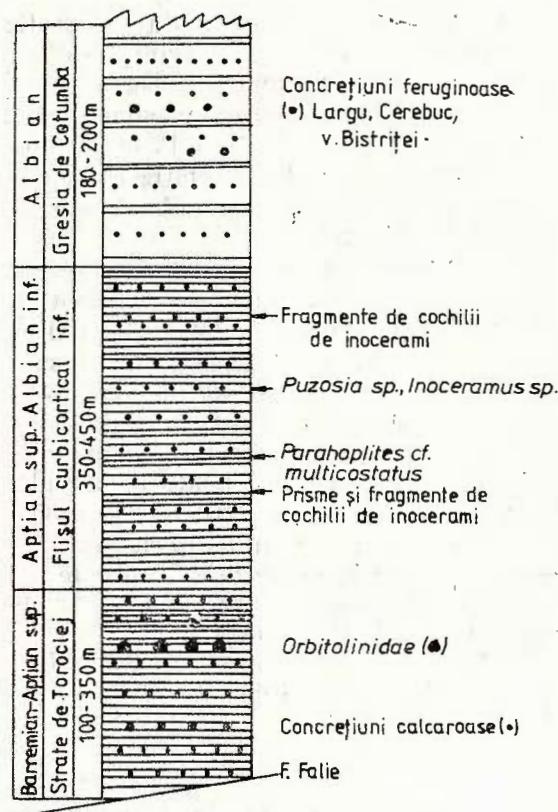


Fig. 3 Coloană stratigrafică parțială pentru pînza flișului curbicortical din regiunea valea Bistriței-valea Bicazu lui, cu indicaarea locurilor de recoltare a fosilelor. Partial stratigraphic column of the Convolute Flysch Nappe in the Bistrița Valley-Bicaz Valley region, figuring the levels the fossils are collected from.

în apropierea limitei cu Albianul, respectiv ea precede apariția speciilor *Plectorecurvoidea alternans* Noth, *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Recurvoidea imperfectus* Hanzlikova, *Glomospira irregularis* (Grzybowski); aceeași asociatie caracterizează și flișul (stratele de Podu Virtos) cumacrafaună clansayesiană (zona *Acanthopholites nolani*) din pinza de Ceahlău de pe valea Prahovei (Avram, Neagu, în Ion et al., 1987). Deci prezența asociatiei cu *H. chapmani*, în regiunea văii Bicazului, în cadrul depozitelor

de la limita fliș curbicortical inferior — strate de Toroclej și respectiv în partea inferioară a flișului curbicortical inferior, sub nivelele cu *Parahoplites cf. multicostatus*, ne-ar argumenta că depozitele ce o conțin aparțin părții superioare a Aptianului superior (Clansayesian), restrîngînd astfel intervalul de vîrstă indicat de amonit (fig. 3).

Date paleontologice

Parahoplites cf. multicostatus Sinzow

Pl. I, figs. 1,2

Referință tip : *Parahoplites multicostatus* Sinzow, 1908, p. 459, pl. II, fig. 5, 7—8 (lectotip stabilit de Egoian, 1969), 9—11.

Alte referințe : *Parahoplites multicostatus* Sinzow, Kudriavtsev, 1960, p. 317, pl. IV, fig. 4; Egoian, 1969, p. 150, pl. VIII, fig. 2, pl. XXII, fig. 24.

Material : un exemplar adult, păstrat în parte ca mulaj extern (în Col. I. G. G. — P. Buc., P. nr. 1780).

Descriere. Cochilie aplatizată prin compresiune laterală, ușor oblică motiv pentru care raporturile dintre dimensiuni sunt modificate. Lărgimea ombilicului reprezintă aproximativ jumătate din înălțimea ultimului tur; turele se acoperă pe jumătate din înălțimea lor; grosimea maximă a ultimului tur pare a se situa în apropierea marginii ombilicale. Ornamentația constă din coaste principale mai mult sau mai puțin flexuoase și din coaste intercalare care pornesc de la jumătatea flancurilor; alternanța acestora este uneori tulburată de prezența episodică a cîte 2 coaste principale consecutive, mai ales pe partea terminală a ultimului tur; în cîteva puncte coastele secundare par să se bifurce din cele principale, dar acest caracter poate fi efectul deformării. Există 24 coaste la marginea ombilicală și circa 43—44 coaste la periferie.

Observații. Densitatea ornamentației ea și prezența mai multor coaste principale consecutive, apropie exemplarul prezentat aici de specia lui Sinzow. O comparație mai sigură nu poate fi însă făcută din cauza deformării sale accentuate.

Ocurență. *Parahoplites multicostatus* a fost descris din Gargasianul din Mangîslac și Caucaz; mai recent a fost întîlnit și în Clansayesianul din Caucazul de nord.

Concluzii

Specia *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow din partea inferioară a flișului curbicortical inferior și asociația de foraminifere aglutinante, cu *Haplophragmoides chapmani*, *H. concavus*, multe exemplare de *Hippocrepina depressa*, etc., care caracterizează atît baza flișului curbicortical inferior cît și partea terminală a stratelor de Toroclej, argumentează, cel puțin pentru bazinul văii Bicazului, că limita între aceste două entități litostratigrafice este situată în cadrul unor depozite de vîrstă aptian-superioară (Clansayesian) și că partea inferioară a flișului curbicortical inferior este de vîrstă aptian-superioară pro parte (Clansayesian pro parte).



Recent, în regiunea văii Trotușului s-a argumentat pe baza microflorei (Antonescu și Săndulescu, 1985), prezența Aptianului (probabil superior) în partea superioară a stratelor de Toroclej, dar pentru partea inferioară a flișului curbicortical inferior nu se cunosc încă date paleontologice pentru stabilirea vîrstei; deci nu putem face încă o comparație cu acest sector, din punct de vedere al vîrstei limitei dintre cele două unități litostratigrafice. În alte regiuni, cum este regiunea văii Cașinului (nord de Tîrgul Secuiesc), pe baza microfaunei s-a stabilit (Săndulescu, 1965, 1967a, b; Ion, 1978) că limita dintre stratele de Toroclej și flișul curbicortical inferior este situată în cadrul Albianului inferior; cu acestă ocazie s-a argumentat că în contextul unui areal mai mare, respectiv Carpații Orientali, limita în discuție este o limită de facies care oscilează că pozitie stratigrafică între Aptianul superior și Albianul inferior. Noile date, puse în evidență în regiunea văii Bicazului, vin în sprijinul caracterului heterocron al acestei limite. Nu trebuie omis însă nici faptul că trasarea acestei limite are un mare grad de subiectivism, trecerea de la o unitate litostratigrafică la alta făcîndu-se extrem de lent.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern între valea Bistricioarei și valea Moldovei (Carpații Orientali). Rezumatul tezei de doctorat, Univ. București, p. 43, București.
- Micu M., Ion J. (1976) Harta geologică a R. S. România scara 1:50.000, Foaia Bicaz, arhiva Inst. Geol. Geofiz., București.
- Antonescu E., Săndulescu M. (1985) Quelques données palynologiques concernant la Nappe du Flysch curbicortical de la vallée du Trotuș (Carpates Orientales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/4, p. 77–87, București.
- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. St. Acad. R.S.R. (Geol. — Geogr.)*, VII/4, p. 1201–1233, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. St., 368 p., București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5–96, București.
- Egoian V. L. (1969) Ammoniti iz klanseiskikh sloev Zapadnogo Kavkaza. *Krasnodarskii filial V.N.I.I. Nefti Trudi*, 19, p. 126–188, Moskva.
- Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. București*, 6–7, pp. 241–261, București.
- Gherman J., Solcanu M. (1969) Tectonica șisturilor negre dintre valea Bicazului și valea Brașteșului. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol., Acad. R.S.R.*, XIV/1, p. 181–187, București.
- Ion J. (1978) Microbiostratigraphie des dépôts crétacés de la Nappe du Flysch curbicortical (Carpates Orientales, Roumanie). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, XLVIII/2, p. 263–279, Krakow.
- Antonescu E., Avram E., Dumitrica P., Neagu Th., Szasz L. (1987) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Kudriavtsev M. P. (1960) Ammoniti ciast II in : Drusciț V. V. & Kudriavtsev M. P. *Allas nijne-melovoi fauni severnogo Kavkaza i Krîma*. pp. 309–342, Gostoptehizdat, Moskva.



- Săndulescu J. (1965) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- (1967) a Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
 - (1967) b Contributions à la connaissance des foraminifères éocrétacé des Carpates orientales (Zones internes). *Assoc. Géol. Carp. — Balc., VIII Congr.*, p. 337 — 344; Belgrade.
- Săndulescu M., Săndulescu J. (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrales des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. — Balc., VII Congr.*, p. 351 — 356, Sofia.
- Sinzow J. (1908) Untersuchung einger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyschlaks und des Kaukasus. *Verh. k. russ. min. Gesellsch.*, XLV/2, p. 455 — 519, Saint Petersburg.
- Şoigan P. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bicazului și valea Bistrițioarei (Carpații Orientali). Rezumatul tezei de doctorat, Univ. București, p. 36 București.

ON THE AGE OF THE LOWER CONVOLUTE FLYSCH IN THE BICAZ VALLEY (EAST CARPATHIANS)

Summary

In the Convolute Flysch Nappe of the Bicaz Valley region, one of us (*J. Ion*) has found an ammonite in the lower part of the Lower Convolute Flysch (on the left par of the Bicaz Valley, downstream the Tașca—Izvorul Muntelui tunnel and some 200 m stratigraphic thickness above the boundary with the Toroclej Beds, Fig. 1—3). More recent paleontological studies have evidenced new data in the deposits at the Lower Convolute Flysch/Toroclej beds boundary (on the left bank of the Bicaz Valley and the Secu Valley). This note presents the ammonite identified as *Parahoplites cf. multicostatus* Sinzow as well as its implication and those of the micropaleontological data on the age of the deposits containing them.

It is known that in the Nappe of the Convolute Flysch of the Bistrița and the Bicaz Valleys, the Lower Convolute Flysch overlies the Toroclej Beds and supports the Cotuba Sandstone.

The *Toroclej Beds* are represented by a shaly-silty flysch (characterized by the presence of black lutites); on this occasion in this flysch are mentioned spongolites and opokas (Bistrița Valley) and microrudites with Orbitolinids and elements of basic eruptive rocks (Negrileasa Valley). On the base of the microfauna they have been assigned to the Barremian-Aptian, but with local extensions in the Lower Albian.

The *Cotumba Sandstone* is represented by a proximal gritty flysch, locally with episodes of ruditic rocks (Lețești Conglomerates).

The *Lower Convolute Flysch* that yielded the ammonite is a schistous-arenitic flysch (with grey-greenish and grey-blackish lutites and quartz-feldspathic or muscovitic arenites with convolute texture). The macrofauna known so far is poor and insignificant from the stratigraphic point of view (inoceramid shell fragments and two specimens of *Puzosia* sp.). It has been considered of Lower Albian age, based on the microfauna and on correlations with similar deposits in other regions.



Our researches have evidenced on the one hand the ammonite *Parahoplites* cf. *multicostatus* Sinzow at the lower part of the Lower Convolute Flysch, that is a species known in the Gargasian-Clansayesian and on the other hand the basal part of the Lower Convolute Flysch and the uppermost part of the Toroclej Beds are characterized by the assemblage containing *Haplophragmoides chapmani* Cressin, *H. concavus* (Chapman), many specimens of *Hippocrepina depressa* Vasicek as well as many species characteristic of the Toroclej Beds (*Reophax minutus* Tappan, *Trochammina vocontiana* Moullade, *Plectorecurroides irregularis* Geroch, *Thalmannamina neocomiensis* Geroch, *Recurvoides* aff. *contortus* Earland, *Gaudryina oblonga* Zaspelova, *G. filiformis* Berthelin, *Kalamopsis grzybowskii* (Dylazanka), *Hormosina ovulum ovulum* (Grzybowski), *Ammodiscus cretaceus* Reuss), an assemblage known in other places (the Toroclej Beds in the Cașin region) in the upper part of the Aptian in the proximity of the boundary with the Albian and in the Clansayesian (Podu Vîrlos Beds, Prahova Valley, with *Acanthohoplites nolani*).

The new data argue that the Lower Convolute Flysch/the Toroclej Beds boundary is placed in the Upper Aptian (Clansayesian) and the lower part of the Lower Convolute Flysch is referred to the Upper Aptian (Clansayesian respectively). These new conclusions support the heterochronism of the Convolute Flysch/Toroclej Beds boundary, seen within the context of the East Carpathians.

152922

Parahoplites cf. *multicostatus* Sinzow

Pl., Fig. 1-2

Material: an adult specimen, partly preserved as mould.

Observations. The dense ornamentation as well as the presence of several consecutive main ribs make the specimen discussed here be close to the Sinzow species. But a still surer comparison is hindered by his marked deformation.

Occurrence. *Parahoplites multicostatus* has been described from the Gargasian of Mangîslac and the Caucasus (USSR); more recently it has also been encountered in the Clansayesian of the North Caucasus.

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1 — *Parahoplites* cf. *multicostatus* Sinzow, impresiune pe o placă de arenit. (Colecția I.G.G., Buc., P nr. 1780)

Parahoplites cf. *multicostatus* Sinzow imprint on an arenite plate (Coll. I.G.G. — P no. 1780)

Fig. 2 — Mulajul în arenit al exemplarului de la fig. 1.

Arenite cast of the specimen in Fig. 1



în cadrul unor unități de depozitare și de expunere a cărora sunt situate în modul cel mai apropiat de la suprafață. În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială.

În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială.

În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială.

În cadrul unei unități de depozitare se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială. În cadrul unei unități de expunere se pot distinge trei tipuri de depozite: depozitele de origine hidrogeologică, depozitele de origine eoliană și depozitele de origine fluvială.



4. STRATIGRAFIE

NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES CONCERNANT LA ZONE DE DOBRICIONEŞTI — SECĂTURA — ANA (MONTS PĂDUREA CRAIULUI)¹

par

SEVER BORDEA,² JOSEFINA BORDEA²

Upper Jurassic. Limestone. Lithofacies. Biostratigraphy. Bauxite. Apuseni Mts. — North Apuseni Mts. — Pădurea Craiului Mts.

Résumé

Cette étude fait l'analyse d'une pile de dépôts carbonatés, épaisse d'environ 300 m, rapportée au Jurassique supérieur. La pile comprend les suivants termes : — calcaire de Vad, en base avec des calcaires marneux (Callovien moyen-Kimméridgien), calcaires de Gălăşeni (Callovien moyen-Tithonique inférieur) ; — calcaires de Cornet (Tithonique). Entre le calcaire de Vad et la moitié inférieure du calcaire de Gălăşeni il y a des passages latéraux attestés aussi par l'âge de ces termes. Le calcaire de Cornet, le dernier terme du Jurassique supérieur, recouvre l'intervalle du Tithonique.

Abstract

New Stratigraphic and Structural Data concerning the Dobricioaneşti — Secătura — Ana Zone (Pădurea Craiului Mountains). The present study analyses a pile of carbonatic deposits, about 300 m thick, assigned to the Upper Jurassic. The following terms are separated within it : Vad Limestone, with marly limestones in the base (Middle Callovian — Kimmeridgian), Gălăşeni Limestone (Middle Callovian — Lower Tithonian) — Cornet Limestone (Tithonian). As it can be noticed, the Vad Limestone laterally passes to the lower half of the Gălăşeni Limestone, which is also proved by the age of these terms. The Cornet Limestone, the uppermost term of the Upper Jurassic, covers the Tithonian interval.

Les recherches effectuées dans les monts Pădurea Craiului entre 1970 et 1979, en vue d'établir la structure géologique des formations situées dans le lit et dans le toit des gisements de bauxites, ont facilité

¹ Recue le 5 mai 1987, acceptée pour communication et publication le 5 mai 1987, présentée à la séance du 19 mai 1987.

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



l'élaboration d'un schéma stratigraphique qui nous a permis de donner une image claire des travaux de prospection et d'exploration des minéraux d'aluminium (Patrulius et al., 1976—1979).

Durant les années 1982 et 1983 les auteurs de cet ouvrage ont élargi leurs recherches vers le nord afin de dresser la maquette de la carte géologique de la feuille Zecă Hotare (au 1/50.000) ; elles ont recouvert ainsi une large plate-forme carbonatée comprise entre la vallée de Gălășeni et la vallée de Dobricioanești vers le nord, la chaussée d'Ana-Birtin à l'est, Cîmpul Fericirii—Tomnatecul au sud et le sommet Secătura à l'ouest.

Références bibliographiques

Le territoire faisant l'objet du présent travail a été moins étudié par les géologues en raison de sa position isolée.

En 1956, Patrulius figurait une seule formation calcaire rapportée au Jurassique supérieur ; elle y est représentée par des calcaires marneux, calcaires gris en bancs et calcaires blancs massifs. Plus tard (1967) Patrulius et Istocescu attestent la présence de l'Oxfordien dans la région, en signalant une faune d'ammonites à 2 km sud de Birtin. A l'occasion de l'élaboration des cartes lithofaciales du Jurassique, Patrulius (1972) introduit la dénomination de „calcaire de Vad” (pour les calcaires gris en bancs), pour que ces calcaires soient ultérieurement divisés (Patrulius et al., 1977) en „calcaire de Vad inférieur” et „calcaire de Vad supérieur”.

En 1981, Bordea et Bordea observent que parfois, le calcaire de Vad supérieur repose, à l'aide d'une couche de calcaire marneux, sur des dépôts bajociens-calloviens inférieurs tout comme le calcaire de Vad inférieur ; par conséquent le calcaire de Vad supérieur n'occupe plus une position supérieure. Et c'est pour cela que nous avons préservé la dénomination de „calcaire de Vad” pour le paquet de roches revenant à „Vad inférieur” tandis que pour celui de „Vad supérieur” nous avons utilisé le nom de „calcaire de Gălășeni”.

Références stratigraphiques

La région étudiée comprend des dépôts du Jurassique moyen, inférieur et supérieur ainsi que des dépôts crétacés inférieurs. L'étude prend en discussion notamment des formations revenant à l'intervalle Callovien moyen—Tithonique.

Les plus anciens dépôts se développent au sud de la zone étudiée et sont constitués de calcaires à *Gryphaea* surmontés par des marnes à nodules de silexite (Sinémurien supérieur-Domérien) ; ils ont 7 m de puissance environ. La succession se continue avec des marnes et des marno-calcaires à ammonites toarcien, „Fleckenmergel” (10 m d'épaisseur). Les dépôts médicojurassiques sont représentés par des marnes et des calcaires noirâtres ou jaunâtres, bariolés, „Fleckenkalk”, épais de 2 m (Aalénien) qui supportent d'une façon discordante des marnes et des calcaires à ooïdes ferrifères de 1,5 m de puissance maximum (Bajocien inférieur). Les derniers dépôts de dessous la pile épaisse de calcaires néo-



jurassiques possèdent, au nord de Pădurea Craiului, une constitution lithologique à part, différente du type classique (calcaires spathiques sableux ou bien calcarénites oolithiques) ; dans la vallée de Groapa Birtinului et au sud de la localité de Birtin les dépôts bajociens moyens-calloviens inférieurs sont représentés par des calcaires marneux noirâtres suivis de grès gris et de microconglomérats durs à bélémnites (4,5 m).

La base de la pile épaisse de calcaires est formée des calcaires marneux, faiblement sableux, gris, à taches jaunâtres ou bien verdâtres ; elle atteint 1,5 m de puissance. Cet horizon condensé peut être parallélisé au calcaire marneux gris (micrites à prodisoconces) de Chicera Soimului (secteur central de Pădurea Craiului) qui comprend des ammonites d'âge callovien moyen et supérieur (Patrulius, 1961).

Le calcaire de Vad occupe des aires larges, développées autant le long de la vallée de Groapa Birtinului que dans le voisinage de Cimpul Fericirii. Le calcaire de Vad présente dans ces zones la puissance maximum de tout le territoire des monts Pădurea Craiului (120 m).

Les calcaires du Callovien moyen et supérieur supportent dans la vallée de Groapa Birtinului un banc de calcaire gris clair, à rares ooïdes ferrifères et nodules petits de silex qui contient une faune d'ammonites représentant l'Oxfordien inférieur (Patrulius et Istocescu, 1967). Ceux-ci sont surmontés par la masse de calcaires qui débute par des calcaires gris, parfois d'une couleur plus foncée, bien stratifiés en bancs de 20 à 100 cm, représentés par des micrites à ooïdes disséminées passant dans la partie supérieure à des pelmicrites avec des globochêtes très rares ; les accidents siliceux sont fréquents à des niveaux différents.

Dans le tiers moyen du calcaire de Vad, les micrites et les pelmicrites foncées comme couleur, où apparaissent par endroits des accidents siliceux, contiennent des globochêtes, *Tubiphytes* sp., très rarement des bélémnites et extrêmement rarement des filaments représentant des fragments de *Saccocoma* sp. Le tiers supérieur dont les microfaciès sont pelmicritiques et pelsparitiques comprennent de fréquents restes de *Saccocoma* sp., des globochêtes, de rares ostracodes, des exemplaires de *Tubiphytes* sp. et des restes d'échinodermes.

Au sujet de l'âge du calcaire de Vad du secteur étudié nous avons montré qu'il comporte en base un calcaire marneux (Callovien moyen et supérieur) surmonté d'un calcaire gris clair représentant, d'après la faune d'ammonites, l'Oxfordien inférieur. A en juger les nombreux restes de *Saccocoma* sp. présents dans le tiers supérieur l'âge de la partie supérieure du calcaire de Vad serait kimméridgien (zone de *Saccocoma*, Dragastan, 1975).

Le calcaire de Gălășeni (Bordea, Bordea in Bordea et al., 1986) se développe dans le nord-est de Pădurea Craiului sur le territoire contournant le large plateau de Secătura ainsi que les zones situées à l'ouest et au sud-ouest de la colline Ana. Il est représenté par des calcaires de couleur tendre (avec ou sans accidents siliceux), souvent stratifiés parfois vaguement lités mais plus rarement massifs surtout dans la partie supérieure, l'épaisseur est assez variable, de 50 à 150 m.

Les microfaciès rencontrés dans le calcaire de Gălășeni sont : pelsparites et pelmicrites à microooïdes, calcarénites et micrites. Parfois



en base et fréquemment dans la partie supérieure sont présents des calcaires possédant des caractères du calcaire de Cornet.

La partie inférieure du calcaire de Gălășeni du secteur de Groapa cu Tău—Groapa Birtinului contient de fréquents restes de *Saccocoma* sp., rares ostracodes, très rares globochêtes, textulaires et miliolides à test épais, restes d'échinodermes et rien que dans la partie d'en haut *Tubiphytes* sp., les accidents siliceux étant sporadiques.

Les fragments de *Saccocoma* sp. de la partie médiane du calcaire de Gălășeni sont fréquents tout comme les ostracodes et les exemplaires de *Tubiphytes* sp.; les foraminifères de type *Lenticulina* et les globochêtes apparaissent sporadiquement. Les accidents siliceux noduleux sont caractéristiques.

Le tiers supérieur du calcaire de Gălășeni est représenté par des pectinacites et des micrites à rares ooïdes, par des calcarénites et même par des calcaires bioconstruits. Ils comprennent des globochêtes, ostracodes, lituolides (*Rectocyclammina* sp.), textulaires, miliolides à test épais, restes d'échinides et de bivalves à test robuste et de très rares fragments de *Saccocoma* sp. et de *Tubiphytes* sp.; les accidents siliceux font défaut.

Les calcaires à caractères mixtes, de Gălășeni et de Cornet présents dans la partie inférieure mais surtout dans la partie supérieure du calcaire de Gălășeni (fig. 1), constituent les versants des vallées de Groapa cu

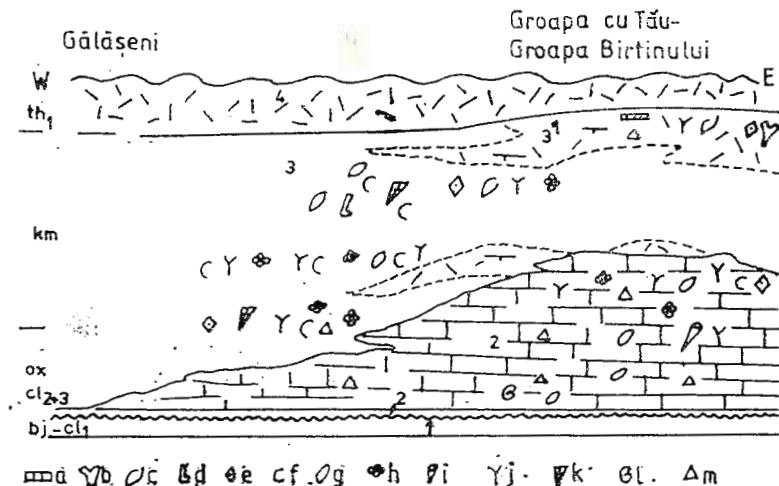


Fig. 1 — Position du calcaire de Vad et du calcaire de Gălășeni dans la partie septentrionale de Pădurea Craiului.

1, formations antécalloviennes moyennes; 2, calcaire de Vad, en base calcaires marneux ($cl_2 - km$); 3, calcaire de Gălășeni ($cl_2 - th_1$); 3¹, calcaires périrécifaux; 4, calcaire de Cornet (th); a, algues dasycladacées; b, coraux solitaires; c, bivalves; d, lituolides; e, fragments d'échinodermes; f, ostracodes; g, globochêtes; h, restes de *Tubiphytes* sp.; i, bélémnites; j, fragments de *Saccocoma* sp.; k, textulaires; l, ammonites (Oxfordien inférieur); m, accidents siliceux.

Tău et de Gălășeni. Ils ont une granulation plus grossière (calcarénites, calcirudites, plus rarement pelsparites) et les bioclastes ont souvent des dimensions plus grandes ; ce sont des calcaires gris clair, avec une vague stratification, parfois se présentant en des bancs métriques ayant des nodules siliceux aussi. Les restes fossiles sont : bivalves à test épais, pédoncules de *Millecrinus*, coraux solitaires, briozoaires, foraminifères et algues dasycladacées, association caractéristique au calcaire de Cornet, ainsi que ostracodes, globochêtes, rares fragments de *Saccocoma* sp. et *Tubiphytus* sp., fossiles rencontrées d'habitude dans le calcaire de Gălășeni.

La position du calcaire de Vad par rapport au calcaire de Gălășeni est représentée sur la figure 1. Il est à remarquer que le premier terme correspond à la moitié inférieure du calcaire de Gălășeni. Au demeurant les dépôts bajociens-calloviens inférieurs supportent, sur la vallée de Groapa Birtinului à l'aide d'un banc de calcaires marneux, le calcaire de Vad; près de la localité de Gălășeni les dépôts bajociens-calloviens inférieurs supportent aussi à l'aide d'un calcaire marneux le calcaire de Gălășeni. Il s'ensuit de la comparaison des associations paléontologiques de ces deux termes analysés que leur correspondance est partielle. Quant à l'âge du calcaire de Gălășeni, on peut remarquer que autant les intercalations du calcaire de Cornet que le contenu paléontologique indiquent un âge tithonique inférieur pour sa partie terminale.

Le dernier terme du Jurassique supérieur, le calcaire de Cornet (Patrulius et al., 1974) est développé en faciès de Stramberg et surmonte le calcaire de Gălășeni.

Le plateau karstique de Secătura est formé par le calcaire de Cornet ainsi que par son prolongement vers l'est, à Cîmpul Trepulu, et dans les collines de Ciungul, Calicul et Rădăcina ; le même calcaire occupe les sommets de la colline Boul et de celles du nord de la vallée Gălășeni.

Le calcaire de Cornet est de couleur blanche ou gris clair, massif ou légèrement stratifié, à grain grossier, à rares intercalations de brèches récifogènes. Dans la zone du plateau de Secătura apparaissent par endroits des récifs constitués de coraux de petites dimensions et moins représentatifs que ceux de Cornet (Patrulius et al., 1977). Le microfaciès caractéristique est une calcarénite grossière bioclastique et oncoïdique à matrice micritique, parfois présentant du ciment sparistique et des calcaires bioconstruits avec de nombreux exemplaires de *Bacinella* sp. Dans la partie inférieure du calcaire de Cornet se développent souvent des micrites pelétaires et des calcarénites encrinitiques.

La faune du calcaire de Cornet est représentée par des coraux solitaires ou coloniaux, des échinodermes, des spongiaires, des briozoaires, des bivalves. A l'est de la chaussée de Zece Hotăr — Birtin, à 1 km nord-ouest de la colline Ana apparaissent des hydrozoaires de type *Ellipsactinia* sp. et nérinéides dont *Phaneroptyxis staszyceii* (Zeusch.). Au sud-ouest du sommet de Secătura (642 m), les micrites et les calcarénites de dessous d'une lentille de bauxites (L-150) contiennent outre bien des restes d'échinodermes un grand nombre des algues dasycladacées de type *Clypeina jurassica* (Favre) et *Actinoporella podolica* (Alth.).

L'ammonite *Glochiceras pseudocharachteis* a été prélevée (par S. Bordea) des excavations demeurées des exploitations des bauxites de la colline de Ciurăș vers l'ouest du périmètre étudié. Elle a été déterminée



par Patrulius et indique un âge tithonique inférieur et moyen (Patrulius et al., 1977). A en juger d'après les fréquentes algues dasycladées mentionnées plus haut dans le substratum de la lentille 150, il faut admettre la présence de tout le Tithonique dans le calcaire de Cornet ; parce que l'ammonite y citée a été également rencontrée dans la base d'une lentille de bauxite il s'ensuit que, après l'accumulation du calcaire de Cornet dans la zone de Ciuraș, l'érosion a emporté la partie supérieure des dépôts tithoniques avant que les bauxites se forment (fig. 2).

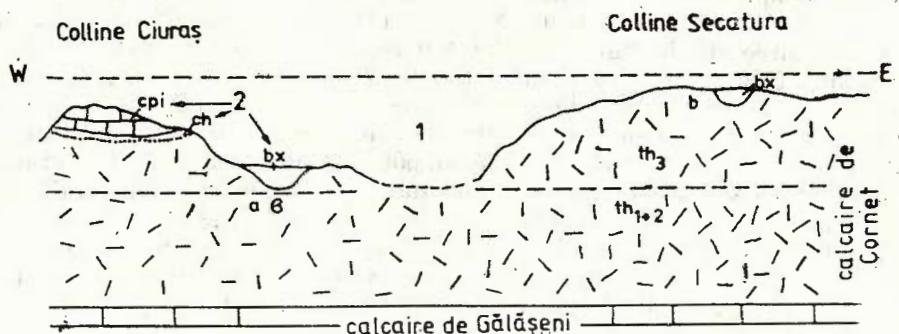


Fig. 2. — Esquisse de l'emplacement des gisements fossilières dans le soubassement des bauxites des collines Ciuraș et Secătura.

1, calcaire de Cornet enlevé par l'érosion après l'émergence de la plate-forme carbonatée ; 2, formations éocrétacées postpaléokarstiques (bx, bauxites ; ch, calcaire à characées ; cpi, calcaire inférieur à pachyodontes) ; a, niveau à *Glochiceras pseudocharachleis* ; b, niveau à *Clypeinaria jurassica*.

Les bauxites sont d'âge néocomien et mourent la surface du paléokarst formé à la fin du Jurassique. La plupart des lentilles de la zone sont cantonnées dans le calcaire de Cornet, un peu d'elles reposant sur le calcaire de Gălășeni ou bien sur celui de Vad. La forme et les dimensions des lentilles varient, la grande majorité présentant des diamètres inférieurs à 50 m et des puissances d'environ 3 m. L'étude chimique et minéralogique des bauxites de la zone de Ana—Secătura (Papiu et al., 1985) présente des données de détail sur les gisements de la région.

Le calcaire à characées (Néocomien) constitue un lambeau continu dans la partie d'ouest de la colline de Ana ainsi qu'à l'ouest de la colline Sub Secătura. Le calcaire à characées est représenté par une micrite grise ou gris clair, souvent stratifiée et de 2 m de puissance. Les restes fossiles indiquent un milieu de sédimentation lacustre.

Le calcaire inférieur à pachyodontes (Néocomien-Barrémien) forme le sommet de la colline de Ana et quelques lambeaux du plateau de Secătura. Ce calcaire est représenté par des micrites, plemicrites et calcarénites bien stratifiées ; la structure laminoïde fenêtre est présente principalement dans la partie inférieure de la pile de calcaires. À côté des milio-lides qui abondent, ces calcaires contiennent aussi des algues dasycladées, des hydrozoaires, des briozaires, de rares crinoïdes et des pachyodontes à test noir.

Le calcaire inférieur à pachyodontes atteind dans la colline d'Ana 100 m d'épaisseur. Sa partie supérieure a été enlevée par l'érosion de sorte qu'il ne contient pas des dépôts aptiens inférieurs tels la plupart des secteurs des monts Pădurea Craiului.

Conclusions

— Les dépôts jurassiques supérieurs sont représentés dans le nord de Pădurea Craiului par le calcaire de Vad, le calcaire de Gălășeni et le calcaire de Cornet.

— Il résulte de l'analyse des faciès et des contenus en restes fossiles que le calcaire de Vad (tout comme le banc de calcaires marneux de la base) sont d'âge callovien-moyen kimméridgien. Vers l'ouest et dans la partie supérieure, le calcaire de Vad est remplacé par la calcaire de Gălășeni. C'est pourquoi le calcaire de Gălășeni occupe un intervalle stratigraphique beaucoup plus grand, Callovien moyen-Tithonique inférieur.

— De l'analyse des restes fossiles contenus dans les dépôts jurassiques supérieurs et de leur position géométrique, il s'ensuit la nécessité de garder l'appellation initiale de „calcaire de Vad” au lieu de celle de „calcaire de Vad inférieur” et le renoncement à l'appellation de „calcaire de Vad supérieur”, elle étant remplacée par le terme de „calcaire de Gălășeni”.

Le dernier membre du Jurassique, le calcaire de Cornet recouvre, suivant les données paléontologiques, tout l'intervalle du Tithonique et non seulement ses parties inférieure et moyenne.

— Il y avait dans l'intervalle Callovien moyen-Kimmeridgien vers la partie nord de Pădurea Craiului un domaine pélagique à niveau bas d'énergie : peu à peu (intercalations de calcaires de type périrécifal du calcaire de Gălășeni) ce territoire s'est élevé, en donnant naissance à une plate-forme et le niveau d'énergie a augmenté. Vers la fin du Jurassique tout le territoire a subi une émersion forte, suivie de la formation du paléokarst et de l'accumulation des limons de bauxite.

BIBLIOGRAPHIE

- Bordea S., Bordea I., Mantea Gh., Costea C. (1986) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, foaia Zece Hotare Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.
- Dragastan O. (1975) Upper Jurassic and lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley basin (East Carpathians). *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, p. 87, Bucureşti.
- Papiu C. V., Bordea S., Iosof V., Neacsu V. (1985) Étude chimique et minéralogique des bauxites de la zone Ana-Secătura (Monts Pădurea Craiului). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* 70 — 71/2, p. 63 — 82, Bucureşti.
- Patrulius D. (1961) Contributions à l'étude géologique de Pădurea Craiului. *Inst. Géol. C. R. Séances*, XL — XLI, p. 61 — 65, Bucureşti.
- Istocescu D. (1967) Citeva fosile oxfordiene din Pădurca Craiului (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LIII, p. 27 — 32, Bucureşti.
- Drăgănescu A., Gheță N. (1972) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysiques, p. 27 — 32, Bucureşti.



- Mantea Gh., Bordea S., Bordea I., Popa E., Ștefanescu M. (1974) Rapport, archives de l'Inst. Géol. Géophys., București.
- Bordea S., Bordea I., Mantea Gh., Baltres A. (1977) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Bordea S., Mantea Gh., Bordea I., Baltres A. (1979) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Bordea S., Avram E. (1981) La brèche de Gugu, un exemple de contrôle tectonique de la sédimentation sur une plateforme carbonatée barrémo-bedoulienne (Pădurea Craiului — Monts Apusenii). D. S. Inst. Géol. Géophys., LXV/4 p. 109 — 117, București.
- Bordea S. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

**NOI DATE STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE PRIVIND
ZONA DOBRICIONESTI-SECĂTURA - ANA
(MUNTII PĂDUREA CRAIULUI)**

(Rezumat)

Studiul prezentat analizează stratigrafia și structura unui sector situat în partea de nord a munților Pădurea Craiului. Formațiunile care intră în constituția geologică a regiunii revin intervalului Jurasic-Cretacic inferior; cercetările noastre au acordat o atenție specială depozitelor jurasic superioare reprezentate printr-o stivă de roci calcaroase, groasă de circa 300 m. În intervalul Jurasic superior se deosebesc: 1, calcar de Vad (Callovian mediu-Kimmeridgian); 2, calcar de Gălășeni (Callovian mediu-Tithonic inferior); 3, calcar de Cornet (Tithonic).

1. Calcarul de Vad (120 m grosime) este alcătuit din pelmicrite și pelsparite închise la culoare, bine stratificate, cu accidente silicioase. Partea inferioară conține, la Groapa Birtinului, o faună de amoniți oxfordieni (Patrulius-Istocescu-1967). Mai sus, în treimea mediană a calcarului de Vad, am întîlnit globochete, *Tubiphytes* sp., rari belemniti și sporadic resturi de *Saccocoma* sp.; partea superioară abundă în resturi de *Saccocoma* sp., pe lingă care mai apar ostracode, globochete și *Tubiphytes* sp.

2. Calcarul de Gălășeni (50-150 m grosime) este reprezentat prin pelmicrite cu microoncoide, pelsparite, micrite și calcarenite, toate deschise la culoare, vag stratificate, cu sau fără accidente silicioase.

Pozitia geometrică și resturile fosile arată că partea inferioară a calcarului de Gălășeni trece lateral (spre est) la calcar de Vad, iar partea superioară stă pe calcarul de Vad (in est).

Calcarul de Gălășeni conține, în special la partea superioară, calcare perierecifale, preludiu al următorului termen, calcarul de Cornet.

3. Calcarul de Cornet, dezvoltat în facies de Stramberg, este alb, recifal, grosier granular. Printre resturile fosile (corali, spongieri, echinoderme, briozoare, bivalve) apar și numeroase exemplare de *Clypeina jurassica* (Favre).

Din analiza microfaciesurilor prezentate, reiese că în intervalul Callovian mediu-Kimmeridgian, în partea de nord a munților Pădurea Craiului, există un domeniu pelagic cu nivel scăzut de energie; treptat acest teritoriu s-a ridicat, iar nivelul energiei a crescut.

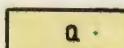


CARTE GÉOLOGIQUE DU SECTEUR DE DOBRICIONEŞTI-SECĂTURA MONTS PĂDUREA CRAIULUI

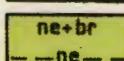
0 500 1000m

LÉGENDE

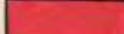
QUATERNAIRE



Déluvium argileux-sablonneux et graviers

BARRÉMIEN
NÉOCOMIENCalcaire inférieur à pachyodontes
Calcaire à characées (ne)

NÉOCOMIEN



Bauxites

TITHONIQUE

Calcaire de Cornet: calcarénites et calcirudites bioclastiques,
calcaires pélétaux, biohermes

TITHONIQUE INFÉRIEUR

a. Calcaire de Gălăşeni: calcaires pélétaux et
calcarénites, fines, grises; a. calcirudites et calcarenites claires;
b. Calcaire de Vad: calcaires pélétaux gris foncés, à
accidents siliceux, stratifiés; en base calcaires marneux

KIMMÉRIDGIEN



OXFORDIEN



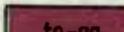
CALLOVIEN MOYEN



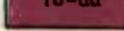
CALLOVIEN INFÉRIEUR



BAJOCIEN



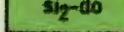
AALÉNIEN



TOARCien

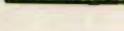


DOMÉRIEN

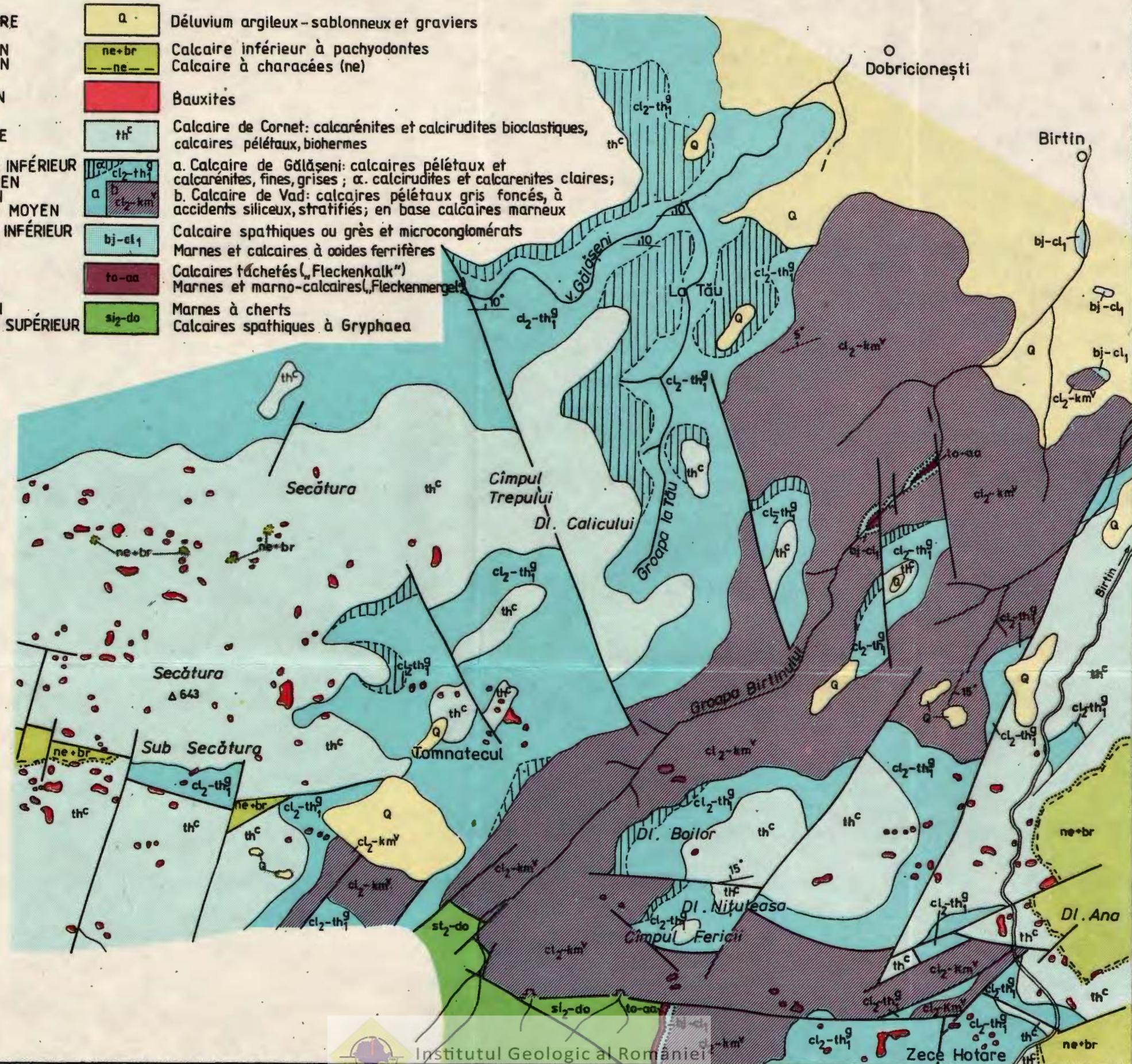


SINÉMURIEN SUPÉRIEUR

Marnes à cherts



Calcaires spathiques à Gryphaea



4. STRATIGRAFIE

LE FLYCH CRÉTACÉ DE LA ZONE DU MONT CEAHLĂU ET DU BASSIN DU BICAZ (CARPATHES ORIENTALES)¹

par

MIRCEA SĂNDULESCU

Cretaceous-Tithonian Nappes. Flysch. Lithofacies. Paleogeography. Correlation. Nomenclature. East Carpathians — Inner Flysch Zone — Ceahlău Mountains — Tarcău Mountains.

Résumé

On présente la géologie de la nappe de Ceahlău et de la partie interne de la nappe du Flysch Courbical. Dans la nappe de Ceahlău on a distingué trois sous-unités (digitations) : (1) Ciuc (avec le flysch de Sinaia, Tithonique-Barrémien inférieur et le flysch de Ugra, Barrémien-Aptien), (2) Durău (avec le flysch de Piscu cu Brazi, Barrémien-Aptien, le grès de Poiana Maicilor, Aptien, flysch de Poiana Stăniilelor — Poiana Fintinii, Aptien et congolomérats de Ceahlău, Albien) et (3) Ticoș (avec le flysch de Ticoș, Barrémien-Aptien). Des considérations spéciales sont faites pour les aspects lithologiques de différentes séquences. Dans la partie interne de la nappe du Flysch Courbical on a distingué le grès de Cotumba et le Flysch Courbical Supérieur (déjà connus), aussi bien que le grès de Neagra Mică (Turonien et Sénonien ?), une nouvelle unité lithostratigraphique.

Abstract

The Cretaceous Flysch in the Ceahlău Mt. Area and the Bicaz Basin (East Carpathians). The geology of the Ceahlău Nappe and of the inner part of the Convolute Flysch Nappe are analysed. Three subunits (digitations) are distinguished in the Ceahlău Nappe : (1) Ciuc (with Tithonian-Lower Barremian Sinaia Flysch, and Barremian-Aptian Ugra Flysch), (2) Durău (with Barremian-Aptian Piscu cu Brazi Flysch, Aptian Poiană Maicilor Sandstone, Aptian Poiana Stăniilelor-Poiana Fintinii Flysch and Albion Ceahlău Conglomerates) and (3) Ticoș (with Barremian-Aptian Ticoș Flysch). Special comments concern the lithologic features of the different sequences. In the inner part of the Convolute Flysch Nappe the former known Cotumba Sandstone (Albian) and Upper Convolute Flysch (Vraconian-Cenomanian-Turonian?)

¹ Reçue le 14 mai 1987, acceptée pour être communiquée et publiée le 18 mai 1987, présentée à la séance du 22 mai 1987.

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



were distinguished as well as a new lithostratigraphic unit, the Neagra Mică Sandstone (Turonian and Senonian?).

Introduction

Des recherches effectuées en 1977 et 1978 pour la carte géologique de la Roumanie à l'échelle 1/50.000, dans le bassin hydrographique de la rivière de Bicaz et dans la zone du mont Ceahlău, nous ont permis d'apporter de nouvelles données pour la géologie des formations crétacées qui prennent part à la constitution des nappes de Ceahlău et du Flysch Courbicortical. Ces nouvelles données ont été partiellement présentées, dans un cadre plus large, lors du 12e Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique (Săndulescu et al., 1981).

Une première synthèse de la région dont nous nous occupons a été réalisée par Macovei (1927) qui admettait dans la zone interne du flysch un grand synclinal au coeur duquel il y avait les conglomérats de Ceahlău aptiens. Sur ces deux flancs le Barrémien présentait deux faciès : les Schistes Noirs à l'est et le Barrémien à faciès interne à l'ouest (nominalisé plus tard comme couches de Bistra-Macovei, Atanasiu, 1934).

La structure d'un grand synclinal est définitivement abandonnée lorsque sur son flanc externe (est) ont été distinguées trois unités tectoniques : unités ouest-interne, est-interne et médio-interne (Băncilă, 1955, 1958) ou nappes internes supérieure et inférieure et zone d'écaillles (Filipescu, 1955). Sur la première carte tectonique de la Roumanie (Dumitrescu et al., 1962) ces trois unités ont été séparées sous les noms de : nappe de Ceahlău, nappe du Flysch Courbicortical et nappe des Schistes Noirs (plus tard nappe d'Audia). Nous allons utiliser dans cette note la nomenclature de la carte tectonique.

Băncilă (1958, fig. 94) distinguait dans la nappe de Ceahlău, du mont Ceahlău et du bassin du Bicaz : les couches de Sinaia, les couches de Bistra et les couches de Ceahlău, ces dernières avec un horizon schistogréieux surmonté par un horizon gréseux et ensuite par les conglomérats de Ceahlău. Cette stratigraphie est aussi présentée par Rădulescu et Dumitrescu (1959), qui marquent d'un contact tectonique la limite des couches de Sinaia avec les couches de Bistra. Ces auteurs séparent dans la nappe du Flysch Courbicortical trois unités lithostratigraphiques : couches de Palanca, couches de Cotumba et couches de Lutu Roșu.

Șoigan (1971) adopte avec quelques réserves le schéma général de Filipescu tout comme Alexandrescu dans la vallée de la Bistrița (Alexandrescu, 1971).

Alexandrescu (1967, 1971), Șoigan (1971) ainsi que Șoigan et Alexandrescu (1976) distinguent au-dessus des couches de Sinaia les couches de Bistra (Barrémien - Aptien inférieur), les couches de Babșa (Aptien) et les conglomérats de Ceahlău (Albien). Dans les couches de Bistra ils admettent des intercalations conglomeratiques (Chisirig, Piatra Sură). Dans leur ouvrage ces auteurs acceptent un contact tectonique sur la limite externe de la zone d'affleurement des couches de Sinaia.



Nos contributions portent surtout sur la nappe de Ceahlău et partiellement sur celle du Flysch Courbicortical, particulièrement sur sa partie interne.

Nappe de Ceahlău

Dans la nappe de Ceahlău affleurant dans la région en discussion nous avons reconnu trois digitations : de Ciuc, de Durău et de Ticăs. Elles sont caractérisées par des successions lithostratigraphiques différentes.

Digitation de Ciuc. La plus interne digitation de la nappe de Ceahlău, distinguée depuis longtemps au sud des sources du Dămuc (Sîndulescu, 1964 ; Sîndulescu, 1965) est bien représentée dans le bassin du Bicaz et à l'ouest du mont Ceahlău. Elle est chevauchée par les nappes centrales est-carpathiques et chevauche la digitation de Durău, plus externe.

Le flysch de Sinaia affleure largement dans la digitation de Ciuc dominant l'aréal occupé par celle-ci. Nous y avons reconnu les trois séquences lithologiques séparées antérieurement dans ce flysch (Sîndulescu, Sîndulescu, 1965 ; Sîndulescu et al., 1974). La séquence inférieure à dominante schisteuse est satinée, à faibles intercalations de minces grès calcaires, montrant souvent une schistosité oblique par rapport à la stratification. L'âge de cette séquence, à caractère de préflysch, est accepté comme tithonique. La séquence médiane est représentée par un flysch calcaire à rythmes binaires (grès calcaires/marnes ou marnes/marnocalcaires) ou ternaires (grès calcaires/marnes/marnocalcaires). Son âge est accepté comme berriasiens-valanginien (Sîndulescu, 1964 ; Sîndulescu et al., 1974). La séquence supérieure, un flysch gréoso-schisteux proche du type „couches à hiéroglyphes”, n'affleure que dans une éaille frontale de la digitation, au sud de la vallée du Bicaz. Son âge est hauterivien-barrémien inférieur.

Des dépôts barrémico-aptiens, plus jeunes que le flysch de Sinaia sont restreints dans la région étudiée, à une éaille frontale de la digitation de Ciuc. C'est un flysch gréseux polymictique moins massif dans sa partie inférieure, y comportant des intercalations marnocalcaires, et en gros bancs à sa partie supérieure. Ce flysch surmonte, dans les monts de Ciuc, la séquence supérieure des couches de Sinaia et il a été séparé sous le nom de flysch (couches) de Bistra, étant attribué au Barrémien — Aptien (Sîndulescu, 1964 ; Sîndulescu et al., 1974). Nos recherches ont montré pourtant que dans les vallées de Bistra Mare et de Bistra Mică, là où devrait se trouver le stratotype des couches de Bistra, affleure un flysch différent de ce qu'en a décrit dans la digitation de Ciuc sous cette dénomination, appartenant à une autre digitation de la nappe de Ceahlău (digitation de Durău). Ce problème de nomenclature devient alors assez compliqué et nous allons la reprendre un peu plus loin.

La structure de la digitation de Ciuc est dominée par le développement d'un large plis anticinal avec le flanc externe souvent déversé. Au nord de la vallée du Bicaz le noyau de ce plis est marqué par l'affleu-



rement de la séquence inférieure du flysch de Sinaia, limitée à l'extérieur, dans certains secteurs, par une faille inverse. Le flanc interne (ouest) du grand plis majeur de la digitation de Ciuc plonge sous le charriage des nappes centrales est-carpathiques représentées dans la région par le front de la nappe bucovinienne, jalonné également par des lambeaux de rabotage sub-bucoviniens (Săndulescu, 1975a). A l'extérieur du grand plis majeur se développent des plis moins continus dans le sens de la longueur et plus affaissés.

La digitation de Ciuc montre une écaille frontale bien exprimée au sud du ruisseau Ivănișel, constituée en affleurement par le flysch barrémo-aptien. Vers le nord cette écaille s'effile n'étant marquée que par trois lambeaux étroits. Vers le sud elle se prolonge en s'élargissant jusqu'au sud de la vallée du Trotuș (Săndulescu, 1964). Là au-dessous du flysch barrémo-aptien affleure la séquence supérieure du flysch de Sinaia également.

Digitation de Durău. Cette digitation de la nappe de Ceahlău a été mise en évidence et contournée à la suite de nos recherches. Elle est externe par rapport à la digitation de Ciuc mais elle a une position médiane dans l'ensemble de la nappe de Ceahlău, étant plus interne que les digitations frontales de celle-ci (Ticoș, Bodoc).

Les plus anciennes formations affleurant dans la digitation de Durău sont des flyschs barrémo-aptiens gréso-marneux ou gréseux connus sous différentes appellations. Pour Băncilă (1958) ils appartiennent aux couches de Bistra et à une partie des couches de Ceahlău (horizons gréoschisteux et gréseux). Alexandrescu (1967, 1971), Șoigan (1971) et Șoigan et Alexandrescu (1976) y distinguent les couches de Bistra, les couches de Babșa (équivalent de l'horizon gréoschisteux de Băncilă) et les couches de Ceahlău (horizon gréseux). Nous avons distingué dans cet ensemble un flysch gréso-marneux semblable au flysch de Piscu cu Brazi (flysch „marno-gréseux rouille”) (Murgeanu, Patrulius fide Băncilă, 1958; Murgeanu et al., 1961) surmonté par un flysch gréseux pour lequel nous proposons le nom de grès de Poiana Maicilor. Ce dernier est séparé des conglomérats de Ceahlău par un niveau de quelques dizaines de mètres de flysch schisto-gréseux, le niveau du flysch de Poiana Stăniilelor — Poiana Fintinii.

Le flysch de Piscu cu Brazi est un flysch binaire (rythmes constitués de grès calcaires ou calcarénites et des marnes, souvent siltiques, riches en micas, avec des épaisseurs variables de 10 à 50 cm) dans lequel s'intercalent des séquences plus gréseuses (de quelques dizaines de mètres d'épaisseur) à développements locaux et irréguliers. Les arénites du flysch de Piscu cu Brazi sont polymictiques, de type subgrauwacke, les fragments litiques y étant représentés par des calcaires (triasiques ? et jurassiques), des dolomies (triasiques), des schistes cristallins (méso- et épisonaux), des basaltes et des spiltites (mésozoïques, provenant des sources situées dans le domaine central est-carpathique ou dans l'intérieur des sillons flysch (cordillères). Les arénites plus grossières sont souvent riches en débris de végétaux incarbonisés. L'âge du flysch de Piscu cu Brazi de la région étudiée peut être accepté comme barrémien-aptien. De ce flysch proviennent *Macroscaphytes yvani* (vallée du Bicaz) et *Constdiscus*



recticostatus (vallée de la Bistricioara — au nord de la région étudiée) cités par Macovei (1958), ainsi que plusieurs exemplaires de *Pulchellia* (rive droite du Bicaz en aval du ruisseau Chisirig — Avram, données inédites), tous d'âge barrémien. Dans des dépôts semblables affleurant dans le bassin de la vallée de la Bistrița, Alexandrescu a déterminé une faune aptienne (Alexandrescu, 1971).

Les grès de Poiana Maicilor surmontent le flysch de Piscu cu Brazi contournant le massif de Ceahlău et formant également un synclinal étroit qui s'allonge vers le sud par le mont Chisirig, en traversant la vallée du Bicaz. C'est un flysch gréseux dont les rythmes (0,5 à 2 m d'épaisseur) sont constitués d'arenites polymictiques séparées par des marnes ou silts micacés. Ils admettent des intercalations microconglomératiques ou conglomératiques, dont les conglomérats de Chisirig sont les plus caractéristiques. La constitution des grès de Poiana Maicilor ainsi que des conglomérats de Chisirig est voisine de celle des arenites du flysch de Piscu cu Brazi, montrant la même source. L'âge des grès de Poiana Maicilor peut être admis comme aptien, étayé aussi de leur position inférieure par rapport aux conglomérats de Ceahlău et de quelques indications palynologiques (Antonescu — données inédites).

Le niveau (du flysch) de Poiana Stăniilelor—Poiana Fintinii représente un très bon repère lithostratigraphique, bordant la base des conglomérats de Ceahlău. Nous l'avons trouvé sans discontinuité tout autour du massif depuis la source du ruisseau Bistra Mică jusqu'au nord de la cascade Durău. Il nous a permis de bien délimiter les grès de Poiana Maicilor des conglomérats de Ceahlău. Ce flysch schisto-gréseux comporte des arenites semblables à celles du Flysch de Piscu cu Brazi. Il peut être rangé dans l'Aptien suivant toujours sa position au-dessous des conglomérats de Ceahlău et quelques données palynologiques (Antonescu — donnée inédites).

La succession lithostratigraphique que nous venons de décrire, au-dessous des conglomérats de Ceahlău comportant le flysch de Piscu cu Brazi/grès de Poiana Maicilor/flysch de Poiana Stăniilelor—Poiana Fintinii, pose encore une fois la question des couches de Bistra et de la nomenclature liée à celles-ci. Il est nécessaire de rappeler que Macovei et Atanasiu (1934) ont utilisé la dénomination de couches de Bistra pour désigner un faciès synchrone aux Schistes Noirs, plus externes. Plus tard Cernea (1952) employait cette dénomination pour une séquence lithostratigraphique spécifique, située au-dessus des couches de Sinaia et caractérisée par un développement surtout gréseux. Nous avons utilisé la dénomination de couches de Bistra pour désigner le flysch barrémoo-aptien qui surmonte les couches de Sinaia dans la digitation de Ciuc (voir plus haut) (Săndulescu, 1964). Il est, comme nous l'avons déjà remarqué, différent des flyschs barrémoo-aptiens développés dans le bassin de la Bistra (dans la digitation de Durău). Des couches de Bistra ont été également décrites par Alexandrescu (1967, 1971) dans la zone des vallées de la Bistra et de la Bistricioara, se superposant en grand à la séquence définie par Cernea (1952). Cet auteur aussi bien que Soigan (1971) considèrent en tant que couches de Bistra une partie du flysch de Piscu cu Brazi ou même des grès de Poiana Maicilor. Des coupes de reconnaissance que nous avons exécutées dans les vallées de la Bistricioara et de la Bis-

AN²⁴

DS Jolz



trița ont montré qu'une partie des couches de Bistra qui y affleurent ainsi que les couches de Babșa qui les surmontent (Alexandrescu, 1967, 1971) sont similaires au flysch de Piscu cu Brazi de la digitation de Durău. Seule la partie inférieure des couches de Bistra de la vallée de la Bistrița a un développement lithologique différent étant représentée par des grès en gros bancs (flysch gréseux fluxoturbiditique). Ces grès n'affleurent pas au sud de la vallée de la Bistrițioara, donc dans la région que nous présentons, ou bien étant substitués lithologiquement vers le sud ou bien n'étant pas mis à jour par l'érosion qui n'atteint pas la base du flysch de Piscu cu Brazi. En tenant compte des considérations que nous venons de faire on peut envisager les suivantes propositions :

- de ne plus employer la dénomination de couches ou flysch de Bistra du fait de sa duplicité ;
- d'utiliser la dénomination de couches de Bistra pour le flysch bârremo-aptien de la digitation de Ciuc seulement ;
- d'adopter la dénomination de flysch de Piscu cu Brazi pour les flyschs gréso-schisteux bârremo-aptiens situés dans la digitation de Durău entre les grès de Poiana Maicilor au toit et les grès en gros bancs au mur (pour ces derniers on pourrait à la rigueur utiliser le nom de grès de Galu ou de grès de Dreptu, localités aux environs desquelles ils sont bien développés).

Suivant la première proposition il faudrait adopter une appellation spécifique pour le flysch bârremo-aptien de la digitation de Ciuc. On doit la chercher au-delà de la région que nous présentons, à savoir au sud de la vallée du Trotuș où il est largement et typiquement développé. Nous proposons l'appellation de flysch de Ugra (ruisseau tributaire du Trotuș, dans le bassin duquel ce flysch est bien développé).

Si on veut préserver le nom de Bistra dans la nomenclature des flyschs bârremo-aptiens on doit utiliser le terme de flyschs de Bistra, comme ensemble plus large groupant des unités lithostratigraphiques différentes.

Les plus jeunes dépôts de la digitation de Durău sont constitués par les conglomérats de Ceahlău. Ils montrent un caractère polymictique accentué. Un grand nombre d'éléments sont des quartzites, micaschistes, schistes amphibolitiques et amphibolites, gneiss et gneiss oeillés mais aussi une grande variété de calcaires et dolomies mésozoïques du type de ceux connus dans le Trias et le Jurassique des nappes centrales est-carpathiques. La présence des fragments et des blocs de radiolarites relève que la source des conglomérats englobait le domaine de la nappe sub-bucovienne aussi, à côté de celui des nappes infrabucoviniennes, la série mésozoïque de celle-ci montrant des radiolarites à plusieurs niveaux. Ce fait dénote que la structuration d'une partie des nappes centrales est-carpathiques existait déjà à la fin de l'Aptien ou au début de l'Albien (Săndulescu, 1984), mettant au niveau de l'érosion des unités déjà superposées.

A grande échelle les conglomérats de Ceahlău présentent les caractères d'une formation obliquement stratifiée, similaire aux conglomérats de Bucegi (Jipa, 1984). Les différentes séquences se dépassent mutuellement et frontalement du sud vers le nord. C'est donc dans cette direction qu'il faut considérer le sens principal du transport du matériel détritique conglomératique dans la zone du mont Ceahlău. En réalité ce secteur



ne doit être qu'une partie d'un large éventail évasé vers l'extérieur (est), actuellement érodé dans sa partie centrale et méridionale (les conglomérats du mont Ceahlău étant les restes de sa partie septentrionale).

Les conglomérats de Piatra Sură, considérés (Soigan, Alexandrescu, 1976) comme intercalés dans les couches de Bistra appartiennent, sans aucune doute, aux conglomérats de Ceahlău, aussi bien par leur continuité cartographique et constitution similaire à ces derniers que par leur position supérieure au flysch de Poiana Stăniilelor-Poiana Fintinii.

Dans les conglomérats de Ceahlău se développent à plusieurs niveaux (mais dans leur moitié inférieure — Băncilă, 1958) des klippes calcaires urgoniennes (à *Chetetopsis zonata* — Patrulius fide Băncilă, 1958). Elles ont été considérées contemporaines aux conglomérats encaissants (Macovei, 1927 ; Macovei, Atanasiu, 1934 ; Băncilă, 1958 ; Soigan, 1971). Étayé de cette hypothèse on a considéré les conglomérats de Ceahlău d'âge aptien ou aptien supérieur-albien, la séquence albienne étant acceptée au-dessus du plus jeune niveau à klippes. Le problème des klippes urgoniennes situées dans les conglomérats n'est pas spécifique pour le mont Ceahlău, des situations semblables étant connues dans les monts Bucegi et Ciucas-Zăganu. Là ces klippes sont considérées comme allochtones (klippes sédimentaires ou olistolites — Patrulius, 1969), surtout si l'on accepte exclusivement l'âge albien des conglomérats. En admettant la position allochtone des klippes encaissées dans les conglomérats du mont Ceahlău on doit placer leur aire d'origine à l'ouest (intérieur) de la zone de sédimentation de ceux-ci, donc vers le domaine central est-carpathique. On ne connaît pourtant nulle part le faciès néritique urgonien développé dans le Crétacé inférieur des nappes centrales est-carpathiques. Le seul endroit où il affleure actuellement dans la zone cristallino-mésozoïque sont les nappes transylvaines. En acceptant une telle origine on devrait admettre que des éléments transylvains avançaient très loin vers l'extérieur, en dépassant sans laisser des traces (?) des zones pas encore recouvertes par les charriages fini-albiens, situées entre le front de la future nappe bucovinienne et la fosse correspondant à la nappe de Ceahlău. Ce modèle (qui admet une origine transylvaine pour les klippes) se heurte à beaucoup de difficultés dont l'existence des „barrières en creux” situées à l'ouest de la nappe de Ceahlău (dans le sens palynspastique) est la plus redoutable. En cherchant une autre solution on pourrait accepter à la rigueur que sur la marge externe du domaine central est-carpathique se développaient d'étroites plate-formes carbonatées néritiques de lithofaciès urgonien, discontinues, qui ont fourni les klippes en discussion et dont aucun reste ne s'est préservé. Cette hypothèse se heurte elle aussi à l'existence d'une possible „barrière en creux” située entre la nappe de Ceahlău et la marge mentionnée. Enfin on peut accepter que les calcaires urgoniens proviennent d'une ride bordant la fosse correspondant à la nappe de Ceahlău vers l'intérieur, sur laquelle se développaient ces faciès néritiques, ride qui a été ultérieurement sous-charriée et accrétionnée en profondeur du côté du paléoplan de subduction des socles du flysch.

La structure de la digitation de Durău est dominée par le synclinal du mont Ceahlău. Cette structure majeure, évasée, se prolonge vers le nord au delà de la vallée de la Bistrița. Vers le sud elle se divise en deux branches, celle occidentale — le synclinal de Piatra Sură-Chisirig — étant



plus profonde et mieux marquée, se prolongeant jusqu'au sud de la vallée du Bicaz. Ce synclinal est chevauché à l'ouest par le flysch de Piscu cu Brazi appartenant à une écaille qui a pu être poursuivie depuis les sources du ruisseau Schitu, au nord, jusque dans la vallée du Bicaz, au sud.

La digitation de Durău se rétrécit fortement au sud de la vallée du Bicaz, et n'affleure plus au sud des sources du ruisseau Brates.

Digitation de Ticoș. Nous avons distingué, dans la vallée du Bicaz et quelques kilomètres au sud et au nord de celle-ci, une sous-unité (digitation), située dans la partie frontale de la nappe de Ceahlău, et constituée d'un flysch à caractères particuliers. Ce flysch, que nous appelons le flysch de Ticoș, est de type marneux-gréseux, gris-clair, à intercalations de brèches calcaires et de grès calcaires grossiers, polymictiques. Les rythmes sont d'habitude minces (1 à 4 cm) avec des grès à laminations parallèles ou convolutées. Les brèches et les grès grossiers sont intercalés à différents niveaux et avec des fréquences variables. Les éléments constitutifs sont des calcaires et des dolomies mésozoïques, schistes chloriteux, micaschistes à biotite, basaltes et spilites. Ce flysch présente des affinités avec le flysch de Comarnic, fait partiellement remarqué aussi par Contescu (1968), et en partie avec le flysch de Micfalău. L'âge barrémien-aptien du flysch de Ticoș peut être admis si l'on considère ces affinités lithologiques et les rares associations palynologiques (Antonescu — données inédites). Des orbitolines non déterminables ont été observées dans les brèches calcaires.

Corrélations régionales

La mise en évidence des digitations de Durău et de Ticoș, dans la région du mont Ceahlău et le bassin de Bicaz, impose une révision des corrélations régionales, effectuées auparavant (Săndulescu, 1975 b) le long de la nappe de Ceahlău ; elle rejoint un schéma récemment publié (Săndulescu, 1984). Dans ces corrélations nous allons utiliser les schémas de Ștefănescu (1976, 1978) pour la région de la courbure et de Săndulescu (1985) pour le nord des Carpathes Orientales roumaines.

La digitation de Ciuc peut être poursuivie en affleurements, sans discontinuité depuis les monts de Ciuc, au sud, jusque dans la haute vallée de la Moldova, au nord. Elle passe dans les Carpathes ucrainiennes le long du ruisseau Sărata. On la retrouve dans les monts de Maramureș, mais là avec un flysch barrémo-aptien un peu différent par rapport à celui connu en Moldavie, sans marnocalcaires et plus massif. La digitation de Ciuc trouve des équivalents dans les monts Baraolt, au-dessous de la nappe de Baraolt, faisant défaut dans la région de la courbure.

La digitation de Durău est bien comparable à la digitation de Bratocea (de la courbure) par le large développement du flysch de Piscu cu Brazi et des conglomérats de Ceahlău semblables à ceux des monts Zăganu et Ciucas, ainsi que des monts Bucegi. Cette corrélation a été partiellement envisagée par Contescu (1968), mais dans un contexte différent (sans distinguer la digitation de Ticoș) et avec des confusions en ce qui concerne



le flysch de Piscu cu Brazi et le flysch barrémo-aptien (flysch de Ugra) de la digitation de Ciuc.

Vers le nord, la digitation de Durău peut être poursuivie en affleurement, dans la vallée de la Bistrița et à l'ouest de Stînișoara, jusque dans la vallée de la Moldova où elle est marquée (dans la région de Cimpulung Moldovenesc et de Breaza) par des affleurements du flysch de Piscu cu Brazi situé au front de la digitation de Ciuc. Elle y correspond à ce que a été décrit comme digitation de Breaza (Ștefănescu, 1967).

La digitation de Ticoș est comparable à la digitation de Comarnic de la région de la courbure des Carpathes aussi bien par les affinités lithologiques que par sa position plus externe par rapport à la digitation de Durău (= digitation de Bratocea). Au nord de la vallée de Neagra on n'a pas trouvé, au moins pour le moment, des formations qui peuvent être attribuées à la digitation de Ticoș.

La plus externe digitation de la nappe de Ceahlău, la digitation de Bodoc, n'affleure pas dans la vallée du Bicaz ou bien dans le mont Ceahlău. Elle y a été enlevée par l'érosion postnappe où elle présentait un caractère discontinu le long de la nappe, puisque cette digitation se retrouve au nord de la vallée de la Bistrița, dans le mont Stînișoara et aussi dans les monts de Maramureș (digitation de Copilașu) (Săndulescu, 1972, 1985).

La corrélation régionale des différentes sous-unités (digitations) de la nappe de Ceahlău montre le caractère complexe de celle-ci et implicitement de la zone paléogéographique (dans le sens palynspastique) d'où la nappe est issue. Le caractère commun de ces digitations est le flysch de Sinaia. La diversification des lithofaciès spécifiques pour chaque digitation commence au Barrémien et se poursuit jusqu'à l'Albien.

Nappe du Flysch Courbicortical

Externe par rapport à la nappe de Ceahlău, la nappe de Flysch Courbicortical a été investiguée seulement dans sa partie interne. Les unités lithostratigraphiques que nous y avons reconnues, corrélables avec celles distinguées plus au sud (Săndulescu, Săndulescu, 1965 ; Săndulescu et al., 1974) sont le grès de Cotumba et le Flysch Courbicortical supérieur. Le Flysch Courbicortical inférieur, le flysch de Toroclej et les couches de Plăieșii affleurent également dans la vallée du Bicaz et ses tributaires mais à l'est de la région analysée. Au-dessus du Flysch Courbicortical supérieur nous avons séparé une unité lithostratigraphique indépendante, le grès de Neagra Mică.

Le grès de Cotumba présente les caractères de flysch gréseux bien connus partout dans la nappe. Le Flysch Courbicortical supérieur est constitué par l'alternance rythmique, de type „couches à hiéroglyphes”, de grès convolutes et de marnes et/ou de argiles siltyques. A différents niveaux et avec des épaisseurs variables s'intercalent des argiles rouges ou barriolées (ruisseau de Ticoș, ruisseau Neagra, versant gauche du Bicaz à Floarca, replat de Lutu Roșu, sources des ruisseaux Tiție et Sasa et d'autres). Dans quelques-unes de ces intercalations on a déterminé une microfaune située en général dans l'intervalle Vraconien-Cénomanien



(Neagu — données inédites) âge admis pour le Flysch Courbicortical supérieur (Săndulescu, Săndulescu, 1965 ; Ion, 1976 ; Antonescu, Săndulescu, 1985). D'une intercalation d'argiles rouges affleurant dans le Flysch Courbicortical supérieur sur le bord nord du lac de Bicaz, Ion (in Săndulescu et al., 1974) a déterminé une microfaune à *Uvigerinammina yankoi* ce qui peut suggerer que ce Flysch monte aussi dans le Turonien.

La séquence gréseuse surniantant le Flysch Courbicortical supérieur séparée par nous sous le nom de grès de Neagra Mică affleure dans le bassin hydrographique du ruisseau Neagra Mică, sur la crête qui le sépare du ruisseau Furciturii et dans la zone des sources des ruisseaux Șipoțelu Sihastrului et Tijic. Dans la zone de Șipoțelu Sihastrului ces grès admettent des lentilles de congolomérats. Les grès de Neagra Mică sont stratifiés en gros banes, généralement micafères, à granulation variable du fin jusqu'à grossier.

Par leur position les grès de Neagra Mică peuvent être rangés dans le Turonien, avec la possibilité de monter jusqu'au Sénonien. Des grès situés dans une même position au-dessous du Flysch Courbicortical supérieur et qui afflurent sur la route nationale bordant le versant nord du lac de Bicaz ont délivré une association palynologique d'âge turonien (Antonescu — donnée inédites).

L'âge des grès de Neagra Mică pose certains problèmes de corrélations régionale. En effet on connaît au-dessus du Flysch Courbicortical supérieur à Coșnea au sud du Trotuș (Săndulescu et al., 1986), une séquence d'âge turonien-sénonien inférieur (?) datée par des recherches palynologiques et micropaléontologiques (Antonescu et Dumitrică—in Săndulescu et al., 1986), constituée d'argiles et de marnes rouges et barriolées. On doit donc accepter soit une importante variation de faciès le long de la zone de sédimentation avec des apports détritiques massifs au nord, soit des âges différents des deux séquences comparées.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu Gr. (1967) Stratigraphie des terrains crétacés des nappes du flysch des Carpates Orientales (secteur moldave) *Assoc. Géol. Carp. Balk., 8e Congr.*, Rap. I, p. 259 — 264, Belgrade.
- (1971) Studiu flișului intern și extern dintre valea Bistrițoara și valea Moldovei, Thèse Univ. București.
- Antonescu Em., Săndulescu M. (1985) Quelques données palynologiques concernant la nappe du Flysch Courbicortical de la vallée du Trotuș (Carpathes Orientales), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX, 4, p. 77 — 87, București.
- Atanasiu I. (1929) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș, *An. Ist. Géol. Roum.*, XIII, p. 373 — 511, București.
- Băncilă I. (1958) Paleogenul zonei mediane a flișului, *Acad. RSR, Bul. St. Secț. Agron. Biol. Geol. Geogr.*, VII, p. 1201 — 1234, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali, Ed. Științ., 367 p., 121 fig., București.
- Cerneagă G. (1952) Zona internă a flișului în valea Moldovei și valea Bistriței, *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 37 — 94, București.



- Contescu L. (1968) Structura flișului cretacic în valea Bicazului, *St. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geol.*, XIII, 1, p. 167 — 178, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliu S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie, *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5 — 96, București.
- Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali, *Rev. Univ. Parhon și Politeh. București*, 6 — 7, p. 241 — 261, București.
- Ion J. (1978) Microbiostratigraphie des dépôts crétacés de la nappe du Flysch Courbicortical (Carpathes Orientales, Roumanie), *Ann. Soc. Géol. Pol.*, XLVIII, 2, p. 263 — 279, Krakow.
- Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales, *Assoc. av. Géol. Carp., 2e réun., Guide des Excurs.*, p. 23 — 141, București.
- (1958) Geologia Stratigrafică, Ed. Tehn., 536 p., 344 fig. București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D. (1961) Le flysch crétacé de la partie méridionale des monts Baraolt, *Rév. roum. géol.-géogr.*, V, 2, p. 161 — 175, București.
- Patrulius D. (1969) Geologia masivului Bucegi și a culuarului Dimbovicioara, Ed. Acad. RSR, 321 p., 76 fig., București.
- Săndulescu M. (1964) Les couches de Sinaia et les couches de Bistra entre Răchitiș et Izvorul Ciobănașului, *D. S. Com. Geol.*, I, 2, p. 371 — 382, București.
- Săndulescu J. (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales, *Carp. Balk. Geol. Assoc., 7e Congr.*, I, p. 351 — 356, Sofia.
 - (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali, *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 5, p. 125 — 150, București.
 - Ștefănescu M., Alexandrescu Gr., Ion J., Bratu E. (1974) Monografie zonei interne a flișului din Carpații Orientali. Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysiques, București.
 - (1975 a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimăș, *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLV, p. 3 — 200, București.
 - (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes, *Bull. Soc. Géol. Fr* (7), XVII, 3, p. 299 — 258, Paris.
 - (1984) Geotectonica României, Ed. Tehn., 336 p., 130 fig. București.
 - Micu M., Constantin P., Popescu O. (1985) Harta geologică a RSR, scara 1/50.000, Foaia Coșneea, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Ștefănescu M. (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extrême nordique des Carpathes Orientales, *Assoc. Géol. Carp. Balk., 8e Congr. Rap.* I, p. 187 — 192, Belgrade.
- (1976) O nouă imagine a structurii flișului intern din regiunea de curbură a Carpaților, *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 257 — 279, București.
 - (1978) Stratigrafia și structura flișului cretacic și paleogen dintre valea Prahovei și valea Ialomiței. Thèse Univ. București.
- Șoigan P. (1971) Studiul flișului intern și extern dintre valea Bicazului și valea Bistrițioarei, Thèse Univ. București.
- Alexandrescu Gr. (1976) Sur la constitution des conglomérats de Piatra Sură (vallée du Bicaz-Carpates Orientales). *Rév. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 20, 3, p. 224 — 230, București.

FLIȘUL CRETACIC DIN ZONA MUNTELUI CEAHLĂU ȘI DIN BAZINUL BICAZULUI

(Rezumat)

Cercetările efectuate privesc pînza de Ceahlău și partea internă a pînzei Flișului Curbicortical.

Pînza de Ceahlău. În cadrul pînzei de Ceahlău au fost distinse trei digitații, Ciuc., Durău și Ticoș, caracterizate de succesiuni litostratigrafice specifice.

Digitația Ciuc, cu poziția cea mai internă este constituită din flișul de Sinaia (Tithonic-Barremian inferior) și flișul de Ugra (Barremian – Aptian). În flișul de Sinaia au fost distinse trei secvențe litologice. Cea inferioară (Tithonic) este dominant șiștoasă, satinată, cu rare intercalații, subțiri de gresii calcaroase. Secvența mediană (Berriasian – Valanginian) are caracterul de fliș calcaros (gresii/marne sau gresii/marne/marnocalcare) iar cea superioară (Hauterivian – Barremian inferior) caracterul de fliș grezo-șistos apropiat de tipul „stratelor cu hieroglife”. Depozitele barremian-aptiene, superioare flișului de Sinaia sunt reprezentate de un fliș grezos polimictic, separat anterior sub numele de fliș de Bistra pentru care, din motive asupra cărora vom reveni, propunem denumirea de fliș de Ugra.

Structura digitației Ciuc este dominată de dezvoltarea unei largi cute anticlinale cu flancul extern adesea deversat. În partea frontală a digitației Ciuc se distinge un solz bine exprimat la sud de pîrful Ivănașel.

Digitația Durău are o poziție mediană în pînza de Ceahlău, externă în raport cu digitația Ciuc. În digitația Durău am distins: flișul de Piscu cu Brazi (Barremian – Aptian), gresiile de Poiana Maicilor (Aptian), flișul de Poiana Maicilor (Aptian), flișul de Poiana Stăniilelor – Poiana Fîntinii și conglomeratele, de Ceahlău (Albian).

Pe Turnișor 148 →
1969 / ✓
 Flișul de Piscu cu Brazi, așa cum a fost separat de noi, corespunde cu stratele de Bistra și partea inferioară a stratelor de Ceahlău (Bâncilă, 1958) sau cu stratele de Bistra și stratele de Babșa (Alexandrescu, 1967, 1971; Soigan, 1971; Soigan, Alexandrescu, 1976). Flișul de Piscu cu Brazi este un fliș binar (gresii calcaroase și/sau calcarenite alternând cu marne) în care se intercalează discontinuu și gresii mai groase. Vîrsta barremianaptiană a flișului de Piscu cu Brazi este susținută de resturile de amoniți (Macovei, 1958; Alexandrescu, 1971; Avram – date inedite).

Gresiile de Poiana Maicilor sunt superioare flișului de Piscu cu Brazi și sunt reprezentate de un fliș grezos masiv, cu intercalații de microconglomerate și conglomerate, între care conglomeratele de Chisirig sunt cele mai caracteristice. Deasupra gresiilor de Poiana Maicilor și sub conglomeratele de Ceahlău am putut recunoaște un nivel reper de numai cîteva zeci de metri grosime constituît dintr-un fliș marnos-grezos (flișul de Poiana Stăniilelor – Poiana Fîntinii).

Distingerea succesiunii fliș de Piscu cu Brazi/gresii de Poiana Maicilor /fliș de Poiana Stăniilelor – Poiana Fîntinii, pune în discuție problema stratelor de Bistra și a nomenclaturii legată de acestea. Macovei și Ata-



nasiu (1934) au utilizat primii denumirea de strate de Bistra pentru a desemna un facies mai intern sincron Șisturilor negre. Cernea (1952) a utilizat această denumire pentru o stivă superioară stratelor de Sinaia, cu predominantă grezoasă. Săndulescu (1964) adoptă aceeași denumire pentru flișul barremo-apțian din digitația Ciuc. Alexandrescu (1967, 1971) adoptă separația făcută de Cernea în valea Bistriței iar în regiunea cercetată de noi, acest autor, ca și Șoigan (1971) include la stratele de Bistra atât fliș de Piscu cu Brazi cît și (parțial) gresii de Poiana Maicilor. Menționind că în bazinul văilor Bistra Mare și Bistra Mică (de unde a fost luată denumirea) aflorează cu precădere fliș de Piscu cu Brazi din digitația Durău, propunem următoarele soluții :

— să fie abandonată denumirea de strate sau fliș de Bistra din cauza caracterului său duplicitar ;

— să fie utilizată denumirea de strate de Bistra numai pentru depozitele barremo-apțiene din digitația Ciuc ;

— să fie adoptată denumirea de fliș de Piscu cu Brazi în digitația Durău pentru secvența situată între gresiile de Poiana Maicilor (în acoperiș) și gresiile masive din culcuș (care aflorează în valea Bistriței) acestea din urmă putind fi distinse sub numele de gresii de Galu sau de Dreptu (localități în imprejurimile căror sînt bine dezvoltate).

Urmînd prima propunere ar trebui ca și pentru flișul barremo-apțian să fie utilizată o altă denumire, noi propunînd-o pe aceea de fliș de Ugra (afluent dreapta al văii Trotușului în munții Ciucului, unde acest fliș este bine dezvoltat).

Conglomeratele de Ceahlău reprezintă cea mai tînără unitate litostratigrafică din digitația Durău. Ele au un caracter polimictic cu elemente de cuartite, micașisturi, sisturi amfibolice, amfibolite, gnais, gnais ocular, calcare (diferite tipuri), dolomite și radiolarite. Prezența radiolaritelor sugerează că sursa conglomeratelor de Ceahlău (situată la interior de aria de depunere a acestora) cuprindea atât aria pînzelor infrabucovinice (în care nu se cunosc radioalarite) cît și cea a pînzei sub-bucovinice (unde aceste roci sînt cunoscute), probabil deja suprapuse și expuse eroziunii.

Conglomeratele de Piatra Sură (Șoigan, Alexandrescu, 1976) aparțin tot conglomeratelor de Ceahlău, fapt dovedit de continuitatea cartografică și de poziția lor superioară flișului de Poiana Stânilelor—Poiana Fîntînii.

În conglomeratele de Ceahlău se dezvoltă, în jumătatea lor inferioară, la diferite nivele, klippe de calcare urgoniene. Ele reprezintă klippe sedimentare alohotone (în depozitele albiene). În zona cristalino-mezozoică calcară urgoniene se cunosc numai în pînzele transilvane, care nu erau încă deplasate în Albian, în proximitatea ariei de sedimentare a pînzei de Ceahlău. În acest caz se poate presupune că aria de origine a kippelor sedimentare din conglomeratele de Ceahlău era : — situată pe marginea externă a domeniului central est-carpatic unde se dezvoltau platforme calcaroase înguste din care nu s-au păstrat urme, fiind în întregime alunecate sau erodate ;

BISTRIȚA
D 550/2



— situată pe un rid mărginind fosa pînzei de Ceahlău la interior pe care s-a instalat, temporar, sedimentare calcaroasă neritică, rid care ulterior a fost subsariat și acreționat în adîncime pe paleoplăinul de subducție a soclului flișului.

Digităția Ticoș se dezvoltă în valea Bicazului și este constituită din flișul de Ticoș (gresii calcaroase sau brecii calcaroase alternând cu marne) comparabil cu flișul de Comarnic.

Corelările regionale care se pot face arată că digităția Ciuc se prelungeste pînă în munții Baraolt spre sud și pînă în munții Maramureșului spre nord (Săndulescu, 1984, 1985). Digităția de Durău corespunde în regiunea de curbură digităției Bratocea (Ștefănescu, 1976, 1978). Digităția Ticoș este comparabilă celei de Comarnic.

Pînza Flișului Curbicortical. Din această unitate tectonică a fost cercetată partea sa internă în care aflorează gresia de Cotumba, Flișul Curbicortical superior și, în acoperișul acestuia din urmă, gresia de Neagra Mică. Flișul Curbicortical superior, Vraconian—Cenomanian și Turonian? are intercalații discontinui și la diferite nivele de argile și marne roșii, (Ticoș, Neagra, Floarea, Lutu Roșu, Tițic etc.). Gresile de Neagra Mică micaferă, fine pînă la grosiere, masive, admit intercalații lentiliforme conglomeratice (Șipotelul Sihastrului — Tițic). Vîrsta lor poate fi turoniană (după date palinologice—Antonescu) posibil și senoniană (inferioară).



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'ÂGE DU GRÈS DE PRISACA (NAPPE D'AUDIA — CARPATHES ORIENTALES)¹

par

MIRCEA SĂNDULESCU², EMANUEL ANTONESCU², ELENA BRATU²

Maastrichtian. Paleocene. Ypresian. Lutetian. Nappes. Flysch. Palynomorphs. Foraminifers. Biostratigraphy — East Carpathians — Outer Flysch Zone — Obcina Mare.

Résumé

Des associations palynologiques et micropaléontologiques ont permis de préciser l'âge Maastrichtien-Lutétien du grès de Prisaca, qui est développé dans la digitation externe de la nappe d'Audia (digitation de Prisaca). Ce grès est équivalent du grès de Skupowa des Carpathes ukrainiennes.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Age of the Prisaca Sandstone (Audia Nappe—East Carpathians). Palynological and micropaleontological assemblages pointed out the Maastrichtian-Lutetian age of the Prisaca Sandstone, which develops in the outer subunit (digitation) of the Audia Nappe (Prisaca Digitation). This sandstone is equivalent with the Skupova Sandstone of the Ukrainian Carpathians.

Le grès de Prisaca prend part à la constitution de la digitation externe de la nappe d'Audia (digitation de Prisaca, Ionesi, 1971) dans le bassin hydrographique de la rivière de Moldova. Cette digitation est constituée par une succession qui comprend : la série des Schistes Noirs, les argiles barriolées, une séquence marno-siltique sombre, le grès de Prisaca. Nos recherches concernent surtout le grès de Prisaca ainsi que le sommet de la séquence marno-siltique.

Les flyschs gréseux massifs connus dans la nappe d'Audia du bassin de la Moldova ont été désignés sous différentes dénominations comme : grès de Tomnatec (Athanasiu, 1913), grès de Prisaca (Băncilă, 1958) ainsi que grès de Prisaca—Siriu (Băncilă, 1958) ou grès de Prisaca—Tomnatec (Ionesi, 1971). Nous gardons la dénomination de grès de Prisaca pour la séquence détritique massive qui affleure dans la digitation externe de la nappe d'Audia développée entre le bassin de la vallée de Suha

¹ Reçue le 27 avril 1987, acceptée pour être communiquée et publiée le 8 mai 1987, présentée à la séance du 8 mai 1987.

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



Mică et la frontière septentrionale de la Roumanie (fig. 1). Dans les Carpathes Orientales ucrainiennes cette digitation correspond à la digitation de Skupova (Săndulescu, 1980) de la nappe de Czernachora (équivalent de la nappe d'Audia). Les plus récentes opinions portant sur l'âge du grès de Prisaca appartiennent à Băncilă et Agheorghiesi (1964) qui le rangent dans le Sénonien—Eocène inférieur et à Ionesi (1971) qui le considère d'âge paléocène-lutétien.

Les échantillons analysés ont été prélevés des coupes des ruisseaux de Paltina (Boul Mare), Boul Mic et Deia (tributaire de droite de la Moldovița).

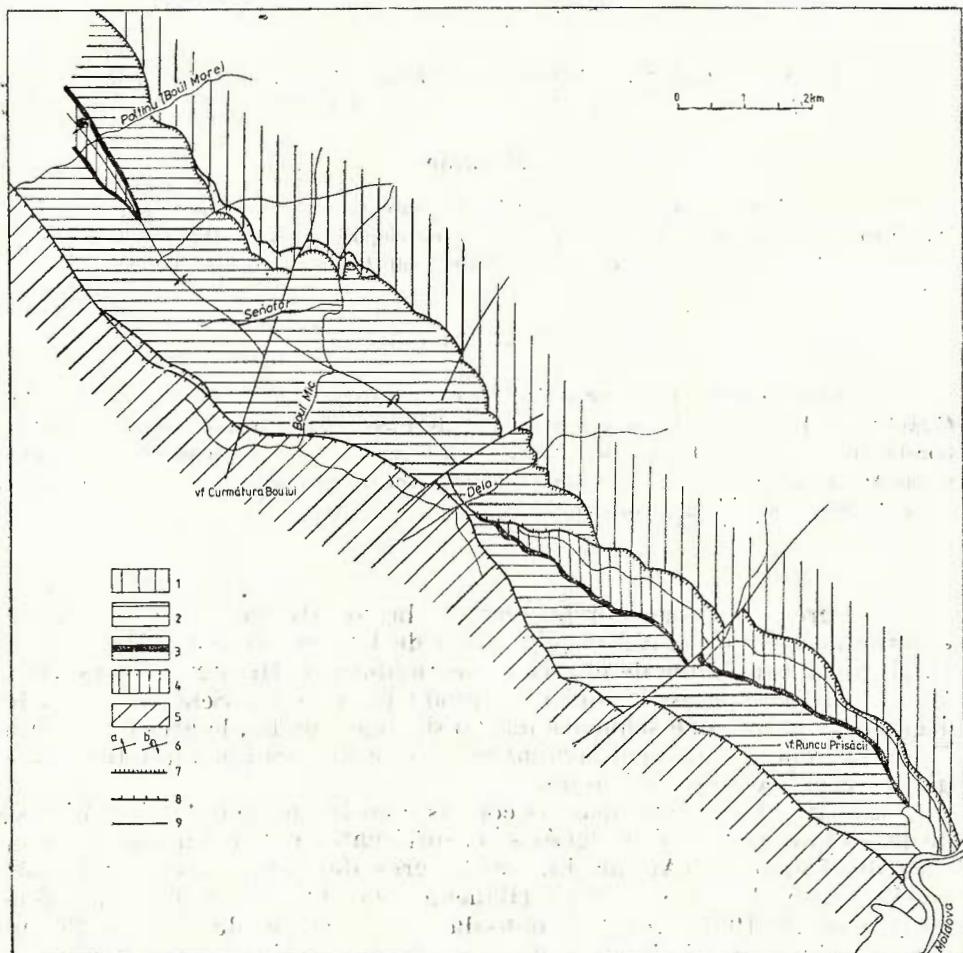


Fig. 1 — Esquisse géologique de la digitation de Prisaca entre les vallées de la Moldova et de Paltinu (Nappe d'Audia). Nappe de Tarcău : 1, formations éocènes et oligocènes ; nappe d'Audia, digitation de Prisaca : 2, grès de Prisaca ; 3, argiles barriolées (par endroits marnes sombres) ; 4, série des Schistes Noirs ; 5, digitation interne : série des Schistes Noirs et argiles barriolées ; 6, anticlinal, a) vertical ; b) déversé ; 7, nappe de charriage ; 8, digitation ; 9, faille.

Sur la coupe du ruisseau de Paltina (Boul Mare) affleure dans le coeur d'un anticlinal le sommet de la série des Schistes Noirs représenté par les grès quartzitiques glauconieux (Albien). Ils sont flanqués par les argiles barriolées (Vraconien-Turonien—Sénonien ?) d'environ 40 m d'épaisseur. Sur le flanc ouest de l'anticlinal, au-dessus des argiles barriolées, affleurent des marnes siltiques sombres, qui y montrent une épaisseur de 15 m. Une succession similaire a été décrite par Ionesi (1971) sur le ruisseau de Tomantec. L'âge des pélites sombres y est considéré comme sénonien (Ionesi et al., 1967).

Les deux échantillons prélevés des trois derniers mètres de ces marnes ont délivré aussi bien des microforaminifères que des associations palynologiques. L'échantillon récolté à trois mètres au-dessous de la limite avec le grès de Prisaca (3427D) contient des débris végétaux et du pollen du groupe des Normapolles Pflug 1953, dont on a identifié *Semioculopollis praedicatus* (Weyland et Krieger) Krutzsch. L'échantillon situé à environ 1 mètre au-dessous de la base du grès de Prisaca comporte une association palynologique avec : *Alterbia minor* (Alberti) Lentin et Williams, *Ceratiopsis diebeli* (Alberti) Vozzhenikova, *Dinogymnium* spp. (espèces non identifiées), *Eurydinium raijae* (Kjellström), *Isabelidinium cooksoniae*, (Alberti) Lentin et Williams, *Spiniferites* cf. *wetzeli* (Deflandre) Sarjeant *Oculopollis* cf. *orbicularis* Góczán.

Ces deux échantillons montrent une microfaune semblable, avec : *Bogdanovicziella complanata* (Franke), *Carpathiella ovulum ovulum* (Grzyb.), *Carpathiella ovulum gigantea* (Geroch), *Dendrophyra excelsa* Grzyb., *D. maxima* Fried., *Haplophragmoides orbicularis* (Grzyb.), *Kalamopsis grzybowski* (Dylazank.), *Reophax paraduplex* Mjat., *Reophax subnodosus* Grzyb., *Silicobathysiphon gerochi* Mjat., *Trochamminoides proteus* Korrer, *T. coronatus* (Brady).

Suivant les données palynologiques, la partie sommitale des marnes sombres est d'âge maastrichtien, les espèces *Alterbia minor*, *Ceratiopsis diebeli* et *Eurydinium raijae* étant caractéristiques à cet étage (par exemple le Maastrichtien du nord-ouest d'Europe, Kjellström, 1973). La répartition stratigraphique de certains microforaminifères, comme *Carpathiella ovulum gigantea*, *Silicobathysiphon gerochi gerochi* et *Kalamopsis grzybowski*, s'accorde avec l'âge sénonien terminal des niveaux analysés.

Sur le flanc ouest de l'anticlinal du ruisseau de Paltina la base du grès de Prisaca affleure dans le mur immédiat des marnes sombres. On a pu analyser deux échantillons prélevés de 1,5 m et de 4 m au-dessus de la limite grès/marnes, dans deux intercalations argileuses. L'association palynologique est riche en tissus végétaux et pollen du groupe Normapolles dont on a identifié *Praenudopollis* (genre décrit du Sénonien du Portugal). Sur le flanc est, d'une intercalation située à 10 m au-dessus de la limite grès/ marnes sombres (niveau 3430), on a identifié une association palynologique riche en *Normapolles* mais aussi avec des dinoflagellés, dont nous avons déterruiné jusqu'à présent : *Suemeghipollis triangularis* Góczan, *Oculopollis* cf. *orbicularis*, *Semioculopollis praedicatus*, *Plicapollis sertae* Pflug, *Interporopollenites* sp., cf. *Triatriopollenites* sp. *Subtriporopollenites constants* Pflug, spore du groupe Zlivisporites — Triporcletes, *Alterbia minor*, *Dinogymnium* sp.



Vu le contenu palynologique des trois échantillons mentionnés on peut conclure que la base du grès de Prisaca appartient au Maastrichtien, les genres *Suemeghipolis* et *Dinocymnium* étant inconnus au Paléocene et *Alterbia minor* étant une espèce maastrichtienne.

Tous les trois échantillons prélevés de la partie basale du grès de Prisaca ont délivré une microfaune comparable à celle déterminée de la partie sommitale des marines tombes, c'est-à-dire : *Endothyra maxima* Fried., *Bogdanovicella complanata* (Francke), *Carpathieuia vivum gigantea*, *Recurvooides varius* Mjat., *Saccammina scabrosa* Mjat., *Succobathyssiphon gerrochi*, *Rhabdammina abyssorum irregularis* Carp., *Trochammina lituiformis* (Brady). Cette association peut être attribuée au Maestrichtien, renforçant les précisions palynologiques.

Dans la moitié inférieure du grès de Prisaca, à l'environ 500 m au-dessous du niveau à argiles rouge-griotte qui affleure sur le ruisseau de Deia, affluent de droite de la Moldovița (niveau 3572), a été identifiée une association palynologique d'âge maestrichtien à *Ceraticpsis diebeli*, *Isabelidinium* sp., *Palaeocystodinium* cf. *granulatum* (Wilson) Lentin et Williams, ainsi que du pollen *Noimapollenites* parmi lesquels les genres *Plicapollis* et *Interporopollenites*.

De la séquence de 25 à 30 m de flysch type „couches à hécroglyphes”, sur la coupe du ruisseau de Deia intercalée dans le grès de Prisaca et contenant aussi des intercalations d'argiles rouge-griotte, on a obtenu une association palynologique comprenant de nombreux exemplaires d'une espèce non identifiée d'*Isabelidinium*, similaire pourtant aux exemplaires rencontrés dans le Montien des couches de Cuicerdii (nappe des plis marginaux — demifenêtre de Bistrița (Ion et al., 1985)). Du même échantillon ont été identifiés les dinoflagellés *Spiniferites? pterotus* (Cookson et Eisenack) Sarjeant et *Cordosphaeridium fibropinosum* Davey et Williams ainsi que deux espèces de *Normapolles*, *Pseudopapilipollis praesubhercynicus* (Góczán) Góczán et *Conexipollis* sp., le premier ayant un „range” Campanien-Maestrichtien, le deuxième Maestrichtien-Paléocène. Tenant compte du fait que *P. subhercynicus* semble être remaniée, on peut ranger cette association au Maestrichtien terminal ou bien au Paléocène inférieur (Danö-Montien).

L'association de microforaminifères rencontrée dans cette séquence du flysch comprend : *Denophrya robusta* Grzyb., *D. excelsa*, *Haplaphragmoides subglobosus* (Grzyb.), *Trochamminoides lituiformis*, *Kareninella pocutica* Mjat. Elle recouvre un intervalle stratigraphique Sénonien terminal-Paléocène basal.

On peut donc conclure que la séquence du flysch à argiles rouge-griottes du ruisseau de Deia est placée à la limite Maastrichtien/Paléocène avec l'observation que, si l'exemplaire de *Subbotina triloculinoides* (Plumm.) de cette coupe cité par Ion (1975) provient de ce niveau il peut être attribué au Paléocène.

A un niveau stratigraphique supérieur de quelques mètres dans la séquence à intercalations rouge-griotte, qui affleure sur un tributaire de droite du ruisseau Boul Mic, a été déterminée une association palynologique avec : *Apextodinium hyperacanthum* (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, *Apextodinium* cf. *parrum* (Alberti) Lentin et Williams, *Areo-*



ligera senonensis Lejeune—Carpentier, *Nudopollis endangulatus* (Pflug), Pflug, *Subtrioropollenites simplex* (R. Pot. et Venk.) Pflug, *Intratriporopollenites* sp. (espèce non identifiée), *Interpollis microsupplingensis* Krutzsch, *Engelhardtiodites* sp., *Triplopollenites* sp. Cette association est, par la présence du *A. hyperacanthum*, caractéristique à la partie terminale du Paléocène (NP 9) et à la partie basale de l'Eocène (NP 10—12), cette espèce étant une fossile de zone (W1) à cheval sur la limite Paléocène/Yprésien (Cavelier et Pomerol, 1983).

L'association de microforaminifères déterminée du même échantillon est représentée par : *Dendrophrya robusta*, *D. excelsa*, *D. maxima*, *Carpathiella ovulum ovulum*, *Glomospira corona* Cush et Jarv., *Haplophragmoides* sp., *Rzezhakina inclusa* (Grzyb.), *Recurvooides varius* Majt., *R. deflexiformis* (Noth.), *Rhabdammina abyssorum irregularis* Carp., *Saccammina placenta* (Grzyb.). Elle peut être rangée dans un sens général au Paléocène.

Nous situons le niveau du tributaire de droite du ruisseau de Boul Mic à la limite Paléocène/Eocène.

Sur plusieurs centaines de mètres au-dessus de ce niveau nous avons rencontré sur la coupe de Boul Mare (niveau 3420) et sur la coupe de Boul Mic (niveaux 3395, 3401, 3402) des associations palynologiques avec un contenu pauvre ou pas encore identifié — 3420 à *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich et Loeblich, *Codosphaeridium* sp. (Eocène ?), 3395 *Deflanarea eocenica* Baltes, *Wetzeriella* sp. (espèce non identifiée) qui peut être placée dans l'Eocène inférieur. La microfaune de ces niveaux contient *Dendrophrya maxima*, *D. excelsa*, *Glomospira corona*, *Glomospira gordialis* White, *Cystamminella pseudopauciloculata* (Cush. et Jarv.) Mjat., *Cy. elongata* Mjat., *Recurvooides varius* Mjat., *Grzybowskia angusta* (Fried.), *Gr. macilenta* Mjat., *Recurvooides varius* Mjat., *Recurvooides* sp., *Spiroplectammina spectabilis* Grzyb., *Silicobathysiphon* sp., *Trochamminoides contortus* (Grzyb.), *T. irregularis*, *T. lituiformis*. On la retrouve fréquemment dans l'Eocène inférieur ou même dans l'Ecocene moyen.

Le plus haut niveau où nous avons rencontré des associations palynologiques et micropaléontologiques est celui de 250 à 300 m au-dessus du niveau contenant les Nummulites lutétiens du ruisseau Senator (Jonesi, 1971). L'association palynologique comprend *Wilsonidium echinosturatum* (Wilson) Lenten et Williams., espèce caractéristique au Porangan de la Nouvelle Zélande, retrouvée récemment (De Coninck, 1985) dans le Lédién de Belgique et identifiée par nous dans le grès de Tarcău supérieur et dans la base des couches de Plopă; elle indique le Lutétien. On a aussi rencontré *Deflandrea phosphoritica* Eisenack et *Plicapollis pseudoexcelsus* (Pflug). Les microforminifères qui y ont été déterminés sont des formaminifères agglutinants, surtout *Dendrophrya excelsa* Grzyb. et *Rhabdammina abyssorum irregularis* Carp.

En résumant les données obtenus à la suite de nos recherches on peut conclure que, depuis l'extrême base jusqu'au sommet du grès de Prisaca, ont été identifiés le Maastrichtien, le Paléocène, l'Yprésien et le Lutétien

(fig. 2). C'est donc dans cet intervalle stratigraphique (Maastrichtien—Lutétien) qu'on doit ranger le grès de Prisaca, en précisant qu'il ne recouvre pas tout le Maestrichtien (au-dessous du grès il y a les marnes sombres qui montent jusqu'au Maestrichtien et faute de preuves on ne peut pas affirmer qu'il recouvre tout le Lutétien).

Si l'on considère la limite inférieure du grès de Prisaca clairement ouverte sur la coupe du ruisseau de Paltinu (Boul Mare), on constate la position géométriquement concordante du grès par rapport à son substratum. Il faut remarquer également la similitude des microfaunes et des associations palynologiques trouvées aussi bien dans les marnes situées

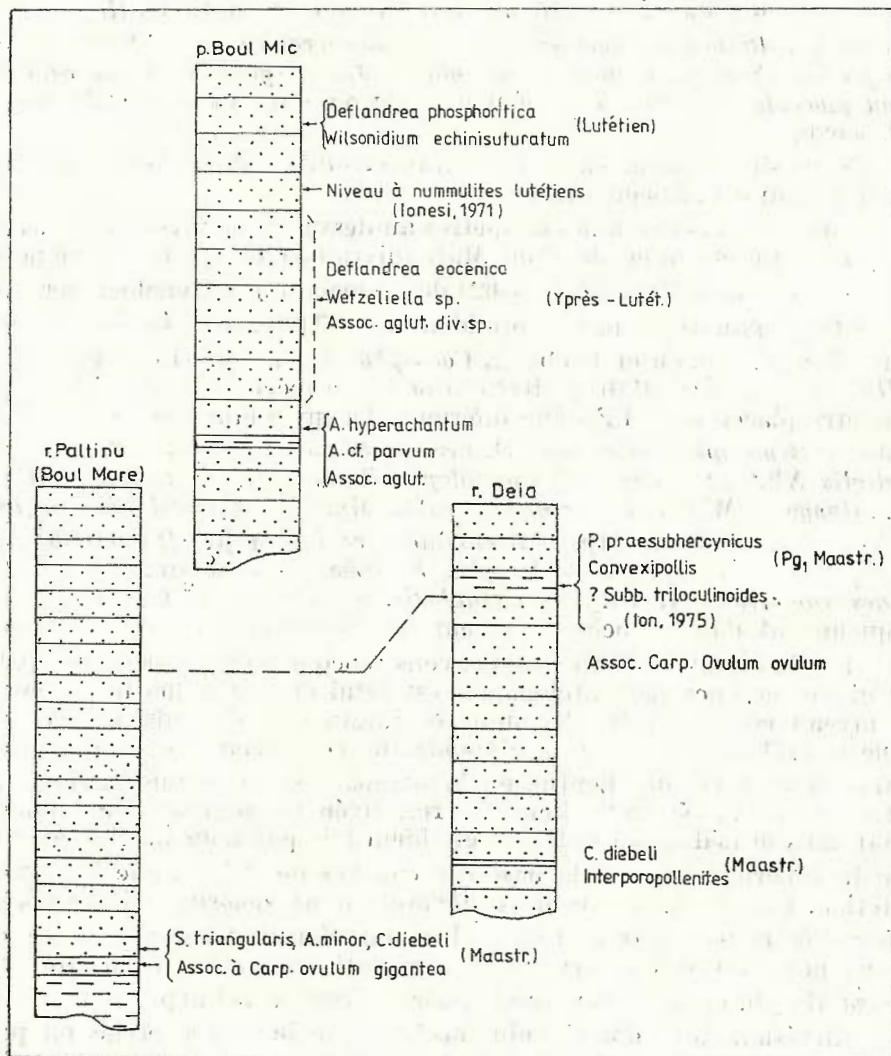


Fig. 2 — Corrélation stratigraphique des coupes analysées.

au-dessous du grès que dans les premières intercalations pélitiques de la partie basale de celui-ci. Là-dessus le problème se pose si le dépôt du grès de Prisaca est précédé par une lacune.

On a souvent invoqué le caractère discordant du grès de Prisaca en se référant aux débris de Schistes Noirs remaniés à la base de celui-ci. Il n'est pourtant pas exclus, en tenant compte de l'arrivée brutale du matériel arénitique grossier (fluxoturbidites) charrié par des courants lourds, que ces remaniements se produisent dans des canions sous-marins. Ce phénomène peut expliquer aussi l'absence sur certaines coupes des marnes siltyques sombres qui montent au Maastrichtien. Ce qui semble acquis c'est que le grès de Prisaca ne recouvre pas des éléments structurés avant son dépôt, comme c'est le cas des autres zones de la nappe d'Audia. En effet, à Brusturoasa (bassin de Trotuș) une séquence gréseuse plus jeune que les argiles barriolées recouvre en discordance tectonique une structure impliquant les Schistes Noirs et les argiles barriolées (Săndulescu, 1984). Dans ce contexte il faut rappeler que nous utilisons la dénomination de grès de Prisaca seulement pour la séquence arénitique massive développée dans la digitation externe de la nappe d'Audia (digitation de Prisaca — Ionesi, 1971). On connaît cependant des séquences semblables dans les parties internes de la nappe d'Audia aussi, notamment dans le bassin hydrographique de la Moldova. Pour ces séquences nous considérons opportun d'utiliser un autre nom puisqu'il peut avoir un âge légèrement différent par rapport au grès de Prisaca. Par corrélations régionales nous estimons que ce grès serait d'âge sénonien — paléocène représentant un équivalent du grès de Sireiu, développé dans le bassin du Buzău et du grès de Czernahora, connu dans les Carpathes Orientales ucrainiennes. Le grès de Prisaca est dans cette corrélation l'équivalent du grès de Skupova des Carpathes ucrainiennes et on n'a pas retrouvé jusqu'à présent un équivalent vers le sud.

BIBLIOGRAPHIE

- Athanasiu S. (1963), Cercetări geologice în bazinul Moldovei, Raport, sur l'activité de l'Institut Géologique 1908—1909, București. *AN 4 - XLVII - LIV*
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali, 367 p., Ed. Științ. București.
- Agheorghiese (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare — valea Moldovei (regiunea Suceava), *Ann. Com. Geol.*, XXXIII, p. 213—235, București.
- De Ceninck J. (1985) Microfossiles à parois organiques dans les sables de Lede (Éocène moyen) du sondage de Mol (Belgique), *Bull. Soc. Belg., Géol.*, 94, 1, p. 65—78, Bruxelles.
- Ionesi L., Săndulescu J., Cîrstov I. (1967) Date microfaunistice asupra gresiei de Prisaca-Tomnatec, *Anal. științ. Univ. „Al. I. Cuza”*, secț. II, b. *Geol.—Geogr.*, XIII, p. 61—67, Iași.
- Ionesi L. (1971) Flișul Paleogen din bazinul văii Moldovei, 250 p., Ed. Acad. RSR, București.
- Ion J. (1975) Vraconien—Turonien de la nappe d'Audia (Bucovine) (Excursion M), 14th *Micropal. Europ. Coll. (Micropal. Guide to Mesoz. Tert. Roman. Carpath.)* p. 99—105, Inst. Geol. Geophys., București.



- Antonescu Em., Micu M. (1985) On the Paleocene of the Bistrița Half-window (East Carpathians), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX, 4, p. 117–136, București.
 Săndulescu M. (1984) Geotectonica României, 336 p., Ed. tehnică, București.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA VÎRSTEI GRESIEI DE PRISACA (PÎNZA DE AUDIA—CARPAȚII ORIENTALI)

(Rezumat)

Gresia de Prisaca ia parte la alcătuirea digităției externe a pînzei de Audia, digităția Prisaca, echivalentă digităției de Skropova a pînzei de Czernahora din Carpații ucrainieni. Succesiunea fitosociatografică în această digităție este constituită din: seria Șistuilor — negre/argile vărgate/mai ne siltice cenușiu-negricioase/gresie de Prisaca.

Au fost eșantionate mai multe profile pe pîraiele Paltina (Boul Mare), Boul Mic și Deia în partea superioară (ultimii trei metri) a mănelor siltice cenușiu-negricioase (pîrul Paltina) și pe toată grosimea de aflorare a gresiei de Prisaca.

Din partea terminală a mănelor siltice a fost determinată o asociație palinologică de vîrstă maastrichtiană cu *Ceratopysis diebeli* însotită de o asociație de foraminifere agluminate cu *Carpathiella orulum gigantea*, de aceeași vîrstă.

Din bază, primii 4 metri ai gresiei de Prisaca, a fost obținută o asociație palinologică cu *Suemeghipollis triangularis*, *Alterbia minor* și *Dinogymnium* sp. tot de vîrstă maastrichtiană și aceeași asociație de foraminifere agluminate ca și sub gresie.

Din jumătatea inferioară a gresiei de Prisaca deschisă pe pîrul Deia s-a identificat de asemenea o asociație palinologică maastrichtiană cu *Ceratopysis diebeli* și *Interporonollenites* sp.

Din intercalăția (25–30 metri) de fliș de tip „strate cu hieroglife” cu argile roșii, deschis pe pîrul Deia a fost obținută o asociație palinologică de vîrstă Maastrichtian terminal sau Paleocen inferior (Dano-Montian) cu *Pseudopapilopollis praesubhercincicus* și *Conexipollis* sp. împreună cu o microfaună de agluminate în linii mai de aceeași vîrstă.

La cîțiva metri deasupra nivelului cu argile roșii, pe pîrul Boul Mic a fost întîlnită o asociație palinologică cu *Apectodinium hyperacanthum* și *A. cf. parvum*, situată la limita Paleocen/Eocen. Foraminiferele agluminate de la acest nivel marchează în sens general Paleocenul.

Pe mai multe sute de metri deasupra nivelului menționat mai sus, asociația palinologică este caracterizată de prezența formelor *Deflandrea eocenica* și *Wetzelella* sp. care se plasează în intervalul Ypresian–Lutetian ca și asociația de foraminifere agluminate determinată din acest interval.

Cel mai tînăr nivel care a putut fi datat palinologic se găsește la 250–300 m deasupra nivelului cu nummulți lutejeni din pîrul S. nator (Ionesi, 1971) și conține o asociație palinologică cu *Wilsonidium echinosuturatum* și *Deflandrea phosphoritica* de vîrstă lutetiană.



În consecință, sedimentele gresiei de Prisaca s-au depus în intervalul Maastrichtian-Lutetian.

Din analiza profilului Paltinul și datele de vîrstă menționate, s-ar putea trage concluzia că gresia de Prisaca este concordantă cu mănele silice de sub ea. Șisturile negre remaniate la baza gresiei (valca Moldovei) ar putea proveni din eroziuni în canioane submarine pe care s-au deplasat curentii încărcați cu materialul detritic grosier ce formează gresia.

Este important de reamintit că gresia de Prisaca este caracteristică digitației externe a pînzei de Audia.

În cuprinsul digitației interne se cunosc de asemenea gresii masive deasupra așilelor vîngăte. Pentru acestea este indicat să fie utilizată altă denumire. Ele ar putea avea o vîrstă diferită, posibil senonian-paleocenă (prin comparație cu gresia de Siliu).

Gresia de Prisaca este echivalentă spre nord cu gresia de Skupova din Carpatii ucrainieni. Spre sud nu se cunoaște, cel puțin deocamdată, un echivalent al gresiei de Prisaca.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Eléments de la microflore des marnes sombres — mur du grès de Prisaca.

Coupe de Boul Mare, niveau 3427 C. Maestrichtien.

Fig. 1. — *Alterbia* sp.

Lame 2A601/18 ; 124, 9/63,5 ; 58 μ .

Fig. 2. — *Alterbia minor* (Alberti) Lentini & Williams.

Lame 2A601/22 ; 125/61,1 ; 58 μ .

Fig. 3. — *Dinogymnum* sp.

Lame 2A601/2 ; 116/49,7 ; 48 μ .

Fig. 4. — *Isabelidinium cooksoniae* (Alberti) Lentini & Williams

Lame 2A601/18 ; 104,1/4712 ; 80 μ .

Fig. 5. — *Ceratopsis dichelia* (Alberti) Vozzhenkova

Lame 2A601/20 ; 117/59,4 ; 150 μ .

Planche II

Eléments de la microflore de la base du grès de Prisaca. Coupe de Boul Mare,

niveau 3430. Maestrichtien

Fig. 1 — *Alterbia minor* (Alberti) Lentini & Williams

Lame 2A599/1 ; 106, 2/50,2 48 μ .

Fig. 2 — Spore du groupe *Zlvisporites* — *Triporletes*

Lame 2A589/11 ; 121/53,3 ; 70 μ .

Fig. 3 — *Semioculopollis* sp.

Lame 2A599/2 ; 110,2/53,9 ; 32 μ .

Fig. 4 — *Oculopollis orbicularis* Góczán

Lame 2A599/1 ; 126/47,7 ; 35 μ .



- Fig. 5,7— *Suemeghipollis triangularis* Göczán
Lame 2A599/1; 123, 5/47; 16 μ .
 Fig. 6 — *Oculopollis orbicularis* Göczán
Lame 2A599/3; 120/62,7; 33 μ .
 Fig. 8 — *Plicapollis serita* Pflug
Lame 2A599/10; 122,4/50; 30 μ .
 Fig. 9 — cf. *Triatriopollenites* sp.
Lame 2A599/1; 126/66,9; 26 μ .
 Fig. 10 — *Interporopollenites* sp.
Lame 2A599/11; 121/56; 25 μ .
 Fig. 11 — *Subtriporopollenites constants* Pflug
Lame 2A599/10; 110, 8/52,3; 25 μ .

Planche III

Eléments de la microflore du grès de Prisaca. Coupe de Boul Mic,
niveau 3576. Paléocène supérieur — Yprésien.

- Fig. 1 — *Apectodinium hyperacanthum* (Cookson & Eisenack) Lentini & Williams
Lame 2A597/22; 122, 6/43,5; 108 μ .
 Fig. 2 — *Apectodinium* cf. *parvum* (Alberti) Lentini & Williams
Lame 2A597/25; 111,9/71; 86 μ .
 Fig. 3—4 — *Apectodinium hyperacanthum* (Cookson & Eisenack) Lentini & Williams
Fig. 3, lame 2A597/9; 109,9/56,5; 98 μ .
Fig. 4, lame 2A597/26; 114/57,5; 138 μ .

Planche IV

Eléments de la microflore du grès de Prisaca. Coupe de Boul Mic,
niveau 3576. Paléocène supérieur — Yprésien.

- Fig. 1 — *Interpollis microsupplingensis* Krutzsch
Lame 2A597/11; 105,4/57,4; 26 μ .
 Fig. 2 — *Nudopollis endangulatus* (Pflug) Pflug
Lame 2A597/7; 115/63; 28 μ .
 Fig. 3—4 — *Intratriporopollenites* sp. (espèce non-identifiée)
Fig. 3, lame 2A597/7; 109/49; 33 μ .
Fig. 4, lame 2A597/11; 120/51,5; 30 μ .
 Fig. 6 — *Tripoporopollenites* sp.
Lame 2A597/7; 115/63; 28 μ .
 Fig. 8 — *Subtriporopollenites simplex* (R. Pot. & Venk.) Pflug
Lame 2A597/11; 110, 9/53,9; 18 μ .
Coupe de Boul Mic, niveau 3395.
Eocène inférieur?.
 Fig. 5. — *Wetzelella* sp. (espèce non-identifiée)
Lame 2A607/2; 121,9/64,2; 125 μ .
Coupe de Boul Mic, niveau 3390.
Lutetien.
 Fig. 7 — *Wilsonidium echinosuturatum* (Wilson) Lentini & Williams
Lame 2A603/2; 110,1/62,2; 80 μ .
 Fig. 9 — *Plicapollis pseudoexcelsus* (Pflug) Krutzsch
Lame 2A603/5; 119, 2/45,6; 30 μ .



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FORMAȚIUNILOR PONȚIENE ȘI DACIENE CU CĂRBUNI DINȚE VALEA IALOMIȚEI ȘI VALEA ARGEȘULUI (MUNTENIA, BAZINUL DACIC)¹

de

IOAN PAPAIANOPOL, ELENA ROGGE, MARIANA MĂRUNȚEANU, RADU OLTEANU;
ȘTEFANA ROMAN, CONSTANTIN COSTEA, VIORICA NICOLAE, GHEORGHE
NICOLAE, GHEORGHIȚA GRIGORESCU, RODICA MACALEȚ, DORINA DIACONITĂ²

Pontian. Dacian. Sedimentary rocks. Terrestrial sedimentation. Biostratigraphy. Coal seams. Macerals. Heavy minerals. Granulometry. Dacic Basin. East Subcarpathian Zone — Diapir folds Zone; South Carpathians — South Subcarpathian Zone — Argeș Hillocks — Getic Plateau — Colmeana Platform.

Abstract

Contributions to the Study of Pontian and Dacian Coal-bearing Formations between the Ialomița Valley and the Argeș Valley (Muntenia, Dacic Basin). The investigated zone is situated in the Subcarpathian Depression, overlying both the western part of the Mio-Pliocene Zone (developed between the Trotuș Valley and the Dimbovița Valley) and the eastern part of the Getic Depression, that is continued westwards up to the Danube. Following the Pontian and the Dacian deposits between the Dimbovița and the Argeș Rivers, numerous lithological and faunal variations have been noticed on the same stratigraphic interval. Differences also exist between the moments when the coal facies set up. If between the Ialomița Valley and the Dimbovița Valley the development of the coal facies starts in the Lower Dacian (Getian), starting from west of the Argeș the first moment when it sets up is the Lower Pontian (Odeissian). The coal facies is much thicker in the Middle Pontian (Portaferrrian), being subsequently identified also in the Lower Dacian (Getian). Unlike the Pontian coals, which are made up of macerals belonging to the huminite, liptinite and inertinite groups, the last mentioned group does not exist in the Dacian coals. Moreover, the Pontian coals have a higher degree of impurity. The characteristic heavy mineral parageneses are made up of opaque minerals + staurolite for the Lower Miocene, colourless garnet + staurolite for the Upper Meotian, staurolite + hornblende for the Pontian and hornblende + augite + hypersthene for the Lower Dacian. The granulometrical and morphometrical studies carried out on the Dacian sands in the Ialomița Valley Basin have evidenced a more rapid sedimentation east of Ialomița, in the inner structures devoid of coals. The exoscopic study of the quartz grains has shown that the variety of depositional environments was different both in time and in space. The process of sediment accumulation had a turbulent character, specific to continental (fluviaile — deltaic environments) and to those of basin margin, with frequent tilting motions of the shore.

¹ Depusă la 11 mai 1987, acceptată pentru comunicare și publicare în 13 mai 1987,
comunicată în ședință din 19 mai 1987.

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



Résumé

Contribution à l'étude des formations pontiennes et daciques à charbon entre la vallée de l'Ialomița et la vallée de l'Argeș (Muntenia, bassin Dacique). La zone investiguée est située dans la dépression sous-carpathique, surmontant tant la partie ouest de la zone mio-pliocène (développé entre la vallée du Trotuș et la vallée de la Dîmbovița) que la partie est de la dépression Gétique, qui se continue vers l'ouest jusqu'au Danube. En suivant les dépôts pontiens et daciques entre la Dîmbovița et l'Argeș ont été remarquées sur le même intervalle stratigraphique de nombreuses variations lithologiques et fauniques. Il y a également de différences en ce qui concerne le premier moment d'installation du faciès charbonneux. Si entre la vallée de l'Ialomița et la vallée de la Dîmbovița le faciès charbonneux commence à se développer à partir du Dacien inférieur (Gétien) ; à partir de la zone ouest de l'Argeș le premier moment d'installation de celui-ci est le Pontien inférieur (Odessien). Le faciès charbonneux a une consistance beaucoup plus grande dans le Pontien moyen (Portaferrien), se trouvant ultérieurement dans le Dacien inférieur (Gétien) aussi. À la différence des charbons pontiens, qui sont constitués de macérales appartenant aux groupes de l'humanite, du liptinite et de l'inertite ; dans les charbons daciques le groupe de l'inertite est inexistant. En outre, les charbons pontiens ont un degré d'impurification plus élevé. Les paragenèses caractéristiques de lourds sont constituées de minéraux opaques + staurolite pour le Miocène inférieur, granat incolore + stauroite pour le Miocène supérieur, staurolite + hornblende pour le Pontien et hornblende + augite + hypersthène pour le Dacien inférieur. Les études granulométriques et morphométriques exécutées sur les sables daciques du bassin de la vallée de l'Ialomița ont mis en évidence une sédimentation plus rapide à l'est de l'Ialomița, dans les structures internes sans charbons. L'étude exoscopique des grains de quartz a montré que la variété des milieux de déposition a été différente tant dans le temps que dans l'espace. Le processus d'accumulation de sédiments a eu un caractère turbulent spécifique aux milieux continentaux (fluviales deltaïques) et à ceux de bord de bassin, à de fréquents balancements verticaux du littoral.

Regiunea care face obiectul lucrării de față este situată în depresiunea subcarpatică, suprapunindu-se atât peste partea vestică a zonei mio-pliocene (dezvoltată între valea Trotușului și valea Dîmboviței), cît și peste partea estică a depresiunii getice, care se continuă către vest pînă la Dunăre. Dacă ținem cont de modul de apariție și dezvoltare a complexelor cărbunoase, sectorul investigat aparține părții vestice a zonei valahe (ce corespunde zonei dintre Trotuș și Argeșel) și părții estice a zonei getice (cuprinsă între Argeșel și Dunăre).

Deoarece istoricul detaliat al cercetărilor întreprinse în zona de avanfosă din Muntenia l-am prezentat de curînd (Papaianopol et al., 1985, 1986) ținem doar să menționăm că investigarea, din ce în ce mai detaliată în ultimele trei decenii a Neogenului, dintre Ialomița și Argeș (Motaș, 1958, 1960; Isac, 1959; Barinca, 1959; Nedelcu, Mateescu, 1965; Mihăilă, 1969, 1971; Marinescu, Olteanu, 1972; Nicolaescu et al., 1975; Iliescu et al., 1975, 1976; Nedelcu et al., 1976; Isac et al., 1977; Iliescu et al., 1978; Motaș et al., 1977, 1978; Pavnotescu, Andreeescu, 1978; Pavnotescu et al. 1980; Nicolaescu et al., 1980; Papaianopol, 1983; Hanganu, Papaianopol, 1984; Papaianopol et al., 1985, 1986) a adus numeroase



informații inedite privind nu numai biostratigrafia Neogenului superior din această regiune, ci și asupra particularităților dezvoltării faciesului cărbunos. Urmărindu-se depozitele ponțiene și daciene dintre Ialomița și Argeș, au putut fi surprinse numeroase variații, la unul și același nivel stratigrafic, nu numai a litofaciesurilor ci și a ansamblurilor faunistice, reflectând condițiile de sedimentare. Vor fi aspectele asupra căroră vom insista în cele ce urmează.

Biostratigrafia

Deși obiectul lucrării de față îl constituie depozitele ponțiene și daciene dintre Ialomița și Argeș, ne vom opri foarte pe scurt și asupra Meotianului, interesant prin unele particularități pe care le prezintă.

Meotianul

În regiunea de care ne ocupăm, etajul Meotian este reprezentat numai prin Meotiamul superior (Moldavian) și acesta avind însă o dezvoltare discontinuă. Moldavianul aflorează la est de Ialomița pe cele două flancuri ale sinclinalului Maluri—Valea Lungă, unde se aşază fie peste Oligocen, fie peste Miocenul inferior. Cele mai interesante sunt deschiderile de pe valea Bizdidel (afluent de stînga al văii Ialomița) și de pe valea Ialomiței (la Priboiu), unde aflorează nisipuri gălbui și roșietice fine sau mediogranulare, nisipuri grezoase, nisipuri grosiere cu trovanții, nisipuri argiloase, argile nisipoase și mai rar argile. În punctele amintite depozitele Moldavianului conțin o faună cu: *Congeria (Andrusoviconcha) novorossica navicula* Andrusov, *C. (Mytilopsis) panticapaea panticapaea* Andrusov, *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (Teissrey), *Turricaspis wenzi* Roska, *Theodoxus crenulatus semiplicatus* Neumayr, *Leptocythere fragilis* Olteanu, *L. praebaquana* (Liventz), *L. (Maeotocythere) goitanensis* Suzin, *Hemicytheria rugulata* Olteanu, *H. magna* Olteanu, *Candona (Reticulocandona) elongata* Olteanu.

La vest de valea Ialomiței, Meotianul superior formează o fâșie îngustă, ce se urmărește de la Pucioasa în valea Vulcana și de aici către vest, pînă la nord-est de Mănăstirea Bunea, de unde nu mai apare la suprafață. Moldavianul reapare la zi în bazinul văii Dîmbovița, mai exact pe partea stîngă a Rîului Alb (Valea Putinei, valea Aluniș) unde aflorează nisipuri fine gălbui și nisipuri mediogranulare roșietice, cu nivele centimetrice de nisipuri grezoase, în care abundă, formind lumașele, *Congeria (Andrusoviconcha) novorossica navicula* Andrusov însoțită de *Theodoxus crenulatus semiplicatus*. Neumayr. În întreaga zonă dintre Rîul Alb și Argeș, Meotianul nu mai apare la suprafață. El aflorează din nou, pe o mică suprafață, la est de Argeș, de unde se dezvoltă către vest pînă în zona localității Vătășești, sector în care este reprezentat tot numai prin Meotianul superior.



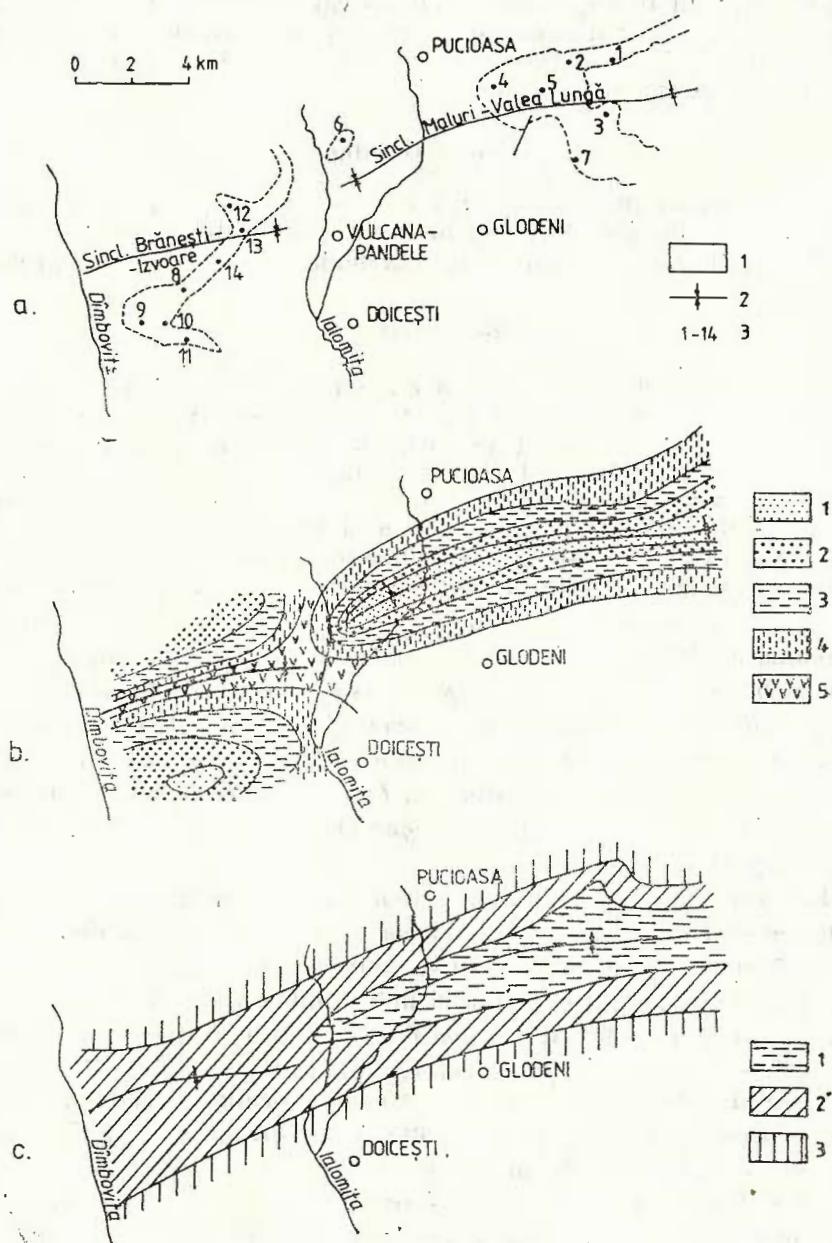


Fig. 1

Ponțianul

Depozitele etajului Ponțian se bucură de o foarte bună dezvoltare în întreaga zonă dintre Ialomița și Argeș, cu mențiunea că cele mai frecvent întâlnite sunt depozitele Ponțianului mediu (Portaferrian) și superior (Bosphorian). Cât privește Ponțianul inferior (Odessianul), acesta are o dezvoltare discontinuă, urmărindu-se numai între Ialomița și Dîmbovița și de aici către vest, între valea Argeșel și valea Slănic.

Ponțianul inferior (Odessianul)

Acest interval stratigrafic aflorează în numeroase puncte din bazinul văii Ialomița, cele mai interesante fiind succesiunile din cele două flancuri ale sinclinalului Maluri—Valea Lungă. Aici avem de-a face cu-aşa-numitele „strate cu *Paradacna abichi*”, alcătuite din argile stratificate, uneori chiar în plăci, cu numeroase paradaene pe suprafețele de stratificație, și argile masive cu spărtura concoidală sau neregulată, de asemenea cu paradaene. Pe valea Bizdidel și în partea nordică a dealului Băloiu (flancul nordic al sinclinalului Maluri—Valea Lungă) și pe valea Ialomiței, imediat la nord de Priboiu și în partea sudică a dealului Curpeniș (flancul sudic al sinclinalului amintit), depozitele pelitice ale Odessianului conțin asociații de moluște și ostracode cu *Paradacna abichi abichi* (R. Hoernes), *P. abichi minor* Ebersin, *P. abichi abichiformis* (Gorjanovic—Kramberger), *P. okrugici* (Brusina), *Congeria (Rhombocongeria) rumana* Sabba, *Valenciennius ellipticus* Hanganu; *Leptocythere palimpsesta* (Liventz), *L. multituberculata* (Liventz), *L. andrussovi* (Liventz), *Pontoniella acuminata* Zalanyi, *P. striata* (Mandelstam), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi).

Către vest, pe valea Rul Alb (bazinul văii Dîmbovița), se dezvoltă în Odessian un facies nisipos-grezos-calcaros, cu cea mai frumoasă dezvoltare între Sipot și Gura Bărbulețului, Intercalațiile pelitice sunt subordonate. Atât în calcare, cât și în gresii, resturile fosile se păstrează mai ales ca mulaje (Motăș, 1960), putind fi totuși recunoscute formele : *Pseudo-*

Fig. 1 — a) Amplasarea probelor colectate din nisipurile daciene din sinclinalul Brănești—Izvoare și Maluri — Valea Lungă

Location of samples collected from Dacian sands in the Brănești—Izvoare and Maluri—Valea Lungă Synclines.

1, depozite daciene ; 2, ax sinclinal ; 3, numărul probei.

1, Dacian deposits ; 2, synclinal axis ; 3, sample number.

b) Zone de egală rotunjime a granulelor de cuarț din nisipurile daciene ale sinclinalelor Brănești—Izvoare și Maluri—Valea Lungă.

Zones of similar roundness of the quartz grains in the Dacian sands of the Brănești—Izvoare and Maluri—Valea Lungă Synclines.

1, rotunjit ; 2, subrotunjit ; 3, subangular ; 4, angular ; 5, foarte angular.

1, rounded ; 2, subrounded ; 3, subangular ; 4, angular ; 5, very angular.

c) Zone de egală sfericitate a granulelor de cuarț din nisipurile daciene ale sinclinalelor Brănești—Izvoare și Maluri—Valea Lungă.

Zones of similar sphericity of the quartz grains in the Dacian sands of the Brănești—Izvoare and Maluri—Valea Lungă Synclines.

1, sfericitate foarte mare ; 2, sfericitate mare ; 3, sfericitate medie.

1, very great sphericity ; 2, great sphericity ; 3, average sphericity.



catillus pseudocatillus (Barbot), *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow), *Pseudoprosodacna semisulcatoidea* (Ebersin.), *P. aff. littoralis littoralis* (Eichwald).

De la valea Rîul Alb către vest, Odessianul nu mai apare la suprafață decât în bazinul văii Argeșel, de unde se urmărește către vest pînă la valea Slănic. Menționăm că în acest sector se dezvoltă în Pontian faciesuri cărbunoase, în Odessian fiind cantonat stratul cunoscut în nomenclatura locală drept stratul zero. În împrejurimile localității Boteni, pe partea stîngă a văii Argeșel, Odessianul are la partea inferioară nisipuri grosiere și pietrișuri mărunte, precum și gresii cu numeroase mulaje de congerii din grupul *Congeria (Mytilopsis) subcarinata* (Deshayes), urmate de microconglomerate, gresii, gresii calcaroase, argile cenușii sau vineții, argile siltice și nisipuri. În partea superioară a succesiunii se găsește stratul de cărbune amintit (stratul 0), ce are în acoperiș argile cenușii și argile siltice. Macrofauna este dominată de formele genurilor *Pseudoprosodacna* și *Prosodacnomya*; microfauna de ostracode este săracă în genuri și specii. Ansamblul faunistic include: *Pseudoprosodacna littoralis littoralis* (Eichwald), *P. littoralis plicato-littoralis* (Sinzow), *P. orientalis* (Andrusov), *P. barbotti* (Andrusov), *P. eichwaldi* (Andrusov), *P. semi-sulcatoidea* (Ebersin), *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow), *Cyprideis* sp., *Candonia neglecta* Sars, *Limnocythere* sp.

Existența Pontianului inferior a fost remarcată în forajul 4 Poenari (pl. I). Aici, deasupra Miocenului inferior, în intervalul 360—377 m se găsesc nisipuri, un strat subțire de cărbune (stratul 0) cu grosimea de 0,20 m și deasupra argile cenușii, pe alocuri ușor nisipase. În intervalul 362—364 m se găsește o macrofaună cu *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow), *Pseudoprosodacna semisulcatoidea* (Ebersin), *P. aff. orientalis* (Andrusov), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot).

Pontianul mediu (Portaferrianul)

Dintre subetajele Pontianului, Portaferrianul are cea mai largă dezvoltare între Ialomița și Argeș, fiind totodată și cel mai variat din punct de vedere litofacial. În bazinul văii Ialomița avem de-a face cu dezvoltărera clasică a „stratelor cu *Congeria rhomboidea*”, foarte bine deschise pe ambele flancuri ale sinclinalului Maluri—Valea Lungă (valea Ialomiței, valea Bizdidel, valea Văicioaia), precum și pe flancul nordic al sinclinalului Lăculețe. Litologic este constituit din argile cenușii, vag stratificate sau masive, argile nisipoase și mai rar nisipuri. Asociațiile macro- și microfaunistice includ taxonii: *Congeria (Rhombocongeria) rhomboidea* M. Hörnes, *Limnocardium (Tauricardium) petersi* (M. Hörnes), *L. (Euxinicardium) nobile* Sabba, *Caladacna verecunda* Papaianopol, *Zamphiridacna portaferrica* Papaianopol, *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *Pontalmyra (Pontalmyra) otiosa* Papaianopol, *Dreissena simplex* Barbot, *Lithoglyphus rumanus* Sabba, *Tyrrhenocythere pontica* (Livental), *T. truncata* (Schneider), *Mediocyctherideis apatoica* (Schweyer), *Loxocóncha djafarovi* Schneider, *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Casiolla balcanica* (Zalanyi), *C. aff. venusta* (Zalanyi).

Menționăm existența în asociațiile macrofaunistice ale Portaferrianului de pe valea Ialomiței (la nord de Priboiu) a speciilor *Limnocardium (Arpadicardium) mayeri* (M. Hörnes) și *Congeria (Rhombocongeria rhomboidea)* (M. Hörnes).



geria) subrhomboidea Andrusov, forme cu o deosebită semnificație biostratigrafică și paleo-biogeologică.

Stratele cu *Congeria rhomboidea* ale Ponțianului mediu se urmăresc către vest pînă în bazinul văii Dîmbovița, fiind bine deschise atît pe partea dreaptă a văii Vulcana, ca și pe partea stîngă a văii Rîul Alb (Valea Putinei, valea Aluniș). În zona Pietrari faciesul nisipos-grezoscalcaros din Odessian se continuă și în Portaferrian.

Între văile Dîmbovița și Argeșel, Ponțianul mediu nu mai aflorează, însă apare din nou la zi în bazinul văii Argeșel, de unde se urmărește continuu către vest pînă la Argeș. În acest sector se dezvoltă în Ponțianul mediu consistente faciesuri cărbunoase (între Argeșel și Slănic). În consecință Portaferrianul nu mai îmbracă forma clasică a „stratelor cu *Congeria rhomboidea*”, ansamblurile faunistice avind caractere deosebite. În bazinul văii Aigăsel pot fi separate în Portaferrian două complexe litologice : unul inferior, preponderent argilos, în care sunt cantonate stratele I și II de cărbune și altul superior, preponderent nisipos, în care se găseste stratul III de cărbune. Apariția pe Valea Cărbunelui (affluent sting al văii Argeșel), între stațele O și I de cărbune a formelor de *Plagiodacna Pontalmyra*, *Chartoconcha*, *Tyrrhenocythere* ne fac să atribuim Ponțianului mediu, depozitele din culcușul stratului I de cărbune. Sub stratul I de cărbune, precum și între stratele I și II de cărbune apar ansambluri alcătuite din : *Limnocardium (Euxinicardium) amicorum* Andrusov, *L. (E.) nobile Sabba*, *Pseudoprosodacna littoralis plicato-littoralis* (Sinzow), *P. orientalis* (Andrusov), *P. semieulcatooides* (Ebersin), *P. olteniae* (Motaș), *Prosodacnomyia rostrata* (Sinzow); *P. sturi sabbae* Andreescu, *P. dainellii* (Brusina), *Pseudocaiillus pseudocatillus* (Barbot), *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pontalmyra (Pontalmyra) dacica* Papaianopol, *P. (P.) concinna* Papaianopol, *Chartoconcha aff. candida* Papaianopol, *Psilunion (Psilunio) botanicus* Pavnotescu, *Potamoscapha krausi* (Wenz), *Viviparus botanicus* Luberescu, *V. incertus* Macarovici, *Congeria (Mytilopsis) subcarinata botonica* Andrusov, *C. (M.) argesiensis* Papaianopol, *Tyrrhenocythere motasi* Olteanu, *Caspiocypis vekuensis* Olteanu, *Leptocythere multitudinaria* (Livental), *Caspiolla balcanica* Zalanyi, *Amplocypris* sp., *Caspiolla aff. venusta* (Zalanyi).

De la valea Slănicului către vest faciesul cărbunos al Ponțianului mediu fie că nu se dezvoltă deloc, fie că are o dezvoltare lenticulară, aşa cum este cazul aparițiilor de cărbune de la nord-est de Curtea de Argeș. Între Rîul Doamnei și Argeș nu mai aflorează. Ponțianul inferior (Odessianul), direct peste Miocenul inferior așezîndu-se Portaferrianul, fapt verificat și prin unele foraje săpate între Rîul Doamnei și Vilsan cun este cazul forajului 1 (pl. II), care a intrat din Ponțianul mediu direct în Miocenul inferior. Pe unii afluenți de dreapta ai Rîului Doamnei, pe valea Vilsanului și la nord-est de Curtea de Argeș, Portaferrianul este constituit din nisipuri fine și mediogranulare gălbui-roșcate, gresii, argile nisipoase și argile cu *Limnocardium (Euxinicardium) nobile Sabba*, *L. (E.) amicorum* Andrusov, *L. (Tauricardium) petersi* (M. Höernes), *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Pontalmyra (Pontalmyra) dacica* Papaianopol, *Zamphiridacna portaferrica* Papaianopol, *Prosodacnomyia sturi sabbae* Andreescu, *Hydrobia spicula* Sabba, *Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka.



Dintre forajele luate în discuție (pl. I), depozitele Pontianului mediu au fost detectate în forajul 4 Poenari și în forajele 1,2 și 3 săpate între Rîul Doamnei și Vărsan (pl. II). Forajul 4 Poenari a interceptat Pontianul mediu în intervalul 215–360 m. Din punct de vedere litologic este alcătuit dintr-un complex pelitic la partea inferioară și dintr-o serie de nisipuri, nisipuri argiloase, argile nisipoase și subordonat argile și argile cărbunoase la partea superioară. În intervalele 277–280 m., 292–295 m., 308–313 m. și 321–325 m se găsesc asociații macro- și microfaunistice cu : *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreeșcu, *P. rostrata* (Sinzow), *Pseudoprosodacna semisulcataoides* (Ebersin), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot), *Congeria (Mytilopsis) subcarinata botenica* Andrusov, *Dreissena simplex* Barbot, *Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka, *Caspiolla liventalina* (Evlachova), *Candonia balcanica* (Zalanyi), *Pontoniella acumulata* (Zalanyi).

Foarte frumos a fost interceptat Pontianul mediu în forajele săpate între Rîul Doamnei și Vărsan în intervalul 210–255 m din forajul 1, în intervalul 307–347 m din forajul 2 și în intervalul 236–288 m din forajul 3 (pl. II). Este constituit din depozite argiloase, uneori cu intercalări de nisipuri (forajul 3). Este de remarcat existența în partea inferioară a Portafierrianului din forajul 1 a unei gresii cenușii, nisipoase, cu grosimi centimetrice, ce conține *Limnocardium (Euxinicardium) amicorum* Andrusov și *Dreissena simplex* Barbot. Acest nivel grezos se întâlnește deseori și în aflorimente. Foarte variate și caracteristice sunt microfaunele de ostracode ale Pontianului mediu în intervalele 225–227 m din forajul 1, 304–313 m și 344–347 m din forajul 2 și 255–261 m și 272–288 m din forajul 3. Acestea au ca principale componente următorii taxoni: *Tyrrhenocythere portaferricus* Olteanu, *T. pontica* (Livental), *T. filipescui* (Hanganu), *Cyprideis portaferricus* Olteanu, *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Pontoniella truncata* Sokac, *P. sagittosa* Kritie, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Leptocythere camelii* (Livental), *Mediocyprideis apatoica* (Schweyer), *Caspiolla balcanica* (Zalanyi), *C. venusta* (Zalanyi).

Pontianul superior (Bosphorianul)

Ca și Pontianul mediu, cel superior (Bosphorianul) are apariții aproape continuu între Ialomița și Argeș, exceptând sectorul dintre Dîmbovița și Argeșel, unde nu aflorează. Mai bine caracterizat macrofaunistic este în sectoarele estic și vestic ale zonei investigate. Foarte frumos deschis și extrem de bine caracterizat faunistic este Bosphorianul din bazinul văii Ialomița. Pe partea stingă a Ialomiței el se dezvoltă în cele două flancuri ale sinclinalului Maluri – Valea Lungă, pe flancul nordic al sinclinalului Lăculețe și în zona axială a anticlinalului Doicești-Aninoasa. Litologic este constituit din argile cenușii, argile nisipoase, nisipuri argiloase și nisipuri fine și mediogranulare, acestea din urmă fiind mai frecvente în partea superioară a succesiunilor. Ansamblurile macro și microfaunistice includ : *Limnocardium (Tauricardium) petersi* (M. Höernes) *L. (T.) petersi oviformis* Ebersin, *L. (Bosphoricardium) emarginatum* Deshayes, *Prosodacna (Prosodacna) fischeri* Davidaschvili, *P. (P.) semisulcata minor* Ebersin, *P. (Psilodon) munieri* Papaianopol,



Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae Sabba, *P.(P.) rumana* Papaianopol, *P. (P.) sabbæ* Papaianopol, *Phyllocardium planum planum* (De shayes), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebersin, *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouer, *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Viviparus achatinoides* (Deshayes), *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Tyrrhenocythere filipescui* (Hanganu), *Leptocythere picturata* (Livental), *L. olivina* (Livental), *L. andrussovi* (Livental), *L. polymorpha* Olteanu, *L. minima* Olteanu, *Candona pontica* Olteanu, *C. triungularis* Olteanu.

Acolo unde predominant sunt faciesurile pelitice, cum este cazul zonei axiale a anticinalului Doiceşti—Aninoasa; macrofaunele sunt dominate de *Lunadacna lunaee* (Voiteşti), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Ch. gigantea* (Wenz), *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Luxuridacna luxuriosa* (Wenz), *Dreissena rostriformis* (Deshayes).

Pe partea dreaptă a Ialomiței, în bazinul văii Vulcana, Ponțianul superior aflorează pe partea stângă a văii Vulcana, ca și pe unii afluenți de stînga ai acesteia (Valea Petrei, Valea Glodului). El este alcătuit din depozite predominant pelitice (argile cenușii stratificate, uneori cu aspect plăcos și argile masive), a căror faună, pe lîngă formele deja amintite, cuprinde *Paradaena retowskii* Andrusov, *P. abichi* (R. Hoernes), *Caladacna verecunda* Papaianopol, *Candona geometrica* Olteanu, *Leptocythere (Amnicythere) multitudinosa* (Livental), *L. (A.) striatocostata* Schweyer.

Către vest, în bazinul văii Argeșel, Ponțianul superior se poate aseza direct peste Eocen (pe Valea Păducelului, affluent de stînga al văii Argeșel). Litologic este alcătuit din argile cenușiu-vineții, argile nisipoase, nisipuri argiloase și nisipuri. Faunele foarte bogate includ, pe lîngă formele amintite în bazinul văii Ialomița, taxonii: *Limnocardium (Tauricardium) praesquamulosum* Ebersin, *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *P. tohanensis* Papaianopol, *Pontalmyra (Pontalmyra) valida* Papaianopol, *P. (P.) immutata* Papaianopol, *Dreissenomyia (Sinucongeria) aperta* (Deshayes), *Viviparus motruensis* Sabba, *Candona acronasuta* (Livental), *Leptocythere caspia* (Livental), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi),

Către vest, pe valea Poenari, Bosphorianul este constituit dintr-o alternanță de argile nisipoase și nisipuri, uneori grezoase, cu intercalării subțiri de pietrișuri, în care se găsesc *Pseudocatillus botanicus* Ebersin, *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreescu, *Prosodacna (Prosodacna) aff. semisulcata* (Rousseau), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Viviparus achatinoides* (Deshayes).

În sectorul dintre Rîul Doamnei și Argeș, Ponțianul superior este alcătuit din nisipuri gălbui cu intercalării subțiri de pietrișuri, nisipuri argiloase și argile cenușii cu *Limnocardium (Tauricardium) petersi* (M. Höernes), *Paradaena retowskii* Andrusov, *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebersin, *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreescu, *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Ch. gigantea* (Wenz), *Zagrabica reticulata* Sabba, *Viviparus achatinoides* (Deshayes).

Dintre forajele discutate Bosphorianul este foarte frumos dezvoltat în forajul 8, amplasat pe valea Roșia, la est de Ialomița. Aici în intervalul 130—220,70 m (talpa forajului) se găsesc depozite predominant pelitice, cu intercalării de nisipuri. Întreaga succesiune este bogată



fosiliferă cu numeroase nivele lumașelice în intervalele 149–152 m., 161–166 m., 171–176 m și 182–186 m. Asociațiile faunistice cuprind speciile amintite mai sus de *Tauricardium*, *Caladaena*, *Pontalmyra*, *Charcoconcha*, *Pseudocatillus*, *Dreissena*, *Viviparus*, *Leptocythere*, *Candona*, *Bacunella*.

Către vest, în forajul 4 Poenari (la nord-est de Schitu—Golești), a fost atribuit Bosphorianului intervalul dintre 170 și 215 m. Depozitele respective, predominant pelitice, au în intervalul 190–192 m un ansamblu faunistic cu *Pontalmyra* (*Pontalmyra*) aff. *subcarinata* (Deshayes), *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreescu, *Viviparus achatinoides* (Deshayes), *Leptocythere minima* Olteanu, *Candona pontica* Olteanu, *Caspiolla gracilis* (Livental).

Frumos dezvoltat și bine caracterizat faunistic este Bosphorianul interceptat de forajele săpate între Rîul Doamnei și Vîlsan. Forajul 1 l-a întâlnit în intervalul 80–210 m, unde este alcătuit dintr-o serie de argile cenușii cu intercalații subordonate de nisipuri. În intervalele 82–87 m, 138–141 m, 155–156 m și 180–186 m asociațiile faunistice cuprind *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* (M. Höernes), *Pontalmyra* (*Pontalmyra*) *constantiae Sabba*, *Caladaena steindachneri* Brusina *Charcoconcha bayerni* (R. Höernes), *Pseudocatillus* aff. *zubzlatarskii* Ebersin, *Candona triungularis* Olteanu, *C. pontica* Olteanu, *Pontoniella sagittosa* Krstic, *P. trapezidea* Olteanu, *Leptocythere vekuensis* Olteanu, *L. minima* Olteanu, *Caspiolla balcanica* Zalanyi, *Cyprideis bosphoricus* Olteanu.

In forajul 2 se dezvoltă la nivelul Bosphorianului (în intervalul 225–307 m), o suiată predominant pelitică, care admite și secente nisipoase. În intervalele 238–245 m, 256–260 m și 265–268 m faunele cuprind *Caladaena steindachneri* (Brusina), *Prosodacna* (*Prosodacna*) aff. *semisulcata* (Rousseau), *Leptocythere polymorpha* Olteanu, *L. minima* Olteanu, *Pontoniella excellentis* Olteanu, *Cyprinotus magnus* Olteanu, *Loxoconcha bicostata* Vekua.

La nivelul Bosphorianului din forajul 3, dezvoltat pe un interval scurt (225–236 m), sunt frecvente nisipurile, argilele fiind subordonate. Microfauna de ostracode din intervalul 230–236 m cuprinde *Leptocythere olivina* (Livental), *Loxoconcha schweyeri* Suzin, *Amplocypris dorsobrevis* Sokac, *Cyprinotus* sp.

Dacianul inferior (Gețianul)

În întreaga zonă dintre Ialomița și Argeș, Dacianul este reprezentat numai prin subdiviziunea sa inferioară (Gețianul), în a cărei parte superioară se găsesc strate de lignit, variabile ca număr și grosime.

Foarte frumos deschise și bogat fosilifere sunt depozitele gețiene în bazinul văii Ialomița. Pe partea stângă a Ialomiței, succesiuni interesante pot fi urmărite în ambele flancuri ale sinclinalului Maluri—Valea Lungă și pe flancul nordic al sinclinalului Lăculețe—Glodeni. În partea inferioară a Gețianului se găsesc de obicei argile și argile nisipoase, uimite de nisipuri, care devin din ce în ce mai frecvente către partea superioară a acestui subetaj. Spre deosebire de structurile interne (sinclinalul Maluri—Valea Lungă), în cele externe (sinclinalul Lăculețe—Glodeni, antielinalul



Doicești—Aninoasa) se dezvoltă la partea superioară a Getianulu faciesuri cărbunoase.

Cele mai reprezentative profile ale Getianului se găsesc pe partea dreaptă a Ialomiței, în bazinul văii Vulcana (Valea Pietrei, Valea Rudei, Valea Glodului), care pot fi socotite profile de referință pentru Getian prin bogăția și diversitatea faunelor. În afară de numeroase pachidacne și parapachydacne ca *Pachydaena (Pachydaena) acuticostata* Papaianopol, *P. (P.) distincta* Papaianopol, *P. (P.) mirabilis* (Teisseyre), *P. (P.) socialis* Papaianopol, *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba) ansamblurile faunistice includ *Prosodacna (Prosodacna) semisulcata semisulcata* (Rousseau) *P. (P.) longiuscula gilletae* Motaș, *P. (P.) longiuscula obliqua* Eber-sin, *P. (P.) parmata* Papaianopol et Lubenescu, *P. (Psilodon) munieri* Sabba, *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu—Argetoaia), *L. (Euxiniocardium) virgatum* Papaianopol, *Styloidaena heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. rericostata* Papaianopol, *Pontalmyra (Pontalmyra) infida* Papaianopol, *P. (P.) corporata* Papaianopol, *Daci-cardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Charlioconeha bayerni* R. Höernes, *Unic (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. macarovicii* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *Theodoxus rumanus* Sabba, *Bulinus (Tylopoma) speciosus* Cobăl-cescu, *Leptocythere minima* Olteanu, *L. transversocostata* Olteanu, *Amplo-cypris dorsobrevis* Sokac, *Cytherissa bogatschovi bogatschovi* (Livental), *C. bogatschovi plana* Klein, *Loxoconcha ludica* Olteanu, *L. bicostata* Vekua, *Pontonella excellentis* Olteanu, *Cyprideis geticus* Olteanu, *C. dacicus* Olteanu.

Mentionăm existența, sub prima intercalatie de cărbune de pe Valea Rudei (stratul I după nomenclatura locală), a unor argile, argile nisipoase micafere, nisipuri argiloase cu *Pachydaena (Pachydaena) acuticostata* Papaianopol, *P. (P.) mirabilis* Teisseyre, *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *Styloidaena heberti* (Cobălcescu), *Limnocardium (Euxiniocardium) virgatum* Papaianopol, *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba. Pe Valea Pietrei și pe Valea Glodului în succesiunile Getianului se găsesc argile nisipoase cu *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Plagiодacna carinata* (Deshayes), *Dreissenomya (Sinucongeria) aperta* Deshayes), *Dreissenomya (Sinucongeria) aperta* (Deshayes).

Caractere asemănătoare îmbrăcă Getianul și către vest în bazinul văii Dimbovița (pe Valea Urleacului) și în continuare către vest, în bazinul văii Aigeșel (Valea Păducelului, din urmă ce coboară de la Ungureni spre Boteni).

La vest de Rîul Tîrgului, între Rîul Tîrgului și Slănic, faunele getiene sunt mai puțin variate, pachydacuele întlnindu-se rar. La Schitu Golești aflorează argile cenușii, stratificate sau masive, și argile cenușii, slab nisipoase, cu *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Pachydaena (Parapachydacna) cobălcescui* (Fontannes), *Prosodacnomya sturi sabiae* Andreescu, *Prosodacna (Prosodacna) parmata* Papaianopol et Lubenescu, *Limnocardium (Euxinicardium) virgatum* Papaianopol, *Viviparus dacianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *V. muscelensis* Lubenescu.

În partea vestică a zonei investigate, pe Valea Cărbunelui (afluent de dreapta al Rîului Doamnei), Valea Satului (afluent stîng al Vîlsanului) și pe partea dreaptă a Argeșului, la Valea Danului faunele getiene se diversifică din nou. În partea inferioară a succesiunilor stratigrafice se găsesc argile nisipoase, deseori în alternanță, următe de nisipuri, nisipuri argiloase și mai rar argile. În partea superioară se găsesc cantonate și strate de cărbuni. Pe lîngă formele menționate la Schitu Golești, aici se mai găsesc : *Pachydaena (Pachydaena) socialis* Papaianopol, *P. (Parapachydaena) serena* (Sabba), *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Prosodacna (Prosodacna) inaudita* Papaianopol, *P. (Psilodon) munieri* Sabba, *Pontalmyra (Pontalmyra) amaradica* Papaianopol, *Dacicardium gratusus* Papaianopol et Agapia Popescu, *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Viviparus berbestiensis* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu.

Depozitele getiene au fost interceptate în toate forajele luate în discuție. Célé amplasate la est de Ialomița au străbătut Gețianul pînă la 130 m (forajele 7 și 8). În intervalele 45—47 m, 60—63 m, 92—96 m, 114—116 m din forajul 7 și 80—86 m, 117—126 m din forajul 8, faunele includ : *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Pseudocatillus aff. subpolemonis* Ebersin, *Charloconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dreissena rimetiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus duboisi* (Mayer—Eymar), *V. argesiensis* Sabba, *V. conicus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *Bacunella dorsarcuata* (Zalanyi), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Cypriodeis geticus* Olteanu.

La vest de Ialomița forajul 6 Gheboieni a străbătut Dacianul inferior între 50 m și 120,40 m. Complexul cărbunos se dezvoltă în intervalul 53—96 m. Sub complexul cărbunos, între 118—120 m, fauna cuprinde : *Pachydaena (Pachydaena) socialis* Papaianopol, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Pontalmyra (Pontalmyra) conversa* Papaianopol, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Dreissena rumana* Sabba, *Viviparus conicus* Lubenescu, *V. duboisi* (Mayer—Eymar).

Forajul 4 Poenari a înținut Gețianul între 100 și 170 m. Litologie este constituită mai ales din argile. Macrofauna din intervalul 103—106 m include *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Viviparus argesiensis* Sabba, *Zagreabica reticulata* Sabba. Microfauna de ostracode din intervalele 123—130 m, 134—141 m și 148—150 m este formată din *Cytherissa plana* Klein, *Loxoconcha schwayeri* Suzin, *Amplocypris dorsobrevis* Krstic, *Leptocythere olivina* (Liventz), *Casiolla magna* Olteanu, *C. curvata* Olteanu.

Mai spre vest, forajul 5 Aninoasa (la est de valea Slănicului) a străbătut complexul cărbunos în intervalul 10,40—67,25 m. Sub acesta se găsesc argile nisipoase și argile care în intervalele 77—82 m și 86—89 m contin ansambluri faunistice cu *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus macarovicii* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. cuestiensis* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *Bulinus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Cyprinotus salinus* (Brady), *Bacunella dorsarcuata* (Zalanyi), *Cypria aff. tocorjescui* Hanganu, *Caspiolla aff. venusta* (Zalanyi), *Cypriodeis palelliformis* Olteanu, *C. parageticus* Olteanu, *C. geticus* Olteanu.

Succesiuni interesante ale Gețianului au fost străbătute de forajele săpate între Rîul Doamnei și Vîlsan în următoarele intervale (18—80 m)

în forajul 1,78—225 m în forajul 2 și 76—225 m în forajul 3). Forajul 1 nu a întlnit strate de cărbuni. Forajul 2 a interceptat un facies slab cărbunos în intervalul 140,10—151,90 m., iar forajul 3 un facies cărbunos mai consistent în intervalul 132,20—198,80 m.

Forajul 1 a străbătut Romanianul pînă la adîncimea de 18 m în intervalul 15—18 m, microfaunele de ostracode incluzind: *Candonia compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars, *C. rostrata* Brady & Normann, *Iliocypris brady* Sars. În intervalele 25—27 m, 28—30 m, 33—36 m, 55—57 m și 63—66 m, din forajul 1 și în intervalele 153—156 m, 162—165 m, 185—19 m și 216—222 m; din forajul 2 asociațiile macro și microfaunistice cuprind: *Prosodacna (Prosodacna) parvata* Papaianopol et Lubenescu, *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. muscelensis* Lubenescu, *V. duboisi* (Mayer—Eymar), *V. conicus* Lubenescu, *V. dacianus* Lubenescu, *Amplocypris dorsobrevis* Krstic, *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Leptocythere polymorpha* Olteanu, *Casiolla liventalina* (Evlachova), *C. venusta* (Zalanyi), *Cyprideis geticus* Olteanu.

În forajul 3, Dacianul inferior a fost interceptat în intervalul 76—225 m, faciesul cărbunos dezvoltindu-se între 132,10—198,80 m. Sub ultima intercalatie de cărbune, în intervalul 204—215 m., faunele sunt constituite din *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Zagrabica reticulata* Sabba, *Viviparus conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *Amplocypris dorsobrevis* Krstic, *Loxoconcha schwegeri* Suzin, *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Cyprinotus magnus* Olteanu, *Cyprideis geticus* Olteanu. Microfaune getiene cu *Cytherissa bogatschovi* (Livental) și *Cyprideis* sp. se găsesc și în cadrul complexului cărbunos în intervalul 192—196 m. Dorim să menționăm că faunele cu viviparide getiene de tipul *Viviparus argesiensis* și *V. duboisi* pot să apară imediat deasupra Ponțianului superior, ilustrativ fiind cazul forajului 2 unde macrofaune de acest tip se găsesc în intervalul 216—222 m, Bosphorianul dezvoltindu-se între 225 m și 307 m.

Asociații de palinomorfe

Depozitele Ponțianului mediu (Portaferrian) de pe valea Poenar și din forajul 1 (intervalul 246—249 m) se caracterizează printr-o asociație sporopolinică simplificată, la care se adaugă material resedimentat și dinoflagelate (stadii de chist proximat). Principalele elemente de floră sunt: *Taxodiaceae*, *Alnus*, *Cedrus*, *Zelkova*, *Abies*, *Pinus*, *Picea*, *Myrica*, *Betula*, *Carya*, *Quercus*, *Selaginella*, *Polypodiaceae*, *Lygodium*.

Probele recoltate din Ponțianul superior (forajul 1, intervalul 198—199 m) evidențiază existența unei asociații alcătuite din *Celtis*, *Zelkova*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Carya*, *Myrica*, *Cedrus*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Eriaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Typha*, *Microlepia*, *Spirogyra*, *Botryococcus*, dinoflagelate (*Gonyallaceae*).

La nivelul Dacianului inferior (Gețian) spectrele sporopolinice obținute din forajele 1 (intervalul 33—36 m), 3 (intervalul 169—172 m) și 5 Aninoasa (6 probe din intervalul 40—89 m) precum și din aflorimente



(Valea Urîtei, satul Voinesti), apar mai diversificate comparativ cu cele din Ponțian, prin proporția mai mare de mezofile și higrofile. Dintre acestea cităm: *Taxodiaceae*—*Cupresaceae*, *Liquidambar*, *Eucommia*, *Sciadopitys*, *Ginkgo*, *Salix*, *Nyssa*, *Tilia*, *Ilex*, *Juglans*, *Fagus*, *Castanea*, *Aesculus*, *Symplocaceae*, *Caprifoliaceae*, *Parthenocissus*, *Nymphaea*, *Compositae*, *Cyperaceae*, *Myriophyllum*, *Polygonum persicaria*, *Canabaceae*, *Osmunda*, *Lygodium*, *Pteris*, *Salviniaceae*, *Hepaticae*. Caracteristic pentru forajul 5 Aninoasa este abundența de dinoflagelate între 71—89 m, corespunzînd cu procentele maxime de conifere.

Privită în ansamblu flora Ponțianului mediu și superior prezintă o evoluție treptată a fitocenozei de mlaștină cu *Taxodiaceae*, care se dezvoltă mult în Dacianul inferior. Spectrele sporopolinice apar diversificate datorită numărului mare de elemente authohtone din floră.

Complexele earbunoase și maceralele cărbunilor

Între valea Ialomiței și valea Argeșului primul moment de instalare a faciesului cărbunos nu este același. În timp ce între Ialomița și Dîmbovița acest prim moment este Dacianul inferior (Gețianul), de la vest de Argeșel dezvoltarea faciesului cărbunos începe din Ponțianul inferior (Odessianul). Din punct de vedere al arealului, cea mai mare dezvoltare o are faciesul cărbunos la nivelul Dacianului inferior purtător de cărbune în întreaga zonă de avanfosă dintre Ialomița și Argeș. În Ponțian faciesul cărbunos cel mai consistent se dezvoltă în Ponțianul mediu (Portaferrian) dintre Argeșel și Slănic. De aici către vest faciesul cărbunos al Ponțianului are o dezvoltare lenticulară.

Datorită utilizării unei nomenclaturi locale pentru numerotarea stratelor de cărbuni din diferite perimetre se ivesc unele probleme în corelarea acestora. Deoarece primul strat de cărbune din Dacianul inferior este diferit numerotat între Ialomița și Argeș, trebuie menționat că stratul I de cărbune dintre Ialomița și Dîmbovița se corelează cu stratul IV de la Schitu-Golești și cu stratul I dintre Rîul Doamnei și Argeș, iar stratul II dintre Ialomița și Dîmbovița cu stratul V de la Schitu-Golești și cu stratul II dintre Rîul Doamnei și Argeș. Cât privește cărbunii pontieni, stratele I și II (Ponțian mediu) dintre Argeșel și Slănic se pot corela cu ivirile de cărbuni pontieni de la nord-est de Curtea de Argeș.

Cărbunii dintre Ialomița și Argeș sunt constituți din benzi alternante de lithotypi cu aspect predominant mat, de culoare cenușiu-negricioasă, ce alternează cu intercalări semilucioase. Sporadic ei conțin xylit, fusain și argilă separabilă. Microscopice, sunt alcătuiri din macerale aparținând grupelor huminit, liptinit, inertinit și compozitii minerali, preponderent fiind grada huminit.

În cărbunii pontieni (tabelul 1) grada huminit are o participare de 77,63%, grada liptinit de 3,71%, grada inertinit de 3,68%, compozitii minerali având o participare de 14,97%. Raportul dintre maceralele gelificate (ulminit + densinit) 54,61% și maceralele negelificate (textinit + attrinit) 20,62% indică un grad de gelificare nu prea ridicat, procentul de impurificare fiind mai ridicat (14,97% compozitii minerali).

După tipul de macerală predominant și gradul de conservare, cărbunii pontieni s-au format într-o turbărie submersă, în care a predominat



TABELUL 1

Maceralele cărbunilor ponțieni și dacieni dintră valea Argeșel și valea Argeșului

LOCALIZAREA PROBELOR		Nr. probelor	Vîrstă	GRUPA DE MACERALE								COMPONENTI MINERALI			
				HUMINIT					LIPTINIT		INERTINIT				
				t	tu	eu	g	att	d	ct	ldt	sc	f	arg	Py
F 4	303,00-303,50	7	N	9,51	22,51	5,39	4,95	11,42	16,49	5,26	-	--	-	23,14	1,33
	320,20-320,35	6	A	5,69	12,52	-	0,14	28,45	31,30	4,69	-	-	-	15,36	1,85
	354,60-357,10 acop.	5	-	7,63	26,78	4,77	20,80	-	24,80	7,63	-	-	-	7,65	-
	354,60-357,10 med.I	4	I	9,73	5,56	-	0,43	13,04	49,56	3,40	-	-	0,43	17,84	0,61
	354,60-357,10 med.II	3	N	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-
	354,60-357,10 culc.	2	O	1,18	22,45	12,85	3,40	-	54,65	0,44	-	-	-	4,29	0,79
	365,00-372,40	1	D	6,15	12,69	1,36	-	10,91	49,11	7,09	-	-	-	12,55	0,14
	MEDIA F 4			5,07	14,64	3,55	4,24	23,40	32,27	4,07	-	-	0,05	11,54	0,67
Valea Gogoreasca				7,06	13,05	0,48	0,72	5,99	44,32	3,35	-	-	7,30	14,98	2,75
MEDIA PONTIAN				6,33	13,84	2,01	2,48	14,69	38,29	3,71	-	-	3,68	13,26	1,71
MEDIA PE GRUPE DE MACERALE				77,63					3,71		3,68			14,97	
F 5	48,45-49,75 acop.	15	N	7,25	12,00	5,13	3,15	25,36	28,98	-	-	-	-	15,70	2,24
	48,45-49,75 culcūs	15	A	3,00	6,90	-	-	76,46	-	-	-	-	-	11,69	1,95
	61,55-66,10 med.I	7	A	9,63	24,19	0,12	1,80	-	19,25	13,24	12,03	-	-	18,06	1,68
	61,55-66,10 med.II	6	C	38,45	10,11	-	-	30,72	-	-	-	-	-	18,90	1,76
	61,55-66,10 culcūs	5	D	8,46	18,46	3,85	-	15,38	32,31	9,23	-	-	-	12,31	-
	66,10-71,10 cicoperis	4	A	11,97	31,66	5,17	1,31	-	26,25	1,78	9,27	-	-	12,35	0,23
	66,10-71,10 med.I	1	D	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-
	MEDIA F 5			11,25	14,77	2,03	0,91	35,42	15,25	3,46	3,04	-	-	12,70	1,12
F 3		1	N	4,93	35,57	3,73	1,64	-	49,25	0,45	-	-	-	4,33	-
	162,00-165,00	2a	N	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-
	162,00-165,00	2b	A	4,86	17,50	0,19	0,29	13,63	48,65	4,67	-	-	-	10,21	-
	198,00-201,00	1a	C	8,90	20,20	2,85	4,22	-	52,48	1,82	-	-	-	8,50	1,03
	198,00-201,00	1b	A	10,55	22,36	9,03	1,10	169	36,28	8,44	-	-	-	10,13	0,42
	198,00-201,00	1c	D	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-
	MEDIA F 3			4,65	12,01	2,41	1,12	23,06	47,48	2,98	-	-	-	5,76	0,29
MEDIA DACIAN				7,01	20,81	2,72	1,22	19,49	37,32	2,29	101	-	-	7,59	0,27
MEDIA PE GRUPE DE MACERALE				88,57					3,30		8,05				

materialul fin, generind maceralele subgrupei humodetrinit (52,86 %), la care se adaugă materialul lemnos cu structură (22,18 %), cu frunze caducre (3,7 %), cu oscilații ale nivelului apei indicate de prezența fuzinitului (3,68 %).

În cărbunii dacieni grupa huminit are o participare de 88,57 %, grupa liptinit de 3,30 %, grupa inertinit este inexistentă, compoziția minerală având o participare de 8,06 %. Raportul dintre maceralele gelificate (ulminit + densinit) — 60,88 % și cele negelificate (textinit + attrinit) — 26,50 % indică un grad de gelificare avansat și un grad de impuritate scăzut, procentul de compozitii minerale fiind de 8,06 %.



După tipul de macerale componente și gradul de conservare, cărbunii dacieni s-au format într-o turbărie submersă, în care au predominat plantele inferioare (56,88%, subgrupa humodetrinit), la care se adaugă materialul grosier lemnos (30,54% humotellinit), cu frunze caducă (3,30% cutinit) și aport variabil de material terigen, ce a generat substanță minerală (8,06%).

Minerale grele

Probele colectate din intercalăriile nisipoase (foraje și aflorimente) ale succesiunii Miocen inferior—Dacian dintre Ialomița și Argeș au fost analizate pe clase granulometrice (tabelul 2), fiind identificate nouă specii

TABELUL 2
*Procentajul speciilor de minerale grele din sectorul
Depresiunii Subcarpatice dintre Ialomița și Argeș*

Nr. crt.	Numărul probei	Locul de recoltare	Clasa granulo- metrică	%.								Observații	
				Minerele opace	Granat	Staurolit	Disten	Zircon	Turmalină	Hornblendă	Augit		
1	26	F. 1 (1306-311m)	0,10 - 0,63	63,00	36,60	19,10	2,60	1,40	1,60	1,00	-	1,00	Miocen. inf.
			0,25 - 0,10	39,80	35,40	17,70	2,20	0,90	0,90	2,20	-	-	
2	366	Vulcana-Pandele	0,10 - 0,63	60,40	48,60	4,40	1,40	3,60	0,70	1,10	-	-	Meotian
			0,25 - 0,10	43,30	41,70	5,10	2,10	3,10	2,60	2,10	-	-	
3	29	Valea Putineiul	0,10 - 0,63	30,10	54,00	5,30	4,60	1,80	2,60	1,80	-	-	"
			0,25 - 0,10	25,80	57,00	8,60	4,30	-	2,15	2,15	-	-	
4	4	F. 4 (364-367m)	0,10 - 0,63	31,90	45,00	14,50	2,90	1,40	1,40	2,90	-	-	Pontian inf
			0,25 - 0,10	31,20	43,20	8,50	3,60	1,90	2,90	2,90	-	-	
5	3	F. 4 (313-318 m)	0,10 - 0,63	49,00	34,20	4,90	2,00	1,80	1,50	6,80	-	-	Pontian mediu
			0,25 - 0,10	53,80	33,20	3,10	2,30	1,60	2,30	3,10	-	-	
6	2	F. 4 (277-280m)	0,10 - 0,63	55,80	30,00	5,40	2,70	2,00	1,40	2,70	-	-	"
			0,25 - 0,10	41,70	38,80	11,70	1,60	1,60	1,60	3,40	-	-	
7	1	F. 4 (225-230m)	0,10 - 0,63	37,00	31,50	12,10	1,80	1,20	1,80	14,60	-	-	"
			0,25 - 0,10	37,00	31,50	12,10	1,80	1,20	1,80	14,60	-	-	
8	121	Valea Bizididel	0,10 - 0,63	26,60	55,50	2,30	2,30	4,70	4,70	2,30	1,60	-	Pontian sup.
			0,25 - 0,10	25,30	49,50	7,20	7,20	-	2,40	3,60	-	-	
9	56	Valea Cimpului	0,10 - 0,63	24,20	62,10	2,80	1,40	1,00	1,40	2,40	4,70	-	Dacian inf.
			0,25 - 0,10	36,30	48,50	3,60	2,40	-	1,20	1,80	6,00	-	
10	412	Valea Glodului	0,10 - 0,63	44,40	44,40	3,20	1,20	2,40	2,00	1,60	4,80	-	"
			0,25 - 0,10	48,70	37,20	3,10	2,60	-	1,00	2,10	5,30	-	
11	137	Valea Pietrei	0,10 - 0,63	30,50	58,00	3,30	1,70	1,20	1,20	3,30	4,10	-	"
			0,25 - 0,10	44,10	44,00	3,90	2,40	1,60	2,40	3,20	4,00	-	
12	183	Malurile	0,10 - 0,63	34,60	26,00	8,80	2,90	1,50	2,80	2,90	1,02	-	"
			0,25 - 0,10	36,00	37,20	5,80	7,00	3,50	5,80	3,70	1,00	-	
13	22	F. 3 (113-119m)	0,10 - 0,63	22,40	22,40	2,10	2,10	1,60	1,40	4,20	-	-	"
			0,25 - 0,10	32,30	31,60	10,20	3,20	3,20	2,20	3,30	-	3,20	
14	23	F. 3 (162-165m)	0,10 - 0,63	42,20	24,80	5,00	2,00	1,00	1,40	3,60	-	1,00	"
			0,25 - 0,10	17,30	24,50	16,10	4,30	2,10	-	3,00	-	1,40	
15	24	F. 3 (180-185m)	0,10 - 0,63	30,70	25,20	6,80	1,50	2,50	2,00	30,20	-	1,09	"
			0,25 - 0,10	38,40	23,80	7,70	3,10	1,40	-	23,20	-	1,40	
16	28	F. 2 (126-132 m)	0,10 - 0,63	26,20	31,40	10,30	2,10	1,60	1,60	26,20	-	1,00	"
			0,25 - 0,10	19,20	19,80	12,00	2,40	1,10	1,10	4,20	-	1,70	
17	29 ^a	F. 2 (201-207m)	0,10 - 0,63	17,20	22,80	18,60	1,30	-	0,90	39,00	-	-	
			0,25 - 0,10	20,40	21,00	6,10	1,90	1,90	1,20	43,70	-	1,90	
18	11	F. 5 (20 - 25 m)	0,10 - 0,63	51,00	25,20	5,10	1,50	1,00	1,00	16,10	-	-	"
			0,25 - 0,10	52,10	18,50	3,70	1,90	-	1,20	43,50	-	-	
19	12	F. 5 (41- 43m)	0,10 - 0,63	39,60	33,20	6,80	3,30	1,30	1,30	13,20	-	1,30	"
			0,25 - 0,10	40,10	6,80	8,80	3,40	1,60	1,60	4,80	-	-	

minerale : granat incolor, minerale opace, staurolit, disten, zircon, turmalină, hornblendă, augit și hipersten.

Mineralele opace sunt reprezentate prin oxizi de fier și pirită. Din diagramă, reiese variația conținutului de minerale opace ce oscilează



intre 17,30% (proba 23) și 62,10% (proba 11). Analizînd repartitia lor în perimetru investit se constată că mineralele opace cresc din Miocenul inferior pînă în Dacianul inferior, exceptind forajele 2 și 3.

2. Granatul incolor este prezent în toate probele analizate prin conținuturi de 11,80% (proba 22) și 62,10% (proba 56). În scara stratigrafică granatul are valori ridicate la nivelul Meotianului superior și a Dacianului inferior, scăzînd în Miocenul inferior și Ponțian. Aria de răspîndire a acestui mineral se caracterizează prin conținuturi mari în zonele centrală și estică al perimetruului și mai scăzute în cea vestică (forajele 2 și 3) (fig. 2).

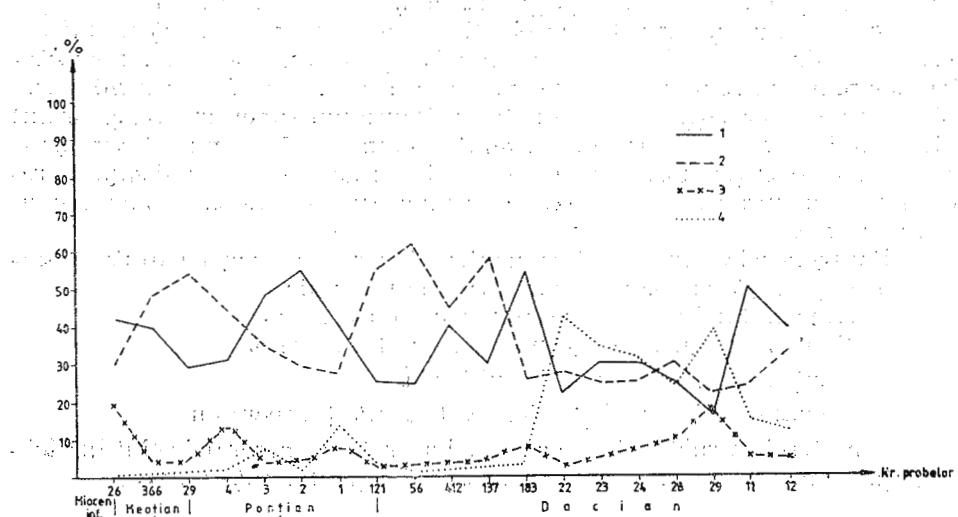


Fig. 2 — Variația procentuală a mineralelor opace, granâțului incolor, staurolitului și hornblendei în sectorul Depresiunii Subcarpatice dintre Ialomița și Argeș.

Variation of the percent of opaque minerals, colourless garnet, staurolite and hornblende in the area of the Subcarpathian Depression between the Ialomița and the Argeș Rivers.

3. Staurolitul are o distribuție procentuală aproximativ uniformă (2,10% în probă 22 și 19,10% în probă 26). Cele mai ridicate conținuturi de staurolit au fost întîlnite în depozitele Miocenului inferior, Ponțianului și Dacianului inferior, mai scăzute fiind cele de la nivelul Meotianului superior.

4. Distenul variază în limitele 1,20% (proba 412) și 7,20% (proba 121). În aria investită distenul are valori maxime în Ponțianul superior de pe valea Bîzdidek (affluent de stînga al Ialomiței) și Dacianul inferior de la Maluri, tot pe stînga Ialomiței, deci în sectorul estic.

5. Zirconul este prismatic, colțuros, frecvent idiomorf, cu conținuturi de 0,96% (proba 26) și 4,70% (proba 121).

6. Turmalina are valori de 0,70% (proba 366) și 5,80% (proba 183). Asemenea zirconului, turmalina are conținuturi mai ridicate în depozitele ponțiene din zona estică.

7. Hornblenda are o distribuție procentuală neuniformă 1% în proba 26 și 73,70% în proba 29a). În scara stratigrafică hornblenda crește cantitativ de la Miocenul inferior la Dacianul inferior. Alături de hipersten și augit, hornblenda brună indică fenomene vulcanice sincrone cu sedimentarea.

8. Augitul este prezent numai în depozitele pontiene și daciene din partea estică (bazinul văii Ialomița), cu valori de la 1% (proba 23) la 6% (proba 56). Provine din roci efusive bazice și neutre, care au furnizat material o perioadă scurtă de timp (Pontian superior-Dacian inferior).

9. Hiperstenul apare numai în depozitele miocene și daciene din forajele 2, 3 și 5 cu valori de 1% (proba 26) și 3,20% (proba 22).

În concluzie pentru depozitele Miocenului inferior, Meotianului superior (Moldavian) și Pontianului inferior și mediu (Odessian respectiv Portaferrian) sursa principală de minerale o constituie formațiunile cristalofiliene ale Carpaților Meridionali. În Pontianul superior (Bosphorian) și Dacianul inferior (Getian) a intervenit o schimbare în compoziția mineralogică prin apariția hornblendei brune, hiperstenului și augitului. Prezența acestor minerale indică existența unor eruptii vulcanice sincrone cu sedimentarea.

Paragenezele caracteristice pentru depozitele neogene dintre Ialomița și Argeș sunt formate din următoarele minerale :

- Miocenul inferior : minerale opace + staurolit
- Meotianul superior : granat incolor + staurolit
- Pontianul : staurolit + hornblendă
- Dacianul inferior : hornblendă + augit + hipersten

Caracterele structurale ale granulelor arată că mineralele sunt în zăcămînt primar și că transportul a fost efectuat pe distanțe reduse.

Granulometria și morfometria nisipurilor daciene din bazinul văii Ialomița

Urmărindu-se faciesurile cărbunoase ale Dacianului din partea estică a Munteniei, s-a constatat (Papaianopol et al., 1985) că, acestea sunt legate de structurile externe din aria avanfosei, lipsind, sau fiind mult mai slab dezvoltate în cele interne; chiar dacă formațiunile purtătoare se găsesc atât în structurile interne, cât și în cele externe. Aceasta este și cazul Dacianului inferior din bazinul văii Ialomița, care este lipsit de cărbuni în structurile interne (sinclinalul Maluri — Valea Lungă), dar purtător de cărbuni în cele externe (sinclinalul Lăculete — Glodeni, anticlinalul Doicești — Aninoasa, sinclinalul Brănești — Izvoare).

Din acest motiv, în vederea stabilirii preliminare a condițiilor de transport și sedimentare, au fost studiate granulometric și morfometric nisipurile daciene din sinclinalul Maluri — Valea Lungă (est de Ialomița — probele 1—7, fig. 1 a) și din sinclinalul Brănești — Izvoare (vest de Ialomița — probele 8—14, fig. 1 a).

În studiul granulometric am folosit scara propusă de Udden-Wentworth (în Anastasiu și Jipa, 1983), tipul dimensional global pentru fiecare probă fiind cel al claselor modale și submodale (fracțiunile granulometrice care însumează mai mult de 70% din materialul detritic al probei).



TABELUL 3

Repartiția rotunjimii granulelor de cuart din nisipurile daciene ale sinclinalelor Brănești - Izvoare și Maluri - Valea Lungă

Clase granulo-metrice (mm)	Scara de rotunjime	Numărul probei / Procente granule													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
> 2	Fr	-	-	16	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-
	R	32	36	80	-	60	-	-	52	60	32	-	-	32	
	Sr	32	40	4	-	40	-	-	24	16	40	-	-	24	
	Sa	24	24	-	-	-	-	-	24	24	16	-	-	16	
	A	12	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	28	
	Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2 - 1	Fr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
	R	36	12	24	-	32	-	-	44	16	44	32	-	32	
	Sr	36	32	52	16	28	-	-	44	44	16	20	-	16	
	Sa	28	32	20	44	20	-	-	8	24	24	28	-	20	
	A	-	24	4	40	20	-	-	4	16	16	20	-	28	
	Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1 - 0,500	Fr	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-
	R	16	12	20	48	8	16	4	20	12	24	16	24	8	20
	Sr	32	24	20	12	32	24	20	24	40	28	24	48	32	36
	Sa	24	24	24	24	12	32	36	36	32	24	20	4	48	24
	A	24	40	36	12	48	28	40	20	12	24	40	20	12	20
	Fa	4	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-
0,500-0,250	Fr	-	-	-	8	-	-	-	8	-	4	8	8	-	-
	R	16	24	28	28	16	8	8	4	20	8	32	24	20	20
	Sr	20	16	20	8	16	20	28	32	28	44	12	8	8	20
	Sa	28	28	4	32	12	32	24	28	28	28	20	32	24	20
	A	36	32	40	24	48	40	32	28	20	16	28	24	20	24
	Fa	-	-	8	-	8	-	8	-	4	-	-	4	28	16
0,250-0,125	Fr	-	-	-	12	-	-	-	-	-	4	8	-	-	-
	R	16	16	8	4	12	20	20	24	16	16	24	16	24	8
	Sr	16	16	20	24	24	28	32	24	23	36	20	20	8	8
	Sa	28	16	32	32	32	20	12	28	24	24	24	40	16	24
	A	40	44	40	28	32	32	36	24	28	20	20	16	8	32
	Fa	-	8	-	-	-	-	-	4	-	4	-	8	44	28
0,125-0,063	Fr	4	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	4	-
	R	28	4	24	-	20	12	12	20	12	12	8	12	32	8
	Sr	32	20	32	28	44	24	24	32	12	16	16	20	18	20
	Sa	12	28	28	44	12	32	28	32	20	32	36	56	24	32
	A	24	48	16	28	24	32	32	12	52	40	40	12	12	20
	Fa	-	-	-	-	-	-	4	-	4	-	-	12	16	
< 0,063	Fr	-	-	-	-	4	-	4	-	-	-	-	-	8	-
	R	4	4	8	20	12	32	20	24	4	16	16	8	12	28
	Sr	44	12	32	12	48	24	16	16	8	32	12	12	32	8
	Sa	28	44	28	36	28	24	20	24	12	20	28	36	8	40
	A	24	40	32	32	12	16	36	32	64	28	44	44	40	24
	Fa	-	-	-	-	4	-	8	-	12	4	-	-	-	-
Rotunjime globală		A	A	Sr	Sa	Sr	A	A	Sa	Sr	Sr	R	Sa	Fa	A

Fr = Foarte rotunjit

Sa = Subangular

R = Rotunjit

A = Angular

Sr = Subrotunjit

Fa = Foarte angular



Astfel, pentru nisipurile daciene menționate, se poate preciza că : sunt în general foarte fin pînă la mediu granulare (tabel 5); din repartitia areală se remarcă o ușoară creștere a dimensiunilor clastelor în direcția est (tabel 5, probele 1—7) — vest (tabel 5, probele 8—14), de la fin, foarte fin granular la fin, mediu granular; în succesiune stratigrafică se observă o scădere a granulometriei particulelor, din bază spre partea superioară a depozitelor daciene, cele mai fine situîndu-se spre axele sinclinaleselor iar cele mai grosiere spre flancurile acestora.

Parametrii granulometrii ai probelor de nisipuri daciene au fost determinați sau calculați cu ajutorul curbelor cumulative de frecvență.

Mediana, dateă de dimensiunile particulelor corespunzătoare frecvenței cu 50% și determinată direct pe curbele cumulative, are valori cuprinse între 0,085 și 0,395 mm (tabel 5). Areal, valorile ei cresc din spate est (tabel 5, probele 1—7) spre vest (tabel 5, probele 8—14), ceea ce denotă conform ipotezei lui Folk (1968) o creștere progresivă a competenței agenților transportori în sensul menționat.

Deviația standard, care caracterizează gradul de uniformitate a materialului elastic, a fost calculată cu ajutorul formulei propuse de Folk și Ward (1957). Valorile (tabel 5) comparate cu gradele de sortare din scara lui Folk (1968) au indicat faptul că nisipurile daciene sunt slab la moderat sortate, ceea ce presupune viteze mari de îngropare a materialului elastic.

Valorile coeficientului de asimetrie (tabel 5), calculate conform formulei lui Folk și Ward (1957), comparate cu scara de asimetrie propusă și explicată din punct de vedere genetic de Folk (1968), au arătat că : toate probele prezintă un exces de material grosier, mai pregnant în probele 1—7, deci la est de Ialomița; nisipurile fin granulare din sinclinalul Măluri — Valea Lungă au fracția grosieră mai bine reprezentată decit cele mediu granulare din sinclinalul Brănești — Izvoare, ceea ce subliniază existența unei sedimentări mai active în estul Ialomiței, în timpul Dacianului.

Sortarea slabă și asimetria variabilă (tabel 5), dar predominant pozitivă, sunt comparabile cu cele ale nisipurilor fluviatilie descrise de Friedman (1967).

Studiul morfometric, efectuat pe fiecare clasă granulometrică, s-a rezumat la determinarea rotunjimii și sfericității granulelor de cuarț cu ajutorul comparatorilor vizuali propuși de Krumbein (1951) și Powers (1953), pentru gradele de rotunjime și Rittenhouse (1948), pentru gradele de sfericitate.

Din repartitia rotunjimii pe clase granulometricice (tabel 3) se remarcă o strînsă legătură, de directă proporționalitate, între gradul de rotunjime și dimensiunea clastelor de cuarț, atât în nisipurile dezvoltate la est, cât și în cele din vestul Ialomiței. Se poate remarca totuși că în cazurile nisipurilor din sinclinalul Brănești — Izvoare în fracțiunile foarte fine (0,125—0,063 mm) sau în cele siltice (0,063 mm) apar două tipuri predominante de rotunjimi, subrotunjit și angular, fenomen ce se poate explica prin existența a două generații de material elastic, dintre care una (granulele subrotunjite) ar fi resedimentată în Dacian.

Variatia areală a rotunjimii globale pe probă (fig. 1 b) arată că : rotunjimea granulelor de cuarț din nisipurile daciene ale sinclinalului Brănești — Izvoare descrește dinspre flancuri spre ax, de la rotunjit la foarte

angular, deci o apropiere în timp a sursei furnizoare de domeniul de sedimentare; în sinclinalul Maluri — Valea Lungă rotunjimea granulelor de cuarț crește din spre flancuri spre axul sinclinalului, de la angular la subrotunjit (fig. 1b), deci o îndepărțare în timp a sursei furnizoare de zona de sedimentare.

Din repartitia sfericității granulelor de cuarț pe clase granulometrice (tabel 4) se remarcă predominarea netă a sfericității medii la foarte mari în majoritatea fracțiunilor, ceea ce denotă conform teoriei lui Pettijohn (1957) viteze de sedimentare mari pentru materialul terigen. Repartitia areală a zonelor de egală sfericitate globală (fig. 1c) demonstrează o creștere în timp a vitezei de sedimentare, confirmată de creșterea sfericității dinspre flancuri spre axele sinclinaleselor. Acest fenomen este mai pregnant în sinclinalul Maluri — Valea Lungă, deci sedimentari mai active în timp în estul Ialomiței.

In concluzie, din studiile granulometrice și morfometrice efectuate, au reeșit o serie de caractere sedimentologice diferite pentru nisipurile daciene depuse în vestul Ialomiței, față de cele sedimentate în estul acesteia. Astfel, se remarcă :

- existența unei ușoare creșteri a dimensiunilor particulelor din spre est spre vest, în est predominând nisipurile fine pînă la foarte fin granulare și în vest cele fin la mediu granulare; deci fie condiții de transport diferite, fie surse diferite; optăm totuși pentru prima concluzie deoarece conținutul mineralogic este identic în toate nisipurile daciene;

- valorile mediane prezintă o tendință de creștere de la vest spre est, ceea ce arată o mărire a competenței curentilor transportorii în direcția menționată;

- categoriile de asimetrie indică un exces de material grosier mai pregnant în vestul Ialomiței;

- descreșterea rotunjimii granulelor de cuarț din bază spre partea superioară a depozitelor daciene, situate la est de Ialomița și creșterea acesteia în același sens în sedimentele de la vest de Ialomița arată deplasarea sursei de material detritic, în timpul Dacianului, de la est spre vest;

- variația sfericității granulelor de cuarț din bază spre partea superioară a nisipurilor daciene, de la medie la mare în vest și de la medie la foarte mare în est, presupune o sedimentare mai rapidă în timp în zona din estul Ialomiței;

- sortarea slabă și asimetria predominant pozitivă ale nisipurilor daciene duc la concluzia unui transport fluvial.

Exoseopia granulelor de cuarț

Studiul exoscopic al granulelor de cuarț a fost efectuat în vederea stabilirii evoluției sedimentelor înainte de fixarea lor și după aceasta. În zona investigată, studiul a fost efectuat pe 10 probe provenite din foraje și aflorimente, descifrindu-se condițiile fizico-chimice la nivelul Miocenului inferior, Meotianului superior, Ponțianului inferior, mediu și superior și Dacianului inferior (tabel 6).

La nivelul Miocenului inferior (F4, intervalul 377—380) evoluția sedimentelor a fost relativ scurtă și puțin complicată, traversind trei faze: torențială, deltaică și pedogenetică (pl. VII, fig. 1). Faza torențială, deși



TABELUL 4

Repartiția sfericității granulelor de cuarț din nisipurile daciene ale sinclinalelor Brănești - Izvoare și Maluri-Valea Lungă

Clase granulometrice (mm)	Scara de sfericitate	Numărul probelor/Procente granule													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
- 2	FMr	12	64	64	-	-	-	-	60	32	12	-	-	20	
	Mr	64	20	36	-	60	-	-	36	56	28	-	-	64	
	Md	12	16	-	-	40	-	-	4	4	48	-	-	8	
	Mc	12	-	-	-	-	-	-	-	8	12	-	-	8	
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2 - 1	FMr	36	36	36	20	36	-	-	-	20	24	28	40	-	44
	Mr	52	43	64	60	44	-	-	-	60	68	44	16	-	36
	Md	4	12	-	20	8	-	-	12	4	16	12	-	8	
	Mc	8	4	-	-	12	-	-	4	-	12	32	-	12	
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	4	4	-	-	-	-	
1 - 0,50n	FMr	48	40	20	64	28	40	60	52	40	48	48	56	40	36
	Mr	40	44	64	36	64	56	32	40	40	40	52	40	52	60
	Md	8	8	8	-	-	4	8	8	12	12	-	4	8	4
	Mc	4	8	8	-	8	-	-	-	-	8	-	-	-	-
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,50n-0,250	FMr	28	64	56	40	48	32	44	48	16	40	20	32	40	20
	Mr	44	36	28	60	32	56	48	44	72	60	40	48	60	60
	Md	24	-	12	-	12	8	8	8	12	-	40	12	-	20
	Mc	4	-	4	-	8	4	-	-	-	-	-	8	-	-
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,250-0,125	FMr	36	44	48	44	52	40	48	40	44	44	8	40	32	24
	Mr	48	40	40	56	44	56	48	56	52	48	40	60	56	44
	Md	16	16	8	-	-	4	4	4	-	8	52	-	4	20
	Mc	-	-	4	-	4	-	-	-	4	-	-	4	12	-
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-
0,125-0,063	FMr	40	68	44	20	64	48	40	20	64	48	48	12	36	36
	Mr	52	28	44	76	36	44	56	72	16	44	40	48	32	64
	Md	4	4	12	4	-	4	4	8	12	8	12	36	12	-
	Mc	4	-	-	-	-	4	-	-	8	-	-	4	20	-
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
- 0,063	FMr	64	36	52	64	60	88	8	64	60	80	60	40	36	24
	Mr	28	52	44	28	40	12	92	36	28	16	40	20	24	44
	Md	8	12	4	4	-	-	-	-	12	4	-	20	20	32
	Mc	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	20	20	-
	FMc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sfericitate globală		M	FM	FM	M	FM	M	M	M	M	M	Md	M	M	M

FMr = Sfericitate foarte mare

Md = Sfericitate medie

Mr = Sfericitate mare

Mc = Sfericitate mică

FM = Sfericitate foarte mică

prima în ordinea cronologică pare să fie de durată și datorită condițiilor fizico-chimice din celelalte două, este perfect vizibilă. Surprinzător pare faptul că, după fixarea în diageneza pedogenetică, crusta de silice nou for-



TABELEUL 5

Caracteristicile granulometrice ale nisipurilor
daciene din sinclinalle Măluri - Valea Langă și Brînăști - Izvoare

Nr. probetăi	Clase granu- lometrice	Canti- tate (gr.)	Clase moza- ice (M) și submodale (SM)	Tip granulome- tric modal	Mediana (m)	Coefficient de sortare; tip de sor- tare	Asimetrie (ck)
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	3,9002 1,3966 2,8448 24,7286 42,2860 17,4340 3,4096	SM M	Fin spre mediu granular	0,200	1,04 slabă	-0,12 asimetrie negativă
2	>2,000 2,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	0,2618 0,8276 3,2522 14,7362 47,3788 27,9560 5,5774	M SM	Fin spre foarte fin granular	0,162	0,87 moderată	-0,01 simetrie
3	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	0,8844 2,8154 5,0592 5,2988 5,8924 62,4112 17,6386	M SM	Poarte fin granular	0,085	0,99 moderată	-0,50 asimetrie fără negativă
4	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	0,5416 1,0110 14,3444 59,7460 14,0308 10,3352	SM M	Fin spre mediu granular	0,170	0,80 moderată	+0,22 asimetrie pozitivă



Continuare la tabl. 5

	1	2	3	4	5	6	7	8
1	>2,000	2,000-1,000	1,5092	Foarte fin granular	0,085	1,38 slabă		
2	1,000-0,500	0,500-0,250	4,0054 6,0080 6,0352	M M M		-0,56 asimetrie foarte negativă		
3	0,250-0,125	0,125-0,063	11,0912 <0,063	M M M				
4	>2,000	2,000-1,000	0,7320 3,1502 5,3982 5,4114 55,0952	Fin spre foarte fin granular	0,120	1,01 slabă	-0,17 asimetrie negativă	
5	0,500-0,250	0,250-0,125	42,6272 28,5238	M M				
6	0,125-0,063	<0,063	21,8876 7,7254	M M				
7	>2,000	2,000-1,000	0,7898 1,5514 3,6102 26,6456	Foarte fin granular	0,100	1,01 slabă	+0,06 asimetrie	
8	1,000-0,500	0,500-0,250	0,125-0,063 <0,063	M M M M				
9	0,250-0,125	0,125-0,063	39,4252 27,9778	Fin granular	0,135	0,76 moderată		
10	>2,000	2,000-1,000	0,6070 0,7042 1,1834	M M M				
	1,000-0,500	0,500-0,250	1,9816 49,8216	Mediu granular spre grosier	0,387	1,09 slabă	+0,39 asimetrie foarte pozitivă	
	0,250-0,125	0,125-0,063	28,2450 <0,063	M M				
	>2,000	2,000-1,000	0,0996 1,1604 28,7902	Mediu granular spre grosier	0,387	1,09 slabă	+0,39 asimetrie foarte pozitivă	
	1,000-0,500	0,500-0,250	39,4630 23,2732	M M				
	0,250-0,125	0,125-0,063 <0,063	3,0412 4,1714	M M				
	>2,000	2,000-1,000	3,0092 12,9546	Mediu granular spre grosier	0,387	1,52 slabă	+0,07 simetrie	
	1,000-0,500	0,500-0,250	18,7808 37,0738	M M				
	0,250-0,125	0,125-0,063	15,2698 6,2928	M M				



	1	2	3	4	5	6	7	8
11.	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	0,1162 1,7718 9,5872 34,7646 32,6950 9,8422 1,4576	M SM	mediu spre fin granular	0,235	1,22 slăbă	+0,21 asimetrie pozitiva	
12.	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	0,2143 12,6324 13,3306 40,1793 29,3614 4,2820 0,0641	M SM	fin spre scări fin granular	0,170	2,09 slăbă	-0,14 asimetrie negativa	
13.	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	2,3321 1,7718 28,1918 52,3421 10,4123 4,8858	SM M	fin spre mediu granular	0,216	0,72 moderată	+0,18 asimetrie pozitiva	
14.	>2,000 2,000-1,000 1,000-0,500 0,500-0,250 0,250-0,125 0,125-0,063 <0,063	1,1618 3,2452 2,6245 31,4627 47,1323 9,9142 4,4593	SM M	fin spre mediu granular	0,237	0,90 acoperătă	+0,11 asimetrie pozitiva	

Continuare tabel 5



TABELUL 6

*Tabel sinoptic al evoluției granulelor de cuarț
din depozitele neogene dintre Ialomița și Arges*

VÂRSTA	NUMAR DE EVOLUȚIE	FORAJ	F ₂	F ₃	F ₅	F ₄	AFLORIMENT DESCRIDERI
Adâncimea			126 - 132 m	139 - 144 m	41 - 43 m		
DACIAN INFERIOR	Pedogeneză						
	Deltaic						
	Infratidal						
	Deltaic						
	Torential						
	Deltaic						
	Torential						
Adâncimea			270 - 275 m				
PONTIAN SUPERIOR	Pedogeneză						
	Deltaic						
	Infratidal						
	Eolian						
	Deltaic						
	Torential						
Adâncimea			344 - 347 m			277 - 280 m V. Gogorasca	
PONTIAN MEDIU	Pedogeneză						
	Infratidal						
	Torential						
	Eolian						
	Deltaic						
Adâncimea						364 - 367 m	
PONTIAN INFERIOR	Pedogeneză						
	Deltaic						
	Infratidal						
	Glaciar						
	Torential						
	Deltaic						
Adâncimea							V. Buzdidei
MEOTIAN SUPERIOR	Pedogeneză						
	Deltaic						
	Glaciar						
	Torential						
Adâncimea						377 - 380 m	
MIOCEN INFERIOR	Pedogeneză						
	Deltaic						
	Torential						

mată nu a început să fie atacată chimic, fenomen caracteristic de obicei acestui stadiu. Acest lucru poate fi explicat prin lipsa totală a circulației ișchidelor interstitiale subsaturate în silice.



Proba prelevată din depozitele Meoțianului superior provine de pe valea Bizdilel. Evoluția sedimentelor începe cu un transport torențial, urmat de o perioadă îndelungată de repauzare în mediul deltaic, întreruptă de o scurtă perioadă glaciară (pl. VII, fig. 2). Factorul chimic care a favorizat depunerea crustelor silicioase (pl. VII, fig. 3) nu a permis dezvoltarea faunei, lucru confirmat de analizele micro- și macrofaunistice. În final pedogeneza acționează chimic prin dizolvare, dar nu cu o agresivitate accentuată.

Ponțianul inferior a fost probat din forajul 4 (intervalul 364—367 m). Sedimentele suportă un drum mai îndelungat și mai complicat, caracterizat atât printr-o varietate mai mare de medii traversate, cît și prin repetarea unora dintre acestea: torențial, deltaic, torențial, glaciar, de tip infratidal, deltaic, pedogenetic (tabelul 6). Această situație ne sugerează caracterul instabil al marginii bazinului de sedimentare, înaintarea sau retragerea apei favorizând depunerile de silice în mediul deltaic (pl. VII, fig. 4), sau dizolvarea acesteia în mediul infratidal (pl. VII, fig. 5).

Probele analizate din depozitele Ponțianului mediu (forajul 2, intervalul 344—347 m, forajul 4, intervalul 277—280 m și valea Gogoreasca) au relevat că la acest nivel stratigrafic evoluția sedimentelor a fost destul de agitată, acestea traversând o serie întreagă de medii caracterizate diferit fizico-chimic: torențial, deltaic, eolian (pl. VII, fig. 7), torențial, de tip infratidal (pl. VII, fig. 8), pedogenetă (tabelul 6). În forajul 2 și pe valea Gogoreasca succesiunea mediilor este identică, în forajul 4 constăindu-se absența impresiunilor de natură coliană și infratidală în favoarea apariției celui de-al doilea ciclu torențial. Cele expuse ne sugerează faptul că în plan orizontal paleorelieful a favorizat diferențe de transport și depunere, caracterizate prin condiții fizico-chimice variate.

Granulele de cuarț provenite din Ponțianul superior (forajul 2, intervalul 270—275 m) păstrează pe suprafețele lor mărturia următoarei evoluții: transport torențial, depuneri silicioase deltaice (pl. VIII, fig. 2), travaliu eolian îndelungat (pl. VIII, fig. 1), disoluție chimică în mediul de tip infratidal, evoluție deltaică, diageneză pedogenetică însoțită de o ușoară dizolvare sau depuneri de silice globuloasă pe zonele expuse (pl. VIII, fig. 3). Evoluția acestor sedimente, în succesiunea mediilor parcurse, enumerate mai sus, dovedește travaliul suferit de sedimente la marginea oscilantă a unui bazin salmastru, în apropierea unei delte în continuă expansiune.

Dacianul inferior a fost probat și analizat în forajul 2 (intervalul 126—132 m), forajul 3 (intervalul 139—144 m) și forajul 5 (intervalul 41—43 m).

În forajul 1 la acest nivel stratigrafic granulele suferă două evoluții torențiale și două deltaice (tabelul 6; pl. VIII, fig. 5), fiind imprimate caracterele specifice fiecărui ciclu de transport și depunere. Evoluția în mediul de tip infratidal este relativ scurtă și cu efecte slabe asupra suprafețelor granulelor.

În forajul 3 sedimentele suferă același travaliu, însă succesiunea mediilor parcurse este ușor schimbăță (tabelul 6), ultimul mediu deltaic interpunându-se între evoluția de tip infratidală și cea pedogenetică finală.

În forajul 5, Dacianul inferior, probat de la o adâncime mică (intervalul 41—43 m), prezintă următoarea evoluție: torențial, deltaic, toren-

țial, deltaic, pedogenetică. În această zonă caracteristică este evoluția deltaică foarte bine ilustrată prin depuneri de cruste de silice solzoasă și microcristale de neoformare (pl. VIII, fig. 8).

În concluzie, caracterele sedimentării din sectorul avanfosei dintre Ialomița și Argeș, începînd cu Miocenul inferior și pînă la Dacianul inferior inclusiv, prezintă o mare varietate de factori fizico-chimici, din care deducem că procesul de acumulare a sedimentelor a avut un caracter turbulent, specific mediilor continentale (fluviatil-deltaice) și a celor de margine de bazin, cu frecvențe balansări pe verticală a tărâmului. Acestea au determinat reluarea în mai multe rînduri a sedimentelor în procesul de transport acvatic, expunerea la factorul eolian; treceri repetitive de la deltă la mediul de tip infratidal și invers, intercalate cu scurte perioade glaciare și terminind prin fixarea pedogenetică (tabelul 6). Variația mediilor este diferită nu numai în timp, ci și în spațiu, întîlnindu-se uneori variații mari, alteori deloc, între probele, prelevate și analizate, din diferențele forajelor.

BIBLIOGRAFIE

- Anastasiu N., Jipa D. (1983) Structuri și texturi sedimentare. Edit. tehn., p. 320, București.
- Donahue J., Krinsley H. D. (1968) Environmental interpretation of sand grain surface texture by electron microscopy. Notes and discussion — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, p. 743—748, New York.
- Donald H. C. (1963) Porcussion marks on quartz grains. *Jour. Sed. Petrology*, 33/4, p. 855—859, Tulsa.
- Folk R. L., Ward W. C. (1957) Brazos river bar, a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrology*, 27/1, p. 300—315, Tulsa.
- (1968) Petrology of Sedimentary Rocks; Texas Memphill's Book Store, p. 60—66, Dallas.
- Friedman G. M. (1967) Dynamiz processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand. *Jour. Sed. Petrology*, 37/2, p. 327—354 Tulsa.
- Hanganu E., Papianopol I. (1984) Sur la biostratigraphie du Pontien entre la vallée de Buzău et vallée d'Olt (Dépression Subcarpatique, Munténic). Univ. Bucharest, 75 years of the Laboratory of Paleontology, Special Volume, p. 247—260, București.
- Iliescu O., Paraschivescu C., Nedelcu C., Pavnotescu V., Hariton M. (1975). Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Paraschivescu C., Nedelcu C., Pavnotescu V.. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Pavnotescu V., Paraschivescu C., Nedelcu C. (1978) Contribuții privind stratigrafia depozitelor pliocene dintre valea Ialomiței și valea Dimboviței. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXIV/5 (1976—1977), p. 37—51, 4 pl., București.
- Isac D., Stoicescu Nicuța, Cojocariu L. (1977) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Isac M. (1959) Prospecții și explorări geologice între valea Argeșului și valea Vîlsanului. *Stud. tehn. eon., Inst. Geol. A*, 5 (1953—1954), p. 77—86, 6 fig., București.
- Krumbein W. C. (1951) Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrology*, 11, p. 173—179 Tulsa.



- Le Ribault L. (1975) L'éxoscopie. Méthode et applications. Compagnie Française de pétroles. Notes et mémoires, 12, 230 p. Paris.
- Ly Cheng K. (1978) Grain surface features in environmental determination of late quaternary deposits in New South Wales. *Jour. Sed. Petrology*, 48/4, p. 1219—1226, Tulsa.
- Margolis V. S., Nordstrom E. C. (1972) Sedimentary history of central California shelf sediments as revealed by scanning electron microscopy. *Jour. Sed. Petrology*, 42/3, p. 527—536, Tulsa.
- Marinescu Fl., Olteanu R. (1972) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Mihăilă N. (1969) România în termen stratigrafic final al Neogenului și stratigrafia sa din sectorul Rimnicu Vilcea — Vilsănești. *D. S. Inst. Geol.*, LIV (1967), partea 3-a, p. 163—172, București.
- (1971) Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre valea Oltului și valea Vîlsanului (sectorul Rimnicu Vilcea—Curtea de Argeș—Vilsănești). *St. tehn. econ., Inst. Geol.*, J., 7, 145 p., 32 pl., București.
- Motaș I. C. (1958) Sur la stratigraphie du Mio-Pliocène des bassins de Ialomița et de Dâmbovița au N de Tîrgoviște. *C.R.S. Com. Géol.*, XXXVI (1948—1949), p. 185—188, București.
- (1960) Ponțianul din Bazinul Rîul Alb—Valea Dâmboviței. *Bul. Inst. Petrol., Gaze și Geologie*, VI, p. 27—37, București.
 - Andreescu I., Bițoianu C., Bratosin I., Dumitriță P., Gheorghian M., Iosof V., Jipa D., Olteanu R., Neacșu V., Papaianopol I., Papiu C. V., Popescu F., Rădan S., Roman Ș., Stancu J., Tudor M., Ticleanu N. (1977) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
 - Andreescu I., Bițoianu C., Gheorghian M., Iosof V., Jipa D., Olteanu R., Neacșu V., Orbocea M., Papaianopol I., Papiu C. V., Popescu F., Roman Ș., Tudor M. (1978) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Nedelcu I., Mateescu E. (1965) Cercetări geologice în zona „mușcelelor” cuprinsă între valea Vîlsanului și valea Oltului (reg. Argeș). *D. S. Inst. Geol.*, LI, p. 295—314, 3 pl., București.
- Ionescu St., Manea C. (1976) Raport, arhiva Intreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Nicolaeșcu V., Ionescu St., Antonescu A., Cladinov N., Ticleanu M., Platon M. (1975) Raport, arhiva Intreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Lubenescu V., Iavorschi M., Stelian I., Damian R. (1980) Contribuții la cunoașterea biostratigrafiei depozitelor Neogenului superior din regiunea valea Ialomiței și valea Cricovului Dulce. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4 (1977—1978), p. 133—146, 6 pl., București.
- Papaianopol I. (1983) Le genre *Dacicardium* dans le Pontien moyen (Portoferrien) du Bassin Dacique. *Rev. roum. — géol. géophys. géogr. (Géologie)*, 27, p. 75—85, 4 pl., București.
- Andreescu I., Botescu St., Cioclică G., Costea C., Crăciun P., Dumitriță P., Gaiță C., Grigorescu Gh., Grigorescu St., Jipa D., Macaleț R., Munteanu E., Olteanu R., Pislaru T., Popa E., Popescu A., Popescu Gh., Rădan M., Rădan S., Răzeșu S., Rogge E., Roman Ș., Szobotka St., Ungureanu C., Pană I., Damian R. (1985). Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
 - Andreescu I., Cioclică G., Costea C., Diaconită D., Dumitriță P., Grigorescu Gh., Grigorescu St., Jipa D., Macaleț R., Mărănteanu M., Munteanu E., Munteanu T., Popescu A., Popescu Gh., Răzeșu S., Rogge E., Nicolae V., Nicolae Gh., Olteanu R., Popa E., Roman Ș., Hanganu E., Pelin M., Damian R. (1986) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.

- Pavnotescu V., Andreescu I. (1978) Asupra unor Prosodacinae din Ponțianul de la Boteni (jud. Argeș). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie*, 23, 1, p. 143—155, 3 pl., București
- Iliescu O., Paraschivescu C. (1980) Observații biostratigrafice asupra depozitelor neogen superioare de la Boteni (jud. Argeș). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV (1977—1978), 4, *Stratigrafie*, p. 147—155, 3 pl., București.
- Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary rocks. Harper Brothers Ed., 718 p., New York.
- Powers M. C. (1953) A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrology*, 23/2 p. 117—119, Tulsa.
- Rarinca E. (1959) Prospecții și explorări geologice cu foraje la Godeni—Berevoiești—Bindera. *St. tehn. econ., Com. Geol.*, A, 5, p. 87 — 96, 8 fig., București.
- Rittenhouse G. (1948) A visual method for estimating two dimensional sphericity. *Jour. Sed. Petrology* 13, p. 111—127, Dallas.
- Riyadh A. R. (1975) Grain surface etching features of some heavy minerals. *Jour. Sed. Petrology*, 43, 3, p. 882—888, Tulsa.

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF PONTIAN AND DACIAN COAL—BEARING FORMATIONS BETWEEN THE IALOMIȚA VALLEY AND THE ARGEȘ VALLEY (MUNTENIA, DACIC BASIN)

(Summary)

The region that makes the object of the present paper is situated in the Subcarpathian Depression, overlying both the western part of the Mio—Pliocene Zone (developed between the Trotuș Valley and the Dâmbovița Valley) and the eastern part of the Getic Depression, which is continued westwards, up to the Danube. If we consider the way in which the coal complexes appear and develop, the investigated zone belongs to the western part of the Wallachian Zone (corresponding to the area between the Trotuș and the Argeșel) and to the eastern part of the Getic Zone (between the Argeșel and the Danube).

Following the Pontian and the Dacian deposits between the Ialomița and the Argeș Rivers, numerous variations could be identified, at one and the same stratigraphic level, not only of the lithofacies but also of the faunal asssemblages (macrofauna and microfauna) and of the conditions of sedimentation.

Referring to the Meotian we can say that it is represented only by the Upper Meotian (Moldavian), but it has a discontinuous development. The most interesting outcrops are to be found in the Ialomița Valley as well as in the Dâmbovița Valley Basin (left side of the Rîul Alb). It is lithologically made up of sands, gritty sands, coarse sands with boulders, sandy clays and rarer clays. The faunas include Congeria forms (novorossica and panticapaea groups), Psilunio, Turricaspia, Theodoxus, Leptocythere, Hemicytheria, Candona. In the whole zone between Rîul Alb and Argeș, the Meotian does no longer crop out. It crops out again, on a small surface east of the Argeș River, wherefrom it develops westwa-



rds up to the zone of the Vătășești locality, where it is equally represented only by the Upper Meotian.

The deposits of the Pontian stage are fully developed in the whole zone between the Ialomița and the Argeș, with the specification that the deposits of the Middle Pontian (Portaferrian) and the Upper Pontian (Bosphorian) are the most frequent.

The Lower Pontian (Odessian) deposits are discontinuously developed. It could be watched only between the Ialomița and the Dîmbovița and from there westwards between the Argeșel and the Slănic Valleys. In the Ialomița Valley Basin, the Odessian appears in pelitic facies, developing as „the beds containing *Paradaena abichi*”, which contain faunal assemblages including *Paradaena*, *Congeria*, *Valenciennius*, *Leptocythere*, *Pontoniella*, *Bacunella* forms. Westwards, on the Rîul Alb Valley (Dîmbovița Valley Basin) a sandy-calcarous facies develops in the Lower Pontian, with the finest development between the Sipot and Gura Bârbulețului. The fossils are preserved especially as castes, *Pseudocatillus*, *Prosodacnomya* and *Pseudoprosodacna* forms being found. Between the Rîul Alb Valley and the Argeșel one the Odessian does no longer crop out. It reappears in outcrops on the left side of the Argeșel Valley, wherefrom it can be followed westwards up to the Slănic Valley. Between the Argeșel and the Slănic Valleys coal-bearing facies are developed in the Pontian, the bed known in local nomenclature as the 0 bed being found in the Odessian. Considering the investigated boreholes, the Lower Pontian has been identified in borehole 4 Poenari (360–377 m interval). It is made up of sands and grey clays, slightly sandy in places, with a thin coal bed in the footwall. In the 362–364 m interval the macrofauna includes *Prosodacnomya*, *Pseudoprosodacna* and *Pseudocatillus* forms.

Considering the Pontian substages, the Middle Pontian (Portaferrian) is best developed between the Dîmbovița and the Argeș valleys, being concomitantly the most varied in point of lithofacies. In the Ialomița Valley Basin the classical development of „the *Congeria rhomboidea* Beds” is noticed, the deposits concerned containing besides *Congeria (Rhombocongeria) rhomboidea* and *C.(R.) subrhomboidea*, forms of *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Arpadicardium Pontalmyra*, *Paradaena*, *Zamphiridaena*, *Dreissenoides*, *Lithoglyphus*, *Melanopsis*, *Tyrrhenocythere*, *Mediocystherideis*, *Loxoconcha*, *Cypria*, *Casiolla*. The *Congeria rhomboidea* beds of the Middle Pontian are followed westwards up to the Dîmbovița Valley Basin. In the Pietrari area (on the Rîul Alb) the sandy-gritty-calcareous facies set up in the Odessian is continued in the Portaferrian. Between the Dîmbovița and the Argeșel Valleys, the Middle Pontian does not crop out, occurring again in outcrops in the Argeșel Valley Basin wherefrom it continuously flows westwards, up to the Argeș. Between the Argeșel and the Slănic Valleys thick coal beds develop in the Portaferrian, at this stratigraphic level lying coal beds I, II and III. In this area the Portaferrian does no longer take the classical form of „the *Congeria rhomboidea* beds”, the faunal assemblages having various aspects; they include forms of *Pseudoprosodacna*, *Prosodacnomya*, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*, *Euxinicardium*, *Psilunio*, *Pota-*



moscapha, Congeria, Dreissena, Melanopsis, Viviparus, Pyrgula, Tyrrenocythere, Caspiocypris, Leptocythere, Caspiolla, Amplocypris, Candona.

West of Valea Slănicului, the coal facies of the Middle Pontian is either not developed or lenticularly developed, like in the case of the coal occurrences north-east of Curtea de Argeș. Out of the boreholes discussed, the coal facies of the Middle Portaferrrian has been intercepted in borehole 4 Poenari; here the Portaferrrian (developed in the 215–360 m interval) is made up of a pelitic complex at the lower part and of a series of sands, argillaceous sands, sandy clays and subordinately clays and coal clays at the upper part. In boreholes 1,2 and 3 drilled between Rîul Doamnei and Vilsan Valley, the Middle Pontian, made up of argillaceous deposits, sometimes with sandy interbeds does not contain coal beds.

The Upper Pontian (Bosforian) shows almost continuous occurrences between the Ialomița and the Argeș, with the exception of the area between the Dimbovița and the Argeșel, where it does not crop out. It is better characterized as macrofauna in the eastern and western part of the investigated zone. The clayey-sandy deposits of the Bosporian contain rich and varied mollusc and ostracod assemblages (species of *Tauricardium, Bosphoricardium, Phyllocardium, Pontalmyra, Prosodacna, Psilodon, Pseudocatillus, Rumanunio, Dreissena, Viviparus, Cytherissa, Tyrrenocythere, Leptocythere, Candona*). Where pelitic facies prevail (Doicești—Aninoasa Anticline, Vulcania Valley Basin) macrofaunas are dominated by *Chartoconcha, Lunadacna, Paradacna, Caladacna, Luxuridacna, Dreissena, Candona, Leptocythere, Candona, Bacunella*. The Bosporian in the investigated boreholes has similar traits, the most interesting ones being the sequences in borehole 8, situated in the Roșia Valley, east of the Ialomița, and in boreholes 1,2 and 3, drilled between the Rîul Doamnei and the Vilsan Valley. In borehole 4 Poenari, the faunas are less varied (they include species of *Prosodacnomya, Pontalmyra, Viviparus, Candona, Leptocythere*), in fact like those in the occurrences between Rîul Tîrgului and Slănic.

In the whole zone between the Ialomița and the Argeș, the Dacian is only represented by its lower subdivision (Getian), in whose upper part there are lignite beds variable in number and thickness.

The Getian deposits in the Ialomița Valley Basin (Maluri—Valea Lungă Syncline, the northern limb of the Lăculete—Glodeni Syncline; Vulcania Valley, Valea Pietrei, Valea Glodului, Valea Rudei) crop out beautifully and are richly fossiliferous. Due to the richness and diversity of their faunas, the sections on the Valea Pietrei, the Valea Glodului and the Valea Rudei can be considered marker sections for the Getian. The faunal assemblages include forms of *Pachydaena, Parapachydaena, Prosodacna, Psilodon, Zamphiridacna, Plagiocadna, Stylocadna, Dacocardium, Pontalmyra, Phyllocardium, Pseudocatillus, Chartoconcha, Caladacna, Tauricardium, Euxinicardium, Unio, Dreissenomya, Dreissena, Viviparus, Bulimus, Theodoxus, Amplocypris, Leptocythere, Cytherissa, Pontoniella, Cyprideis*. At the upper part of the Lower Dacian sequences, between the Ialomița and the Dimbovița there lie coal beds I and II.



The Getian shows similar features equally westwards, in the Dîmbovița Valley Basin (on the Urleac Valley), continuing westwards in the Argeșel Valley Basin (Păducel Valley).

West of the Rîul Tîrgului (between the Rîul Tîrgului and the Slănic) the Getian faunas are less varied, *Pachydacna* occurring only rarely. The macrofaunas are dominated by the species referred to the genera and subgenera *Dacicardium*, *Zamphiridacna*, *Prosodacnomya*, *Euxinicardium* and *Viviparus*.

In the western part of the investigated zone (between the Rîul Doamnei and the Argeș Valley) the Getian macrofaunas are diversified again, *Pachydacna* and *Parapachydacna* being quite frequently encountered (Valea Cărbunelui, Valea Satului, Valea Danului). Equally between the Rîul Tîrgului and the Argeș Valley, the Dacian shows coal facies at its upper part, beds IV, V and VI at Schitu Golești and beds I and II between the Rîul Doamnei and the Argeș lying here.

The Getian deposits have been intercepted in all the eight boreholes analyzed. Under the coal complex from borehole 6 Gheboieni, 5 Aninoasa and 3 (between the Rîul Doamnei and the Vîlsan) the macrofauna and microfauna assemblages include forms of *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Dacicardium*, *Zamphiridacna*, *Pontalmyra*, *Dreissenella*, *Viviparus*, *Bulimus*, *Bacunella*, *Cyprinotus*, *Caspia*, *Cyprideis*, *Amploctypus*, *Loxoconcha*.

At the level of the Middle Pontian on the Poenari Valley and in borehole 1 there is a simplified sporopollenic assemblage to which resedimented material and dinoflagellates are added (proximate cyst stages). The samples collected from the Upper Pontian (borehole 1, 198–199 m interval) evidence the existence of a microfloral assemblage made up of *Celtis*, *Zelkova*, *Pterocarya*, *Carya*, *Quercus*, *Myrica*, *Cedrus*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Typha*, *Microlepia*, *Spirogyra*, *Botriococcus*, dinoflagellates (*Gonyaulax cæcæae*). The sporopollen spectra obtained from the Lower Dacian deposits (boreholes 1, 3 and 5) appear more diversified in comparison with those from the Pontian, by the largest proportion of mesophiles and hydraphiles. It is the abundance in dinoflagellates between 71 and 89 m that is characteristic of borehole 5 Aninoasa, corresponding to the maximum conifer percentages. As a whole, the Middle and Upper Pontian flora shows a gradual evolution of the swamp phytocenosis with *Taxodiaceae*, which is largely developed in the Lower Dacian.

Between the Ialomița Valley and the Argeș Valley the coal facies does not set up at the same moment. While between the Ialomița and the Dîmbovița this moment is the Lower Dacian (Getian) west of the Argeșel, the development of the coal facies starts in the Lower Pontian (Odessian). Concerning the areal, the largest development is that of the coal facies at the level of the Lower Dacian, that is coal-bearing in the whole zone of the foredeep between the Ialomița and the Argeș Valleys. In the Pontian the thickest coal facies develops in the Midle Pontian (Portaferrrian) between the Argeșel and the Slănic Valley. Because of the utilization of a local nomenclature for counting the coal beds in various perimeters certain problems arise in their correlation. Thus, for Dacian coals, it should be mentioned that bed I between the Ialomița and the Dîmbovița Valleys is correlated with bed IV at Schitu—Golești and with bed I between the Rîul Doamnei and the Argeș and bed II



between the Ialomița and the Dâmbovița with bed V at Schitu—Golești and with bed II between the Rîul Doamnei and the Argeș. Concerning Pontian coals, beds I and II (Middle Pontian) between the Argeșel ad the Slănic can be correlated with the occurrences of Pontian coals north-east of Curtea de Argeș.

The coals between the Ialomița and the Argeș are made up of macerals belonging to the huminite, liptinite and inertite groups and mineral components, the huminite groups prevailing. In the Pontian coals, the huminite groups has a participation of 77.63%, the liptinite group of 3.71%, the inertite group of 3.68%, the mineral components having a participation of 14.97%. The ratio between gelified macerals and non-gelified ones indicate a rather low degree of gelifying, the impurification percent being higher. In the Dacian coals the huminite group has a participation of 88.57%, the liptinite group of 3.30%, the inertite group is non-existent, the mineral components having a participation of 8.06%. The ratio between gelified macerals and non-gelified ones indicate a high degree of gelifying and a low degree of impurity.

From the sandy interbeds of the Lower Miocene—Lower Dacian sequences between the Ialomița and the Argeș a series of samples (from boreholes and outcrops) have been analyzed on granulometric classes, nine mineral species being identified : colourless garnet, opaque minerals, staurolite, kyanite, zircon, tourmaline, hornblende augite and hypersthene. The parageneses characteristic of the Neogene deposits between the Ialomița and the Argeș are the following : opaque minerals + staurolite for the Lower Miocene ; colourless garnet + staurolite for the Upper Meotian ; staurolite + hornblende for the Pontian ; hornblende + augite + hypersthene for the Lower Dacian. For the deposits of the Lower Pliocene, the Upper Meotian and the Lower and the Middle Pontian, the main source of minerals is represented by the crystalline formations of the South Carpathians. In the Upper Pontian and the Lower Dacian a change was produced in the mineralogical composition by the appearance of brown hornblende, hypersthene and augite. The presence of these minerals indicates the appearance of some volcanic eruptions synchronous with the sedimentation. We mention that augite is present only in the Pontian and Dacian deposits of the eastern part of the investigated zone (Ialomița Valley Basin). It originated in basic and neutral effusive rocks that supplied material for a short period of time (Upper Pontian—Lower Dacian).

Studying the coal facies of the Dacian in the eastern part of Muntenia it has been concluded that they are linked to the outer structures in the foredeep area, while in inner structures they are either missing or not so well developed. That is why, in view of preliminarily establishing the transport and sedimentation conditions, the Dacian sands in the Maluri—Valea Lungă Syncline, east of the Ialomița (inner structure, without coal facies) and in the Brănești—Izvoare Syncline (with coal facies, west of the Ialomița) have been studied from the granulometric and morphometric point of view. The Dacian sands are generally very fine to medium—grained, a slight east-west growth of the clast sizes being noticed. In the stratigraphic sequence a diminution of the particle granulometry is observed, starting from the base towards the upper part of



the Dacian sequence, the finest particles occurring towards the synclines axes and the coarsest ones towards their limbs. The tendency of the median line values to be greater and greater from west to east shows an increase in the competence of transporting currents in the mentioned direction. The variation in the sphericity of the quartz grains from the base towards the upper part of the Dacian sands, from medium to big in the west and from medium to very big in the east implies a more rapid sedimentation in time in the zone east of the Ialomița (Maluri—Valea Lungă Syncline).

In view of establishing the evolution of the sediments before their being fixed and after that, the quartz grains have been exoscopically studied. In the Lower Miocene the evolution of the sediments was relatively short and little complicated, passing through three phases : torrential, deltaic and pedogenetic. In the Upper Meotian the sediment evolution starts with torrential transport followed by a long period of rest in the deltaic environment, interrupted by a short glacial period. In the Lower Pontian the sediments have been subjected to a longer and more complicated way, passing through the following environments : torrential, deltaic, torrential, glacial, of the infratidal type, deltaic, pedogenetic. The samples analyzed from Middle Pontian deposits (boreholes 2,4) have shown that equally at this stratigraphic level the evolution of the sediments was quite troubled, as they passed through environments of various physicochemical characteristics : torrential, of the infratidal type, pedogenetic. The quartz grains from the Upper Pontian keep on them the proof of the following evolution : torrential, deltaic, eolian, of the infratidal type, deltaic, pedogenetic.

In the Lower Dacian from borehole 1 (Riul Doamnei—Vilsan) the grains are subject to two torrential evolutions and two deltaic ones, the characters specific to each transport and deposition cycle being bestowed on them. In borehole 3 in the same perimeter the sediments are subject to the same process but the sequence of the environment encountered is slightly altered, the last deltaic environment being interposed between the infratidal evolution type and the final pedogenetic one. In borehole 5 Aninoasa, the deltaic evolution, very well illustrates by depositions of scale silica crusts and neoformation microcrystals is characteristic.

EXPLICATIA PLANŞELOR

Plate I

Geological map of the Subcarpathian Depression between the Ialomița and the Argeș Rivers (according to the data of the Institute of Geology and Geophysics) and the location of the boreholes of interest.

Plante II.

Litho-biostratigraphic columns of boreholes 1, 2, 3 (Riul Doamnei—Vilsan), 4 Poenari, 5 Aninoasa, 6 Gheboieni, 7 and 8 (Valea Roșia), the Subcarpathian Depression, the zone between the Ialomița Valley and the Argeș Valley.



Planșă III

- Fig. 1 — *Pseudoprosodacna littoralis littoralis* (Eichwald), (x2), Valea Cărbunelui, satul Boteni jud. Argeș, sub stratul 0 (zero) de cărbune, Ponțian inferior (Odessian).
Pseudoprosodacna littoralis littoralis (Eichwald), (X2), Valea Cărbunelui, Boteni Village, Argeș District, under coal bed 0, Lower Pontian (Odessian).
- Fig. 2. — *Pseudoprosodacna littoralis orientalis* (Andrusov), (x2), Valea Cărbunelui, satul Boteni jud. Argeș, sub stratul 0 de cărbune, Ponțian inferior (Odessian)
Pseudoprosodacna littoralis orientalis (Andrusov) (x2), Valea Cărbunelui, Boteni Village, Argeș District, under coal bed 0, Lower Pontian (Odessian).
- Fig. 3. — *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow), (x2), Valea Cărbunelui, satul Boteni, jud. Argeș, sub stratul 0 de cărbune, Ponțian inferior (Odessian)
Prosodacnomya rostrata (Sinzow), (x2), Valea Cărbunelui, Boteni Village, Argeș District, under coal bed 0, Lower Pontian (Odessian)
- Fig. 4. — *Pseudoprosodacna semisulcataoides* (Ebärsin), (x2), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul I de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Pseudoprosodacna semisulcataoides (Ebärsin), (x2), Boteni Village, right bank of the Argeșel River, Argeș District, overcoal bed I, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 5. — *Pseudoprosodacna olleniae* (Motaș), (x2), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul 0 de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Pseudoprosodacna olleniae (Motaș), (x2), Boteni Village, right bank of the Argeșel Valley, Argeș District, on coal bed I, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 6. — *Prosodacnomya dainellii* (Brusina), (x2), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul I de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Prosodacnomya dainellii (Brusina), (x2), Boteni Village, right bank of the Argeșel Valley, Argeș District, over coal bed I, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 7. — *Congeria (Mytilopsis) muscelensis* Papaianopol, (x1), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul II de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Congeria (Mytilopsis) muscelensis Papaianopol, (x1), Boteni Village, right bank of the Argeșel Valley, Argeș District, over coal bed II, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 8. — *Congeria (Mytilopsis) sagittaria* Papaianopol, (x1), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul II de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Congeria (Mytilopsis) sagittaria Papaianopol, (x1), Boteni Village, right bank of the Argeșel Valley, Argeș District, over coal bed II, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 9. — *Psilunio (Psilunio) botanicus* Pavnotescu, (x1), satul Boteni, malul drept al văii Argeșel, jud. Argeș, peste stratul I de cărbune, Ponțian mediu (Portaferrian)
Psilunio (Psilunio) botanicus Pavnotescu, (x1), Boteni Village, right bank of the Argeșel Valley, Argeș District, over coal bed I, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 10. — *Dreissena simplex* Barbot (a) și *Limnocardium (Euxinicardium) amicorum* Andrusov (b), forajul 1, Riu Doamnei—Vilsan, intervalul 249—254 m., Ponțian mediu (Portaferrian)
Dreissena simplex Barbot (a) and *Limnocardium (Euxinicardium) amicorum* Andrusov (b), borehole 1, Riu Doamnei—Vilsan, 249—254 m interval, Middle Pontian (Portaferrian).
- Fig. 11 — *Caladaca steindachneri* (Brusina), (x1), forajul 1, Riu Doamnei—Vislan, intervalul 138—141 m, Ponțian superior (Bosphorian)
Caladaca steindachneri (Brusina), (x1), borehole 1, Riu Doamnei—Vislan, 138—141 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).

Planșa IV

- Fig. 1 — *Prosodacna (Prosodacna) parmaṭa* Papaianopol et Lubenescu, (x1) forajul 1, Riu Doamnei—Vilsan, intervalul 33—36 m., Dacian inferior (Gețian).
Prosodacna (Prosodacna) parmaṭa Papaianopol et Lubenescu, (x1), borehole 1, Riu Doamnei—Vilsan, 33—36 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 2. — *Zamphiridaena orientalis* Sabba, (x1), forajul 5 Aninoasa, intervalul 77—82 m., Dacian inferior (Gețian).
Zamphiridaena orientalis Sabba, (x1), borehole 5 Aninosa, 77—82 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 3 — *Pachydaena (Parapachydaena) cobalcescui* (Fontannes), (x1), forajul 3, Riu Doamnei—Vilsan, intervalul 210—213 m., Dacian inferior (Gețian).
Pachydaena (Parapachydaena) cobalcescui (Fontannes), (x1), borehole 3, Riu Doamnei—Vilsan, 210—213 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 4 — *Dacicardium rumanum* (Fontannes), (x1), forajul 5 Aninoasa, intervalul 77—82 m., Dacian inferior (Gețian).
Dacicardium rumanum (Fontanes), (x 1), borehde 5 Aninoasa, 77—82m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 5. — *Zagrabica reticulata* Sabba, (x1), forajul 3; Riu Doamnei—Vilsan, intervalul 204—20 m, Dacian inferior (Gețian).
Zagrabica reticulata Sabba, (x1), borehole 3, Riu Doamnei—Vilsan, 204—207 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 6 — *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, (x1), Valea Păducelului, satul Lucieni, jud. Argeş, Dacian inferior (Gețian).
Prosodacna (Psilodon) munieri Sabba, (x1), Valea Păducelului, Lucieni Village, Argeş District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 7. — *Pachydaena (Pachydaena) similis* Papaianopol, (x2), Valea Satului, satul Domneşti, jud. Argeş, Dacian inferior (Gețian).
Pachydaena (Pachydaena) similis Papaianopol, (x2), Valea Satului, Domneşti Village, Argeş District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 8 — *Pachydaena (Pachydaena) socialis* Papaianopol, (x2), Valea Păducelului, satul Lucieni, jud. Arges, Dacian inferior, (Gețian).
Pachydaena (Pachydaena) socialis Papaianopol, (x2), Valea Păducelului, Lucieni Village, Argeş District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 9 — *Viviparus conicus* Lubenescu, (x1), Valea Satului, satul Domneşti, jud. Argeş, Dacian inferior (Gețian).
Viviparus conicus Lubenescu, (x1), Valea Satului, Domneşti Village, Arges District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 10 — *Viviparus muscelensis* Lubenescu, (x1), Valea Satului, satul Domneşti, jud. Argeş.
Viviparus muscelensis Lubenescu, (x1), Valea Satului, Domneşti Village, Argeş District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 11 — *Viviparus argesicnsis* Sabba, (x1), forajul 5 Aninoasa, intervalul 77 — 82 m, Dacian inferior (Gețian).
Viviparus argesicnsis Sabba, (x1), borehole 5 Aninoasa, 77 — 82 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 12 — *Viviparus cuccetiensis* Lubenescu, (x1), forajul 5 Aninoasa intervalul 77—82m., Dacian inferior (Gețian).
Viviparus cuccetiensis Lubenescu, (x1), borehole 5 Aninoasa, 77 — 82 m interval, Lower Dacian (Getian).



Fig. 13 — *Viviparus dacianus* Lubenescu, (x1), forajul 2, Rîul Doamnei-Vîlsan, intervalul 162 — 163 m, Dacian inferior (Getian).

Viviparus dacianus Lubenescu; (x1), borehole 2, Rîul Doamnei-Vîlsan, 162 — 163 m interval, Lower Dacian (Getian).

Plansă V

Fig. 1 — *Hemicytheria aff. magna* Olteanu, Meotian superior (Moldavian)
Hemicytheria aff. magna Olteanu, Upper Meotian (Moldavian).

Fig. 2 — *Loxoconcha posterocrassa* Olteanu, Meotian superior (Moldavian)
Loxoconcha posterocrassa Olteanu, Upper Meotian (Moldavian).

Fig. 3 — *Tyrrhenocythere motasi* Olteanu, Pontian mediu (Portaferrrian).
Tyrrhenocythere motasi Olteanu, Middle Pontian (Portaferrrian).

Fig. 4 — *Tyrrhenocythere portaferricum* Olteanu, Ponțian mediu (Portaferrrian).
Tyrrhenocythere portaferricum Olteanu, Middle Pontian (Portaferrrian).

Fig. 5 — *Leptocythere transversocostata* Olteanu, Dacian inferior (Getian).
Leptoeythere transversocostata Olteanu, Lower Dacian (Getian)

Fig. 6 — *Leptocythere polymorpha* Olteanu, Ponțian superior (Bosphorian)
Leptocythere polymorpha Olteanu, Upper Pontian (Bosphorian)

Fig. 7 — *Candona aff. geometrica* Olteanu, Ponțian superior (Bosphorian)
Candona aff. geometrica Olteanu, Upper Pontian (Bosphorian)

Fig. 8 — *Leptocythere getica* Olteanu, Ponțian superior (Bosphorian).
Leptoeythere getica Olteanu, Upper Pontian, (Bosphorian)

Fig. 9 — *Leptocythere minima* Olteanu, Ponțian superior (Bosphorian).
Leptocythere minima Olteanu, Upper Pontian (Bosphorian)

Fig. 10 — *Loxoconcha ludica* Olteanu, Dacian inferior (Getian).
Loxoconcha ludica Olteanu, Lower Dacian (Getian)

Plansă VI

Fig. 1 — *Tsuga*, forajul 5 Aninoasa, intervalul 59 — 66 m, Dacian inferior (Getian).
Tsuga, borehole 5 Aninoasa, 59—66 m interval, Lower Dacian (Getian).

Fig. 2 — *Eucommia*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Getian).
Eucommia, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).

Fig. 3. — *Pteris*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Getian).
Pteris, Valca Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).

Fig. 4. — *Carya*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vîlsan, intervalul 99—102 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Carya, borehole 1, Rîul Doamnei—Vîlsan, 99—102 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).

Fig. 5 — *Cornus*, forajul 1, Rîul Doamnei-Vîlsan, intervalul 147 — 150 m Ponțian superior (Bosphorian).
Cornus, borehole 1, Rîul Doamnei—Vîlsan, 147—150 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).

Fig. 6 — *Celtis*, forajul 1, Rîul Doamnei-Vîlsan, intervalul 147 — 150 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Celtis, borehole 1, Rîul Doamnei-Vîlsan, 147 — 150 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).



- Fig. 7 — *Polygonum* tip *persicaria*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Polygonum type *persicaria*, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 8 — *Taxodiaceae*, Forajul 3, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 169—172 m, Dacian inferior (Gețian).
Taxodiaceae, borehole 3, Rîul Doamnei—Vilsan, 169—172 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 9 — *Compositae*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Compositae, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 10 — *Achomosphaera*, forajul 5 Aninoasa, intervalul 71—74 m, Dacian inferior (Gețian).
Achomosphaera, borehole 5 Aninoasa, 71—74 m interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 11 — *Diervilla*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Diervilla, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 12 — *Sciadopitys*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Getian).
Sciadopitys, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District Lower Dacian (Getian)
- Fig. 13 — cf. *Cornus*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 99—102 m, Ponțian superior (Bosphorian).
cf. *Cornus*, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 99—102 m interval, Upper Pontian.
(Bosphorian).
- Fig. 14 — *Nymphaeac*, forajul 3, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 169—172 m, Dacian inferior (Gețian).
Nymphaeac, borehole 3, Rîul Doamnei—Vilsan, 169—172 m interval, Lower Dacian (Getian)
- Fig. 15 — *Ericaceae*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 99—102 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Ericaceac, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 99—102 m interval, Upper Pontian (Bosphorian)
- Fig. 16 — *Picea*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 147—150 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Picea, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 147—150 m interval, Upper Pontian (Bosphorian)
- Fig. 17 — *Quercus*, valea Poenari, satul Poenari, jud. Dimbovița, Ponțian mediu (Portaferrian).
Quereus, Poenari Valley, Poenari Village, Dimbovița District, Middle Pontian (Portaferrian)
- Fig. 18 — *Apocynaceae*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 33—36 m, Dacian inferior (Gențian).
Apocynaceac, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 33—36 m interval, Lower Dacian (Getian)
- Fig. 19 — *Myriophyllum*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Myriophyllum, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița Village, Lower Dacian (Getian)
- Fig. 20 — *Ginkgo*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Ginkgo, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian)
- Fig. 21 — *Quercus*, Valea Uritei, satul Voinești, jud. Dimbovița, Dacian inferior (Gețian).
Quercus, Valea Uritei, Voinești Village, Dimbovița District, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 22 — *Sapotaceae*, forajul 5, Aninoasa, intervalul 77—82 m, Dacian inferior (Gețian).
Sapotaceae, borehole 5 Aninoasa, 77—82 m interval, Lower Dacian, (Getian).

- Fig. 23 — *Araliaceae*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 33—36 m, Dacian inferior (Gețian).
Araliaceae, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 33—36 m interval, Lower Dacian (Getian)
- Fig. 24. — *Myrica*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 99—102 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Myrica, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 99—102 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).
- Fig. 25 — *Abies*, forajul 5 Aninoasa, intervalul 86—89 m; Dacian inferior (Gețian).
Abies, borehole 5 Aninoasa, 86—89 m interval, Lower Dacian, (Getian).
- Fig. 26 — *Juglans*, forajul 1, Rîul Doamnei Vilsan, intervalul 33—36 m, Dacian inferior (Gețian).
Juglans, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 33—36 interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 27 — *Verrucatosporites*, forajul 5 Aninoasa, intervalul 40—42 m, Dacian inferior (Gețian).
Verrucatosporites, borehole 5 Aninoasa, 40—42 interval, Lower Dacian (Getian).
- Fig. 28 — *Botryococcus*, forajul 1, Rîul Doamnei—Vilsan, intervalul 147—150 m, Ponțian superior (Bosphorian).
Botryococcus, borehole 1, Rîul Doamnei—Vilsan, 147—150 m interval, Upper Pontian (Bosphorian).

Plansă VII

- Fig. 1 — Miocen inferior (forajul 4, intervalul 377—380). Crustă silicioasă de neoformație care sugerează începutul formării unei pături uniforme de microcristale de neoformație ($\times 4000$).
Lower Miocene (borehole 4, 377—380 m interval). Neoformation siliceous crust suggesting a uniform overlayer of neoformation microcrystals has begun to form.
- Fig. 2.— Meotian superior, valea Bizdidel. Granul transportat torrential, cu depuneri de cruste silicioase groase. În partea dreaptă a granului observăm spărturi de talie mare de natură glaciară ($\times 59$).
Upper Meotian, Bizdidel Valley. Grain transported torrentially : with thick siliceous crusts. The right half of the grain shows big breaks, glaciary in nature.
- Fig. 3 — Meotian superior, valea Bizdidel. Detaliu la crusta silicioasă deltaică cu aspect ridat, suprapusă spărturilor de natură mecanică ($\times 1500$).
Upper Meotian, Bizdidel Valley. Detail of the deltaic siliceous crust, wrinkled in aspect, overlying mechanical breaks. ($\times 1500$).
- Fig. 4.— Ponțian inferior (forajul 4, intervalul 364—367 m). Detaliu la spărturi în trepte de origine glaciară, cu depuneri groase de silice de neoformație ($\times 1500$).
Lower Pontian (borehole 4, 364—367 m interval). Detail of glaciary breaks in steps, with thick neoformation siliceous overlayers.
- Fig. 5 — Ponțian inferior (forajul 4, intervalul 364—367 m). Detaliu la atacul chimic de tip infratidal asupra rețelei cristaline, evidențiat pe una din suprafețele spărturilor de talie mare ($\times 500$).
Lower Pontian (borehole 4, 364—367 m interval). Detail of the infratidal chemical attack type on the crystalline network, evidenced by one of the big-sized breaks. ($\times 500$)
- Fig. 6. — Ponțian mediu (forajul 2, intervalul 344—347 m). Granul evoluat pe care pot fi observate spărturile de talie mare ale transportului torrential inițial, rotunjite într-o îndelungată evoluție eoliană ($\times 70$).



Middle Pontian (borehole 2, 344–347 m interval). Evolved grain on which the big-sized breaks can be noticed of the initial torrential transport, rounded during a long-lasting eolian evolution. ($\times 1500$)

Fig. 7 — Detaliu la figura precedentă. Suprafață șlefuită eolian. Pot fi observate V-urile neorientate de impact eolian ($\times 1500$)

Detail of the preceding figure. Surface polished by the wind. The unoriented eolian impact Vs can be noticed ($\times 1500$).

Fig. 8 — Detaliu la figura 6. Suprafață șlefuită eolian și atacată chimic de mediul de tip infratidal ($\times 1500$).

Detail of figure 6. Surface polished by the wind and chemically attacked by the infratidal environment type ($\times 1500$).

Planșa VIII

Fig. 1 — Ponțian superior (forajul 2, intervalul 270–275 m). Granul evoluat. Travaliul îndelungat în mediul eolian rotunjește practic toate colțurile și muchiile vechilor spărături ($\times 80$).

Upper Pontian (borehole 2, 270–275 m interval). Evolved grain. The long-lasting laborator in eolian environment makes virtually all the corners and edges of the old breaks round. 6×80 .

Fig. 2.— Detaliu la figura precedentă. În cavitate depunerile de silice solzoasă suferă un usor atac chimic în mediul deltaic. ($\times 1500$)

Detail of the preceding figure. The scaly silica deposited in the cavity are subject to a slight chemical attack in deltaic environment. ($\times 1500$).

Fig. 3 — Detaliu la planșa VIII, fig. 1. Suprafață șlefuită eolian și atacată chimic în mediul de tip infratidal. Pot fi observate depunerile de silice globuloasă. ($\times 500$).

Detail of plate VIII, fig. 1. Surface polished by the wind and chemically attacknd in infratidal type enviro·ment. Globular silica layers can be noticed ($\times 500$).

Fig. 4. — Ponțian superior. Suprafață șlefuită eolian. Urmele de impact eolian neorientate tind să fie sterse de atacul chimic infratidal ($\times 1500$).

Upper Pontian. Surface polished by the wind. The unoriented traces of eolian impact show the tendency of being wiped out by the infratidal chemical attack. 6×1500 .

Fig. 5 — Dacian inferior (forajul 2, intervalul 126–132 m). Dovizi ale activității organice în mediul deltaic ($\times 1500$).

Lower Dacian (borehole 2, 126–132 m interval). Proofs of organic activity in deltaic environment ($\times 1500$).

Fig. 6 — Dacian inferior (forajul 2, intervalul 126–132 m). Crustă groasă silicioasă depusă în mediul deltaic afectată de atacul chimic în mediul de tip infratidal ($\times 1500$).

Lower Dacian (borehole 2, 126–132 m interval). Thick siliceous crust formed in deltaic environment, affected by the chemical attack in infratidal type environment ($\times 1500$).

Fig. 7. — Dacian inferior (forajul 3, intervalul 139–144 m). Atac chimic violet asupra unui plan de incluzuni prins în rețeaua cristalină a granulului inițial ($\times 150$).

Lower Dacian (borehole 3, 139–144 m interval). Violet chemical attack on a plane of inclusions caught in the crystalline network of the initial grain ($\times 1500$).

Fig. 8. — Dacian inferior (forajul 5, intervalul 41–43 m). Microcristale de neoformație depuse în mediul deltaic suprasaturat în silice ($\times 500$).

Lower Dacian (borehole 5, 41–43 m interval). Neoformation microcrystals deposited in deltaic environment oversaturated in silica ($\times 500$).





Institutul Geologic al României

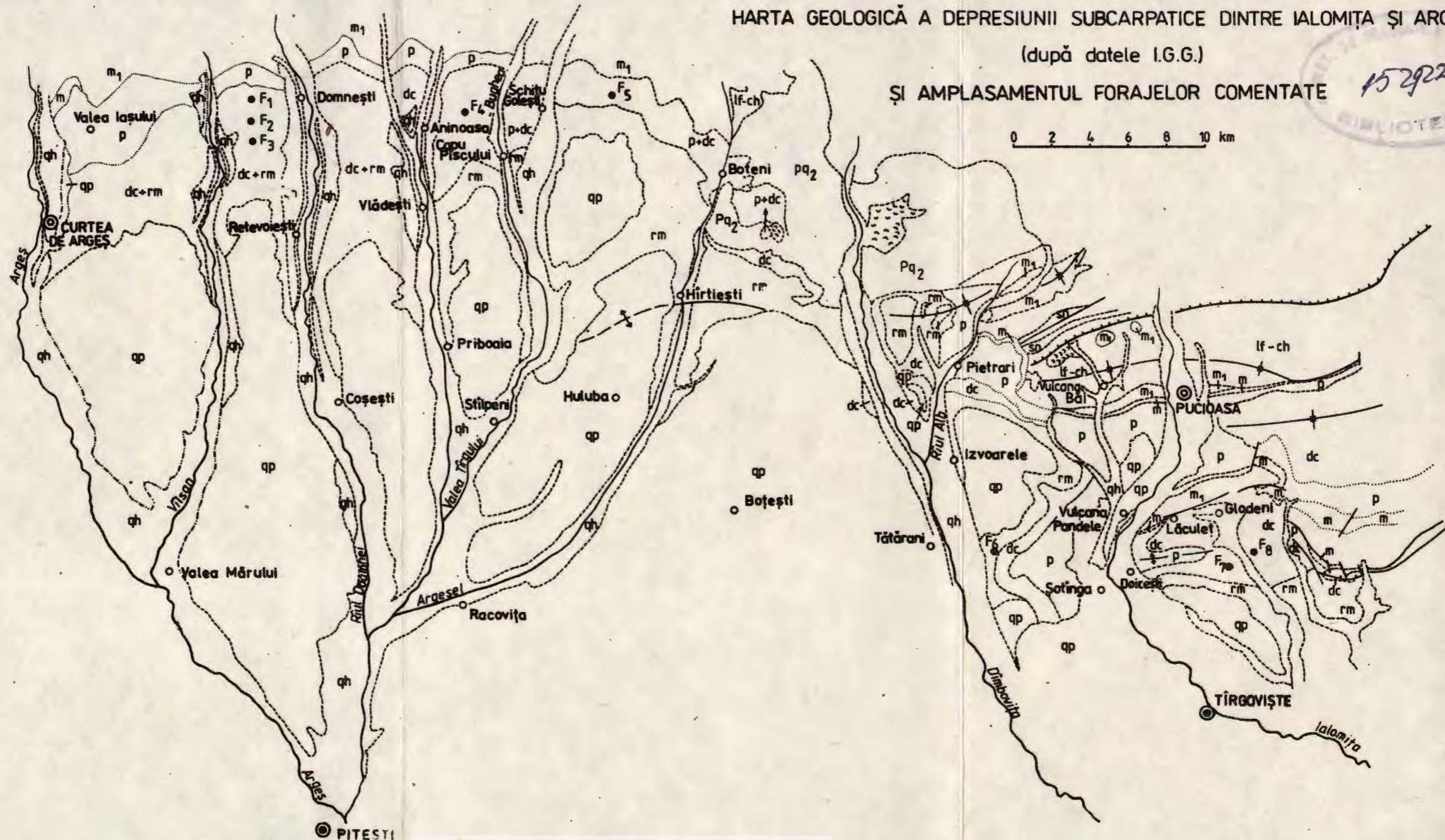
HARTA GEOLOGICĂ A DEPRESIUNII SUBCARPATICE DINTRU IALOMIȚA ȘI ARGEȘ (după datele I.G.G.)

și amplasamentul forajelor comentate

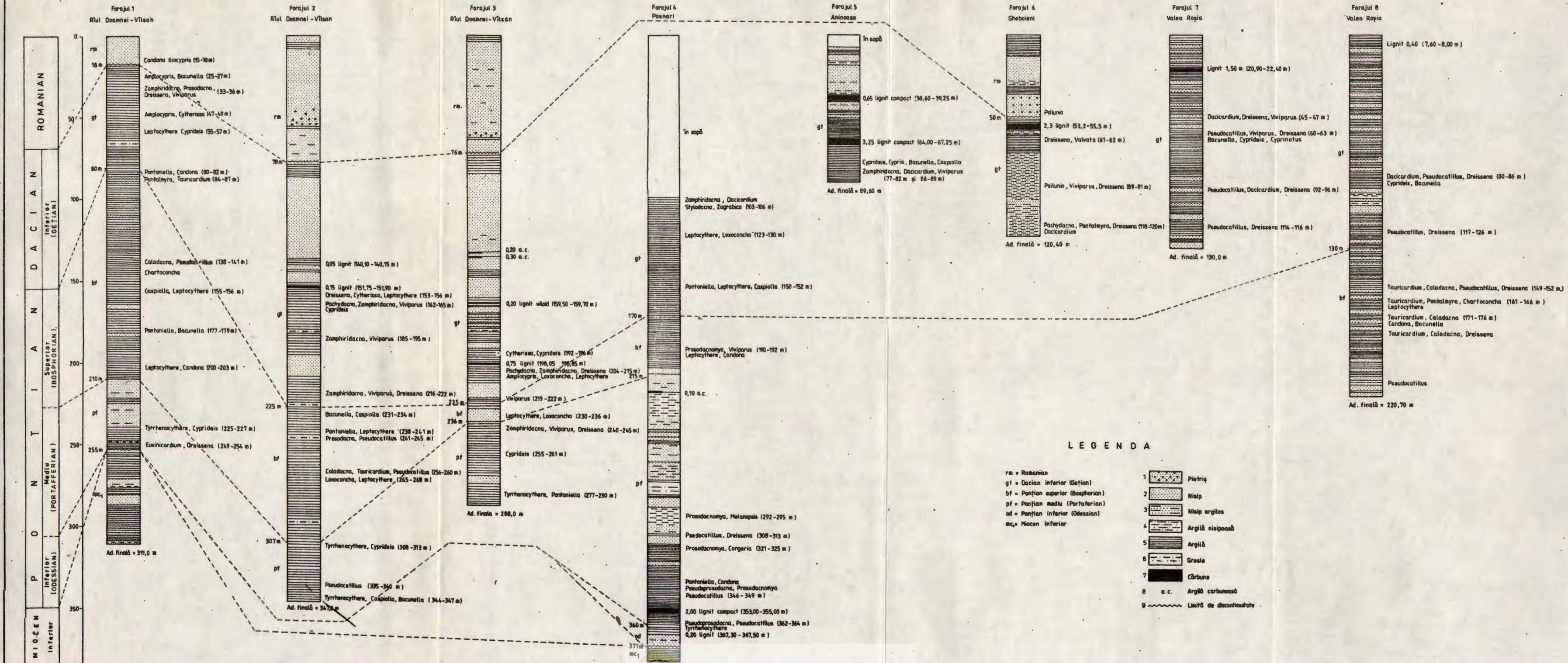
152922
BIBLIOTECĂ
0 2 4 6 8 10 km

LEGENDA

- 1 qh Holocen
- 2 qp Pleistocene
- 3 rm Romanian
- 4 dc + rm Dacian + Romanian
- 5 dc Dacian
- 6 p + dc Pontian + Dacian
- 7 p Pontian
- 8 m Meotian
- 9 m₁ Miocen inferior
- 10 lf-ch Oligocene
- 11 Pq₂ Eocene
- 12 sn Senonian
- 13 — Falie
- 14 ↓ Anticlinial
- 15 ↑ Sinclinal
- 16 Pinză de șariaj
- 17 • Foraj studiat



COLOANELE LITO-BIOSTRATIGRAFICE ALE FORAJELOR 1,2,3 (RIUL DOAMNEI-VĂLĂSAN), 4 POENARI, 5 ANINOASA, 6 GHEBOIENI, 7 ȘI 8 (VALEA ROSIA), DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ, SECTORUL DINȚRE VALEA IALOMITEI ȘI VALEA ARGEȘULUI



4. STRATIGRAFIE

NOUVELLES DONNÉES SUR LE SARMATIEN DE LA PLATE-FORME MOLDAVE¹

par
ION PĂTRUȚ²

Sarmatian. Sedimentary rocks. Bistratigraphy. Chronostratigraphy. Correlation. Moldavian Platform—Moldavian Plateau.

Résumé

La recherche par forages de la plate-forme moldave a enrichi la connaissance géologique du Sarmatiens, a mis en évidence des conditions de sédimentation plus complexes que celles obtenues de l'étude des affleurements et a réclamé des modifications d'âge de certains dépôts, surtout pour ceux de la moitié inférieure du Sarmatiens. On y a relevé un paquet de couches inférieures à *Ervilia*, considéré Volhynien (à son tour séparé en Volhynien inférieur, moyen et supérieur) et un paquet de couches supérieures à *Ervilia*, situé à la base du Bessarabien moyen (antérieurement englobé au Volhynien). Les couches à *Ervilia* sont séparées par les couches à *Criptomacra pesanscris*, envisagées depuis longtemps comme bessarabiennes inférieures. Les couches à *Ervilia* sont surmontées par les couches à *Mactra vitaliana* var *simionescui*, comprises dans le Bessarabien moyen basal (antérieurement considérées comme un faciès littoral des couches à *Criptomacra*), et ensuite par les couches à *Congeria*, attribuées au Bessarabien moyen terminal. La moitié supérieure du Sarmatiens a confirmé le schéma d'horizontation élaboré antérieurement, avec quelques modifications sans signification à part.

Abstract

New Data on the Sarmatian of the Moldavian Platform. The drillings in the Moldavian Platform have contributed to a better knowledge of the Sarmatian, have put into light sedimentation conditions more complex than the ones resulted from the study of outcrops and have called for different datings of certain deposits, especially in the lower half of the Sarmatian. Here a pile has been found of lower beds yielding *Ervilia*, assigned to the early Middle Bessara-

¹ Recue le 15 mai 1987, acceptée pour communication et publication le 15 mai, présentée à la séance du 5 juin 1987.

² Institutul de Cercetări și Proiectări pentru Petrol și Gaze din Ministerul Petrolului, str. Teamnei 123, București.



bian (earlier referred equally to the Volhylian). *Ervilia*-yielding beds are separated from one another by those containing *Criptomactra pesanseris*, placed for a long time in the Lower Besarabian. The upper beds with *Ervilia* are overlain by those containing *Mactra vitaliana* var. *simionescui*, included in the late Middle Bessarabian (previously considered a littoral facies of the *Criptomactra*-containing ones) and then by the *Congeria*-yielding ones, referred to the top of the Middle Bessarabian. For the upper half of the Sarmatian deposits the age determination elaborated before has been preserved, with certain modifications of no particular interest.

Introduction

Les premières données sur le Sarmatien de la plate-forme moldave reviennent à Cobălcescu (1862, 1883), et ensuite à Simionescu, qui au début du siècle (1901, 1903) a élaboré le schéma d'horizontation utilisé à présent.

Les recherches géologiques ont été plus tard continuées par Sevastos (1920), David (1922), Văscăuțanu (1929), Macovei et Atanasiu (1931) et surtout Macarovici, l'un des chercheurs les plus infatigables de la géologie de la plate-forme. Les années d'après la seconde guerre mondiale il a approfondi les recherches macrofaunistiques du Sarmatien entamées dès 1930, a élargi les recherches microfaunistiques et a créé une école de paléontologie qui par de nouvelles données a illustré le schéma d'horizontation élaboré par Simionescu.

A compter de 1950 la plate-forme moldave a entré aussi dans les préoccupations de l'industrie de pétrol qui a effectué des travaux de prospections géophysiques, surtout sismiques et a fait forer plusieurs puits, afin d'investiguer le potentiel pétrogazéifère du Néogène et du Crétacé.

Les données géologiques fournies par ces travaux n'ont pas pu être corréllées à celles de surface, la première disharmonie étant remarquée entre l'arrangement structural des dépôts néogènes profonds (badéniens et sarmatiens anciens), orienté nord-sud et à pendages vers l'ouest, alors que ceux sarmatiens de surface sont orientés en général est-ouest à pendages vers le sud. Ce n'est pas cette disharmonie qui tient une telle importance autant que l'absence d'accord entre le modèle d'horizontation du Sarmatien traversé par des sondages, basé dans l'industrie pétrolière sur des critères microfaunistiques (Costea, Baltes, 1962) et celui du Sarmatien des affleurements fondé sur des critères macrofaunistiques (présentés synthétiquement par Macarovici et Jeanrenaud, 1958).

A partir des premiers sondages même, on a découvert des accumulations de gaz dans le Sarmatien profond qui ont réclamé une recherche par forages, la connaissance des dépôts profonds a été amélioré et les chercheurs de l'Université de Iași et de l'Institut de Géologie et Géophysique de București ont enrichi la connaissance du Sarmatien de surface par de nouveaux travaux de lever, par approfondissement de l'étude de la macrofaune et le développement de celui de la microfaune.

Les nouvelles données obtenues n'ont cependant apporté des modifications des modèles chronostratigraphiques élaborés antérieurement ni pour le Sarmatien de surface ni pour le Sarmatien profond et la mise en accord de ces modèles est restée en impasse. Une confrontation directe



est devenue possible quand même entre la microfaune sarmatiennes des dépôts profonds, étudiée par les chercheurs de l'industrie de pétrol (Costea et Baltes, 1962 ; Negoită, 1964 ; Negoită et Popescu, 1969 ; Vasilescu et Negoită, 1970 ; Comşa et al., 1975 et d'autres) et la microfaune des dépôts sarmatiens de surface étudiée par les chercheurs de l'Université de Iași (Macarovici et al., 1958, 1963 ; Ionesi, 1968 ; Paghida-Trelea, 1969, etc.). De cette confrontation et compte tenu de l'analyse comparative des données géologiques de profondeur et celles des affleurements, a résulté une tentative d'horizontalisation du Sarmatien dans laquelle trouvent leur place chronostratigraphique tant les complexes lithologiques et biostratigraphiques séparés à la surface que les complexes définis en profondeur moyennant les sondages.

Le grand développement des travaux de recherche macro- et microfaunistiques du Sarmatien affleurant sur tout le territoire du pays (Gheorghian, 1974 ; Marinescu et Orășanu, 1974 ; Andreeșcu, 1971 ; Marinescu, 1974 ; Marinescu et Motaș, 1974 ; Andreeșcu et Motaș, 1974 ; Marinescu et Popescu, 1976, et d'autres) a également offert des données d'intérêt pour la mise en accord des schémas.

Afin de circonscrire et d'illustrer ce problème avec bien des implications notables d'ordre chronostratigraphique on présente ci-dessous la succession de dépôts sarmatiens dans trois secteurs de la plate-forme moldave, à savoir : le secteur de l'embouchure de la vallée du Bahlui aux environs de la ville de Iași, le secteur de l'interfluve Bahlui-Siret (NO de Tîrgu Frumos) et le secteur de l'interfluve Siret-Suceava (frontière nord-est de Roumanie).

1. Sarmatien de la vallée du Bahlui (zone de la ville de Iași)

Le Sarmatien affleurant dans ce secteur a été étudié par de nombreux géologues, une attention à part lui étant consacrée au cours du dernier tiers de siècle par Jeanrenaud (1954, 1961, 1966), Paghida-Trelea (1969) et d'autres.

En profondeur le Sarmatien ouvert par les forages a été étudié par Macarovici et al. (1956, 1963), Negoită (1964), Paghida-Trelea (1969) et d'autres.

La succession des dépôts en profondeur s'accorde parfaitement à celle des affleurements, toutes les deux étant représentées avec le contenu faunique plus important sur la planche I.

Le Sarmatien rencontré par les sondages (séparé nettement du Badénien par des critères fauniques) est constitué en base (15 m d'épaisseur environ) de calcaires à serpules et bryozoaires suivis de marnocalcaires et marnes (15 m de puissance) et ensuite d'un paquet épais de marno-argiles (240 m environ).

D'après des critères macrofauniques la séquence peut être séparée en deux parties :

— une partie inférieure, relativement mince (presque 70 m), contenant des ervilhes (couches à *Errilia*) identifiées dans les calcaires à serpules, les marnocalcaires et les marnes ainsi que dans les marno-argiles de dessus mais seulement sur une épaisseur de 35 m (pl. I) ;



— une partie supérieure caractérisée par *Cryptomactra pesanseris* Andr., présente sur 200 m d'épaisseur de la séquence de marno-argiles.

Il y a dans ces deux parties de nombreuses cardiaées, quelques-unes plus fréquentes dans les couches à *Errilia* (*C. lithopodolicum* Dub., *C. ruthenicum* Hild., etc.) d'autres spécifiques aux couches à *Cryptomactra* (*C. mihailori* Toula, *C. barboti* Hoern.).

Au point de vue micropaléontologique il est à noter la présence des miliolides plus fréquentes et à une grande variété de formes (dans les couches à *Errilia*) et des statolites de missides³. Les statolites apparaissent dans les marnocalcaires à *Errilia* (pas identifiées dans les calcaires à *Serpula*), se continuent dans les couches à *Cryptomactra pesanseris* et disparaissent en même temps que cette dernière forme⁴.

Macarovici et ses collaborateurs (1956, 1963) ont attribué les calcaires à *Serpula* et les marnocalcaires du toit au Buglovien (terme employé antérieurement pour le Sarmatiens basal) et le restant des marnes à *Errilia* (35 m environ) au Vollynien. Pour des raisons qui seront présentées dans un autre chapitre, les couches à *Errilia* rencontrées par les sondages dans la plate-forme moldave ont été entièrement englobées dans le Volhynien.

En ce qui concerne les couches à *Cryptomactra* tous les chercheurs les ont considérées comme bessarabienes inférieures.

Avec les mêmes caractères lithologiques et fauniques, les couches à *Cryptomactra* des forages ont été aussi rencontrées dans les affleurements aux environs de Iași sur une puissance presque égale, de sorte qu'elles y atteignent 450 m d'épaisseur environ par rapport à seulement 70 m d'épaisseur des couches à *Errilia*.

L'aire d'extension à la surface des couches à *Cryptomactra* a été contournée par Paghida — Trelea (1969) et il est à noter que dans les forages elles ont été rencontrées à partir de Iași vers l'ouest, le long de la vallée du Bahlui jusqu'à Hîrlău. Ce problème sera repris plus loin.

Au sud de Iași, les couches à *Cryptomactra* sont recouvertes par une séquence de dépôts désignée comme bessarabienne supérieure, formée surtout d'argiles et de marno-argiles, à des sables et des grès intercalés avec une puissance de 10 à 20 m dans quelques niveaux. Le contenu faunique est nettement différent de celui des dépôts du substratum et montre des conditions de sédimentation saumâtres ou continentales, qui semblent se succéder tout en engendrant de brefs cycles de sédimentation.

A la base, les couches à *Congeries* développées en faciès lacustre, ont été considérées comme recouvrant en concordance les couches à *Cryptomactra*; entre ces deux-là, il y a pourtant une lacune de sédimentation pas sans une certaine importance.

Au-dessus des couches à *Congeries* reposent les gréso-calcaires de Repedea et les sables de Săhei, avec une macrofaune saumâtre très riche (mactres grandes, cardiaées et d'autres). Ils se situent au début d'un nouveau cycle de sédimentation à évolution rapide vers une phase conti-

³ *Paramysis mihaili* Voicu, auct. *Sphaeridium papillata* ou *Sph. moldavica*.

⁴ Les statolites ont été mentionnées par Andreescu (1974) sur un intervalle réduit et après *Cryptomactra*, fait pas important pour cet ouvrage.



nentale et en comportant les sables à *Unio* et *Helix* poursuivis des couches de Păun à mammifères. Les couches à mactres petites du Kersonien marquent un nouveau cycle de sédimentation saumâtre du Sarmatiens continué par le faciès lacustre du Méotien.

La macrofaune est présente seulement aux niveaux saumâtres des dépôts où on a identifié des formes d'*Elphidium* et de *Nonion* ainsi que d'*Ammonia becarii* (L), assez fréquente, et des ostracodes (souvent abondantes). Manquent les statolites de missides et les miliolides. Caractéristiques pour les couches de Schei sont les pénéroplidées (*Spirolina* et *Dendritina*).

Il est à remarquer que, dans la succession stratigraphique de l'embouchure de la vallée du Bahlui, les ervilles sont en général localisées dans le Volhynien, la forme de *Cryptomactra pessanseris* dans le Bessarabien inférieur et les statolites de missides dans l'intervalle du Volhynien supérieur—Bessarabien inférieur. Toutes ces formes font défaut dans le Bessarabien supérieur ou dans le Kersonien au sud de Iași, étant remplacées par d'autres formes spécifiques à l'intervalle respectif.

2. Sarmatiens de l'interfluve de Bahlui—Siret

Le Sarmatiens affleurant dans ce secteur de la plate-forme moldave a été attribué par tous les géologues au Volhynien et au Bessarabien inférieur, ces intervalles chronostratigraphiques figurant comme tels sur toutes les cartes géologiques existantes. Les données obtenues au moyen des forages ne s'accordent pas toutefois avec ce point de vue.

Sur la vallée du Siret, à Lespezi, un grès avec des formes de *Ervilia*, signalé il y a un siècle par Cobălcescu (1883), a été considéré par Macarovici et Jeanrenaud (1958) en tant que l'extension vers le sud du grès à *Ervilia* de Burdujeni (vallée de Suceava)⁵ et situé en Volhynien, à la limite entre un horizon inférieur (100 à 150 m de puissance) et un autre supérieur du Volhynien (environ 50 m d'épaisseur).

Ce grès et les dépôts recouvrants (calcaires oolithiques de Hărmanești et grès de Crivești) du versant gauche de la vallée du Siret, entre Lespezi au nord et Ruginoasa au sud, sont représentés sur la figure 1, à partir des données publiées par Macarovici et Turculeț (1956), Paghida—Trelea (1969) et d'autres.

L'analyse comparative de la faune avec celle de Iași permet de dresser les suivantes observations :

— Dans le grès de Lespezi, *Ervilia podolica* Eichw., est associée à *Carium gracile* Push. *Potamides mitralis* Eichw., *P. disjunctus* Sow., *Mactra eichwaldi* Andr., *Modiola sarmatica* Gat. et *Tapes vitalianus* var. *infrasarmatica* Andr. Aucune de ces formes associées (excepté *Modiola sarmatica*, sans signification chronostratigraphique) n'a pas été citée pour les couches à *Ervilia* de Iași où apparaissent d'ailleurs d'autres formes de *Cardium* (pl. I).

La microfaune comprend seulement diverses formes de *Elphidium* et de *Nonion*, associées aux globigérines (probablement remaniées) et ostracodes, alors que les couches à *Ervilia* de Iași présentent un contenu microfaunique complètement différent, marqué par le développement explosif des miliolides en association avec les statolites de missides.

⁵ L'équivalence de ces deux grès est possible mais pas certaine.



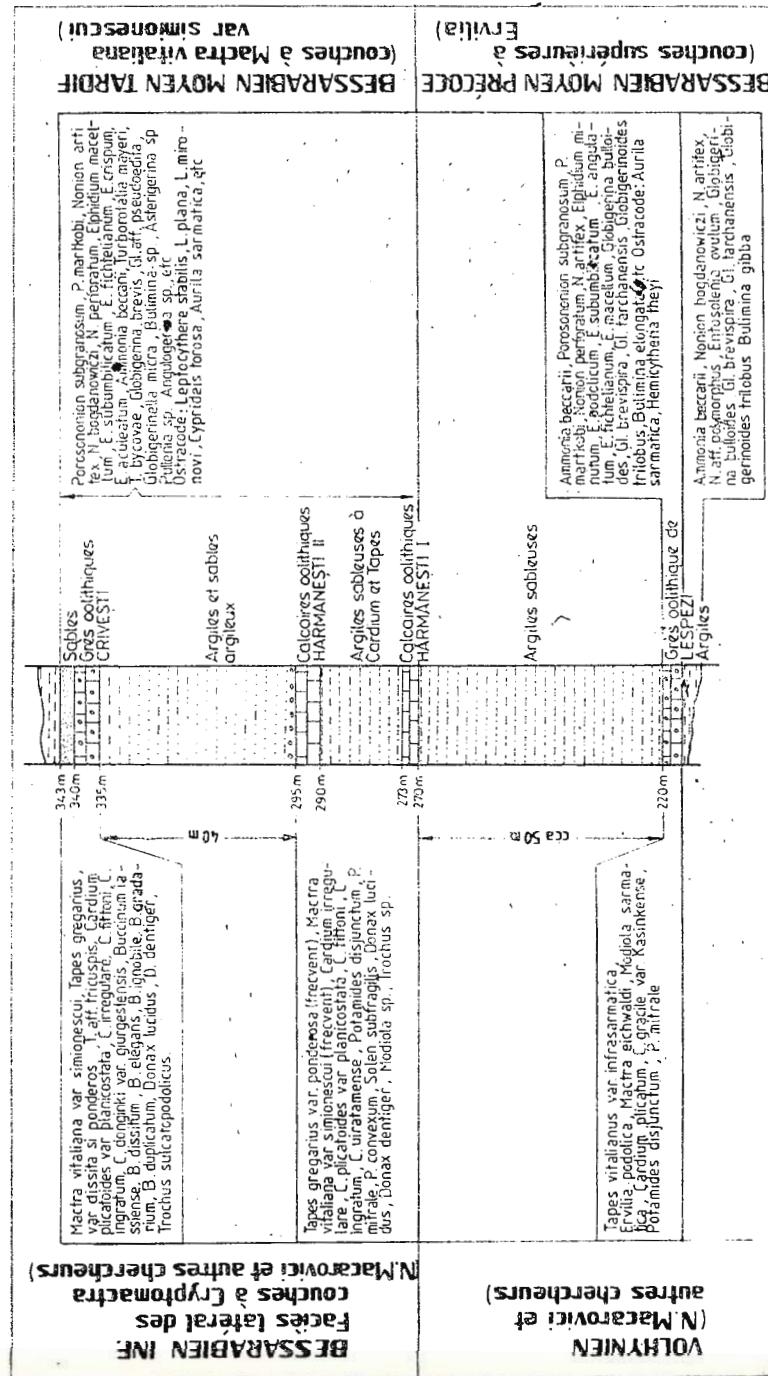


Fig. 1 — Le sédimentaire de l'interfluve Siret-Bahlui à NO de Tighu Frumos (d'après Macatovici et Paghida—Treletă, avec les modifications d'âge conformément à l'ouvrage ci-présent — à droite).

— Dans les calcaires oolithiques de Hărmănești et dans le grès de Crivesti recouvrant les grès à *Ervilia*, la macrofaune est très riche (fig. 1), tout autre de celle du grès de Lespezi et les dépôts respectifs ont été encadrés dans le Bessarabien inférieur. Toutefois la faune ne tient pas des affinités avec celle des couches à *Cryptomactra* de Iași (pl. I et fig. 1 comparativement). Pour expliquer cette nette différence Macarovici et Turculeț (1957) ont suggéré que les dépôts représentent un faciès latéral de mer peu profonde, des couches à *Cryptomactra*.

Ultérieurement, ce point de vu a été embrassé par tous les chercheurs y compris ceux qui ont étudié la microfaune (Paghida-Trelea, 1969), bien qu'elle ne présente non plus des affinités avec celle des couches à *Cryptomactra*, étant marquée seulement par un développement explosif des genres *Elphidium* et *Nonion*, sans miliolides et statolites de missides.

Afin d'étudier le Sarmatiens en profondeur dans l'interfluve de Bahlui-Siret on a foré quelques puits au nord de Tîrgu Frumos et en parallèle la recherche par sondages s'est étendue à partir de Iași vers le nord-ouest, le long de la vallée du Bahlui, tout en permettant une liaison directe entre Iași et Tîrgu Frumos.

Un sondage implanté à 3 km seulement à l'est de la localité de Lespezi a révélé qu'au-dessous du grès de Lespezi à *Ervilia* il y a encore une séquence de dépôts sarmatiens d'environ 750 m de puissance et les carottes mécaniques du sondage (pl. II) contiennent de fréquentes statolites de missides et/ou miliolides (surtout articulines) associées en base avec des restes de *Ervilia*⁶.

Un sédimentaire sarmatiens similaire comme épaisseur et contenu micropaléontologique a été également ouvert par un sondage foré entre Tîrgu Frumos et Rugincasa (au nord du village de Petuș) où, au-dessus du Badénien a été aussi établie la présence du Volhynien basal (antérieurement Buglovien) grâce au développement explosif de la forme *Anomaloides badenensis* (d'Orb.) (pl. II).

La section à travers ces deux sondages (pl. II) montre que le grès de Lespezi, les calcaires de Hărmănești et le grès de Crivesti ne constituent qu'un toit très mince (100 m environ) d'un sédimentaire sarmatiens de 700 à 800 m d'épaisseur, comportant des statolites de missides associées à miliolides, comparable tout à fait au sédimentaire volhynien-bessarabien inférieur ouvert dans les sondages de Iași.

Ni dans le sondage de Lespezi ni dans le sondage de Tîrgu Frumos n'ont été identifié des formes de *Cryptomactra* pouvant faire séparer le Volhynien du Bessarabien inférieur. Ce fait a été possible cependant dans un sondage voisin à Ceplenița (zone de Cotnari) situé sur un profil à plusieurs sondages allant de Lespezi à l'ouest jusqu'au-delà de Cotnari à l'est (pl. III). Ces sondages ont ouvert tout le Sarmatiens jusqu'au Badénien y compris (même le Crétacé), et au-dessous du grès de Lespezi ils ont traversé la même séquence de dépôts épaisse de 700 m environ, à statolites de missides et/ou miliolides (spécialement articulines). Dans le sondage de Ceplenița à partir de la surface jusqu'à 250 m

⁶ Negoită, bulletins d'analyse micropaléontologique.

de profondeur, Paghida-Trelea (1969) a identifié le Bessarabien inférieur dans le faciès des couches à *Cryptomactra*, sur base d'une association microfaunistique à statolites de missides et de nombreuses formes de *Quinqueloculina* et *Doggielina kaptarenko* Bogd., et Didk.⁷

La corrélation des diagraphies géophysiques des sondages et l'arrangement géologique général du sédimentaire néogène (pl. III) montrent que cette séquence de dépôts en faciès des couches à *Cryptomactra* est le prolongement vers l'ouest jusqu'à Lespezi des couches à *Cryptomactra* de Iași et au nord de Iași (Todireni). Celle-ci sépare deux complexes :

- l'un inférieur d'âge volhynien (couches inférieures à *Ervilia* des sondages de Iași—Todireni et de Lespezi—Tîrgu Frumos) et

- l'autre supérieur d'âge bessarabien moyen⁸ (couches supérieures à *Ervilia* des affleurements de Lespezi).

Cette distinction entre deux complexes à *Ervilia*, séparés par les couches à *Cryptomactra*, traduit un accord parfait entre les données géologiques des sondages et les données de surface, explique les différences fauniques très tranchantes d'entre ces deux complexes et élimine l'hypothèse de deux faciès en Bessarabien inférieur, bien difficile à expliquer pour une surface si restreinte. Ce fait réclame cependant des modifications notables du schéma d'horizontation stratigraphique du Sarmatien de la plate-forme moldave.

La présence du genre *Ervilia* après le Volhynien est un fait connu. Andreeșeu (1974) qui a étudié le stratotype du Sarmatien de la vallée du Mileov (couches de Șipotelu) a mentionnée des formes d'*Ervilia* (*E. dissita* et *E. dissita* Andrusov) dans le Bessarabien inférieur et moyen et Motaș et al. (1976) dans un ouvrage de synthèse sur le Néogène notent que le genre *Ervilia* se continue jusqu'à la base du Méotien.

Là-dessus la séparation de deux niveaux à *Ervilia* pourrait être inutile, les ervilées des couches à *Cryptomactra* de la plate-forme moldave n'étant mentionnées jusqu'à présent ni comme des exemplaires isolés, et cette séparation représente en fait une solution d'étape jusqu'à de nouvelles données. Il y a lieu de souligner pourtant que les grès à *Ervilia* affleurant à Lespezi ne représentent pas le Volhynien, tels qu'ils ont été considérés jusqu'aujourd'hui, mais un niveau stratigraphique du Bessarabien qui poursuit en succession les couches à *Cryptomactra*.

3. Sarmatien de l'interfluve de Siret—Suceava

Les dépôts sarmatiens affleurant entre les vallées du Siret et de la Suceava ont été étudiés par bien des géologues, la présence des ervilées dans cette aire étant signalée par Cobălcescu (1883) et Simionescu (1903), qui ont encadré ces dépôts dans le Volhynien, avec une possible extension au Bessarabien aussi.

⁷ La planche X de l'ouvrage de Paghida-Trelea (1969) présente un échantillon d'une carotte mécanique (100—103 m de profondeur) comportant de nombreux tests de miliolides (articulines spécialement) et provenant des argiles à *Cryptomactra*. Le même âge est mentionné dans la figure 5 de l'ouvrage.

⁸ Le terme de Bessarabien moyen a été employé par Andreeșeu (1974) pour les dépôts recouvrant les couches à *Cryptomactra*.



Ce point de vue a été accepté ultérieurement par tous les géologues et à partir de nouvelles données on a pu établir la présence du soi-disant Buglovien à la base du Sarmatién (Macarovici, 1955) et du Bessarabien à la partie terminale (Martiniuc, 1948, Macaaovici, 1955).

Les données obtenues au moyen des sondages ne correspondent pas pourtant à celles de surface.

Le Sarmatién de cette zone a été récemment étudié et horizonté en détail par Ionesi (1968), à partir d'une analyse laborieuse du contenu macro- et microfaunistique. Le schéma d'horizontation chronosтратigraphique élaboré par Ionesi (représenté sur la figure 2) permet les suivantes observations :

— La base du sédimentaire sarmatién, considéré comme buglovienne, est visible sur 80 m de puissance environ et comprend des marno-argiles à sables (presque 50 m), suivies de grès à sables et d'un banc de calcaire à grès calcaires (3 m). Toute la séquence présente un contenu macrofaunistique riche (cardiacées, ervilées, mactres, cérites)⁹ et dans les calcaires gréseux du toit est particulièrement fréquent le genre *Serpula*, ce qui a déterminé que les calcaires respectifs soient séparés comme un horizon à part.

Le contenu microfaunistique est plus varié. Les marno-argiles, les grès et les sables contiennent un grand nombre d'exemplaires de *Anomalinoides badenensis* (d'Orb.) (antérieurement dénommés *Cibicides lobatulus* W. et J.), associés aux miliolides striées, mais dans les gréso-calcaires à *Serpula* n'apparaissent que des exemplaires à *Elphidium regina* d'Orb. (zone à *Elphidium regina*).

Suivant les critères macropaléontologiques la limite Buglovien-Volhynien se situe au toit des gréso-calcaires à *Serpula*, mais macrofaunistiquement un seuil bionomique important se trouve à leur fond marqué par la disparition de la forme *Anomalinoides badenensis* (d'Orb.) et par l'apparition en explosion de l'espèce *Elphidium regina* (d'Orb.).

Il est assez sûr que l'horizon de gréso-calcaires à *Serpula* représente l'équivalent stratigraphique des calcaires à serpules des sondages de Iași et des affleurements de Prut.

— Le sédimentaire envisagé comme volhynien tient une puissance de 460 m environ, occupe la plus grande partie de la zone étudiée, est à prédominance arénitique et comprend une macrofaune riche en ervilées (*E. podolica* Eichw., *E. podolica* var. *concinna* Eichw., *E. terigonula* Sok.), mactres, cardiacées, cérites et d'autres. La microfaune également riche est représentée par de nombreuses formes de *Elphidium* et *Nonion*, auxquelles à certains niveaux, s'ajoutent *Rotalia beccarii* L. et *Quinqueloculina consobrina* d'Orb. La majeure partie des microfossiles diffèrent de celles du Volhynien ouvert par les sondages de Iași, les statolites de missides faisant défaut totalement (Ionesi note que des exemplaires isolés n'ont pas été rencontrés) et les miliolides apparaissent seulement sporadiquement.

⁹ Même avec des formes considérées badénienes (*Ocenabra sublavata* Bast. et *O. striata* Eichw.) dans les grès et les sables de dessous les calcaires.



Il est à mentionner une séquence de dépôts d'environ 80 m d'épaisseur, comprise entre les gréso-calcaires à *Serpula* et les grès de Pătrăuți (fig. 2). Ionesi (1968) y a distingué trois paquets :

— inférieur pélitique, de presque 30 m de puissance, avec de la macro—et de la microfaune pauvre;

— médian pélitique aussi et de 30 m d'épaisseur environ, à macrofaune pauvre mais à microfaune riche en miliolides (zone à *Quinqueloculina reussi* Bogd. et articulines);

— supérieur, de 20 m de puissance environ, à rares exemplaires de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium* et d'autres et aux formes de *Elphidium*, *Nonion* et *Rotalia* (*Quinqueloculina* est très rare et *Articulina* fait défaut).

L'association microfaunistique du paquet médian est tout à fait différente du restant des dépôts, rappelle l'association volhynienne des sondages de Iași, alors que les dépôts qui la contiennent forment, avec ceux du substratum et possible avec ceux du toit, un niveau bio-stratigraphique différent du restant des dépôts à *Ervilia*.

Un autre niveau stratigraphique à faune un peu différente est celle de la partie supérieure du sédimentaire considéré volhynien. Ici, entre les grès de Arghira II et de Hîrtop III—Nigorești (base du Bessarabien), Ionesi (1968) a séparé une séquence de dépôts de presque 150 m de puissance, dénommée „horizon à cérites et cardiacées”. Cet horizon ne contient pas des formes de *Ervilia*, sa base comprenant de nombreuses pénéroplides (*Spirolina* et *Dendritina*).

— Le sédimentaire considéré comme bessarabien a une puissance de 240 m environ, occupe l'extrémité sud de la zone et il a été estimé comme un équivalent stratigraphique des calcaires et des grès de Hărmanești—Crivești. La macrofaune est riche et comporte surtout des lamellibranchiées telles *Mactra vitaliana* var *simionescui* Mac. et *Tapes gregarius* Partsch. envisagées comme des espèces caractéristiques. La microfaune contient seulement des formes de *Elphidium* et de *Nonion* qui ne permettent pas de dresser une séparation du sédimentaire considéré volhynien.

Tous les chercheurs se sont mis en accord sur l'idée que les dépôts décrits plus haut se continuent jusqu'au-delà de la vallée de la Moldova et que le long de la vallée du Siret le sédimentaire volhynien se poursuit, au-dessous du Bessarabien, jusqu'au sud de Lespezi où affleurent sa partie terminale avec le grès de Lespezi. Ce grès, comme on a déjà montré, est pourtant situé au-dessus des couches à *Cryptomactra* et par rapport au sédimentaire sarmatien ouvert moyennant les sondages il a une position géométrique similaire occupant une bonne partie des couches à *Ervilia* de l'interfluve de Siret—Suceava.

Des sondages de la zone de Suceava—Fălticeni les plus représentatifs sont ceux de Bosangi (sud de la vallée de la Suceava) et de Popești (est de Fălticeni), figurés sur la planche IV.

Dans la zone de Bosangi—Popești et à Lespezi — Ceplenița le sédimentaire des affleurements représente seulement un toit relativement mince (350 m d'épaisseur) d'un sarmatien à prédominance pélitique de 800 m de puissance environ et qui repose sur le Badénien.



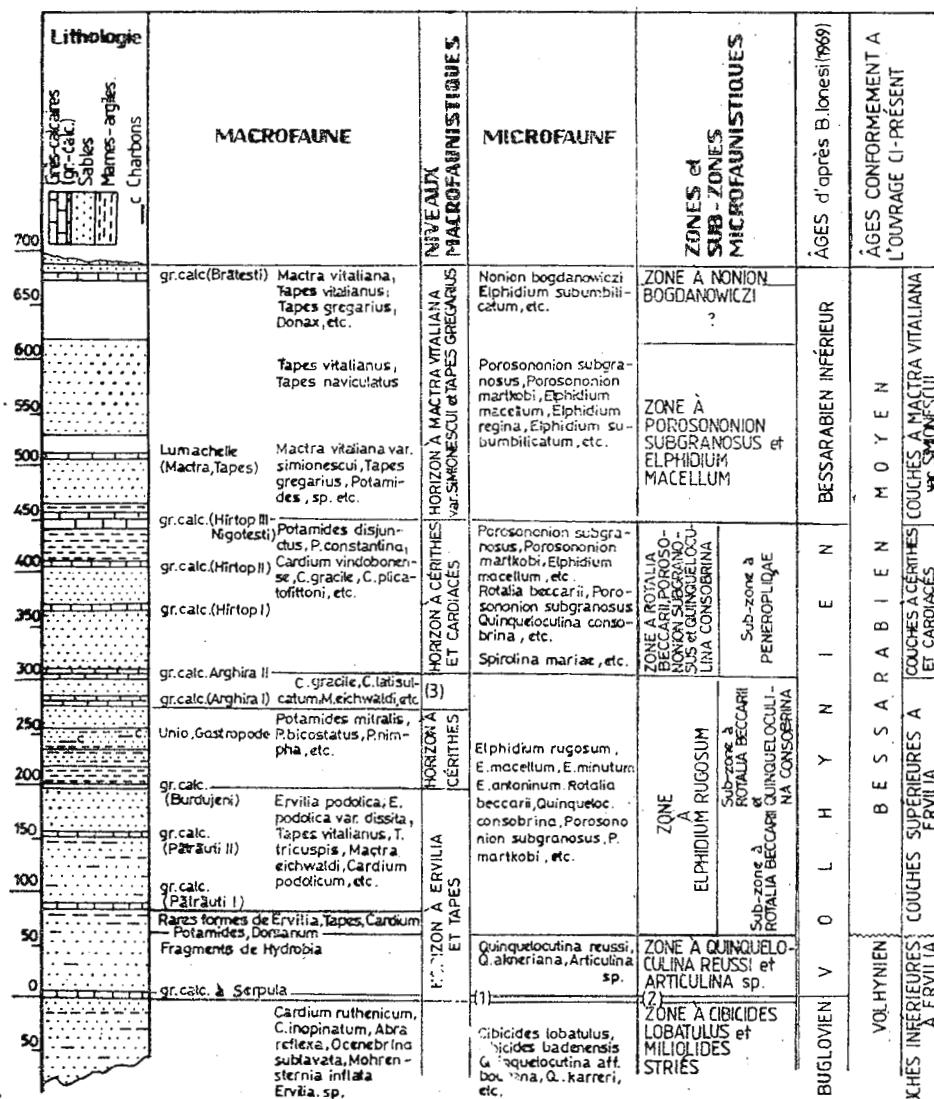


Fig. 2 — Le Sarmatien de l'interfluve Siret—Suceava (d'après Ionesi, 1968, avec les modifications d'âge conformément à l'ouvrage ci-présent — à droite).

Une suite de marno-argiles et de grès, de 100 à 160 m d'épaisseur, de la base de la séquence, a été considérée volhynienne basale (le Bugloviens des chercheurs antérieurs) à partir de la présence en explosion de la forme *Anomalinoides badenensis* (d'Orb.)¹⁰.

¹⁰ Le Volhynien y est mieux développé qu'à Lespezi et un développement plus ample revient au Badénien aussi.

La séquence de marno-argiles surmontante, de 200 à 250 m de puissance et comportant bien des fragments de *Ervilia* et des statolites de missides, a été équivalente au Volhynien des sondages de Iași et de Lespezi—Tîrgu Frumos (couches inférieures à *Ervilia*).

Les marno-argiles (270 m d'épaisseur environ) qui suivent à une microfaune relativement pauvre, mais à fréquentes statolites de missides ont été envisagées comme un équivalent stratigraphique, au moins partiellement des couches à *Cryptomactra*, compte tenu que les ervilées font défaut.

La succession se continue, sur une puissance de 150 m environ, par une séquence d'argiles interstratifiées avec des sables sans pouvoir assigner son âge faute de carottes mécaniques. La corrélation régionale des dia-graphies géophysiques suggère pourtant que les argiles pourraient représenter la partie terminale de la séquence à statolites de missides et dans ce contexte le sédimentaire à ervilées du toit immédiat débutant avec les grès de Pătrăuti ne peut représenter que les couches supérieures à *Ervilia* (Bessarabien moyen).

A partir de la vallée de la Suceava vers le nord, le Bessarabien et le Volhynien inférieur de profondeur s'épaissent progressivement (pl. IV) et se soulèvent, de sorte que le Volhynien basal (antérieurement Buglovien) affleure dans la zone d'entre le Siret et la Suceava, au sud de la frontière avec l'URSS (Ionesi, 1968, carte géologique de la zone). Les couches supérieures à *Ervilia* se soulèvent elles-aussi vers le nord, mais beaucoup plus lentement que le Volhynien. Ainsi, le sédimentaire compris entre ces couches et le Volhynien basal s'amincit assez vite vers le nord, sa puissance diminuant de 600 m dans les sondages à 80 m seulement dans les affleurements (Siret), où il est représenté par les grésocalcaires à *Serpula*¹¹ (Volhynien moyen) et par les marno-argiles à milio-lides (zone à *Quinqueloculina reussi* et *articulines*) avec les argiles du toit et du substratum.

Ces marno-argiles y ont été considérées volhyniennes supérieures (couches inférieures à *Ervilia*), leur âge est encore à discuter¹², mais ce n'est pas l'âge qui est autant important que l'épaisseur des dépôts par rapport au restant de la plate-forme moldave. Cela démontre que la zone d'entre les vallées du Siret et de la Suceava, au nord du pays, a fonctionné comme un haut fond avec des conditions de sédimentation restrictives pendant le Volhynien moyen et supérieur et comme une zone exondée durant le Bessarabien inférieur (marquée par l'absence des couches à *Cryptomactra*). La tendance de mouvement de la zone s'est inversée pendant le Bessarabien moyen et les couches supérieures à *Ervilia* se sont disposées transgressivement, surmontant les couches inférieures à *Ervilia*.

Ces conditions de sédimentation du nord-ouest de la plate-forme moldave, maintenant manifestes du fait de la connaissance du Sarmatien profond, n'ont pas pu être envisagées uniquement à partir des données prélevées des affleurements et l'attribution de toutes les couches

¹¹ Les calcaires à *Serpula* n'ont pas été identifiés en des forages en vue des épaisseurs très réduites.

¹² Il pourrait représenter, au moins partiellement, un équivalent des couches à *Cryptomactra*.



à *Ervilia* au Volhynien a été bien naturelle. Au moins, allant des grès de Pătrăuți en haut elles représentent cependant les couches supérieures à *Ervilia* du Bessarabien moyen basal.

Considérations générales et conclusions

Les travaux de prospection sismique et les sondages exécutés dans la plate-forme moldave ont complété et enrichi par de nouvelles données la connaissance géologique du Sarmatiens, ont mis en évidence des conditions de sédimentation plus complexes que celles estimées par la recherche géologique de surface et ont réclamé quelques modifications dans le schéma d'horizontation élaboré antérieurement, pour situer à leur place dans l'échelle chronostratigraphique autant les complexes lithologiques et biostratigraphiques identifiées à la surface que ceux définis en profondeur (fig. 3, pl. V).

Des modifications et des compléments ont été notamment envisagés pour la partie inférieure du Sarmatiens, son schéma chronostratigraphique pouvant être restitué ainsi :

- couches inférieures à *Ervilia* : Volhynien,
- couches à *Cryptomactra pesanseris* : Bessarabien inférieur,
- couches supérieures à *Ervilia* : Bessarabien moyen basal ;
- couches à *Hactra vitaliana* var. *simionescui* : Bessarabien moyen tardif.

Sur base des données microfaunistiques on a considéré possible une séparation de détail des couches inférieures à *Ervilia*, à savoir :

- marno-argiles et grès à *Anomalinoides badenensis* : Volhynien inférieur (ou basal);
- calcaires à serpules et briozaires¹³ : Volhynien moyen,
- marno-calcaires et marnes à statolites de missides et miliolides : Volhynien supérieur.

Les statolites de missides se continuent des couches inférieures à *Ervilia* aux couches à *Cryptomactra pesanseris* y compris en constituant une zone très caractéristique pour l'intervalle Volhynien moyen—Bessarabien inférieur, intervalle bien représenté dans la plate-forme moldave, surtout à l'ouest de la vallée du Siret où il présente une épaisseur de 1500 m.

La disparition des statolites de missides constituent un seuil biologique important, envisagé en tant que la limite Bessarabien inférieur/Bessarabien moyen. Ce seuil semble aussi coïncider à la disparition de la forme de *Cryptomactra pesanseris* et la réapparition des ervilias (ou bien des conditions qui ont leur favorisé un meilleur développement).

La séparation de ces unités biostratigraphiques et leur datation différente réclament une nouvelle révision de toutes les données géologiques de surface du nord de la plate-forme moldave en vue d'établir

¹³ Les calcaires à serpules et briozaires sont connus rien que dans la zone de la vallée du Prut et dans le vallée du Siret (au nord-est du pays). Vers l'ouest et le sud ils sont progressivement, mais assez rapidement, substitués par les marno-calcaires et les marnes, de sorte que leur séparation dans le forage n'est pas possible.



DIVISIONS CHRONO-STRATIGRAPHIQUES		DIVISIONS BIO-STRATIGRAPHIQUES	LITHOLOGIE	MICROFAUNE	
MÉOTIEN	PLIOCÈNE	COUCHES SUPÉRIEURES À MAMMIFÈRES	Sables, marnes	Hipparrion moestivium, Gazella brevicornis, Dinotherium giganteum, etc. Congeria, Unio, Helix.	Microfaune pauvre à formes remaniées
		Cnètes de Nufasca - Ruseni			
KERSONIEN		COUCHES SUP. À UNIO et HELIX	Sables, marnes	Unio sp., Helix sp. (sporadique).	
		COUCHES À PETITES MACTRES	Grès sableux et marnes (couche de Minip)	Macra bulgarica, Macra caspia, Macra sinzovi, Macra orbiculata, etc.	Elphidium, Nonion, Ammonia, Ostracodes, Chara
		COUCHES, INF. À MAMMIFÈRES	Sables de Paun	Aceratherium incisivum, Hipparrion sebastopolitanum, Ictitherium hippocionorum.	
		COUCHES INF. À UNIO et HELIX	Complexe supérieur argileux-sableux	Rare forme de Unio și Helix	Rares formes de Elphidium et Nonion
		COUCHES À GRANDES MACTRES	Sables de Schei Calcaires de Repedea	Macra fabreana, M. vitaliana, M. podolica, M. naviculata, Cardium fitoni, C. ingratum, Potamides disjunctus etc	NOMBREUSES Peneroplides, Elphidium, Nonion, Ammonia, Ostracodes
		COUCHES À CONGÉRIES	Complexe inférieur argileux-sableux (Sables de Brănești)	Congeria, Unio, Melanopsis, Theodoxus, Hydrobia.	Microfaune pauvre (Ammonia, Nonion, Elphidium) Ostracodes.
MIOYEN		COUCHES À MACTRA VITALIANA var. SIMIONESCU ET TAPES GREGARIUS	Grès de Crivest Calcaires oolithique Hărmanesti I et II	Macra vitaliana var. simionescu, Tapes gregarius, Cardium fitoni, C. ingratum, C. plicatoides var. planicostata, Potamides mitrale, P. convexum, etc.	1-2 Intercalations à faune d'eau douce (Congeria, Unio)
		COUCHES À CERITHES ET CARDIACES	Grès de Hirtope - Niogesti Grès de Hirtope II Grès Arghira II	Potamides disjunctus, P. constaniciae, C. vindobonense, C. gracile, C. plicato-tittoni, etc.	NOMBREUSES Peneroplides
		COUCHES SUPÉRIEURES À ERVILIA	Grès Arghira I Grès Burdujeni - Lespezi Grès Făräu II Grès Făräu I	Erivilia podolica, C. plicatum, C. gracile, Potamides mitrale, P. disjunctum, etc.	Charbons à formes d'eau douce (Unio, Gasteropodes) Peneroplides (rouées)
VOLHYNIEN	SUPÉRIEUR INFÉRIEUR	COUCHES À CRYPTOMACTRA PES ANSERIS	Argiles de Ungheni	Cryptomactra pes-anseris, Cardium obsoletum, C. barbata, C. fischerianum, C. bejarunesi, C. michailovi, etc	NOMBREUSES Miliolides, Elphidium, Nonion, Ostracodes, Statolithes de myssidae
MOYEN		COUCHES INFÉRIEURES À ERVILIA	Marnes et argiles Marnes et marno-calcaires	Ervilia dissita, E. trigonula, Macra andrusovi, M. aff. fragilis, Cardium lithopodolum, C. ruthenicum, C. aff. protractum, etc.	NOMBREUSES Miliolides, Statolithes de myssidae, Ostracodes
INF.			Calcaires ou grès-calcaires à Serpula	Serpula, Ervilia trigonula, Cardium ruthenicum, C. lithopodolum, etc.	NOMBREUSES Miliolides, Elphi-didie épineux (E. regina)
			Sables et argiles	Ervilia podolica, Macra eichwaldii, Cardium ruthenicum, C. lithopodolum, Abra reflexa, etc.	Anomalinoïdes Badenensis Miliolides Nonionides, etc.
BADENIEN					
					NONION ET ELPHIDIUM EN EXPLOSION
					NOMBREUSES MILLIOLIDES Stabilités de myssidae

Fig. 3 — Schéma de la possible horizontation chrono-stratigraphique du Sarmatien de la plate-forme Moldave.

quelle partie du sédimentaire sarmatien qui y affleure est comprise dans le Volhyrien (inférieur, moyen et supérieur) et quelle partie au Bessarabien inférieur (basal ou terminal).

Une recherche plus détaillée est également nécessaire pour les couches à *Macra vitaliana* var. *simionescu* de l'interfluve de Siret-Bahlui, d'une part afin de relever si dans leur base il y a encore ou non l'horizon à cérites et cardiacées, identifié dans la zone de la ville de Fălticeni (Io-



nesi, 1968)¹⁴ et d'autre part pour préciser la position stratigraphique de divers horizons de gréso-calcaires oolithiques y antérieurement séparés, parce qu'ils se confondent bien souvent (les données géologiques des sondages ne permettent des liaisons directes ni entre les oolithes de Hărmănești, de Stolniceni, de Bădilița ni entre les oolithes de la colline de Suverde et celles de Crivești, de Giurgiu-Bădiceni et la colline Cătălina — pl. II, III).

Vers la bordure méridionale de la plate-forme moldave au sud de la ville de Roman, les couches à *Mactra vitaliana* sont recouvertes par les couches à *Congeria* (identifiées par Jeanrenaud, 1961). Elles semblentachever le cycle de sédimentation du Bessarabien moyen. Il faut souligner que dans le cadre de ce cycle, d'autres dépôts lacustres se développent, certains dans les couches supérieures à *Ervilia* (marnes charbonneuses à faune d'eau dulçaquicole de Fălticeni), d'autres dans les couches à *Mactra vitaliana* (dans la zone de la ville de Bacău plus vers le sud)¹⁵. Cette alternance de dépôts saumâtres et lacustres dans le Bessarabien moyen dénote le début de certaines conditions d'instabilité dans la plate-forme moldave dont la disposition anormale des couches à *Congeria* dans la zone de la ville de Iași directement sur les couches à *Cryptomactra* n'est pas étrangère (pl. I, V).

La succession de dépôts sarmatiens recouvrant les couches à *Congeria* et débutant par les calcaires de Repedea a été attribuée au Bessarabien supérieur et au Kersonien selon les opinions exprimées antérieurement, tandis que l'horizontation a respecté les anciens modèles. Quelques aspects doivent être mentionnés pourtant.

Dans la zone d'entre les vallées du Siret et du Prut, Jeanrenaud (1971) a situé la limite bessarabienne-kersonienne à la base des sables inférieurs à mammifères (couches de Păun), en considérant que ces sables représentent un équivalent stratigraphique deltaïque des dépôts à petites mactres (couches de Mingir) au sud de la ligne de Vaslui-Huși. Les données de forage suggèrent pourtant que les couches de Păun se continuent vers le sud et l'est, au-dessous des couches à petites mactres, tout en formant un complexe indépendant avec une puissance de presque 200 m et qui doit être envisagé comme le terme final, lacustre-continental du Bessarabien supérieur. Le Kersonien pourrait constituer un nouveau cycle de sédimentation débutant par les dépôts à petites mactres.

Il est à souligner aussi le fait que les dépôts à petites mactres n'ont été identifiées jusqu'à présent que dans l'interfluve de Prut-Birlad (au sud de la ligne de Vaslui-Huși) et à l'ouest de la vallée du Siret (zone

¹⁴ Cet horizon, compris entre les dernières ervilics et les premières mactres (de type *Vitaliana*) a été apprécié d'une épaisseur de 150 m environ (Ionesi, 1968). Il pourrait être beaucoup plus mince au sud de Fălticeni.

¹⁵ Dans les forages de la zone de Bacău ont été identifiées des formes telles *Anodonta*, *Congeria*, *Planorbis*, *Chara* et *Ostracodes* (*Candonia*), dans un paquet situé bien au-dessous des couches à *Congeria* de surface. Ces forines ont été étudiées par Macarovici et revues par Simionescu (1977). Encore plus bas, dans la succession stratigraphique un paquet de dépôts d'environ 200 m de puissance, à développement en explosion de la forme de *Cyprideis heterostigma*, a été identifié dans quelques sondages de la dépression de Birlad (Popescu, bulletins d'analyse).



de la ville de Bacău). Dans l'interfluve de Birlad—Siret on a mentionné seulement des couches de Păun (Bessarabien supérieur terminal) et on pourrait croire que la zone respective a constitué pendant le Kersonien un haut fond entre les deux aires de sédimentation à petites mactres.

Le problème revêt toutefois un aspect plus complexe, puisque à l'ouest de la vallée du Siret les dépôts à petites mactres ne se disposent pas sur les couches de Păun (tout comme au nord de la ligne de Vaslui-Huși) mais sur les couches à *Mactra vitaliana*.

Un aspect tout à fait particulier y présent est les couches de Văleni avec leur équivalent chronostratigraphique de Mărgineni—Hoișteți. Celles-ci comprennent un mélange de faune des couches à *Mactra vitaliana* var *simionescui* Mac., avec de la faune du Kersonien (mactres petites). Certains chercheurs les ont considérées kersoniennes (Martiniuc, 1948) tandis que d'autres les ont regardées comme un horizon de passage du Bessarabien au Kersonien (Macarovici, 1951) ou bien comme bessarabiennes terminales (Macarovici et Jeanrenaud, 1958; Macarovici, 1964; Sărăiman, 1973).

Récemment, Ionesi et Ionesi (1977) ont formulé l'idée que ce mélange de faune est dû à une résédimentation de dépôts bessarabiens (glissements sous-marins) durant le Kersonien. Les auteurs ont appuyé leur opinion sur la prédominance des mactres petites par rapport aux formes bessarabiennes, sur l'impossibilité de coexistence dans la même biozone de certaines formes réclamant des conditions de salinité différentes des eaux et sur la présence des olistolites d'argiles et de grès à faune bessarabienne noyées dans des dépôts à faune kersonienne.

Entre le Bessarabien et le Kersonien, les auteurs ont admis (au moins à Văleni) une courte lacune de sédimentation¹⁶, mais seulement à quelques kilomètres vers l'est, dans la rive gauche du Siret, les couches à *Mactra vitaliana* sont recouvertes par les couches à *Congeria*, suivies par le complexe de Repedea—Schei et d'autres dépôts jusqu'aux couches de Păun y comprises. Ces dernières font défaut à Văleni, Mărgineni—Hoișteți et à Răcila (sud de la vallée de la Bistrița).

Là-dessus le problème révèle d'autres dimensions et impose une analyse plus approfondie. Au stade actuel des connaissances il est bien probable que les dépôts à petites mactres de cette zone ne sont pas synchrones à ceux du sud de Vaslui et de Huși, ils représentant seulement des intercalations dans les couches à *Mactra vitaliana*, qui, comme on a déjà montré, comprennent aussi des intercalations de dépôts à faune d'eau dulçaquicole.

La limite Sarmatién/Méotien de la bordure méridionale de la plate-forme moldave est un autre problème qui se pose. Le repère lithologique des cinérites de Nuțeasca—Ruseni regardé comme une limite possible par quelques chercheurs (Jeanrenaud, 1971) n'est, semble-t-il, qu'une

¹⁶ Simionescu (1977) a considéré pourtant qu'au sud de la vallée de la Bistrița il y a une continuité de sédimentation du Bessarabien au Kersonien, vu la présence d'une microfaune, dans les couches de Trebiș (du substratum des dépôts à mactres petites), semblable à celle des sables de Schei. Ce problème reste toutefois discutable.



solution temporaire. Les débats concernant cette limite et en général tout l'intervalle Sarmatiens terminal-Pliocène basal sont d'ailleurs édifiants.

Sur les bordures occidentale et méridionale-occidentale de la plate-forme moldave le sédimentaire sarmatiens présente des puissances de presque 2500 m en diminuant rapidement vers le nord et le nord-est jusqu'à 100 m d'épaisseur environ dans la zone de la vallée du Prut. Ce sévère amincissement d'épaisseur semble avoir lieu notamment au compte du Volhynien et du Bessarabien inférieur et il est généré d'une part par le haut fond d'entre les vallées du Siret et de la Suceava (couches supérieures à *Ervilia* reposant directement sur les couches inférieures à *Ervilia*) et d'autre part par la haute zone d'entre les vallées du Bahlui et de la Jijia (couches à *Congeria* disposées directement sur les couches à *Cryptomactra*). La détermination de ces deux hautes zones, du moment de leur individualisation, des mouvements subis et des rapports entre elles sont des problèmes géologiques d'importance particulière concernant la plate-forme moldave.

La séparation des couches inférieures à *Ervilia* et des couches supérieures ont permis un alignement convenable dans l'arrangement structural du Badénien et du Volhynien-Bessarabien-inférieur, à orientation nord-sud et inclinaison vers l'ouest d'après les données de sondage et sismiques. D'autre part, les données actuelles montrent que outre ce plan structural bien défini il y aurait encore deux autres plans légèrement différents : l'un comprenant les couches supérieures à *Ervilia* et les couches à *Mactra vitaliana* (respectivement le Bessarabien moyen) et l'autre englobant le Sarmatiens terminal (à partir des couches à *Congeria* vers le haut) et le Pliocène basal (Méotien). Une meilleure définition de ces plans reste aussi un problème important à résoudre pour la plate-forme moldave.

Le sédimentaire sarmatiens de l'ouest de la plate-forme moldave est chevauché par la molasse miocène inférieure des Subcarpathes (même par le flysch crétacé-paléogène par endroit), sur une largeur vérifiée de 15 km, localement pouvant en dépasser. Suivant le schéma d'horizontation on pourrait croire que le chevauchement a cessé avec les couches supérieures à *Ervilia* dans la partie nord de la plate-forme moldave et vers la fin des couches à *Mactra vitaliana* dans les parties centrale et méridionale. Une étude plus détaillée de ce chevauchement pourrait apporter de nouvelles données et évidemment une meilleure compréhension de la manière dont il s'est produit.

Certains problèmes plus haut mentionnés ne peuvent pas être résolus que par la recherche du Sarmatiens profond, si le potentiel pétrogazifère de la plate-forme va réclamer que la recherche soit continuée. D'autres problèmes pourraient pourtant trouver des solutions par l'approfondissement de l'étude des informations géologiques et paléontologiques obtenues jusqu'à présent à la suite de la recherche des affleurements et des sondages, et dans cette direction on réalisera des progrès significatifs dans la connaissance géologique par une étroite collaboration des chercheurs qui ont étudié le sédimentaire sarmatiens à surface et ceux qui l'ont étudié en profondeur.

La tentative d'horizontation du Sarmatiens, y présentée, constitue un cadre général qui a permis de mettre en accord la succession de dé-



pôts sarmatiens profonds avec celle de surface et de rédimensionner certains problèmes de la plate-forme moldave. Elle est, évidemment, susceptible de modifications et de compléments.

Justifiée par le schéma actuel d'horizontation du Sarmatien, la plupart du sédimentaire sarmatien a du être comprise dans le Bessaïabien, il apparaît donc très chargé par rapport au Volhynien et spécialement au Kersonien. Bien des niveaux stratigraphiques du Bessaïabien semblent être suffisamment caractérisés paléontologiquement afin de constituer des entités chronostratigraphiques indépendantes, et il faut voir s'il ne serait nécessaire une révision de l'actuel schéma chronostratigraphique du Sarmatien. Le problème concerne évidemment le domaine de la paléontologie et de la systématique et réclame en tout cas un approfondissement de la recherche géologique dans un cadre plus large et nécessite également une connaissance en détail du schéma d'horizontation chronostratigraphique employé à l'est du Piut par le chercheurs soviétiques.

Remerciements. L'auteur remercie ingénieur géologue Zaharescu, directeur adjoint scientifique de l'Institut de Recherches et Projets pour pétrol et gaz auprès le Ministère du Pétrole pour la permission de publier cet ouvrage, ainsi que les collègues, Florica Negoită, Ioan Costea et Ecaterina Popescu pour l'amabilité de partager leurs connaissances et expérience dans le domaine de la microfaune du Néogène.

BIBLIOGRAPHIE

- Andreeșeu I., Motaș I. (1974) Le développement des formations sarmatiennes dans la Dépression Précarpatische de Roumanie (Le flanc interne de la Dépression Valaque). *Chronostrat. Neostrat.*, Miozän M5 Sarmatien, IV, p. 118—121, Bratislava.
- (1974) Faziostratotypus Andreașu (Vallée du Milcov). Zone sarmato-pliocène de la courbure des Carpates Orientales Roumanie. *Chronostrat., Neostrat.*, Miozän M5 Sarmatien, IV, p. 121—127, Bratislava.
- (1974). Boundary Stratotypus Bozioru, Vallée Balançasa, Synclinorium Bozioru — Soimari Romania. *Chronostrat. Neostrat.*, Miozän M5 Sarmatien, IV, p. 221—227, Bratislava.
- Atanasiu I. (1945) Le Sarmatien du Plateau Moldave. *Acad. Roum. Mém. Sect. Sc. III-ème Ser. XX/5*, p. 293—327, București.
- Macarovică N. (1950) Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie (Départ de Dorohoi, de Botoșani et de Iași). *An. Com. Geol. XXIII*, p. 269—317, București.
- Cobălcescu Gr. (1862) Calcarul de la Repedea. *Rev. Rom. Științe, Litere și Arte*, an. II, p. 586, București.
- (1883) Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmură terțiare din unele părți ale României. *Mem. Geol. Sc. Mil.* p. 161, Iași.
- Comşa D., Costea I., Filimon S., Năstăseanu N., Negoită F. (1975) Aperçu microbiostratigraphiques sur l'Avant-pays carpatique (Plate-forme moesienne et plate-forme moldave), 14-th Eur. Micropal. Colloq. Guidebook Series, Inst. Géol. Géophys. p. 69—79, București.



- Costea I., Balteş N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Edit. tehn. p. 1—263, Bucureşti.
- David M. (1922) Cercetări geologice în Podișul moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, p. 69—219, Bucureşti.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Bandrabur T. (1970) Notă explicativă la harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foaia Bacău, Inst. Geol. Bucureşti.
- Ghenea C., Ghenea A., Saulea E. (1968) Notă explicativă la harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foaia Birlad, Inst. Geol., Bucureşti.
- Gheorghian D. (1974) Faziostratotypus Steaza, vallée près de Răşinari (Le bord du Bassin-de Transilvanie — Roumanie). Chronostrat. Neostrat., Miozän M5 Sarmatiens, p. 209—211. IV. Bratislava
- Gheorghiu C., Bigu G., Radu O. (1961) Date noi cu privire la stratigrafia depozitelor sedimentare din nordul Moldovei (regiunea Rădăuți—Dorohoi). *An. Univ. Bucureşti (Geol. Geogr.)*, X/27, p. 15—28, Bucureşti.
- Ionesi B. (1968) Stratigrafia depozitelor miocene de platformă, dintre valea Siretului și valea Moldovei. Edit. Acad. R.S.R. — Bucureşti.
- Ionesi L., Ionesi B. (1976) Asupra vîrstei „Nisipurile de Văleni.” *An. Muz.. St. Nat. Piatra Neamț (Geol. — Geogr.)* III, p. 145—158, Piatra Neamț.
- Jeanrenaud P. (1961) Cercetări geologice în Podișul moldovenesc, în cuprinsul raionului Roman. *D. S. Com. Geol. XXXVIII*, p. 208—276, Bucureşti.
- (1961) Contribuții la geologia Podișului central moldovenesc. *An. St. Univ. A. I. Cuza, Iași (sect. II, St. Nat.)* VII/2, p. 417—432, Iași.
- Jeanrenaud P. (1966) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii dintre valea Siretului și valea Birladului. *An. St. Univ. A. I. Cuza, sect. II, (St. Nat.) b. Geol. — Geogr.* XII, p. 61—67, Iași.
- (1969) Precizări asupra Meotianului din Moldova. *An. St. Univ. A. I. Cuza, sect. II, b, Geologie XV*, p. 45—56, Iași.
 - (1971) Harta geologică a Moldovei centrale dintre Siret și Prut. *An. St. Univ. A. I. Cuza, Sect. II (St. Nat.)*, XVII, p. 66—78, Iași.
- Joja I., Alexandrescu C., Bercia I., Mutihac V. (1968) Notă explicativă la harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foaia Rădăuți, Inst. Geol. Bucureşti.
- Joja T., Mirăuță E., Alexandrescu G. (1968) Notă explicativă la harta R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foaia Piatra Neamț, Inst. Geol. Bucureşti.
- Lebenson C. (1961) Raport, arhivele Ministerului Petrolului, Bucureşti.
- Macarovică N. (1954) Sarmațianul de pe dreapta Siretului între Ozana și Bistrița. *D. S., Com. Geol. XXXVIII*, p. 261—268, Bucureşti.
- (1955) Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului moldovenesc. *An. Com. Geol. XXVIII*, p. 221—250, Bucureşti.
 - Turculeț L. (1956) Geologia regiunii Ruginoasa — Hărmanești — Veșcani — Costești (Raionul Tg. Frumos). *An. St. Univ. A. I. Cuza, Iași (St. Nat.)*, II/1, p. 287—295, Iași.
 - Paghida N., Cehan-Ionesi B. (1956) Date microfaunistice din Sarmațianul Podișului central moldovenesc. *An. St. Univ. A. I. Cuza, St. Nat.*, II/1 b, p. 297—310, Iași.
 - Paghida N., Ionesi B. (1957) Microfauna miocenă din fundamentalul Podișului moldovenesc. *An. St. Univ. A. I. Cuza, Sect. II (Geol. — Geogr.)* III/1—2, p. 336—345, Iași.
 - Jeanrenaud P. (1958) Revue générale du Néogen de Plate-forme de la Moldavie. *An. St. Univ. A. I. Cuza Iași (St. Nat.)* IV/2, p. 423—450, Iași.
 - (1974) Le développement des dépôts sarmatiens en Moldavie (Roumanie). Chronostrat. Neostrat., Miozän M5 Sarmatiens, IV, p. 114—118. Bratislava.

- Macovei G., Atanasiu I. (1931) Geologische Beobachtungen über Miozän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucovina und im nördlichen Bessarabien. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București.
- Marinescu Fl., Motaș I. (1974) Le Sarmatien du Bassin Dacique en Roumanie. Chronostrat. Neostrat., Miozän M5 Sarmatien, IV, p. 122—126, Bratislava.
- (1974) Le Sarmatien s. str. dans le domaine intra-carpifique de Roumanie. Chronostrat. Neostrat., Miozän M5 Sarmatien, p. 101—104, IV. Bratislava,
- Martiniuc C. (1948) Contributions à la connaissance du Sarmatien entre Siret et Carpathes. *An. St. Univ. A. Cuza, Sec. St. Nat.*, XXXI, p. 56—64, Iași.
- Motaș I., Marinescu Fl., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 127—147, București.
- Marinescu Fl. (1975) Le Malvensien, unité chronostratigraphique de valeur générale pour le Paratéthys. *Proc. VI-th Congr. Reg. Comin Médil. Néog. Stratigr.* Bratislava, I, p. 255—257., Bratislava.
- Negoită Fl., Stănescu A. (1964) Rapport, archives de l'Ministère de Pétrole. București.
- Popescu E. (1969) Biostratigrafia depozitelor sarmatiene din Platforma Moesică. *Petrol și Gaze*, XX/2, p. 75—83, București.
- Paghida — Trelea N. (1969) Microfauna Miocenu lui dintre Siret și Prut. Edit. Acad R.S.R. București.
- Preda D. M., Saulca E. (1948) Asupra unor puncte noi fosilifere în argilele sarmatiene din Podișul moldovenesc. *Acad. R.P.R. Bul. St. (Sect. Geol. — Geogr. — Biol., St. Tehn. — Agric.) I/1*, p. 65—69, București.
- Saraiman A. (1970) Studiul paleontologic al Sarmatiului dintre rîurile Moldova și Bistrița. Rezumatul tezei de doctorat (manuscris). Iași.
- (1972) Studiul Buglovianului în unele foraje dintre rîurile Moldova și Ozana. *An. St. Univ. A. I. Cuza St. Nat. (s. II, b. Geologie)* XVIII, p. 89—92, Iași.
 - (1973) Studiul microfaunistic al „Nisipurilor de Văleni”. *An. St. Univ. A. I. Cuza, St. Nat. (s. II, b. — geol.) XIX*, p. 123—129, Iași.
- Saulca E. (1966) Note explicative la hărțile geologice ale R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foile Ștefănești, Iași, Darabani. Inst. Geol., București.
- (1967) Notă explicativă la harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200.000, Foaia Suceava, Inst. Geol., București.
- Sevastos R. (1922) Limita Sarmatiului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* IX, p. 373—399, București.
- Simionescu I. (1901) Descrierea cîtorva fosile terțiare din nordul Moldovei. *Acad. Rom. Publ. Fond Adamachi*, II/6, p. 1—25, București.
- (1902) Constituția geologică a țărmului Prutului din nordul Moldovei. *Acad. Rom. Publ. fond Adamachi*, II/7, p. 27—53, București.
 - (1903) Contributions à la géologie de la Moldavie. *An. St. Univ. Iași*, II, p. 234—250, Iași.
- Simionescu T. (1977) Studiul geologic al Sarmatiului și Meotianului dintre Valea Bistriței și Valea Răcăciuni (Bacău). *An. Inst. Geol. Geof.*, LI, p. 225—262, București.
- Tufescu V. (1937) Observations géologiques sur les collines de Hîrlău (Moldavie). *An. Sc. Univ. A. I. Cuza*, XIV, Iași.
- Turculeț L. (1963) Rapport, archives du Ministère de Pétrole, București.
- Văscăuțeanu Th. (1928) Fauna argilelor sarmatice de la Ungheni. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București.
- Văsilescu E., Negoită Fl. (1971) Stade actuel de la connaissance du Néogène dans la zone nordique de la Plate-forme moésienne. *Acta geol. Acad. Sc. Hung.* 15/1—4, p. 309—316, Budapesta.



- Voicu Gh. (1974) Identification de mysides fossiles dans les dépôts du Miocène supérieur de la Paratéthys centrale et orientale et leur importance paléontologique, stratigraphique et paléogéographique. *Carpath.* 25, p. 231—239, Bratislava.
- (1981) Statolite de myside miocen superioare și actuale în Paratethysul Central și Oriental. *Mémoires XXX, Inst. Géol. Geophys.*, București.

NOI DATE ASUPRA SARMATIANULUI DIN PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

(Rezumat)

Sarmatiianul din platforma moldovenească a fost orizontat, la începutul secolului, de Simionescu (1901, 1903), iar schema de orizontare a fost cu deosebire ilustrată, în anii de după al doilea război mondial, prin numeroase lucrări prezentate de cercetători de la Universitatea din Iași.

După 1950, în platformă s-au executat și lucrări geofizice (în special seismice) asociate cu numeroase foraje de explorare pentru hidrocarburi, în care, Sarmatiianul s-a orizontat pe criterii microfaunistice (Negoiță, Stănescu, 1964). Schema elaborată nu s-a putut racorda însă cu cea din aflorimente, stabilită pe baze macrofaunistice (Macarovici, Jeanrenaud, 1953), decât după modificări de vîrstă ale unor depozite expuse la suprafață, impuse de analiza comparativă, prezentată în continuare, a Sarmatiianului în trei secțiuni din platformă.

În gura văii Bahluiului (orașul Iași), Sarmatiianul, cunoscut din foraje și aflorimente, este prezentat, cu toate informațiile paleontologice cunoscute, în planșă I. În sondă a fost întlnit Volhinianul, de 70 m grosime, cu frecvențe foarte rare de *Ervilia* și Bessarabianul inferior, de 200 m grosime, caracterizat de *Cryptomystra pesanseris* Andr. Alături de aceste macrofăsile s-au cîntat numeroase altele (din care unele specifice) precum și o foarte bogată microfaună, cu dezvoltarea în explozie a miliolidelor. Caracteristica său de asemenea serpulidele și briozoarele în baza Volhinianului și statolitele de mysidă în intervalul Volhinian superior — Bessarabian inferior (pl. I).

Stratele cu *Cryptomystra* se continuă și în aflorimente pe încă cca. 200 m (astfel că în total însumează 400 m grosime față de numai 70 m ai Volhinianului) și sunt acoperite la sud de Iași, după o lacună de sedimentare, de o secvență de depozite de cca. 200 m grosime, încadrată în Bessarabianul superior și Kersonian, pe baza unei macro și microfaune net diferite (pl. I). Fauna arată și variate condiții de sedimentare, salmastre și lacustre, care alternează formind mici cicluri de sedimentare.

În interfluviul Bahlui — Siret (zona Tîrgu Frumos — Lespenei Sarmatiianul care aflorează (fig. 1) a fost cuprins de toți cercetătorii, în Volhinian, intemeiat de prezența formei de *Ervilia podolica* Eichw și în Bessarabianul inferior, justificat de o macrofaună bogată cu frecvențe exemplare de *Mactra vitaliana* var. *simionescui* Mac. și *Tapes gregarius*



Partsch. Această faună diferă profund de cea din stratele cu *Cryptomactra* de la Iași, dar lipsa de afinități s-a explicat prin condiții diferențiale de sedimentare (Macarovici, Turculeț 1956) și acest punct de vedere a fost adoptat de toți cercetătorii, inclusiv de cei care au studiat microfauna (Paghida — Trelea, 1954), de asemenea net diferență (fig. 1) de cea a stratelor cu *Cryptomactra*.

Forajele pentru cercetarea în adîncime a Sarmatianului (pl. II, III) au arătat că sedimentarul din aflorimente reprezintă doar un acoperiș subțire (100 m) al unui Sarmatian de 700—800 m grosime, cu o microfaună comparabilă celei în Volhinianul și Bessarabianul inferior de la Iași (miliolide, statolite de miside). În sonda de la Ceplenița (pl. III), Paghida — Trelea (1969) a separat Volhinianul de Bessarabianul inferior, aceasta din urmă, de 250 m grosime, fiind considerat pe baza miliolidelor și a formei de *Doggielina kaptarenko* Bogd. și Didk., ca faciesul stratelor cu *Cryptomactra*.

Corelarea diagramelor geofizice ale sondelor și aranjamentul structural al Sarmatianului (pl. II, III) arată că acest facies este continuarea spre vest, pînă la Lespezi, a stratelor cu *Cryptomactra* de la Iași și că separă două complexe distințe:

- unul inferior, de vîrstă volhiniană, cuprinzînd stratele cu *Ervilia* din sondele de la Iași și Tîrgu Frumos — Lespezi; și
- altul superior, de vîrstă bessarabiană medie, cuprinzînd stratele cu *Ervilia* din aflorimentele de la Lespezi.

Această distincție între două complexe cu *Ervilia*, separate prin stratele cu *Cryptomactra*, asigură un acord perfect între datele geologice din sonde cu cele din aflorimente, explică în mod simplu diferențele faunistice dintre cele două complexe și elimină ipoteza a două faciesuri faunistice în Bessarabianul inferior, dificil de explicat pe o suprafață atît de mică.

În interfluviul Siret — Suceava (granița de nord a țării), Sarmatianul care aflorează a fost cuprins, de toți cercetătorii, în Buglovian — Volhinian și Bessarabianul inferior, fapt cu deosebire ilustrat de Ionesi (1968). Aici succesiunea mai grosă, mai bogată în fosile, a putut fi orizontată în mai multe detalii (fig. 2), dar în esență este asemănătoare celei de la Lespezi — Tîrgu Frumos (cu care se leagă nemijlocit). Ea cuprinde o parte inferioară cu *Ervilia*, încadrată în Buglovian — Volhinian și alta superioară, cu *Mactra vitaliana* var. *simionescui* Mac. asociată cu *Tapes gregarius* Partsch., privită ca Bessarabian inferior.

Microfauna este de asemenea bogată (fig. 2) dar dominată de amplă dezvoltare a genurilor *Elphidium* și *Nonion* (statolitele de miside lipsesc cu desăvîrsire). În baza succesiunii, sub gresiile de Pătrăuți, este de reținut totuși prezența unor depozite subțiri cu un conținut microfaunistic diferit (fig. 2) cu: *Cibicides lobatus* W. și J. și miliolide striate în bază (80 m grosime), cu *Elphidium regina* d'Orb și serpulide, la mijloc (3 m grosime) și cu *Quinqueloculina reussi* Bogd., asociată cu *Articulina* (50 m grosime), la partea superioară.

Sondele forate în zonă (pl. IV) arată că sedimentarul din aflorimente reprezintă doar un acoperiș relativ subțire (cca. 350 m) al unui Sarmatian de cca 800 m grosime, care începe cu depozite cu *Ervilia*, asociate cu *Ano-*



malinoides badenensis (d'Orb) în bază și cu miliolide și statolite de miside deasupra (pl. IV). Această microfaună este comparabilă celei menționate mai sus, sub gresiile de Pătrăuți.

Deasupra urmează depozite ce cuprind doar statolite de miside, asociate cu *Elphidium* și *Nonion*. Aceastea sunt acoperite de stratele cu *Ervilia* (superioare) din aflorimente (de la gresiile de Pătrăuți în sus).

Datele seimice și de foraj arată că zona văii Siretului, la granița de nord a țării, a evoluat în condiții deosebite, ca un fund înalt în Volhinianul terminal și ca o suprafață exondată în Bessarabianul inferior, marcată de lipsa stratelor cu *Cryptomactra* (pl. IV). Tendințele de mișcare ale zonei s-au inversat în Bessarabianul mediu iar stratele superioare cu *Ervilia* (de la gresiile de Pătrăuți în sus) s-au dispus transgresiv peste stratele inferioare cu *Ervilia* (zona cu *Quinqueloculina reussi* pl. IV).

Concluzii

Lucrările seismice și forajele executate în platforma moldovenească au îmbunătățit cunoașterea ei geologică, au evidențiat condiții de evoluție geologică mai complexe decât se puteau estima pe baza datelor din aflorimente și au reclamat modificări în schema de orizontare a Sarmatianului, pentru a cuprinde, la locul cuvenit, atât complexele identificate la suprafață cât și cele din adîncime. Schema astfel modificată (fig. 3) este încă susceptibilă de modificări și reclamă în orice caz o adâncire a cercetării pentru a defini mai bine raporturile dintre diferențele zone biostratigrafice în nord-estul platformei și răspândirea lor în suprafață, sub o formă posibilă prezentată în planșa V.

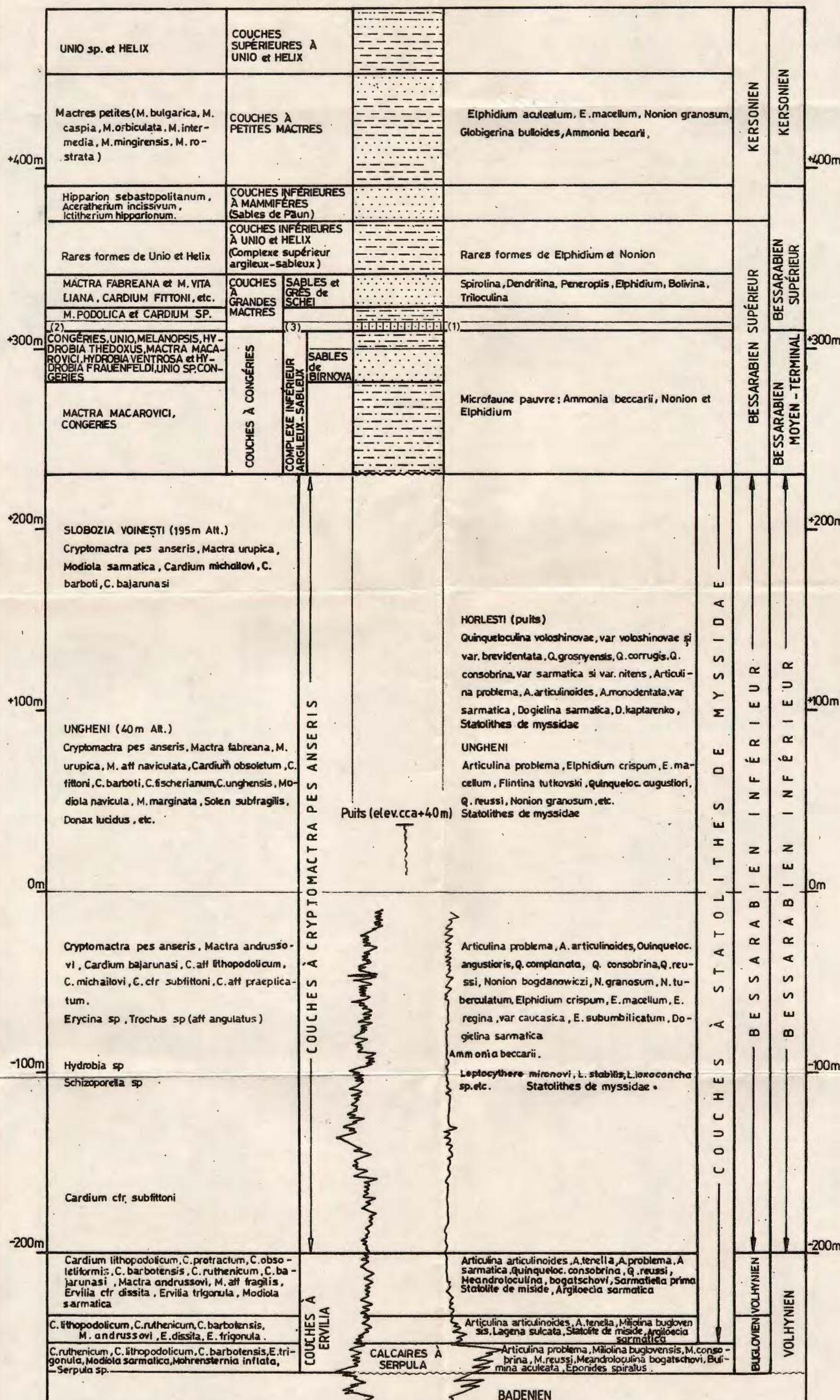
Alte cercetări se impun în continuare cu privire la răspândirea fațiesurilor de apă dulce (cu *Congeria*, *Unio*, *Helix*) sau a celor cu mactre mici precum și cu privire la limitele Bessarabian – Kersonian și Kersonian – Pliocen.

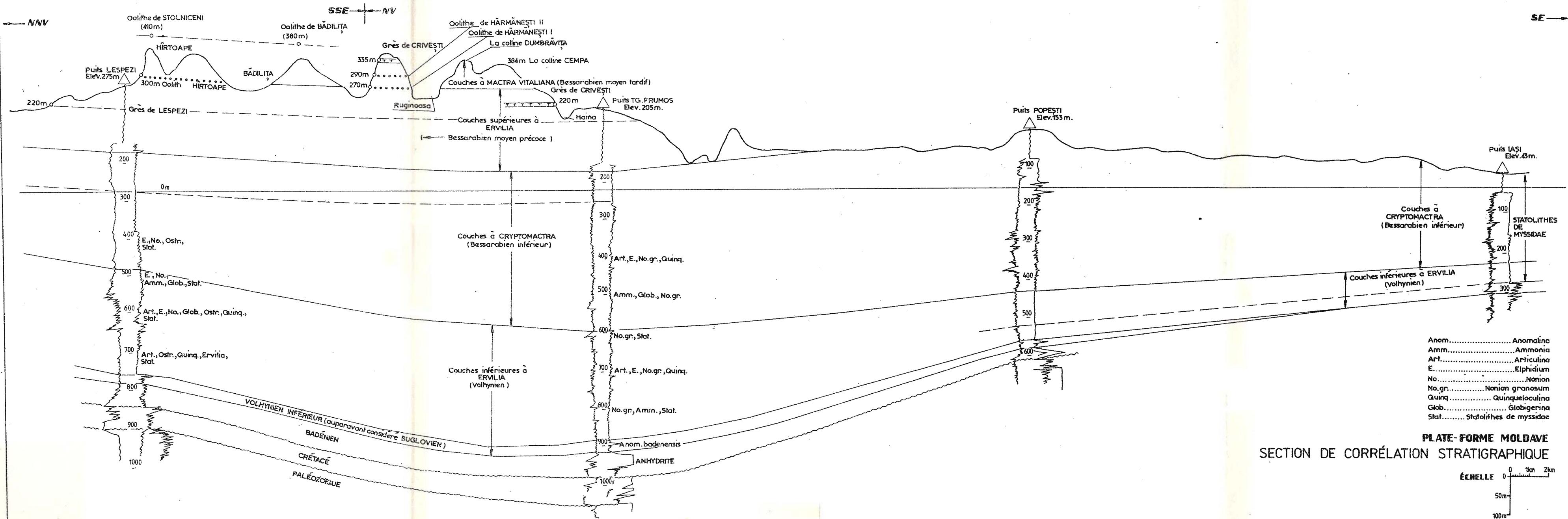
Justificat de schema actuală de orizontare a Sarmatianului, marea majoritate a complexelor biostratigrafice separate s-au cuprins în Bessarabian, astfel că acesta apare foarte încărcat, comparativ cu Volhinianul sau Kersonianul. Multe complexe din Bessarabian par să fie însă îndeajuns de bine caracterizate paleontologic pentru a constitui unități cronostratigrafice de sine stătătoare și se pune întrebarea dacă nu ar fi indicată o revizuire a actualei scheme de orizontare a Sarmatianului.

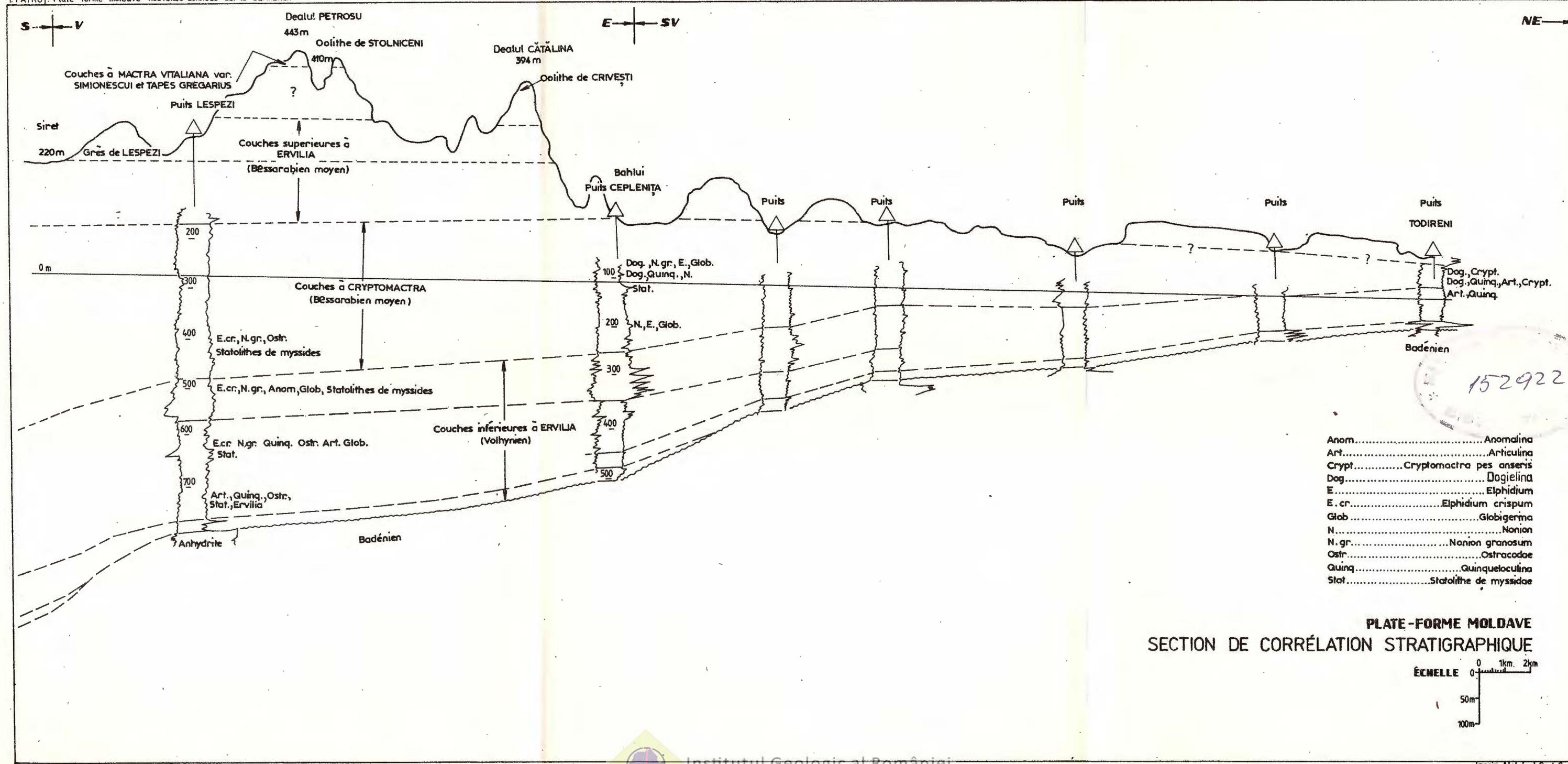


Institutul Geologic al României

LE SÉDIMENTAIRE SARMATIEN DANS LA ZONE DE LA VILLE DE IASSY
(D'après N. Macarovici, P. Jeanrenaud et autres avec les modifications d'âge
conformément à l'ouvrage ci-présent, à droite -)







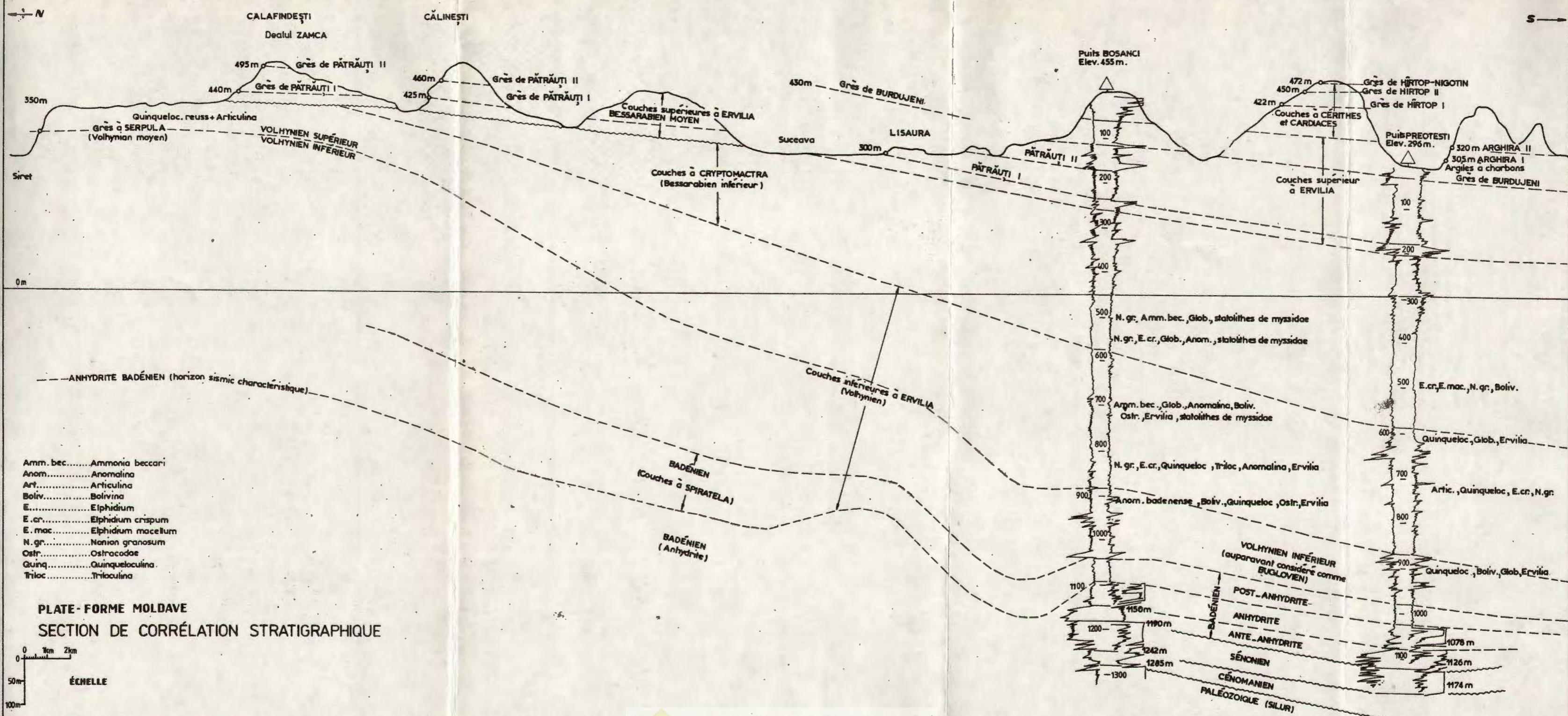
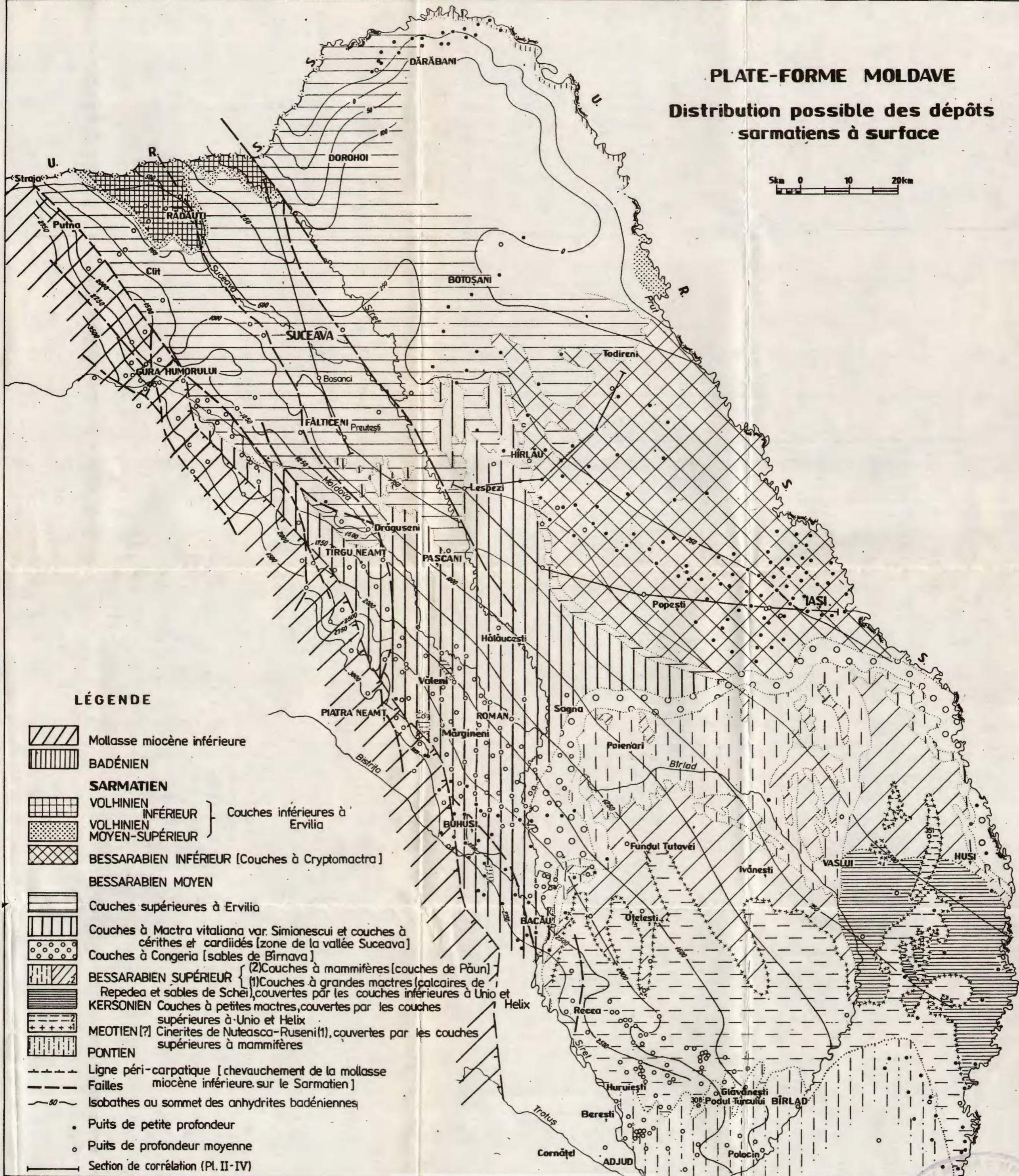


PLATE-FORME MOLDAVE

Distribution possible des dépôts
sarmatiens à surface

5km 0 10 20km



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI BAZINULUI BILBOR¹

de

TODERITĂ BANDRABUR², VENERA CODARCEA² TUDOR MUNTEANU³,
GHEORGHE BANDRABUR³

152922

Neogene. Quaternary. Sedimentary basins. Sedimentary rocks. Lithofacies. Heavy minerals. Coal seams. East Carpathians—Crystalline — Mesozoic Zone — Giurgeu Mountains.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Geology of the Bilbor Basin. The paper brings certain contributions to the knowledge of the morphology, the Quaternary deposits, the relations between sedimentary and eruptive rocks as well as the evolution of the Bilbor Basin in the Upper Neogene-Quaternary. The system of terraces of the Bistricioara River, made up of nine levels, with relative altitudes between 5 and 140 m is presented; the genetic types are described of Quaternary deposits of the Bilbor Basin. On morphological criteria the authors argue a course of the Bistricioara through the Bilbor Depression during the Middle Pleistocene — Upper Pleistocene, that was a tributary of the Mureş in the mentioned period. The clear geological sections on the Crestătura Mare Brook and Valea Lupului as well as the heavy minerals in the coal-bearing argillaceous horizon prove alternation relations between the eruptive rocks and the sedimentary ones, and, in the western extremity of the present basin, interlocking relations.

Résumé

Contributions à la connaissance de la géologie du bassin de Bilbor. L'ouvrage contribue à la connaissance de la morphologie, des dépôts quaternaires, des relations entre les roches sédimentaires et éruptives, ainsi que de l'évolution du bassin de Bilbor dans le Néogène supérieur — Quaternaire. On présente le système de terrasses de la rivière de Bistricioara, formé de neuf

¹ Depusă la 20 mai 1987, acceptată pentru comunicare și publicare la 25 mai 1987, comunicată în ședința din 2 iunie 1987.

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

³ Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, R 97678 București, 32.



niveaux, à des altitudes relatives comprises entre 5 et 140 m; on décrit les types génétiques de dépôts quaternaires du bassin de Bilbor. Sur des critères morphologiques les auteurs argumentent un cours de la rivière de Bistricioara par la dépression de Bilbor pendant le Pléistocène moyen — le Pléistocène supérieur, cette rivière étant dans l'étape mentionnée un affluent du Mureş. Les sections géologiques claires du ruisseau de Crestătura Mare et de Valea Lupului, ainsi que les minéraux lourds de l'horizon argileux à charbons démontrent des rapports d'alternance entre les roches éruptives et les roches sédimentaires, et, à l'extrême ouest du bassin actuel, des rapports d'endementement.

1. Introducere

Cercetările efectuate pentru elaborarea hărții geologice scara 1 : 50.000 — Foaia Bilbor — ne-au permis să aducem unele contribuții privind morfologia, geologia formațiunilor sedimentare, raportul dintre eruptiv și sedimentar, precum și evoluția bazinului Bilbor în Neogen superior—Cuaternar.

Teritoriul ocupat de bazinul Bilbor este situat în partea centrală a Carpaților Orientali, fiind delimitat la V de munții vulcanici ai Giurgeului, iar la N, E și S de către înălțimile cristalinului ce formează Munții Bistriței.

2. Istorie

Prezența în bazinile Bilbor și Borsec a apelor minerale și a cărbunilor a constituit motivul care a atrăs atenția cercetătorilor asupra acestora încă din prima jumătate a secolului al XIX-lea.

Astfel, primele date generale cu privire la cărbunii din bazinul Bilbor aparțin lui Lilienbach (1833), Stur (1873), Koch (1900) și Lörenthey (1908).

Cercetări mai ample sunt efectuate de Atanasiu (1924) în bazinul Borsec și de Atanasiu, Lobonțiu (1926) în ambele bazine, Borsec și Bilbor. În aceste lucrări se face cunoștuirea litologică a acestor bazine, în care se separă un orizont bazal-conglomerate și gresii, un orizont mediu-argile cu cărbuni și un orizont superior-marne cu impresiuni de plante, pe care le raportează Dacianului. Reține atenția afirmația potrivit căreia sedimentarul bazinelor ar fi mai nou decât produsele vulcanice, iar lacul pliocen s-ar fi format în spatele barajului clădit de activitatea vulcanică.

Semaca (1954) face o privire de ansamblu asupra zăcămintelor de cărbuni din zonele Borsec, Bilbor și Jolotca.

În anul 1959, se întreprind prospecții sistematice pentru cărbuni în bazinul Borsec de către Georgescu, Georgescu în care se detaliază litologia formațiunilor cunoscute, stabilind raportul de superpoziție a eruptivului pe sedimentar. Același raport este susținut și de Pion și Istoțescu (1962, 1965), în bazinul Bilbor—Secu, deși în unele argile ei semnalizează intercalări tufitice.

În 1980 și 1981 Georgescu et al., continuă prospecțiunile pentru lignit în bazinile Bilbor și Borsec, aprofundând cunoașterea litologiei



depozitelor de colmatare, urmărirea stratelor de lignit și determinarea conținutului paleontologic (moluște, ostracode, fitoplancton și spor-polen). Prezența speciei *Congeria ornithopsis* citată de autori în orizontul bazal conglomeratic ridică problema unei vîrste mai vechi decât Pliocenul, ce urmează a fi atribuită acestui orizont.

Gradul redus de cunoaștere a extensiunii atât pe orizontală cât și pe verticală a cărbunelui a determinat în 1980 întocmirea unui proiect de cercetare prin foraje a bazinei Bilbor—Secu de către Jakab de la IPEG Harghita în colaborare cu Georgescu, Georgescu de la IPGG, foraje deja executate.

La cunoașterea extremității nordice a bazinei Bilbor au contribuit atât prospecțiunile hidrogeologice efectuate de Pricăjan, Davidescu (1956) cât și forajele pentru ape minerale executate de IFLGS (Todor, 1957), IMFBRM (Vulpe, 1973) și ISPIF (Flămînd, 1980).

În anul 1985 Petrescu și Hîrlav prezintă asociațiile palinologice generatoare de cărbuni în Neogenul din bazinul Bilbor.

Deși se referă la zone restrinse din bazinele Bilbor se mai menționează prospecțiunile prin foraje pentru argile, efectuate de Caraman, Caraman (1969, 1971).

3. Considerații morfologice

Depresiunea Bilbor este sculptată în produsele vulcano-sedimentare la V și în formațiunile cristalofiliene la N, E și S, ale căror culmi o domină cu 500–700 m.

Depresiunea Bilbor are aspectul unei cîmpii piemontane, cu o înclinare orientată V–E; suprafața acesteia se situează între cote de cca 1050 m în V, ajungind la cote în jur de 800 m în partea de E.

Depresiunea Bilborului a fost creată prin acțiunea de eroziune a rețelei hidrografice a Bistricioarei, care inițial, se pare că a avut o direcție N–S, fiind un affluent al Topliței; înălțimile din sudul depresiunii nu au constituit o barieră pentru Bistricioara.

Acțiunea puternică de eroziune a Bistricioarei este pusă în evidență de nivelele de terasă vizibile la intrarea în depresiune, precum și în interiorul acesteia. S-a pus în evidență un număr de 9 terase, cu altitudini relative între 5 și 140 m (pl. I). Terasa cea mai înaltă, de 140 m, a fost pusă în evidență pe dealurile Bilborăș și Șasca, precum și pe dealul Șestini, marcată pe hartă cu simbolul Qt_1^e .

Dealurile Bilborăș, Șasca și Șestini sunt constituite din calcare cristaline, făcând parte din relieful primar al bazinei; ele reprezintă astăzi martori de eroziune din relieful menționat, scoși la zi și modelați de rețea hidrografică a Bistricioarei. Terasa de 120 m, prezentată pe hartă cu simbolul Qt_2^e este cartată în partea estică a dealului Șestini. Terasa de 100 m (Qt_3^e) s-a identificat în două zone, la N și S de pîriul Paltinului. Terasele cu altitudinile relative de 80 și 60 m (Qt_4^e) și (Qt_5^e) se întâlnesc de ambele părți ale Bistricioarei la intrarea în depresiune, pe botul dealului Șasca (Qt_6^e) precum și la nord de pîriul Ciungi (Qt_7^e). Terasa de 40 m (qpf_6) este evidentă în apropierea zonei de confluență a Bistricioarei cu

pîriul Dobrean, la sud de pîriul Borzoș, la nord de Pîriul Florilor și la est de pîriul Secu. Terasa de 20 m (qpf_7) a fost identificată pe partea dreaptă a pîriului Borzoș sub forma unui mamelon. Terasa de 10–12 m (qpf_8) poate fi observată într-un singur loc și anume în zona de confluență a pîriului Străjii cu Bistricioara. Terasa joasă de 5–7 m (qh_1) are dezvoltarea cea mai mare și se extinde de o parte și de alta a Bistricioarei, la intrarea acesteia în bazin.

Mare parte din aceste terase, îndeosebi cele superioare, au o extenziune în general redusă, cu o ușoară expunere spre riu. Nu excludem posibilitatea ca terasele menționate să fi avut inițial o distribuție cu mult mai mare în cadrul depresiunii, însă rețeaua de afluenți de dreapta ai Bistricioarei le-a erodat parțial sau total, formind cîmpia piemontană actuală.

Nivelul cel mai coborit al depresiunii este ocupat de luncile Bistricioarei și afluenții săi, cu o lățime de la cîțiva metri la cca 750 m.

În anumite zone mai joase din cadrul luncii și cîmpiei piemontane cu exces de apă s-au format turbării, semnalate în zona de confluență a pîraielor Dobrean-Rotoaia, în aval de confluența Bistricioarei cu pîriul Dobrean, pe partea stîngă a pîriului Fundoaia cca 700 m amonte de confluența cu Bistricioara și la nord de pîriul Bilboiaș, în aria de influență a izvorului mineral Șasca.

Suprafața cîmpiei piemontane mai este afectată în anumite zone de fenomene fizico-geologice reprezentate prin alunecări de mici proporții și anume: în bazinul pîriului Răchitișul Mic, în bazinul pîriului Paltin—Obcioara și la obîrșia pîriului Ciungi. Depozitele coluviale, de astă dată sub formă de blocuri (andezitice), se constată la sud de pîriul Ciungi și între pîraiele Paltinului și Florilor; acestea au fost desprinse din eruptivul versantului vestic al depresiunii și anume din dreptul dealurilor Bîtea, Ciungi și Ariniș. Blocurile se prezintă fie libere, fie prinse într-o masă de depozite deluviale.

4. Considerații geologice

Depozitele de colmatare ale bazinului Bilbor aparțin Neogenului superior și Cuaternarului. Aceste depozite se cunosc mai puțin din afloamente, care sunt foarte puține la număr și neidentificate; cunoașterea lor se datorează, îndeosebi, forajelor executate în regiune pentru cărbuni și ape minerale, efectuate de IPEG Haighita, IFLGS, ISPIF și IMFBRM București. Adincimia forajelor oscilează între 36 și 231 m; majoritatea dintre ele străbat întreaga stivă sedimentară, întrînd mai mult sau mai puțin în fundament, reprezentat prin cristalin.

Rezultatele principale ale forajelor sunt consimilate în tabel.

4.1. Neogenul superior

Bazinul Bilbor este colmatat în principal cu depozite neogen supérieure în cadrul căror, forajele au pus în evidență prezența a trei orienturi litologice și anumie:

- orizontul conglomeratic;
- orizontul argilos cu cărbuni;
- orizontul nisipos cu pietrișuri.



TABEL
Forajele pentru cărunci și ape minerale
executate în Bazinul Bilbor

Nr. ord.	Foraj Nr.	Executant	Adâncimea m.	Limită argile congoierist.	Limită cangorist	Nr. strat. de cărbune	Grosimea stratului de cărbune	Intervalul cu cărunci
1	201	Hărghita	80,00	41,70	84,50	1	0,62	30,93 - 31,55
							0,55	88,65 - 89,80
2	202	-II-	215,00	171,00	205,00	3	0,65	14,70 - 15,35
							1,10	156,70 - 157,80
							0,60	42,80 - 43,40
							1,30	45,15 - 46,45
3	203	-II-	160,00	95,85	120,00	5	1,20	66,80 - 68,00
							0,60	68,00 - 68,40
							0,65	94,00 - 94,45
4	204	-II-	90,00	48,30	80,50	1	0,50	42,10 - 42,60
5	207	-II-	55,00	20,70	37,50	-	-	-
6	208	-II-	82,00	55,20	79,00	3	0,60	38,10 - 38,70
							1,05	32,40 - 38,45
							0,60	51,60 - 52,20
7	209	-II-	139,00	133,85	-	2	0,60	127,35 - 127,95
							0,70	130,75 - 131,45
							0,40	34,00 - 34,40
							0,55	65,15 - 65,70
8	210	-II-	161,00	131,70	136,50	6	0,40	89,50 - 89,90
							0,50	119,00 - 119,40
							0,90	129,10 - 130,00
							1,70	130,00 - 131,70
9	211	-II-	170,00	130,00	147,00	2	1,15	107,65 - 108,80
							1,80	118,10 - 119,90
10	212	-II-	140,00	98,70	130,00	1	0,80	72,40 - 73,20
11	213	-II-	90,00	55,60	69,50	1	0,40	17,80 - 18,20
12	214	-II-	146,00	135,00	144,00	1	0,35	77,30 - 77,65
13	215	-II-	201,00	195,10	-	2	0,80	156,00 - 166,80
							0,80	176,30 - 177,10
14	216	-II-	172,00	170,50	-	1	1,00	160,00 - 161,00
15	217	-II-	110,00	78,80	91,00	3	0,30	53,40 - 53,70
							0,40	63,70 - 64,10
							0,60	78,00 - 78,80
16	218	-II-	60,00	29,00	35,50	-	-	-
17	220	-II-	192,00	50,00	59,00	1	0,50	40,00 - 40,50
18	224	-II-	173,50	154,00	-	1	0,45	109,85 - 110,30
19	225	-II-	214,00	180,00	202,00	1	0,45	170,50 - 170,95
20	227	-II-	230,00	222,00	-	5	0,35	102,25 - 102,60
							0,30	161,45 - 161,75
							1,25	196,90 - 198,15
							0,55	205,50 - 206,05
							1,40	207,00 - 208,40
21	226	-II-	205,00	-	192,00			
22	229	-II-	231,00	-	-	1	0,60	
						1	0,45	
23	225	-II-	74,00	52,50	72,00	1	-	
24	19801	IFLG5	150		127	1		
25	19803	-II-	158		76			
26	F.1	IMFBRM	50		2,0			
27	F.2	-II-	48,6		5,0			
28	F.3	-II-	112,5		54,0			
29	F.4	-II-	36,0		24,0			
30	F.5	-II-	61,0		1,5			
31	F.6	1SP1F	61,6		32,0			
32	F.3P	-II-	100,0		76,0			
33	F.3B	-II-	100,0		80			



4.1.1. Orizontul conglomeratic

Peste fundamentul cristalin al bazinului Bilbor, în aproape toate forajele executate la sud de pîriul Bilborăș, s-a întîlnit un orizont constituit din conglomerate, mai mult sau mai puțin cimentate, de culoare cenușiu-verzuie, alcătuite din elemente semirulate de șisturi cloritoase, șisturi sericitoase, filite grafitoase, cuarțite și calcare cristaline.

Aceste elemente provin din alterarea suprafeței rocilor cristalofiliene din fundument. În partea superioară a conglomeratelor din bazinul Borsec, s-au semnalat unele intercalări de microconglomerate și gresii grosiere cu o compozitie petrografică asemănătoare conglomeratelor (Georgescu et al., 1980). În zona pîriului Bilborăș în forajele 19 801 și 19 803, locul conglomeratelor este luat de pietrișuri și bolovănișuri de cristalin. Grosimea orizontului conglomeratic din bazinul Bilbor oscilează între 4,8 și 32 m (tabel). Valorile cele mai mari se întîlnesc îndeosebi în partea sudică a bazinului și pe valea Răchitișul Mare, ca urmare a apropierea de cristalin care a furnizat materialul constitutiv al conglomeratelor. Valori mari urmează să se găsi și pe rama vestică a bazinului, însă neconfirmate, deoarece forajele s-au oprit în orizontul argilos sau cel conglomeratic. Grosimile cele mai mici s-au constatat în extremitatea nordică a bazinului unde conglomeratele sunt înlocuite cu pietrișuri și bolovănișuri sau cu elemente alterate de cristalin incluse într-o masă argiloasă (F_3A ISPIF).

În microconglomeratele și gresiile grosiere din partea superioară a orizontului conglomeratic din bazinul Borsec, Georgescu et al. (1980) citează forme bine conservate de *Congeria ornithopsis* Brus., specie potrivit căreia autorii citați atribuie orizontului conglomeratic vîrstă pannoniană (zona B).

Această vîrstă este cu mult prea veche față de cea daciană care intrase în obînuință tuturor când era vorba de depozitele de colmatare din bazinile intracarpatice, deși și această vîrstă era stabilită pe baza a două elemente : *Dreissena münsteri* Brus., și *Zygolophodon borsoni* Hays, a căror valoare stratigrafică nici pe departe nu poate fi categorică. Se pot aduce unele argumente care ar pune pentru moment, sub semnul întrebării vîrstă pannoniană (zona B) acordată orizontului conglomeratic ; dintre acestea se enumeră :

- autorii nu au comunicat încă specia *Congeria ornithopsis* Brus, pentru a pune determinarea ei și în discuția altor specialiști din domeniul paleontologiei ;

- pe raiuna estică a Depresiunii Transilvaniei, cu care se acceptă că a fost în legătură bazinul Borsec prin intermediul bazinului Gheorghieni, nu s-a citat pînă acum *Congeria ornithopsis* ; să fi migrat oare din bazinul Comănești sau din platforma moldovenească aşa cum ar inclina să considere Andreeșcu (comunicare verbală). Cum și pe ce căi ?

Acste întrebări constituie motivul pentru care deocamdată, se acordă o importanță mai mare asociației palinologice citată de Petrescu, Hîrlav (1985) în orizontul conglomeratic din bazinul Bilbor, pe care-l atribuie Pontianului.



4.1.2. Orizontul argilos cu cărbuni

Peste orizontul conglomeratic bazal urmează o succesiune de argile, argile nisipoase, marne, marne nisipoase de culoare cenușiu-vinătă, alterând mai frecvent sau mai rar cu nivele de nisipuri a căror grosime oscilează între 1 m pînă la 15 m (foraj 216) (pl. II, 1-1').

Argilele și mărtele conțin la anumite nivele strate sau intercalații de lignit; de multe ori argilele sunt cărbunoase, cărbunii argiloși sau argilele conțin fragmente de lignit.

În bazinul Bilbor, forajele au pus în evidență 1-6 strate de cărbuni, cu grosimi cuprinse între 0,30 - 1,80 m (tabelul). Grosimea totală a orizontului argilos cu cărbuni prezintă valori de 1,5 pînă la mai mari de 230 m (foraj 229, a cărui talpă este în argile).

Cele mai mari grosimi ale orizontului argilos cu cărbuni s-au stabilit în extremitățile central-vestică și sud-vestică ale regiunii, sugerînd continuarea acestuia spre vest pe sub placa de piroclastite. O confirmare a acestei presupuneri ar consta în apariția acelorași argile de sub piroclastite în zona de obîrșie a pîriului Crestătura Mare, la cca 5 km spre vest de bazin, argile situate la cote cuprinse între 1030 și 1090m (pl. II, 2-2¹).

În extremitatea nordică, pe linia pîriului Fundoaia, valorile grosimii orizontului argilos se apropiie de zero (F₁ și F₄).

În bazinul Borsec, Atanasiu (1924) citează în partea superioară a orizontului cu cărbuni un alt orizont constituit din marne argiloase galbene cu impresiuni de plante, orizont ce nu a fost recunoscut în nici unul din forajele executate în bazinul Bilbor. Nu se exclude posibilitatea ca acest orizont să se fi conservat îndeosebi spre rama vestică, deoarece în interiorul bazinului, eroziunea efectuată de Bistricioara în Cuaternara dislocat o stivă de depozite destul de groasă din sedimentele de colmatare ale bazinului ajungind la un anume nivel din orizontul argilos.

La exteriorul bazinului Bilbor, imediat la nord, în zonă de obîrșie a pîriului Fundoaia se mai cunoaște o apariție de argile fin nisipoase, gălbui sau cenușiu-vinete, suportate în est de cristalin, în vest de aglomerate andezitice, fiind acoperite de un nivel de dacit. Este posibil ca aceste argile să reprezinte un echivalent al orizontului superior descris de Atanasiu (1924) în bazinul Borsec; aici argilele sunt tectonic în poziție superioară față de bazinul Bilbor.

Asupra unor argile și nisipuri din partea superioară a orizontului argilos cu cărbuni din bazinul Bilbor s-a efectuat și un studiu mineralogic — fractia ușoară și fractia grea — ale cărui concluzii sunt prezentate în continuare:

- fragmentele de roci reprezentate prin cuarțite, sisturi cuarțito-clorito-muscovitice și milonite participă la compoziția argilelor cu procente oscilînd între 6,85 pînă la 57,3; în probele de pe pîriul Crestătura Mare s-au pus în evidență și fragmente de pastă andezitică;

- procente variabile caracterizează și oxizii (hematit, pulberi hematito-limonitice, ± ilmenit) de la maxima de 35,65 la 1,52 în argilele din dealul Obcioara; uneori se constată absența totală a acestora;

— fractia usoara, in ordine descrescatoare este alcătuită din : cuarț, muscovit și feldspați (plagioclazi și ortoclazi) fără a putea defini acumulări preferențiale ale acestor componente în funcție de natura litologică a sedimentului ;

— quartul se menține în jurul aceleiași valori procentuale de 45 numai în nisipuri, fără însă ca muscovitul și feldspații să se prezinte într-o limită valorică apropiată ;

— fractia grea este alcătuită din următoarele minerale, în ordine descrescătoare : minerale opace (magnetit, pulberi hematito-limonitice, ilmenit), piroxeni (hipersten, clinohipersten, augit), granați, hornblendă, staurolit, rutil, epidot-zoizit, turmalină, zircon, clorit, biotit, disten, sillimanit, titan și sticlă ;

— cel mai mare număr de specii minerale a fost identificat în argile vinete de pe pîrîul Șeștini avînd cel mai mare grad de amestec ;

— surprinzător, nisipurile conțin cel mai mic număr de specii minerale, corespunzător celui mai mic grad de amestec ;

— piroxenii specifici eruptiilor noi, nu prezintă nici ei acumulări preferențiale, dar se constată maxima valorică în argile și minima în nisipuri, ceea ce sugerează momente concomitent abundente în minerale originare fie din eruptiv (vest) fie din cristalin (est) ;

— predominanța piroxenilor în fractia grea, reprezentată prin hipersten, clinohipersten, augit și apariția subordonată a hornblendei și biotitului presupun existența unor corpuri eruptive sau a unor formațiuni vulcano-sedimentare în zone nă prea îndepărtate, cu conținuturi ridicate în aceste minerale ; presupunerea menționată se bazează pe faptul că cea mai mare parte a piroxenilor se prezintă sub forme prismatice bine conturate, doar terminal franjurate, atât la hornblendă cât și la biotit conservându-se bine caracterele primare (culoare, clivaj, conture, culori de birefringență) ; fragmentele de pastă andezitică cu microlite în argilele de pe pîrîul Crestătura Mare își au originea în andezitele situate fie în culcușul lor, fie lateral, de unde au fost remaniate ;

— coexistența în fractia grea a unor minerale ca : granați, epidot-zoizit, staurolit, disten, titanit, sillimanit, sugerează aportul de material din cristalin, după cum prezenta rutilului, turmalinei și zirconului, poate sugera originea din eruptivul vechi ;

— de asemenea, coexistența multiplelor aspecte morfologice de la formele rotunjite, mamelonare, colțuroase sau idiomorfe ale granațiilor la conturele rotunjite ale rutilului și zirconului, la formele neregulate sau rotunjite ale turmalinei, conduc nu numai la ideea unui grad mare de amestec dar și la participarea unor materiale la colmatarea bazinului dintr-o arie petrografică variată ; formele rotunjite ale unor minerale foarte rezistente la alterare și transport ca zirconul, rutilul și turmalina, sugerează rularea lor anteroară incluziei în aceste sedimente în repetate cicluri de remaniere.

În ceea ce privește conținutul paleontologic al argilelor orizontului cu cărbuni, Pion, Istocescu (1962, 1965) citează în studiul bazinului Bilbor forme de *Dreissena münsteri* Brus., planorbide, ostracode, *Gyraulus* și fragmente de lamellibranchiate.



În același orizont, însă în bazinul Borsec, Georgescu et al., (1980) citează o associație mai bogată alcătuită din specii de *Limnocardium*, *Congeria*, *Prososthenia*, *Melanopsis* etc., pe baza cărora autorii citați atribuie orizontului mediu argilos cu cărbuni o vîrstă ponțian-daciană.

Conținutul sporo-polinic determinat de Petrescu, Hîrlav (1985) în același orizont, pledează pentru vîrstă daciană.

4.1.3. Orizontul cu nisipuri și pietrișuri

Complexul argilos cu cărbuni este acoperit de o succesiune de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri originare din cristalin, a căror grosime nu poate fi estimată. Extensiunea acestui orizont este redusă, limitată la extremitatea vestică a bazinului sub forma unei benzi mai mult sau mai puțin continuă. În interiorul bazinului acest orizont a fost îndepărtat prin eroziune în întregime împreună cu cel puțin 130 m (grosime apreciată în dreptul nivelului de bază al eroziunii actuale) din sedimentele părții superioare a complexului argilos cu cărbuni, de către rețeaua hidrografică a Bistricioarei în intervalul Pleistocen mediu – Holocen.

Orizontul cu pietrișuri, nisipuri și bolovănișuri poate fi urmărit în zona de obârsie a pîrfului Ciungi, unde prezintă și intercalății de nisipuri slab argiloase, feruginoase; în această zonă orizontul în cauză poate fi văzut doar pe o grosime de 2–3 m. Pietrișuri și bolovănișuri mai pot fi observate și pe culmea interfluvială pîrful Ciungi – Pîrul Florilor însă aici sunt amestecate cu elemente de eruptiv, ambele tipuri de pietrișuri fiind remaniate, primele din cristalin, celelalte din formațiunea piroclastică de la vest.

Fără să prezinte aflorimente deosebite, pietrișurile de cristalin mai apar în zona de obârsie a pîrului Paltinului și la vest de Șestini.

Originea elementelor din acest orizont – numai din cristalin – poate fi explicată în felul următor: în perioada de formare a orizontului nisipos cu pietrișuri, cu care se încheie procesul de colmatare a bazinului Bilbor, sectorul în care se manifestă activitatea vulcanică se găsea cu mult mai spre vest, iar între produsele acesteia și limita actuală a bazinului, se profila, probabil, o creastă a fundamentului cristalin, care a fost puternic erodată de paleotorenții dinaintea actualei rețele hidrografice a Bistricioarei; acești paleotorenți au erodat și transportat materialul cristalin în lacul dinspre E, colmatându-l complet.

După eroziunea parțială sau poate completă a crestelor de cristalin, materialele activității vulcanice au avansat spre E constituind placa piroclastică ce acoperă în extremitatea vestică sedimentarul bazinului Bilbor.

În ceea ce privește vîrsta orizontului cu nisipuri și pietrișuri, Georgescu et al. (1980), fără a dispune de argumente paleontologice și luînd în considerație numai continuitatea de sedimentare, îl atribuie, în bazinul Borsec, Dacianului superior.

Pe baza conținutului sporo-polinic, Petrescu, Hîrlav (1985) atribuie acest orizont Romanianului.

Trebuie făcută remarcă, în sensul că ambele vîrste citate sunt mai tinere decât aceea acordată de majoritatea cercetărilor părții superioare



a depozitelor de colmatare de pe rama estică a Depresiunii Transilvanie, cu care se preconizează că bazinele Borsec și Bilbor au fost, temporar sau permanent, în comunicație.

Este posibil ca cercetările ulterioare să aducă date noi care să completeze pe cele deja cunoscute și împreună să ducă la stabilirea unei vîrstă mai precise; deocamdată, ținându-se seama de cele menționate anterior, se acordă întregii suite de depozite de colmatare o vîrstă ponțian-romaniană.

4.2. Cuaternarul

Dacă succesiunea depozitelor de colmatare neogen-superioare se caracterizează prin tipurile genetice lacustru predominant, (complexul argilos cu cărbuni) și fluviatil-lacustru (orizontul conglomeratic bazal și superior—nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri), depozitele cuaternare se încadrează în următoarele tipuri genetice: eluvial-deluviale, proluvial-deluviale, fluviatile, deluviale, coluviale, de precipitație cu mică și deturbărie.

— Depozitele eluvial-deluviale se întâlnesc pe podurile teraselor superioare cu altitudini relative cuprinse între 140 și 60 m. Aceste terase, inițial, au avut fiecare dintre ele cîte, un orizont fluviatil reprezentat prin nisipuri și pietrișuri, însă din cauza extinderii în general mici, unele din ele rămân ca martori de eroziune, iar apele de șiroire au îndepărtat, total sau parțial prin eroziune, aluviunile lor, astăzi fiind acoperite de o pătură de depozite eluvial-deluviale; acestea sunt reprezentate prin argile, argile nisipoase gălbui-roșcate sau cenușiu închise cu elemente de pietrișuri rulate (în general de cristalin) diseminate, cu o grosime de 2—4 m.

— Depozitele proluvial-deluviale au o dezvoltare mare, ocupînd spațiile interfluviale ce formează cîmpia piemontană. La alcătuirea litologică a acesteia participă nisipuri prăfoase-argiloase, argile prăfoase, argile nisipoase și nisipuri argiloase gălbui, feruginoase sau cenușiu — negricioase, în care sunt diseminate frecvent fragmente de roci, mai mult sau mai puțin rulate, cu diametre de 1—10 cm; grosimea lor oscilează între 1,6—7 m.

— Depozitele fluviatile caracterizează aluviunile grosiere și fine ale teraselor inferioare cu altitudini relative cuprinse între 40 și 5 m, precum și aluviunile luncilor.

În general, aluviunile acestor terase s-au conservat, însă în regiune nu se găsesc aflorimente clare, ci doar elemente de pietrișuri și bolovănișuri curse pe taluzurile unora dintre aceste terase. La partea suroară a aluviunilor se constată de obicei un depozit mai mult sau mai puțin fin, alcătuit din prafuri argiloase sau argile nisipoase, cu rare elemente de pietrișuri diseminate, a cărui grosime este de 1—3 m.

— Aluviunile luncilor sunt cunoscute din unele foraje executate în lunca Bistricioarei, unde sunt alcătuite dintr-o alternanță de nisipuri, nisipuri argiloase, argile nisipoase, pietrișuri și uneori bolovănișuri, acestea din urmă avînd o dezvoltare lenticulară; grosimea lor variază între 1—3 m.

— Depozitele deluviale au fost cartate de o parte și de alta a văii Bistricioara, acoperind formațiunile cristalofiliene de fondament, precum și pe partea stîngă a pîriului Fundoaia, masînd formațiunea vulcanosedimentară. Acestea sunt alcătuite din argile și argile nisipoase sau nisipuri



argiloase cenușiu-gălbui, frecvent cu fragmente de rocă subiacente, cu diametre mai mari sau mai mici, diseminate; grosimea lor variază între 2–5 m.

— Depozitele coluviale au o distribuție relativ mică, fiind întâlnite sub formă de alunecări, în zona de la nord de pîrîul Paltin — Obeioara, la nord de obîrșia pîrîului Răchitișul Mic și în zona de obîrșie a pîrîului Ciungi; sub formă de blocuri, acestea apar la sud de pîrîul Ciungi, desprinse din andezitele existente în Bîrca Ciungilor.

— Depozitele de precipitație chimică, sunt legate de izvoarele minerale carbogazoase, ce apar la est de dealul Șașca, în zona forajului 5 și sub fruntea terasei de 40 m, în extemitatea sud-estică a dealului Șașca. Aceste depozite sunt reprezentate prin travertine de culoare albicioasă, gălbuiu sau roșiatică, datorită oxizilor de fier, cu numeroase impresiuni de plante și numeroase goluri, groase de 1,5–3 m.

— Depozitele de turbărie sunt mai frecvente în domeniul luncii Bistricioarei, din amonte de confluența cu pîrîul Fundoaia și în cadrul cîmpiei piemontane, la est de dealul Șașca în zona forajului 5; se prezintă sub forma unor argile miloase cu resturi de plante, mai mult sau mai puțin carbonificate, cu grosimi de 1–2,5 m.

În depozitele cuaternare din depresiunea Bilbor nu s-au semnalat pînă în prezent resturi de faună care ar putea constitui argumente în vederea stabilitării vîrstei acestora. Luîndu-se în considerare criteriul morfologic și cel genetic, se raportează depozitele eluvial-deluviale de pe terasele superioare, Cuaternarului nedivizat cu simbolurile $Qt_1^e - Qt_5^e$; depozitele proluvial-deluviale din alcătuirea cîmpiei piemontane de asemenea, Cuaternarului nedivizat (Q), depozitele fluviatice ale teraselor inferioare (cu altitudinile relative de 40–10 m) Pleistocenului cu simbolurile $qp_{f_1}^e - qp_{f_8}^e$, depozitele deluviale de pantă, intervalului stratigrafic Pleistocen superior-Holocen ($qp_3 - qh$), depozitele terasei joase, Holocenului inferior (qh_1), iar aluviumile luncilor, depozitele de turbărie, coluviale și de precipitație chimică, Holocenului superior (qh_2).

Grosimea totală a depozitelor sedimentare din bazinul Bilbor, neogen-superioare și cuaternare, este evidentiată pe hartă prin izopahite, cu echidistanță de 50 m. Din distribuția izopahitelor se constată că izolinia de 200 m se întinde la sud de pîrîul Răchitișul Mic, în jurul forajelor 215, 202, și 229; în ultimul foraj s-a constatat valoarea cea mai ridicată — mai mare de 231 m, forajul răminind cu talpa în orizontul argilos cu cărbuni (tabelul). Acest foraj fiind în apropierea limitei depresiunii, valoarea mult crescută a sedimentelor de colmatare în forajul respectiv ar permite să se presupune că cele trei orizonturi neogen-superioare se continuă spre vest pe sub formațiunea eruptivă, pe o distanță care nu poate fi apreciată în prezent. În partea centrală a regiunii prezentate pe hartă predomină grosimile mai mari de 150 m.

În perimetru pîrîului Bilborăș, în zona forajului 19 801, s-a trasat izopahita de 100 m, valoare ce scade treptat atât spre est cât și spre nord, ajungind la 0 m în zonele de ramă.

Tinîndu-se seama de rezultatele forajelor IMFBRM, nr. 1, 2 și 4 s-ar părea că în „golful” situat la nord de confluența pîrîului Fundoaia



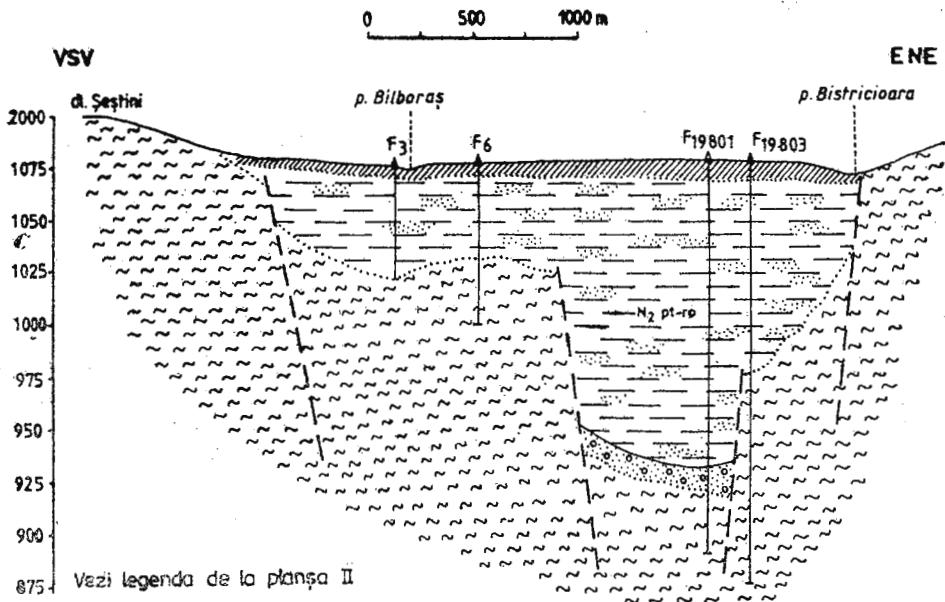
cu pîrful Bistricioara, grosimea depozitelor de colmatare este mică, probabil de cîțiva metri, deoarece în forajele menționate nu s-au găsit decît depozite cuaternare cu o grosime de 1,5—5 m. Grosimi relativ mici se preconizează și în zona situată la vest de dealurile Bilborăș și Șestini, unde fundumentul cristalin aflorează sau se găsește la mică adîncime.

5. Considerații tectonice și evoluția baziului Bilbor în Neogen superior — Cuaternar

Apariția bazinului sedimentar Bilbor, ca și a celorlalte bazine intracarpatiche (Bîrsa, Ciuc, Gheorghieni) este pusă pe seama factorilor tectonici. Mișcările tectonice negative care s-au manifestat, probabil, la începutul Pontianului, în această parte a munților Călimani au condus la cădereea fundumentului cristalin de-a lungul fie a unor fracturi, fie a unor flexuri, generind bazinul Bilbor.

Prezența faliilor nu este atestată la zi de datele de cartare. Totuși pe unele aliniamente din cadrul părții nordice a bazinului, prezența apelor minerale carbogazoase care apar pe linia : confluența pîraielor Dobrean-Rotoaia, izvorul mineral de la piciorul dealului Bilbor din zona forajelor 1,4, izvorul mineral Șasca din zona F₅, izvoarele de la SSE de dealul Șasca din apropierea F₃, F_{3A}, F_{3B}, permite a presupune existența unei fali NS care afectează calcarurile cristaline, prin intermediul căreia migrează din fundument bioxidul de carbon, ce mineralizează apele de pe linia citată. O altă falie cu aceeași direcție s-ar putea trasa printre cele două foraje

3-3' DL. ȘESTINI E. - P. BISTRICIOARA E.



19801 și 19803, unde se constată o cădere a calcarelor cristaline de 51 m, pe o distanță, în jur de 250 m (fig.). Dumitrescu (1976) mai presupune existența unei falii cu direcția V-E, de-a lungul pîriului Fundoaia, care ar justifica apariția izvoarelor din zona forajelor F₁ și F₃, falie ce să intersectează cu celalătă, cu direcție N-S, presupusă între cele două foraje 19801 și 19803.

Dealurile Bilborăș și Șestini, din cadrul depresiunii, fac parte din relieful primar al fundamentului cristalin, rămasă ca niște martori de eroziune, îngropați parțial în depozitele de colmatare. Depozitele sedimentare nu sunt afectate de fenomene de cutare, ele mulind în general neregularitățile reliefului primar al fundamentului cristalin. Pe pîriul Lazăr, la cca 1 km de confluența cu pîrul Secu (la sud de regiunea care se prezintă) Pion, Istocescu (1965) semnalează o inclinare de 8-11° spre V, inclinare măsurată pe o intercalăție grezoasă din orizontul argilos cu cărbune. Nu se exclude posibilitatea ca faliile ce afectează cristalinul, în perioade de reactivare să influențeze într-o oarecare măsură și depozitele de colmatare neogen superioare, însă acestea fiind în general sedimente neconsolidate, este dificil a le confirma.

Depunerea liniștită a depozitelor argiloase din orizontul mediu, împreună cu factorii climatici, vegetația și durata de timp au condus la formarea stratelor de lignit cunoscute în bazinul Bilbor.

În intervalul Pleistocen mediu-Holocen, întreaga depresiune Bilbor și zonele adiacente au fost afectate continuu de mișcări tectonice pozitive, care împreună cu factorii climatici au determinat formarea sistemului de de terase ale rîului Bistricioara.

În evoluția paleogeografică a bazinului Bilbor se pot distinge următoarele etape principale :

- apariția bazinului ;
- colmatarea bazinului și legăturile cu alte bazine ;
- apariția rețelei hidrografice organizate a rîului Bistricioara și modelarea de către aceasta a depresiunii Bilbor.

În legătură cu prima etapă, s-a menționat deja la începutul acestui capitol că bazinul Bilbor s-a format prin afundarea unui sector din fundamentul cristalin ca urmare a mișcărilor tectonice, probabil, de la începutul Pontianului. În această perioadă, se pare că s-a declanșat în regiune și o puternică activitate vulcanică, cu care mulți cercetători pun în legătură și formarea bazinelor intracarpatiche. Este de presupus că această etapă a fost relativ foarte scurtă.

Odată format bazinul, începe cea de a două etapă, de umplere a lui, din Pontianul inferior și pînă, probabil, către prima parte a Romaniei.

În această etapă, rețelele hidrografice neorganizate își îndreaptă apele spre bazinul deja format, transformîndu-l într-un lac, al cărui țărm avansa din ce în ce mai mult spre vest, iar spre est doar pe culoarul ocupat astăzi de pîrul Răchitișul Mare, pînă la cca 950 m de confluența acestuia cu rîul Bistricioara și în concavitatea pe care o face bazinul lac est de centrul comunei Bilbor.



Limita vestică inițială nu este posibil de trasat, deoarece produsele vulcanice o maschează pe tot sectorul vestic; argilele din zona de obîrșie a pîriului Crestătura Mare ar constitui dovada potrivit căreia (pl. II, 2—2') tărâmul lacului pliocen se întindea cel puțin pînă în dreptul meridianului zonei menționate.

În extremitatea nord-nord-vestică a depresunii actuale, lacul pliocen își mai trădează prezența și în zona de obîrșie a pîriului Lupu prin argilele menționate aici.

La N de regiunea prezentată menționăm aparițiile de argile cu cărbuni din zona Drăgoiasa, precum și cele detectate de foraje, alternând cu tufuri dacitice din aceeași zonă, care presupun existența unor lacuri de proporții mult mai reduse, sincrone cu cel din bazinul Bilbor.

Prin culoarul ocupat astăzi de pîraiele Secu și Toplița, lacul din bazinul Bilbor se pare că a avut legături continui sau temporare cu lacul existent în bazinul Gheorghieni și prin acesta cu lacul din bazinul Transilvaniei. Dovada o constituie prezența diferitelor specii de congerii în bazinul Borsec, care a comunicat cu bazinul Bilbor prin său dintre culmile Sărmaș și Kerek. Sunt greu de precizat eventualele căi de legătură ale lăculețelor din zona Drăgoiasa cu lacul din bazinul Bilbor; eroziunea exercitată de rețele hidrografice actuale au sters cu desăvîrșire toate urmele care ar fi putut să trădeze aceste căi de legătură. Lacul Bilbor s-a colmatat complet, probabil, pînă către sfîrșitul Pliocenului; partea superioară a depozitelor de colmatare era situată la un nivel corespunzător bazei plăcii de piroclastite, ce formează astăzi Creasta Naureasca, a căror depunere a continuat, în mod cert, după colmatarea bazinului Bilbor; dovada o constituie raportul de superpoziție a acesteia pe sedimentar.

În Cuaternar, probabil la începutul Pleistocenului mediu, debutează cea de a treia etapă, în timpul căreia, treptat, se sculptează depresiunea actuală a Bilborului.

Aspectul morfologic actual al depresiunii Bilbor se datorește, în principal, acțiunii puternice de eroziune a rețelei hidrografice a rîului Bistrițioara, care începînd din Pleistocenul mediu și pînă în Holocen, a excavat un volum de depozite a căror grosime, în dreptul luncii, depășește valoarea de 140—150 m, altitudinea relativă a celei mai vechi terase. Au fost îndeprtate prin eroziune depozitele orizontului superior (nisipuri, pietrișuri și bolovanișuri de cristalin), parțial spre rama vestică și total spre E și cel puțin 130 m din orizontul argilos cu cărbuni.

Nu se exclude posibilitatea ca placa de piroclastite, ce formează Creasta Naureasca, să fi fost extinsă mai spre est și odată cu intrarea rețelei hidrografice a Bistrițioarei în bazin, aceasta a fost erodată, descriindu-i limita actuală, cu direcția NNV—SSE, asemănătoare unei faleze. Linia, aproape dreaptă a taluzului plăcii pe direcția menționată, se datorește eroziunii laterale a rîului Bistrițioara împreună cu afluentii ei, la începutul Pleistocenului mediu. Ușoarele inflexiuni ale suprafeței taluzu lui spre interiorul plăcii piroclastice sunt create cu mult mai tîrziu de către afluentii Bistrițioarei.

Depresiunea actuală a Bilborului a fost realizată, așa după cum s-a precizat mai înainte, de Bistrițioara cu afluentii săi, în timpul Pleistoce-



nului mediu și, probabil, în faza de început a Pleistocenului superior; Bistricioara (fie în întregime, fie un braț puternic) a avut o direcție N—S prin depresiunea Bilbor, apoi pe traseul actual al pârâului Secu și în continuare al Topliței, fiind în acea perioadă un affluent al Mureșului. Dovada o constituie prezența în depresiunea propriu-zisă a Bilborului a sistemului de terase, de la cea mai înaltă ($Q_{T_1}^e$) pînă la terasa de 40 m (qpf_6). Retragerea Bistricioarei pe actualul traseu a avut loc în perioada terasei de 40 m, dacă nu chiar în timpul terasei de 20 m; prezența terasei de 40 m pe actualul traseu (în zona de la est de centrul comunei Bilbor) obligă să accepte retragerea ei în perioada de formare a terasei de 40 m, însă același nivel îl întîlnim și în sudul depresiunii Bilbor (în botul dealului Răchitiș și la nord de Pîrîul Florilor), ceea ce determină a presupune că în perioada terasei de 40 m, rîul Bistricioara avea un braț pe actualul traseu și un alt braț prin bazinul Bilbor.

Retragerea Bistricioarei pe actualul curs s-a realizat treptat, mai întîi pe culoarul ocupat azi de pârâul Răchitișul Mare și apoi pe culoarul drenat de pârâul Răchitișul Mic.

După sculptarea teraselor superioare, afluenții de dreapta ai Bistricioarei (Fundoaia, Bilboraș, Șestini, Borzoș) au început să fragmenteze, pe alocuri să erodeze complet terasele respective, realizînd o suprafață înclinată către est, dind naștere cîmpiei piemontane; în cadrul acesteia, piraiele menționate se scurg pe niște albi strîmte, uneori sub formă de canale, mai adânci sau mai puțin adânci. În timpul perioadelor cu precipitații abundente, sau primăvara cînd se topesc zăpezile, piraiele respective se umflă, deversează peste maluri, depunînd materialele aduse din zonele ridicate.

6. Raporturi stratigrafice sedimentar-eruptiv

Atanasiu (1924) este de părere că sedimentarul din bazinul Borsec și Bilbor este mai nou decît activitatea vulcanică și că lacul în care s-au sedimentat depozitele de colmatare ale bazinelor respective s-ar datora barajului vulcanic.

Georgescu et al. (1959, 1980), Pion, Istocescu (1962, 1965) stabilesc pozitia superioară a complexului piroclastic față de sedimentar, atît în bazinul Borsec cît și în bazinul Bilbor, dar aceasta nu înseamnă că activitatea vulcanică în zonele respective începe după colmatarea bazinelor. Autorii citați n-au ținut cont de prezența materialelor vulcanice semnalate de Atanasiu (1924) atît în orizontul bazal cît și în cel mediu din bazinul Borsec; în gresiile orizontului conglomeratic autorul citat constată elemente vulcanice (scorii, piroxeni) iar în argile un strat de 0,5–1 m de „sfârînături probabil, în cea mai mare parte, vulcanice”. În compoziția mineralologică a argilelor, același autor citează prezența particulelor de cuarț, mică, piroxen etc., pe care le consideră proiecțuni vulcanice (picături de lavă). De asemenea, Pion, Istocescu (1965) citează intercalări tufitice în orizontul argilos cu cărbuni.

Cercetările de teren din vara anului 1986 au pus în evidență relații și mai clare între eruptiv și sedimentar; așa după cum s-a precizat în capitolul de geologie, în zona de obîrșie a pârâului Crestătura Mare, din bazinul

hidrogeografic al pîrului Toplița (în afara hărții) s-a constatat următoarea succesiune: în bază lave andezitice acoperite de argile cenușiu-vinete, groase de cîteva zeci de metri, suportind aglomerate andezitice. O situație similară s-a întîlnit în zona de obîrșie a văii Fundoaia, pe pîrul Lupului, unde se pot observa, în bază, aglomerate andezitice urmate de argile cenușiu-vinete, iar la partea superioară tufuri dacitice. Succesiunea litologică întîlnită la obîrșia văii Crestătura Mare, fiind situată la cote aproximativ similare orizontului argilos cu cărbuni din bazinul Bilbor, nu exclude posibilitatea ca sedimentarul bazinului Bilbor să se continue spre V pe sub placa de piroclastite. Situația prezentată mai înainte pledează, în zona respectivă, pentru un raport evident de alternanță eruptiv-sedimentar; de asemenea, permite a presupune, mai spre est, relații de îndințare eruptiv-sedimentar, iar în bazin activitatea vulcanică este trădată de prezența în sedimentar a unor minerale grele, specifice eruptivului nou (Atanasiu, 1924; Bandrabur, Codarcea, 1974; Bandrabur et al., 1987).

Placa de piroclastite, care domină sedimentarul bazinului, a fost pusă în loc evident după colmatarea completă a bazinului, sugerînd astfel continuarea activității vulcanice (pl. II, 2-2').

Executarea unui foraj cu o adâncime de 450-500 m amplasat pe Creasta Naureasca sau la vest de ea, ar face și mai multă lumină în această problemă. Relații și mai evidente eruptiv-sedimentar de această dată în foraje, au fost întîlnite în zona Drăgoiasa, unde tuful dacitic alternează cu sedimentar (Frîncu, 1985).

Referitor la problema: care dintre activități — sedimentară sau vulcanică — a inceput mai întîi, s-ar putea preconiza că ambele activități au inceput, în linii mari, în același timp, ca urmare a factorilor tectonici care se acceptă a fi cauza atît a declansării vulcanismului cît și a formării depresiunii Bilbor. Situația semnalată de Peltz, Peltz (1970) în zona Sovata-Praid, respectiv produse vulcanice intercalate în partea inferioară a sedimentarului, ar contrazice afirmația anterioară, dar faptul că aceasta este dovedită doar într-un singur punct, nu exclude posibilitatea că în alte puncte să se întîlnească eruptivul direct pe formațiunile de fundament.

7. Concluzii

Cercetările efectuate în bazinul Bilbor au pus în evidență următoarele rezultate:

- delimitarea sistemului de terase ale rîului Bistricioara, alcătuit din 9 nivale, cu altitudini relative cuprinse între 5 și 140 m;
- distribuția acestor terase în depresiune permite reconstituirea unui curs al Bistricioarei, în intervalul Pleistocen mediu-Pleistocen superior, pe linia actualului pîrului Secu și în continuare pe linia pîrului Toplița, fiind în această perioadă un affluent al Mureșului; retragerea de pe teritoriul menționat s-a efectuat către sfîrșitul Pleistocenului superior, mai întîi pe valea Răchitișul Mare și apoi pe traseul actual;
- descrierea depozitelor cuaternare și a tipurilor lor genetice reprezentate prin depozite eluvial-deluviale, proluvial-deluviale, fluviatile, deluviale de pantă, coluviale, de turbărie și de precipitație chimică;



- grosimea mare a depozitelor neogen-superioare în dreptul ramei vestice actuale, la care se adaugă și apariția orizontului argilos cu cărbuni la obîrșia văii Crestătura Mare, reprezentă argumentul potrivit căruia rama vestică a bazinului neogen superior inițial era situată în mod cert la vest de meridianul obîrșiei văii Crestătura Mare;
- rama vestică actuală a depresiunii, modelată sub forma unei faleze în piroclastite andezitice, a fost realizată de rețeaua hidrografică a Bistrițioarei, începând din Pleistocenul mediu;
- argilele pliocene din zonele de obîrșie a pîriului Crestătura Mare și a Văii Lupului repauzează pe lave andezitice și sunt acoperite de piroclastite, constituind argumente certe pentru un raport de alternanță sedimentar-eruptiv; mineralele grele, specifice eruptivului nou, determinate în orizontul argilos cu cărbuni, permit a presupune în dreptul limitei vestice actuale a depresiunii, relații de îndințare între sedimentar și eruptiv.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1924) Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic de la Borsec. *Stud. tehn. econ. Inst. Geol. al Rom.*, III/3, p. 1–16, București.
- Loboțiu E. (1926) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. *D. S. Inst. Geol al Rom.*, IX, p. 44–60, București.
- Bandrabur T., Codarcea V. (1974) Contribuții la cunoașterea depozitelor plio-cuaternare din regiunea cursului superior al Mureșului. *Stud. tehn. econ., Inst. Geol., Geofiz.*, II/5, p. 23–60, 5 pl., București.
- Nițoi E. i Ghinea I., Peltz S., Seghedi I., Szakacs A. Ion J., Saszi L., Codarcea, V. Munteanu T., Roman S., Bratosin I. (1987) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Caraman V., Caraman D. (1970–1971) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Dumitrescu G. (1976) Raport, arhiva Institutului de Studii și Proiectări pentru Îmbunătățiri Funciare, București.
- Flămînd L. (1983) Raport, arhiva Institutului de Studii și Proiectări pentru Îmbunătățiri Funciare, București.
- Frincu D. (1985) Raport, arhiva Ministerului Minelor, Petrolului și Geologică, București.
- Georgescu D., Georgescu L. (1959) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Georgescu L., Manolescu C., Urcan T. (1980) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Georgescu L., Manolescu C. (1981) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Jakab G., Georgescu D., Georgescu L. (1980) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II Neogene Abteilung, 370 p., Budapest.
- Liliencbach L. (1834) Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpates. *Mem. Soc. Géol. de France*, 1-er., p. 237–316, Paris.



- Lörenthay I. (1908) Neuere Beiträge zur geologie des Szekerlandes. *Math. u. Natur. Berichte aus Ungarn* XXVI, Budapest.
- Feltz S., Peltz M. (1970) Contribuții petrografice și paleovitcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a Munților Gurghiu. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI/1 (1968–1969), p. 89–111, 5 pl. București.
- Petrescu I., Hirlav E. (1985) L'évolution des associations palynologiques génératrices de charbon dans la Néogène du bassin Bilbor. „Evolution et Adaptation”, II, p. 28–35, Cluj-Napoca.
- Pion N., Istocescu D. (1962) Despre raporturile dintre sedimentarul Bilbor-Secu și eruptivul din vest. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVII (1960–1961), p. 41–46, București.
- Istocescu D. (1965) Considerații geologice asupra bazinelor de sedimentare Börsec și Bilbor cu privire specială asupra cărbunilor. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LI/I (1963–1964), p. 341–350, 3 pl., București.
- Pričajan A., Davidescu E. (1952) Raport, arhiva Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei, București.
- Segbedi I. (1987) Studiul petrologic al calderei Călimani. Teză de doctorat nepublicată, Univ. București.
- Semaka A. (1954) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Stur P. (1873) Braunkohlen Vorkommen in dem Trachitgebirge der oberen Maros in Siebenbürgen. *Verh. d.k.k. geol. Reichsanstalt*, p. 195–197, Wien.
- Todor R. (1957) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE GEOLOGY OF THE BILBOR BASIN

(Summary)

The researches carried out in the Bilbor Basin have led to the knowledge of the morphological and paleogeographical aspects of the Quaternary as well as of the relations between the sedimentary rocks and the eruptive ones.

From the morphological point of view nine fluvial terraces have been evidenced, made up by the Bistricioara River; the relative altitudes of the terraces vary between 5 and 140 m. Most terraces are to be found in the depression, which is not in keeping with the present day course of the Bistricioara, that only drains its northern extremity. The mentioned situation argues that in the Middle – Upper Pleistocene the Bistricioara was running north-south, along the line of the present Secu Brook, continuing westwards, on the Toplița line, being a tributary of the Mures.

It receded on its present course gradually, first on the Răchitișul Mare Valley and then on the present talyeg.

The Quaternary deposits in the Bilbor Depression were described, represented by the following genetic types: the eluvial – deluvial deposits on the floor of the upper terraces, referred to the nondivided Quaternary, with the symbols $Qt_e^c - Qt_d^c$, the proluvial deposits in the pied-



mont plain (Q), fluviatile deposits of the lower terraces (with relative altitudes of 40–10 m), referred to the Pleistocene, with the symbols qpf₆ – qpf₈, slope deluvial deposits (qp₃ – qh), the deposits of the low terrace referred to the Lower Holocene (qh₁) and the alluvia of water meadows, the colluvial, peat deposits, and the chemical precipitation deposits, referred to the Upper Holocene (qh₂).

Relations between the sedimentary and the eruptive rocks have been evidenced at the source of the Crestătura Mare Brook and Valea Lupului, where the sedimentary rocks, the coal-bearing argillaceous horizon respectively is intercalated between volcanic products (andesitic lavas and pyroclastics). On the basis of heavy minerals, specific to the recent eruptive rocks, determined in the coal-bearing middle horizon it has been tentatively asserted that on the western side of the Bilbor Basin, the relations between the eruptive rocks and the sedimentary ones should be of interlocking.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the Bilbor Basin. Holocene : 1a, Recent and Subrecent alluvia ; b, peat deposits ; c, colluvial deposits : slides, blocks., d, travertine deposits ; e, proluvial deposits ; 2, deposits of the 5–7 m terrace ; Pleistocene : 3, deposits of the 10–12 m terrace ; 4, deposits of the 20 m terrace : 5, deposits of the 40 m terraces ; Holocene-Pleistocene ; 6, slope deluvial deposits ; non-divided Quaternary, 7, eluvial-deluvial deposits on the 60 m terrace ; 8, eluvial-deluvial deposits on the 80 m terrace ; 9, eluvial-deluvial deposits on the 100 m terrace ; 10, eluvial-deluvial deposits on the 120 m terrace : 11, eluvial-deluvial deposits on the 140 m terrace ; 12, proluvial-deluvial deposits on the Piedmont Plain ; Romanian -Pontian ; 13, conglomerates, coal-bearing clays, sands and gravels ; 14, eruptive rocks : a, lavas ; b, pyroclasties ; 15, metamorphic rocks ; 16, geological boundary ; 17, boundary of stratigraphic unconformity ; 18, thrust plane ; 19, fault ; 20, isopachites of sedimentary deposits (Pliocene-Quaternary) ; 21, coal borehole ; 22, mineral water borehole ; 23, fresh water source ; 24, mineral water source (CO₂) ; 25, geological sections trend.

Plate II

Geological sections, Quaternary (Q) : 1, deluvial-proluvial deposits ; Upper Neogene (N₂) ; 2, clays ; 3., conglomerates ; 4, sands, gravels ; 5, sands ; 6, coals ; 7, pyroclastics ; 8, andesitic lavas ; 9, metamorphic rocks ; 10, supposed fault ; 11, lithological boundary, 12, supposed lithological boundary ; 13, transgression boundary ; 14, borehole.



Geologia și cunoașterea resurselor naturale ale României sunt în continuare dezvoltate și îmbunătățite. În următoarele decenii, se va continua cercetarea și dezvoltarea tehnologiei geologice, precum și a resurselor naturale. Se va continua să se dezvoltă industria petrolieră și gazieră, precum și agricultura și silvicultura. Se va continua să se dezvoltă infrastructura și să se construiască noi orașe și saturi. Se va continua să se dezvoltă turismul și să se promoveze cultura română. Se va continua să se dezvoltă educația și cercetarea, precum și să se dezvoltă cercetările în domeniul sănătății și sănătății publice.



Institutul Geologic al României

T. BANDRABUR, T. MUNTEANU, GH. BANDRABUR
HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI BILBOR

0 250 500 750 1000 m

LEGENDA

	a - Aliuviuni actuale și subacuale;
	b - Depozite de tură;
	c - Depozite coluviale: aliuviu, blocuri;
	d - Depozite de travertin;
	e - Depozite fluvio-deltiace.
	2 - Depozitele terasei de 5-7 m
	3 - Depozitele terasei de 10-12 m
	4 - Depozitele terasei de 20 m
	5 - Depozitele terasei de 40 m
	6 - Depozitele deluviale de pantă
	7 - Depozitele eluvial-deluviale pe terasa de 60 m
	8 - Depozitele eluvial-deluviale pe terasa de 80 m
	9 - Depozitele eluvial-deluviale pe terasa de 100 m
	10 - Depozitele eluvial-deluviale pe terasa de 120 m
	11 - Depozitele eluvial-deluviale pe terasa de 140 m
	12 - Depozitele eluvial-deluviale pe cîmpia piemontană
	13 - N ₂ ph-ro - Conglomerate, argile cu cîrbumi, nisipuri și pietrișuri
	14 - Rocă eruptivă: a - lava, b - piroclastite
	15 - Rocă metamorfice

SEMNE CONVENTIONALE

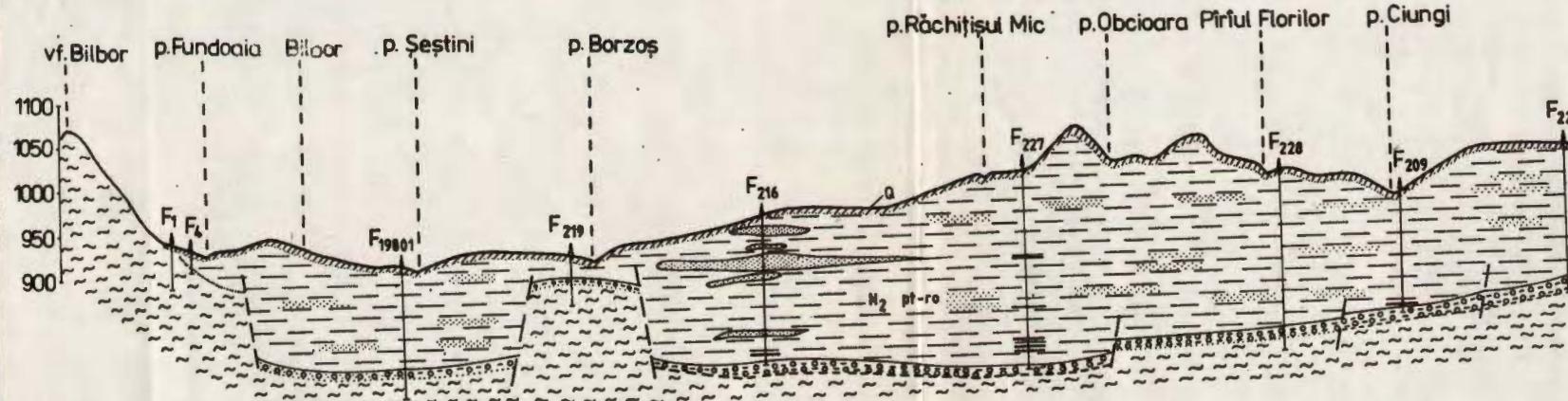
- 16 - - - - - Limită geologică
 17 - - - - - Limită de discordanță stratigrafică
 18 - - - - - Plan de puraj
 19 - - - - - Falie
 20 - - - - - Izopahitele depozitelor sedimentare
 21 - - - - - (Neogen superior - Cuaternar)
 21 - O - Foraj pentru cărbuni
 22 - F6 - Foraj pentru ape minerale
 23 - O - Izvor de apă dulce
 24 - O - Izvor de apă minerală (CO₂)
 25 - 11' - - - - 11' Direcția secțiunilor geologice

SECȚIUNI GEOLOGICE

1 - 1' VF. BILBOR - PÎRÎUL CIUNGII

0 250 500 750 1000 m

N



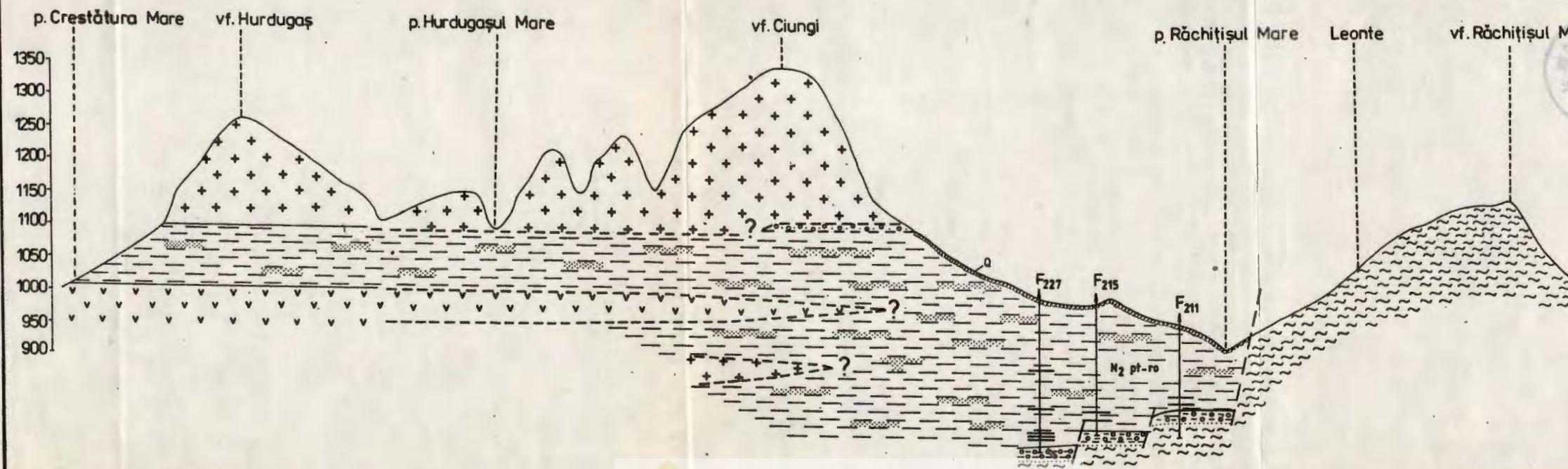
LEGENDA

1	Depozite deluviale - protuviale
2	Argile
3	Conglomerate
4	Nisipuri, pietrișuri
5	Nisipuri
6	Cărbuni
7	Piroclastite
8	Lave andezitice
9	Roci metamorfice
10	Folie presupusă
11	Limita litologică
12	Limita litologică presupusă
13	Limita de transgresiune
14	Foraj

2 - 2' PÎRÎUL CRESTĂTURA MARE - VF. RÂCHITIȘUL MARE

0 250 500 750 1000 m

V



E/VSV

ENE



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

STRATIGRAPHY OF THE PLIOCENE-PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE DACIC BASIN (JIU—DESNĂTUI SECTOR)¹

by

PETRU ENCIU², ION ANDREESCU²

Pliocene. Pleistocene. Moesian Platform. Stratigraphic units. Molluscs. Biostratigraphy. Coal seams. Cores. Dacic Basin. Romanian Plain — West Romanian Plain — Zone between the Danube and the Jiu.

Abstract

Based on borehole data and on detailed surface mappings, the following lithostratigraphic units, previously separated in the western part of the Dacie Basin, have been recognized: Berbești Formation, Jiu—Motru Formation, Cindești Formation, Frătești Beds and the loess deposits. The prevailingly sandy Berbești Formation is made up of three members: lower sands, silty-argillaceous complex, upper sands (Zăvalu Sands). The faunal assemblages of the Berbești Formation indicate the Lower Dacian (Getian) for the first two members and the Upper Dacian (Lower Pascovian) for the Zăvalu Sands. The Jiu—Motru Formation, containing two to six coal beds in the lower part, extends on the Upper Pascovian — Middle Romanian (Pelendavian) interval. It is for the first time that in the Moesian Platform areal, Lower Romanian deposits, characterized by a rich mollusc fauna, have been found in outcrops. In the Cindești formation coarse detrital components prevail and, according to the mollusc fauna, this formation is of Middle Romanian age. The last two lithostratigraphic units are of Lower Pleistocene and of Middle-Upper Pleistocene age, respectively.

Résumé

La stratigraphie des dépôts pliocènes-pléistocènes du sud-ouest du bassin Dacique (interfleuve Jiu—Desnătui). Basés sur les données de forage et le levé détaillé de surface on a reconnu les unités lithostratigraphiques, séparées antérieurement dans l'ouest du bassin Dacique : formation de Berbești, formation de Jiu—Motru, formation de Cindești, couches de Frătești, dépôts loessoïdes. La formation de Berbești, prédominamment sableuse, est constituée de trois membres : sables inférieurs, complexe silteux-argileux et sables supérieurs (sable de Zăvalu). Les ensembles fauniques de la formation de Berbești indiquent le Dacien inférieur pour les deux premiers membres et le Dacien supérieur (Pascovian inférieur) pour le sable de Zăvalu. La formation de Jiu—Motru, contenant deux à six couches de charbon dans la partie inférieure, s'étend sur l'intervalle Pascovian supérieur — Romanien moyen (Pelendavian). Il est pour la première fois que dans l'aire de la Plate-forme Moésienne, des dépôts romaniens inférieurs, caractérisés par une faune de mollusques riche, ont été trouvés en érosion. Dans la formation de Cindești les composants détrituels coars prévalent et, d'après la faune de mollusques, cette formation est de l'âge romanien moyen. Les deux dernières unités lithostratigraphiques sont de l'âge plio- et pléistocène inférieur et moyen-supérieur respectivement.

¹ Received on April 30, 1987, accepted for communication and publication on May 25, 1987, presented in the meeting of 2 June 1987.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caranșebeș, 1, R—79678, București '32.



(Gétien) pour les deux premiers membres et le Dacien supérieur (Parscovien inférieur) pour le sable de Zăvalu. La formation de Jiu—Motru, contenant deux à six couches de charbon à la partie inférieure s'étend sur l'intervalle Parscovien supérieur-Romanien moyen (Pélendavien). Pour la première fois on a signalé dans l'aréal de la plate-forme Moesienne, dans les affleurements, des dépôts romaniens inférieurs caractérisés par une riche faune de mollusques. Dans la formation de Cindești sont prédominants les composants détritiques grossiers et, d'après la faune de mollusques, cette formation appartient au Romanien moyen. Les deux dernières unités lithostratigraphiques appartiennent au Pléistocène inférieur et respectivement au Pléistocène moyen-supérieur.

1. Introduction

The Pliocene—Pleistocene deposits in the southwestern part of the Dacic Basin have made the object of numerous studies since the end of last century.

As it is not easy to present them comprehensively we shall only mention those works that have contributed to a greater extent to the knowledge of the stratigraphy of the Pliocene—Pleistocene deposits in the area under investigation (Porumbaru, 1881; Ștefănescu, 1896, 1897; Ionescu-Argetoaia 1918; Liteanu, 1955; Ghenea et al., 1963; Schoveth et al., 1963; Bandrabur, 1971; Roșculescu, Huică, 1972; Feru et al., 1979; Andreeșcu et al., 1981; Pană et al., 1981; Andreeșcu et al., 1985, etc.).

Our own field observations, corroborated with the data from the boreholes recently drilled in the area, have permitted a better knowledge of the stratigraphy of the Pliocene—Pleistocene deposits in the middle zone of the Jiu—Desnățui (Bucovăț, Podari, Drănicu, Segarcea, Virvoru, Terpezița localities) area.

2. Stratigraphy of the region

2.1. Pliocene deposits

According to the previous results acquired in the Olt—Jiu region (Andreeșcu et al., 1985), in the Jiu—Desnățui sector the following lithostratigraphic units have been recognized; Berbești Formation, Jiu—Motru Formation and Cindești Formation (Fig. 1).

2.1.1. Berbești Formation

The Berbești Formation is made up of sands, siltstones, argillaceous sands, the coarser detrital fractions being the ones that give the character of this lithostratigraphic unit (Andreeșcu et al., 1985).

In the south-western area of the Moesian Platform, to which the section under investigation belongs, in the Berbești Formation three terms are distinguished that can be considered subformations (or members): a prevailingly arenitic lower one, a silty-argillaceous-sandy middle one, and a sandy upper one. As most boreholes drilled for coal have not pierced the two lower terms of the Berbești Formation, it is difficult to estimate



its thickness and its variation from one zone to another. In the site 60142—Drănic, the lower sands have a thickness of at least 40 m and contain several fossiliferous levels with *Dreissena rimestiensis* (Font.), *Dacicardium rumanum* (Font.), *Prosodacna* sp., *Euxinicardium* sp., *Pontalmyra* sp., *Plagiodacna* sp., *Gyraulus rumanus* Wenz, *Prososthenia* sp., *Lithoglyphus* sp. etc. (Andreeescu et al., 1984). If this assemblage could still be not characteristic enough for the Lower Dacian, in the 60167—Dilga borehole, the lower sands, pierced along 10 m, contain a faunal assemblage (*Dreissena rimestiensis*, *Euxinicardium insolidum* Ebers., *Pseudocatillus zlatarskii* Andrus., *P. pharnaci* (Schw.), *Pontalmyra* sp., *Pyrgula eugeniae* (Neum.), *Prososthenia radmanesti* (Fuchs), *Gyraulus rumanus* Wenz, *Pisidium* sp. etc.) that indicates the Lower Dacian (Getian) also attested by the ostracod faunas (Olteanu, in Andreeescu et al., 1984).

The prevailingly argillaceous-silty middle term has variable thickness (20—40 m). The lower part (10—15 m) of this complex is more argillaceous, while its upper part is represented by siltstones sandy siltstones and fine-grained argillaceous sands.

The macrofauna determined from the middle term of the Berbești Formation has been found in core samples from sites 60142 and 60167. The molluscs encountered in this interval can be said to have affinities with the Bosphorian faunas, due to the presence of taxa such as *Lunadacna* sp., *Caladacna* ex gr. *steindachneri* (Brüs.), *Tauricardium olteniae* (Ion.—Arget.), *Charcoconcha* sp., *Valenciennius* sp. But the existence in the same complex of the species *Zamphiridacna becenensis* Andreeescu, *Prosodacnomya* ex gr. *sturi* (evolved specimens of *P. sturi sabbæ* Andreeescu, *Dacicardium rumanum* indicates the Getian age (Andreeescu, 1984; Andreeescu, Pană in Ticleanu et al., 1986).

The last part (1.5 m) of the fine-grained argillaceous sands crops out on the Jiu right bank, at Zăvalu (Schooverth, Bandrabur, 1963; Bandrabur, 1971), where, according to the cited authors, they contain the following mollusc species: *Stylocerata heberti* (Cob.), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Euxinicardium subsyrmense* (Andrus.) *E. nobile* (Sabba) (n.n. = *E. dividuus* Andreeescu), *Lymnocardium* sp., *Charcoconcha rumana* (Wenz), *Viviparus neumayri* (Brüs.), *Valenciennius annulatus* (Rouss.) etc. Although the mentioned authors consider those deposits of Pontian age, it is obvious the presence of the first four species indicates the Lower Dacian (Getian).

The upper sands (= Zăvalu Sands, Andreeescu et al., 1985), 10—25 m thick, are yellowish quartzous sands with rust-coloured bands and gritty plates with limonitic cement. They have been first reported by Liteanu (1955) at Zăvalu where they overlie Getian fine-grained argillaceous sands and contain a mollusc fauna representative for the Upper Dacian: *Horiocerata rumana* Sabba, *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *P. sturi ogrinensis* Andreeescu, *Dacicardium rumanum* (Font.), *D. dacianum* (Papaian.), *D. moesicum* Andreeescu, Pană, *Parapachydacna serena* (Sabba), *Pachyprionopleura munieri* (Sabba), *P. haueri* (Cob.), *Zamphiridacna cucestiensis* (Font.), *Stylocerata heberti* (Cob.), *Euxinicardium* div. sp., *Dreissena rimestiensis* (Font.), *D. polymorpha* (Pallas), *Rumanunio rumanus* (Tourn.), *Viviparus* div. sp., *Valvata* div. sp., *Hydrobia grandis* (Cob.), *Lithoglyphus* div. sp., *Prososthenia radmanesti*



Fuchs, *Gyraulus rumanus* Wenz, *Melanopsis* sp. etc. (Liteanu, 1955; Bandrabur, 1971; Pană et al., 1981; Andreeescu et al., 1985).

In the area under investigation the Zăvalu Sands proved to be slightly fossiliferous or unfossiliferous. In exchange, more northward, in the Mihăita area, from the same unit, Enache³ has mentioned an assemblage indicating the Parscovian: *Prosodacnomyia stenopleura*, *Pseudocatillus* cf. *subdentatus* (Desh.), *Euxinicardium* sp., *Pisidium iasiense* (Cob.), *Prososthenia radmanesti* etc.

To conclude, we can point out that, according to previous researches as well (Andreeescu et al., 1985; Andreeescu et al., in Tieleanu et al., 1986 etc.), the first two members of the Berbești Formation are of Gelian age, and the upper one of Parscovian age (Fig. 1).

2.1.2. Jiu—Motru Formation

The Jiu—Motru Formation is characterized by the dominance of fine-grained detrial facies (mainly clays) with rare sandy interbeds and coal beds (beds V—X).

The deposits making up the Jiu—Motru Formation crop out on the right bank of the Jiu Valley on about 10 km, from the confluence with the Dilga Brook up to that with the Livadia Brook (Pl. I).

The first coal bed, bed V in the nomenclature used in the most recent literature, has been encountered in all exploration boreholes. It has variable thickness, from 0.3 m up to 3.8 m, directly overlies the sands of the Berbești Formation or is separated from them by a thin pile of argillaceous beds.

At 7—10 m above bed V, most drillings have encountered a coal bed, bed VI, with variable thickness, from 0.05 m up to 3.0 m.

One of the two coal beds, extended to the scale of the whole area under investigation (probably bed V), crops out in the Jiu Valley, about 1 km south of the Foișoru locality.

The sands have local development in the interval of beds V—VI, but are more frequent at the level of bed VI and above it. In the area delimited to the north by an east-west line, corresponding to the Prodita Brook line, and to the south by a line having approximately the same orientation, bed V is overlain by sands that have either replaced or eroded bed VI.

The upper beds (VII—X) have local development. They have been reported in the boreholes drilled in the north-western part of the investigated area.

From about 35—40 m above bed V, on the left bank of the Căluăreni Valley, right tributary of the Jiu, and on the right bank of the Jiu Valley, in the Balta Rojiștea (toponymic point) from a lumachelic level the following species have been determined: *Jazkoa orescui* (Cob.), *J. mrazecii* (Ion. — Arget.), *J. cf. athanasiui* (Ion. — Arget.), *Potomida psilodontata* (Teiss.), *P. neumayri* (Pen.), *P. recurrens* (Pen.), *Cyclopotomida firmata* Andreeescu, *O. cf. zelebori* (Hoern), *Pristinunio cf. prominulus*

³ C. Enache in Teican et al. (1985)



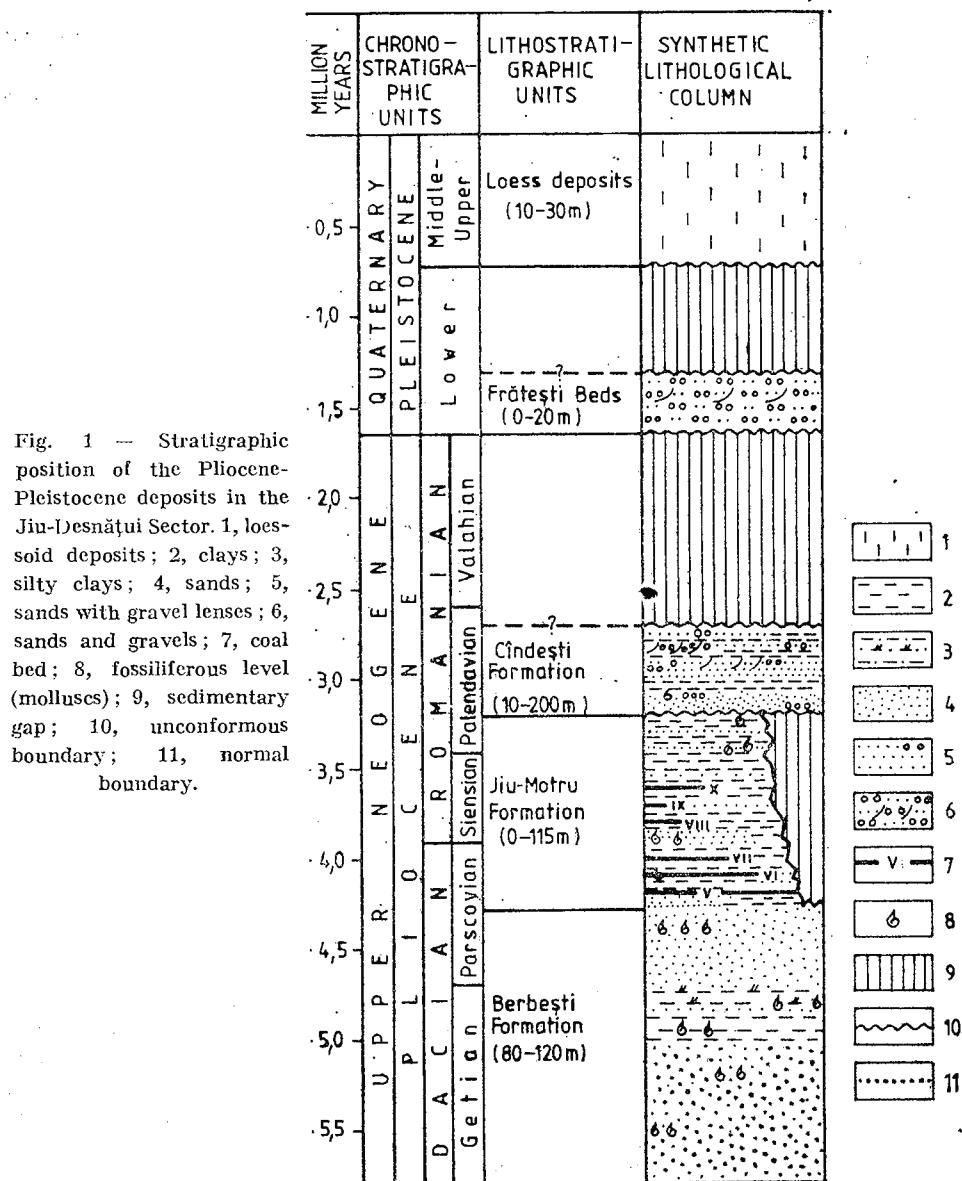


Fig. 1 — Stratigraphic position of the Pliocene-Pleistocene deposits in the Jiu-Desnățui Sector. 1, loess-soid deposits; 2, clays; 3, silty clays; 4, sands; 5, sands with gravel lenses; 6, sands and gravels; 7, coal bed; 8, fossiliferous level (molluscs); 9, sedimentary gap; 10, unconformous boundary; 11, normal boundary.

(Sabba), *Psilunio pannonicus* (Neum), *P. recurvus* Sabba, *P. sibinensis* (Pen.), *P. rosettii* (Cob.), *P. cf. bittneri* (Pen.,) indicating the Lower Romanian.

About 8—10 m above the mentioned level (Fig. 2) another lumachel has been identified, in which *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz prevails, with which there also appear; *Psilunio recurvus* Sabba, *P. pannonicus* (Neum.), *P. sandbergeri* (Neum), *Limnoscapha krejci* (Wenz),

Jaszkoia cf. sturdzai (Cob.). The level containing *Viviparus bifarinatus* has also been found in other parts of the outcropping area of the Jiu-Motru Formation, like Bizdina North, Foișoru South, Balta Buzduganu (Fig. 2).

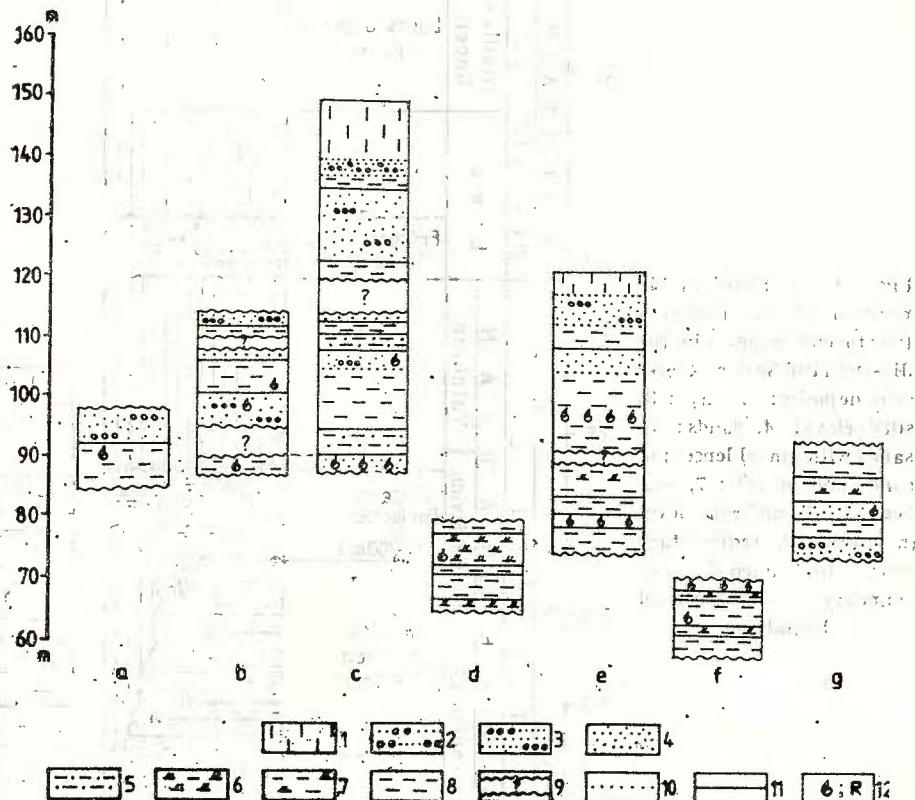


Fig. 2 — Litostratigraphic columns. a, Lower course of the Palilula Brook ; b, Podari Quarry ; c, North Bizdina ; d, left bank of the Călugăreni Valley ; e, Balta Buzduganu (East Drănic) ; f, Balta Rojiștea (East Drănic) ; g, Cetatea Padea ; 1, loessoid clays ; 2, sands and gravels ; 3, sands with gravel lenses ; 4, sands ; 5, sandy clays ; 6, clayey siltstones ; 7, silty clays ; 8, clays ; 9, observation gap ; 10, unconformity boundary ; 11, lithological boundary ; 12, fossiliferous point (molluscs) ; R-standard faunal level.

About 15 m above the mentioned fossiliferous level, in the outcrops in the Balta Buzduganu area (Drănic East), the sandy interbeds occurring at the upper part of the Jiu-Motru Formation contain a faunal assemblage that includes the following species : *Wenziella wilhelmi* (Pen.), *W. clivosa* (Brus.), *Rytia slavonica* (Hoern.), *Rugunio sphaericus* (Ion. — Arget.), *R. criptornatus* Andreescu, characteristic of the basal part of the Middle Romanian.

Concerning the age of the Jiu-Motru Formation we mention that, in the foredeep domain, it includes coal beds V—XIII, which on macro-

faunal and magnetobiostratigraphic criteria (Andreeescu et al., 1985, 1986; Andreeescu, Pană in Ticleanu et al., 1987) have been assigned to the Upper Dacian—Middle Romanian (lower part) interval. In the area under investigation we do not possess paleontological data that should argue for the Parscovian age of the lower part (coal beds V—VII interyal) of the formation. Considering that here coal beds V—VI are underlain by Lower Parscovian deposits and overlain by Lower Romanian ones, this stratigraphic interval can be referred to the Upper Parscovian.

The Upper Dacian age of coal beds V—VII is also confirmed by certain boreholes drilled in the Moesian Platform area (Olt—Mostiștea zone), where Upper Dacian limnocoardiids sometimes appear in deposits either above beds V and VII (F—25—Călinești) or above bed VI, or, in the complex of bed VI (F 24—Călinești, F 61201—Domnești) (Popescu oral information).

On geometrical criteria and on the basis of the mentioned faunal elements, the Jiu—Motru Formation is referred to the lower part of the Uppermost Parsecovian—Middle Romanian interval, thus confirming the opinion previously expressed by Andreeescu (1984), Andreeescu et al. (1985) (Fig. 1).

2.1.3. Cindești Formation

In the area under investigation, the Cindești Formation is made up of an alternation of sandy beds, in places with gravels and argillaceous, argillo-silty beds with one-two decimetric coal beds. The lower part of the Cindești Formation is represented by a pile of silty beds with thicknesses between 10 and 75 m (about 60 m on the average). Locally, this pile of sandy beds contains clay interbeds. Towards the upper part of the formation, the proportion between the two lithological components is modified in favour of the finegrained one, the sandy beds being of metrical thickness, as noticed in the outcrops in the northern part of the zone, at Cretești, Leamna, Palilula, Bucovăț, Podari, Livezi, Terpezița (Pl. II).

The gravels, as subordinate in the sand beds, show local cementation and have been encountered at various levels, more frequently in the outcrops at Sărbațoarea, Radovan, Palilula.

In boreholes, above the pile of prevailingly argillaceous beds of the Jiu—Motru Formation, thick (10—50 m) piles of sands have been found, alternating with clays, sandy clays. The sands prevail in the south centre and north-east of the investigated zone, while in its north-west the proportions of participation are approximately equal.

The geological sections drawn on the basis of borehole data and of the outcrops at the upper part of the right bank of the Jiu Valley (Pl. II) show this formation unconformably lies on various terms of the Jiu—Motru Formation and even on the Berbești Formation.

From the lower part of the Cindești Formation, from the toponymic point Cetatea Padea (Fig. 2) the following mollusc species have been identified: *Cuneopsisidea norae* Andreeescu, *C. mihæ* Andreeescu, *C. gracilis* Andreeescu, *C. padensis* Andreeescu, *C. zitteli* (Pen.), *C. hochstetteri* (Neum.),



Psilunio contiguus Andreeescu, *Pristinunio pristinus* (Bielz), *Rugunio lenticularis* (Sabba), *Rytia brandzae* Sabba, *Microcondylea* sp. The same level, located east of the Belciu area is bearing the following species : *Cuneopsidea norae* Andreeescu, *C. beyrichi* (Neum.), *C. sculpta*, *C. zitteli* (Pen.), *Wenziella wilhelmi* (Pen.), *W. clivosa* (Brus.), *Rugunio lenticularis* (Sabba), *R. minor* Andreeescu, *Psilunio craiovensis* (Tourn.), *Rytia alutensis* Andreeescu. From an upper level in the Palilula Valley (Fig. 2) similar to the basall argillaceous one in the Bucovăt and Podari Quarries, the following association has been collected ; *Cuneopsidea oriovagensis* (Hoern), *Psilunio arciruga* (Teiss), *Sulcopotomida gorjensis* (Teiss.), *Rugunio turburensis* (Font.), *R. mosjvari* (Pen.), *R. condai* (Por.), *R. lenticularis* (Sabba).

From the sand pile at the lower part of the Podari Quarry, Andreeescu (1971, 1982) determined the species : *Microcondylea poratica* Tshep., *Plicatibaphia flabelliformis* (Mickh.), *Pristinunio pristinus* (Bielz). The suprajacent sandy clays revealed numerous mollusc taxa out of which we mention : *Cuneopsidea beyrichi* (Neum.), *C. padensis* Andreeescu, *C. magna* Andreeescu, *C. zitteli* (Pen.), *C. sculpta* (Brus.) *Psilunio craiovensis* (Tourn.), *Rugunio turburensis* (Font.), *R. lenticularis* (Sabba), *R. mosjvari* (Pen.), *R. magnificus* Andreeescu, *Rytia cf. brandzae* Sabba, *R. slavonica* (Hoern.), *R. vukasoviciana* (Brus.), *Psilunio ottiliae* (Pen.), *Wenziella clivosa* (Brus.), *W. ponderosa* (Wenz), *W. subclivosa* (Teiss.), *Sulcopotomida porumbarui* (Tourn.), *S. cymatoides* (Brus.), *S. herjeui* (Por.), *Cyclopotomida munieri* (Sabba), *Pseudohyriopsis problematica* (Cob.), *Potamoscapha* sp., *Anodonta* sp., *Dreissena polymorpha*, *Pisidium clessini* Neum., *P. iasiensis* Cob., *P. amnicum* Müller, *Viviparus rufus* (Neum.), *V. strossmaeryanus* (Brus.), *V. turgidus* (Bielz), *V. pilari* (Brus.), *V. bifascinatus* (Bielz), *V. craiovensis* (Tourn.), *V. mammatus* (Sabba), *V. contiguus* (Sabba), *V. cyrtomaphorus* (Brus.), *V. stricturatus* (Neum.), *Ampithimelia fossariformis* (Tourn.), *Theodoxus scriptus* (Sabba), *T. capilaceus* (Brus.), *T. pilidei* (Tourn.), *T. quadrifasciatus* (Bielz) *Bulinus podarenensis* Pană, *B. vukotinovici* Brus., *Melanopsis pterochila* Brus., *M. onichia* Brus., *M. breastensis* Sabba, *M. bergeroni* Sabba, *Valvata sulciana* Brus., *V. crusitensis* Font., *Stenothyrela olteniae* Pană, *Acella* sp., *Planorbis planorbis* L. (Andreeescu, 1981, 1982; Andreeescu, Pană, in Ticleanu et al.; 1986; Andreeescu, unedited; Pană et al., 1981).

In the Desnățui Valley (Virvoru zone), from an upper stratigraphic level, the following specimens have been collected : *Cuneopsidea sculpta* (Brus.), *Psilunio craiovensis* (Tourn.), *Rytia vukasoviciana* (Brus.), *R. cf. brandzae* Sabba, *R. ex gr. bielzi* (Czeck.), *Sulcopotomida herjeui* (Por.)-, *Wenziella venusta* Andreeescu, *W. nancyae* Andreeescu, *W. rumana* Andreeescu.

As known (Andreeescu, 1982; Andreeescu et al., 1981, 1985), in other areas of the Dacic Basin, the Cîndești Formation includes, at its upper part, a pile of deposits represented mainly by sands, silty sands, sandy siltstones, sandy clays and lenticular gravel interbeds. The whole suite is bounded, both in the foredeep and on the platform, by a pile of gravels and boulders („Tetoiu gravels”) (Andreeescu et al., 1985). In the area of study the deposits corresponding to the upper part of the Cîndești For-



mation were missing, which was proved by the inexistence of the Upper Romanian mollusc fauna.

The faunal assemblages presented plead for referring the Cindești Formation, in the area of study, to the Middle Romanian (middle and upper part) (Fig. 1).

2.2. Pleistocene deposits

The deposits of the Cindești Formation, in the Jiu—Desnățui Sector, are unconformably overlain by rudites and arenites, known in the literature as „Frătești Beds” (Bandrabur, 1971). They are mainly made up of lenticular beds of sands with gravels and gravels with boulders.

North-west of the line linking the points West Sârbătoarea, Lazu and Gabru, this complex is missing (Fig. 4).

The thickness of the complex varies along a very large range, from decimetre values close to the zone of non-deposition, up to 10—20 m.

North of an approximate line linking the localities of Virvoru and Podari, this complex is prevailingly sandy and less than 5 m thick. In its southern part, up to the geological-morphological boundary with the first terrace of the Danube, it is thicker, between 5 and 10 m, with maximum values up to 15—20 m in the Desnățui Basin, where it is made up of beds of gravels and boulders with sands.

On the basis of *Archidiskodon meridionalis* Nesti remains, collected from the Tuglui, Padăea and Drănic localities (Bandrabur, 1971) and according to the latest researches concerning the mammal remains in the south of the Dacic Basin (Feru et al., 1979) this complex is assigned to the Lower Pleistocene age (Fig. 1).

The deposits of the psephito-psammitic complex are overlain by un-stratified loessoid clays containing centimetric gravel lenses and calcareous concretions levels. Where the „Frătești beds” are absent, the loessoid deposits overlie the Cindești Formation.

The thickness of this complex of russet silty clays reaches maximum values in the western and north-western parts of the zone (25—30 m at Terpezița and Virvoru) and minimum ones, about 10 m, in the Dilga—Silcuța Zone.

3. Structural features and geological evolution of the region

The geological and geophysical researches carried out in this area of the Moesian Platform, show, at the level of pre-Neogene deposits; the existence of a paleorelief with well-marked level differences, due to the post-Laramian glyptogenesis (L. Osmân et al., 1978).

The structural map at the base of coal bed V (Fig. 3), indicates the existence of the anticline zone Lipovu—Teascu—Bratovoiești, trending approximately W—E, bounded to the north and to the south by the Circcea and Curmătura Synclines, with about the same trend.

In the Lipovu—Teascu—Bratovoiești zone, the isobaths at the foot-wall of bed V have values above the +40 m isoline. In West Cra-



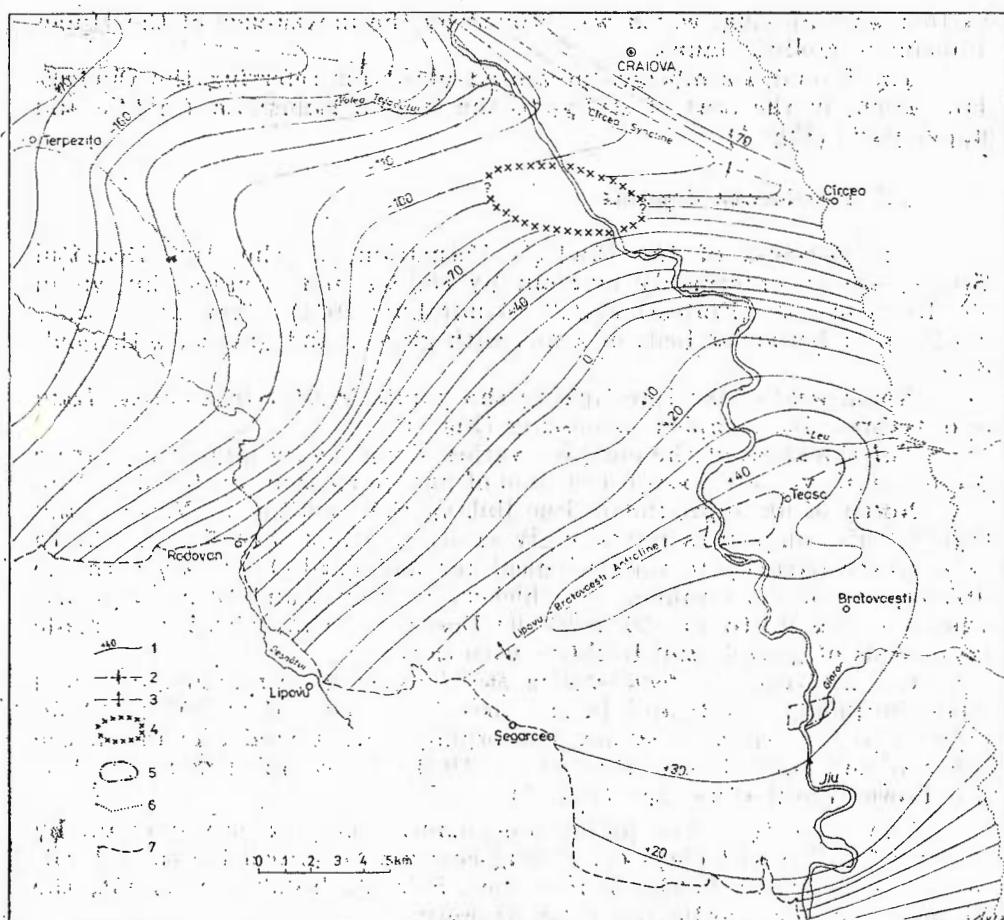


Fig. 3. - Structural map of the lowermost part of coal bed V.1, isobath 2, syncline axis; 3, anticline axis; 4, zone in which the Cindești Formation overlies the Berbești one; 5, zone in which Holocene alluvia overlie the Berbești Formation; 6, morphological boundary between the Jiu terraces and the Leu-Rotunda Plain; 7, morphological boundary between Cimpul Sălcuței and the Danube terraces.

iova zone (the axis of the Cîrcea Syncline) they go down to about -150 m and then go slightly upwards, to about -120 m, in the Coțofeni Zone, situated outside the zone of study.

Southward, the extended uplifting Lipova-Teascu-Bratovoești Zone is followed by the Curmătura Syncline, in whose axis the isobath at the foot-wall of bed V has values lower than -50 m. The Curmătura Syncline is flanked to the south by the uplifting Grecești-Zăvalu Zone.

The sequence of structure presented above is bounded to the west by the major Băilești-Terpezița-Filiași Syncline, trending north-south.

This structural disposition is the result of a complex of factors: vertical movements against the background of the general movement of underthrust of the Moesian Platform northwards, paleorelief, differentiated compactness. The great structural lines are the result of oscillation movements and of subhorizontal displacements of the composing compartments, while differential compactness and the influence of the paleorelief are responsible for the detail traits (Paraschiv, 1983).

If during the deposition of the Jiu-Motru Formation the periods during which the Dacic Basin was occupied by coal-generating bogs alternated with those of shallow waters, in the second half of the Middle Romanian, as a consequence of an important orogenesis phase of the Carpathian area, a thick pile of prevailingly arenitic deposits is accumulated.

Our sedimentological observations indicate as the main source area the western zone of the Carpathian orogen, according to Cotet's hypothesis (1973), who cites in the rudites of the Middle Romanian at Bucovăț elements transported from the south-western part of the South Carpathians (quartziferous porphyries, serpentinites, Sichevița granite etc.).

The filling of this area of the Dacic Basin probably took place at the end of the Middle Romanian.

Considering the absence of Upper Romanian deposits we could suppose it was at that time that the western area (west of the present Jiu Valley) of the Dacic Basin merged. Admitting that hypothesis, we must accept that, during the Upper Romanian the Middle Romanian deposits were subject to an intense denudation process, which was also argued by the image of the morphostructural map at the base of the „Frătești Beds” (Fig. 4). As the psephito-psammitic deposits („Frătești Beds”) represent alluvial accumulations, it means the western area of the Dacic Basin was covered by a river network tributary to a paleo-river running west-east, probably representing the Paleo-Danube.

4. Conclusions

From the presentation of the lithobiostatigraphic and structural data the following important observations can be deduced:

a) the Berbești Formation shows a relatively constant areal development, so that it is possible to separate its terms in the whole region under study;

b) the lower sands can represent an equivalent of the Lazu Sands, un-fossiliferous in the stratotype area (Marinescu, 1978), but containing, Getian macrofaunas and microfaunas in the south of the platform;

c) the middle term of the Berbești Formation corresponds, in point of lithofacies, to the Valea Vișenilor coal complex (Andreeșcu et al., 1985) with the specification that, in the area of study, fine-grained facies do not contain coal interbeds. Brackish water paleoenvironment and bigger depths explain why, in this sector, it was not possible for the phyto-mass to accumulate;

d) as already shown (Andreeșcu et al., 1985) the Zăvalu Sands containing a Parsecovian fauna have their lithologic and faunal equivalent in the Aluniș Sands of the foredeep area. The phase of accumulation of



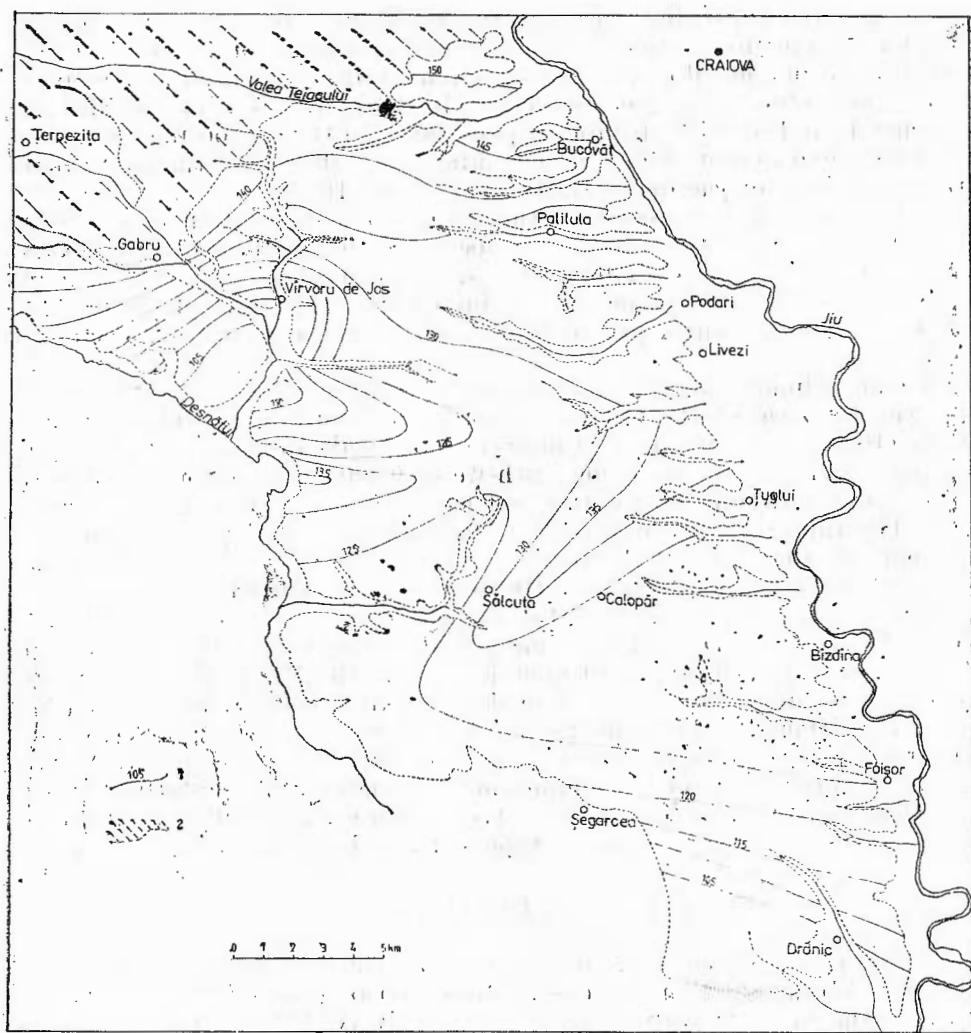


Fig. 4. — Morphostructural map at the base of the Frătești Beds. 1, isobath; 2, zone in which the Frătești beds are absent.

Lower Parscovian sand nappes precede both on the platform and in the foredeep the phase of drainage sands when a vast alluvial plain (marshy plain) is formed, with premises favouring coal formation facies. This phase already belongs to the Jiu—Motru Formation;

e) the deposition interval of the Jiu—Motru Formation (which in the region under investigation contains two to six coal beds) was a quite long period, of almost one million years, of tectonic calm, reflected in the relatively monotonous facies, in the prevalence of coal-forming ones, virtually in the whole western sector of the Dacic Basin (Andreeșcu,

1986). Under this background, recurrences of the limnic environment are registered, when the Lower Romanian mollusc faunas had optimum conditions of development;

f) the absence of coal beds XI-XIII, well developed in the foredeep, cannot be accounted for by the erosion produced before and during the deposition of the lower part of the Cindești Formation; there exist Middle Romanian deposits, in prevailingly pelito-psammitic facies. We rather explain this absence, and the reduced development of coal beds VIII-X as well, by the tendency of coalforming facies to recede, starting with the Lower Romanian, in the whole area of the Moesian Platform. That could possibly be due to positive oscillation movements that have affected the largest part of the platform, which led to the disturbance and then progressively to the disappearance of the paleoenvironment favouring the accumulation of vegetal mass;

g) The Cindești Formation has a marked transgressive character illustrated by its overlying various terms of the Jiu-Motru Formation or even the Berbești Formation, as happens in the Podari Zone (Fig. 3) where the whole pile of the Jiu-Motru Formation was eroded;

h) the absence of Upper Romanian deposits in the western part of the Dacic Basin (west of the Jiu Valley) suggests the existence of a long interval during which there were frequent processes of denudation of Pliocene deposits both in the foredeep and on the platform. In this interval the line of the western extension of the Dacic Basin was placed in the zone of the Amaradia-Oltet Interfluve, its southern boundary following the flexure of the Moesian Platform;

i) the fluvial network, organized on the emersed territory of the western part of the Dacic Basin, during the Upper Romanian, was tributary directly to the terminal Pliocene lake, while in the Lower Pleistocene was drained by a paleo-river whose alluvial deposits are represented by the „Frătești Beds”. The imbrication of the pebbles in the „Frătești Beds” clearly shows that this river was running from west to east (in the area of investigation);

j) besides the presented data, the paper also mentions for the first time the appearance, in outcrops, of Lower Romanian deposits in the Moesian Platform area. The faunal inventory of Middle Romanian deposits has been completed with the faunas collected from East Belciu, Palilula, Dilga, Drănicu, Padina, Virvoru etc.

REFERENCES

- Andreescu I., Rădulescu C., Samson P., Tschepalyga A.. Troubikhin (1981) Chronologie (Mollusques, Mammifères, Paléomagnétisme) des formations plio-pléistocènes de la zone de Slatina (Bassin Dacique) Roumanie. *Trav. Inst. Spél. E. Racovitză*, XX, p. 127-137, București.
- (1982) Biocronologia și cronostratigrafia Pliocenului superior și Pleistocenului inferior din Bazinul Dacic. *An. Univ. Buc. Geol.*, XXXI, p. 55-66, București.
- Bițoianu C., Iva M., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu A., Rădan S., Rădan M., Roman S., Ticleanu N., Ticleanu M., Pauliuc S., Pană I., Predea I., Barus T.(1984) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.



- Ticleanu N., Pană I., Pauliuc S., Pelia M., Barus T. (1985) Stratigraphie des dépôts pliocènes à charbons. Zones est d'Olténie (secteur Olt-Jiu). *An. Univ. Buc., Geol.*, XXXIV, p. 87—96, Bucureşti.
- Bandrabur T. (1971) Geologia Cimpiei dunărene dintre Jiu și Olt. *Com. Geol. Inst. Geol., St. tehn. econ.*, Seria J/9 146 p, Bucureşti.
- Coteș P. (1973) Geomorfologia României. Ed. tehn. 445 p., Bucureşti.
- Feru M., Rădulescu C., Samson P., (1979) Biostratigraphie (Micromamifères) des dépôts plio-pléistocènes du domaine gétique de la Dépression valaque. *Trav. Inst. Spéléol. „E. Racovitză”*, XVIII p. 141—169, Bucureşti.
- Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Mihăilă N., Tschiepalyga A., Trubikhin V. (1982) Bio-and Magnetostratigraphic correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene formations of the Dacic Basin and Brașov Depression (Romania). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/2, p. 139—156, Bucureşti.
- Ionescu Argetoaia I. (1918) Pliocenul din Oltenia cu privire specială asupra tectonicei depresiunii getice. *An. Inst. Geol.*, VIII (1914), 222 p, Bucureşti.
- Liteanu E. (1955) Fauna daciană de la Zăvalu. *Acad. R.P.R., Bul. șt. Secț. geol., geogr.*, t. VII, p. 763—768, Bucureşti.
- Bandrabur T. (1957) Geologia Cimpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol.*, XXX, p. 213—239, Bucureşti.
- Marinescu Fl. (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Edit. Acad. R. S. România, 115 p., Bucureşti.
- Osman L., Petrișor E., Roza A., Palade Gh., Trimbișă M. (1978) Report, archives of the M. P., Bucureşti.
- Pană I., Enăche C., Andreescu I. (1981) Fauna de moluște a depozitelor cu ligniți din Oltenia I. P. Oltenia 276 p. Craiova.
- Paraschiv D. (1983) Sur les facteurs structogénétiques du secteur roumain de la Plate-forme Moesienne. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 189—198, Bucureşti.
- Poruinbaru R. (1881) Études géologiques des environs de Craiova parcours Bucovăț—Cresti 52 p. Paris.
- Schooverth E., Bandrabur T. (1963) Date noi asupra Pliocenului din zona Gura Jiului. *Com. Geol.; Inst. Geol.; St. tehn. econ.* p. 63—70, Bucureşti.
- Stefănescu S. (1881) Studii geologice asupra înprejurimilor Craiovei. *Rev. științ.*, II, p. 2—13, Bucureşti.
- Ticleanu N., Andreescu I., Bîtoianu C., Pauliuc S., Crăciun P., Barus T., Popescu A., Diaconu C., Diaconu D., Nicolae V., Nicolae Ghe., Grigorescu S., Grigorescu S., Țiolănești M., Moisescu V., Roman S., Demetrescu E., Iya M., Pislaru T., Răduță M., Răduță S., Enciu P. 1986) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucureşti.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR PLIOCEN—PLEISTOCENE DIN SUD-VESTUL BAZINULUI DACIC (SECTORUL JIU—DESNĂTUI):

(Rezumat)

Cărarea detaliată a depozitelor neogen-superioare și cuaternare precum și datele de foraj au permis recunoașterea următoarelor unități litostratigrafice, separate anterior în vestul Bazinului Dacic: formațiunea



de Berbești, formațiunea de Jiu—Motru, formațiunea de Cîndești, stratele de Frătești și argilele loessoide (fig. 1).

In formațiunea de Berbești pot fi distinse trei complexe litologice (membri), cu grosimi variabile de la un sector la altul: nisipurile inferioare, complexul argilo-siltitic și nisipurile superioare (nisipurile de Zăvalu). Nisipurile inferioare conțin o macrofaună (*Dreissena rimesiensis*, *Dacocardium rumanum*, *Pseudocatillus pharaci*, *Euxinicardium insolitum* etc.) care indică Getianul inferior. În complexul argilo-siltitic se găsesc unele specii de moluște cu afinități pontiene (*Lunadaena* sp., *Caladacna* ex gr. *steindachneri*, *Charcoconcha rumana* etc.), dar prezența taxonilor: *Tauricardium olteniae*, *Zamphiridacna becenensis*, *Dacocardium rumanum*, *Prosodacnomya* ex gr. *sturi* atestă vîrstă daciană a acestor depozite. În partea terminală a complexului argilo-siltitic au fost întâlnite numeroase specii de moluște getian-superioare (*Stylocerata heberti*, *Zamphiridacna orientalis*, *Euxinicardium dividuus* etc.). Macrofauna nisipurilor de Zăvalu este reprezentativă pentru Parsecovianul inferior (*Horiocerata rumana*, *Prosodacnomya stenopleura*, *P. sturi ogrinensis*, *Zamphiridacna cuestiensis*, *Pachyprionopleura haueri* etc.).

Formațiunea de Jin-Motru caracterizată prin predominarea faciesurilor fine, conține în această regiune 2—6 strate de cărbune (stratele V—X), stratele V și VI având o dezvoltare regională. Partea inferioară a formațiunii, corespunzătoare intervalului stratelor de cărbune V—VII, este nefosiliferă. Partea mediană, în care faciesurile carbogeneratoare nu mai predomină, a relevat o faună de unionide (*Jaszoa* div. sp., *Potomida* div. sp., *Psilunio* div. sp.) și viviparide (*V. bifarcinatus*) ce caracterizează Romanianul inferior (Siensian). În intercalările nisipoase din partea superioară a formațiunii apar primele unionide sculptate (*Wenziella* div. sp., *Rytia* div. sp., *Rugunio* div. sp.) care indică baza Romanianului mediu (Peleșdavian).

Formațiunea de Cîndești debuteză prin strate groase de nisipuri cu lentele de pietrișuri, după care urmează o alternanță de nisipuri și pietrișuri, cu argile siltitice și siltite; ultimele componente litologice predominând spre partea superioară. Macrofauna, extrem de bogată și variată, este reprezentată prin numeroase specii de unionacee (*Rugunio* div. sp., *Rytia* div. sp., *Cuncapsidea* div. sp., *Wenziella* div. sp., *Sulcopotomida* div. sp., *Psilunio* div. sp., *Plicatibaphia*, *Microcondylea*, *Potamoscapha* etc.), viviparide, melanopside etc., caracteristice Romanianului mediu.

În regiunea investigată, ca de altfel în tot sectorul vestic al Bazinului Dacic, nu au fost identificate depozite de vîrstă romaniană superioară.

Stratele de Frătești reprezintă acumulările aluviale ale unui paleofluviu. Pe baza unor resturi de mamifere fosile, cercetătorii anteriori au atribuit aceste depozite Pleistocenului inferior, punct de vedere adoptat și în prezentă lucrare.

Pe criterii geometrice depozitele loessoide au fost încadrate în Pleistocenul mediu-superior.

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

- Fig. 1,2 — *Jaszka mirazcii* (Ionescu-Argetoaja)
 Fig. 3,4 — *Jaszka atlantica* (Ionescu-Argetoaja)
 Fig. 5,6 — *Jaszka oreseci* (Cobălescu)
 Fig. 7,8 — *Polomida recurrens* (Penecke)
 Fig. 9,10 — *Polomida neumayri* (Penecke)
 Fig. 11,12 — *Cyclopolydida firmata* Andreescu, n.sp.

All figures in full size; Drănic locality

Lower Romanian (Siensian)

Plate IV

- Fig. 1—4 — *Cuneopsisidea gracilis* Andreescu, n.sp.
 (x1; fig. 1,2 — Belciin; fig. 3,4 — Padca);
 Fig. 5—8 — *Cuneopsisidea norae* Andreescu, n. sp.
 (x1; Belciin);
 Fig. 9,10 — *Cuneopsisidea mihaii* Andreescu, n. sp.
 (x1; Padca);
 Fig. 11,12 — *Cuneopsisidea padensis* Andreescu, n. sp.
 (x1; Padca);
 Fig. 13—15 — *Ruganio minor* Andreescu, n. sp.
 (x1; Ruptura)

Middle Romanian (Pelendavian)

Plate V

- Fig. 1,2 — *Ruganio magnificus* Andreescu, n. sp.
 (fig. 1×1; fig. 2×1,2; Podari);
 Fig. 3 — *Ruganio podarensis* Andreescu, n. sp.
 (x1; Ruptura);
 Fig. 4,5 — *Ruganio criptornatus* Andreescu, n. sp.
 (x1; Drănic);
 Fig. 6,7 — *Psilunio contiguus* Andreescu, n. sp.
 (x1; Fărășorii);
 Fig. 1—5 — Middle Romanian (Pelendavian)
 Fig. 6,7 — Lower Romanian (Siensian).

Plate VI

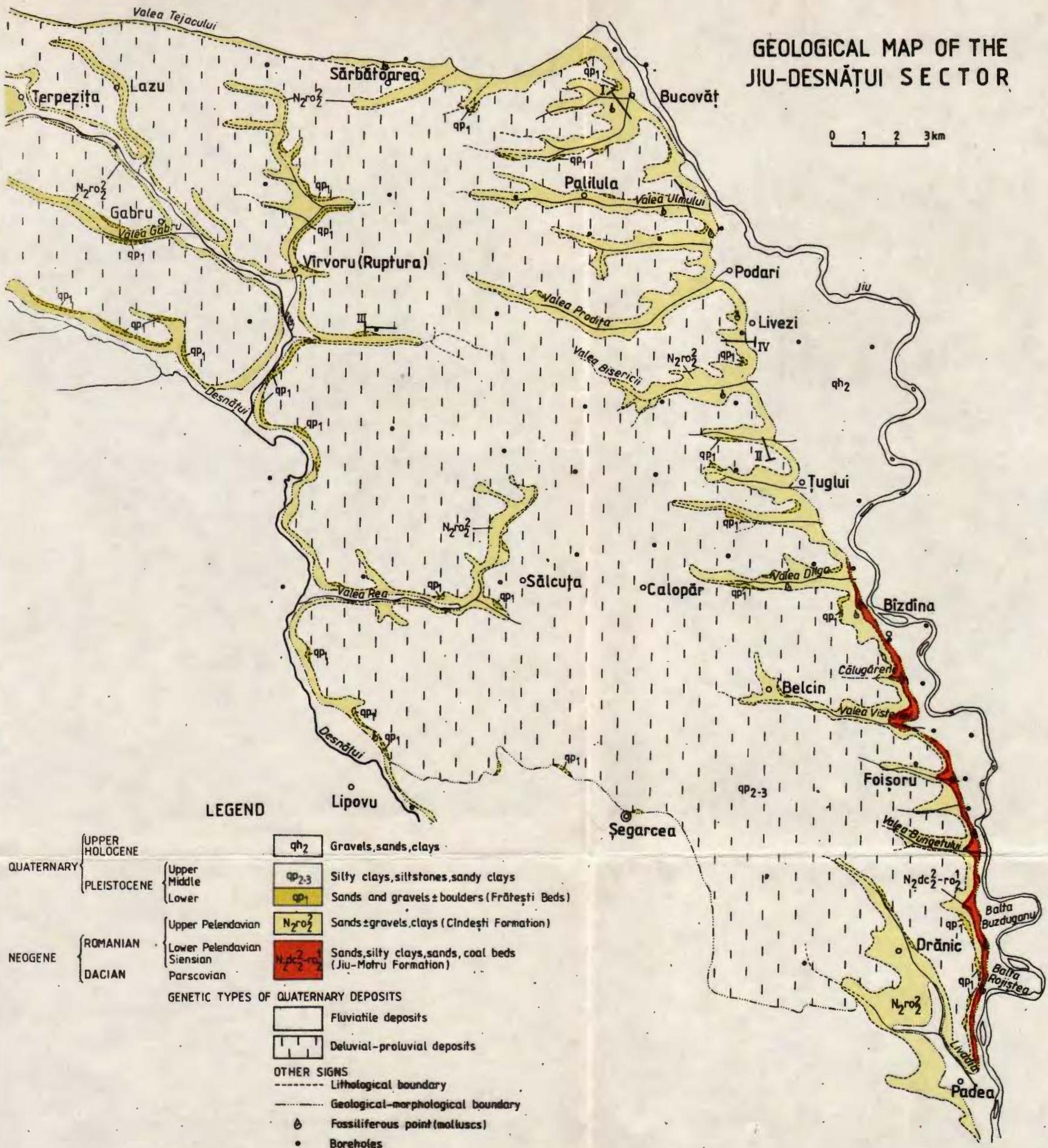
- Fig. 1,2 — *Wenziella viciusta* Andreescu n.sp.
 (x1; Ruptura);
 Fig. 3,4 — *Wenziella wilhelmi* (Petöfeké)
 (x1; Drănic);
 Fig. 5,6 — *Wenziella rumana* Andreescu, n. sp.
 (x1; Ruptura);
 Fig. 7,8 — *Wenziella nancayae* Andreescu, n. sp.
 Fig. 9,10 — *Microcondylia poratica* (Tshepalyga)
 (x1,2; Podari);
 Fig. 11,12 — *Plicatibaphia flabelliformis* (Mikhailovskii)
 (x1; Podari).

Middle Romanian (Pelendavian)

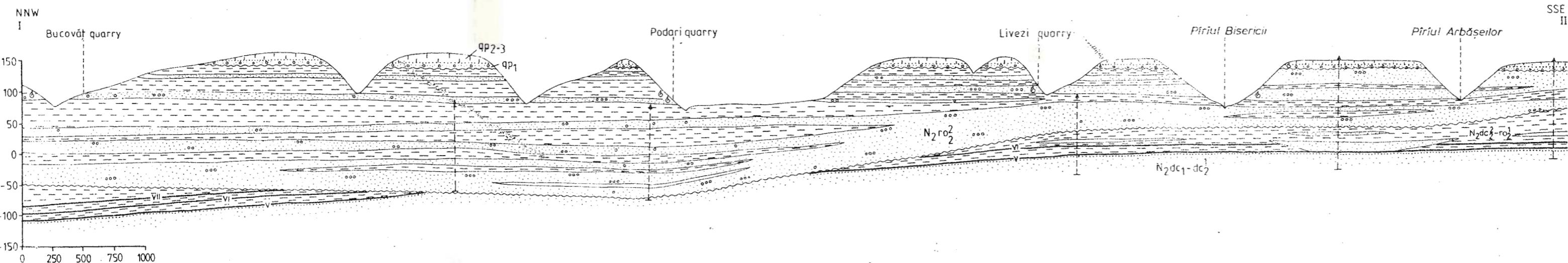


GEOLOGICAL MAP OF THE JIU-DESNĂTUÍ SECTOR

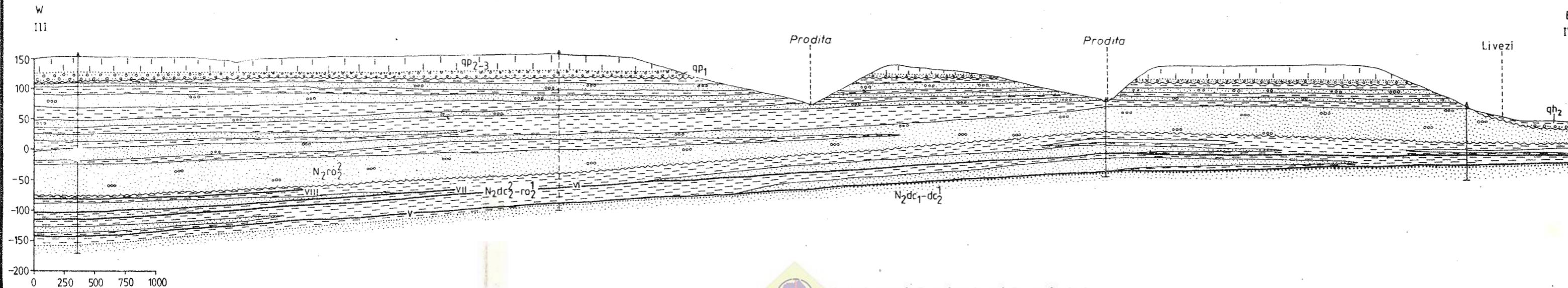
0 1 2 3 km



GEOLOGICAL SECTION ON THE RIGHT BANK OF THE JIU VALLEY BETWEEN BUCOVĂȚ AND ȚUGLUI



GEOLOGICAL SECTION BETWEEN VÎRVORU AND LIVEZI



4. STRATIGRAFIE

GEOLOGIA SI MORFOGENEZA CIMPIEI DE VEST (SECTORUL ARAD—VINGA—PECICA) SI EVOLUTIA MUREȘULUI ÎN CŪRSUL SĂU INFERIOR¹

de

NICOLAE MIHAILĂ², NICOLAE POPESCU³, PĂUN GIURGEA²

Paleorelief. Pliocene. Quaternary. Lithofacies. Fluvial features. Alluvial plains. Flood plains. Subsidence. Hydrogeologic maps. Pannonic Depression — Area south of the Mureș.

Abstract

Geology and Morphogenesis of the West Plain (the Arad—Vinga—Pecica Area) and Evolution of the Mureş River's Lower Course. Over the unequally faulted and dislocated Crystalline—Mesozoic deposits, Paleogene, Neogene and Quaternary formations are disposed. The stress is laid on the Upper Pliocene—Quaternary deposits, that make up the Mureş Plain, where three lithostratigraphical complexes are identified: the rudite—lutite (fluvial lacustrine) complex, made up of Upper Pliocene—Middle Pleistocene small gravel and sands with frequent intercalations of clays and sandy clays; the rudite—arenite (alluvial proluvial) complex, consisting of Upper Pleistocene gravel, blocks and sands; the rudite (alluvial) complex, including the Holocene gravels, and blocks with sandy intercalations. The superficial deposits are made up of loess (the Semlac Plain), red clay (the Vinga Plain), fine sands and silty sands (in low plains). At the end the main moments of paleogeographical evolution are present.

Résumé

Géologie et morphogénèse de la plaine d'Ouest (secteur Arad—Vinga—Pecica) et l'évolution de la rivière du Mureş dans son cours inférieur. Le soussassement cristallino-mésosoïque, faillé et disloqué d'une manière inégale, est surmonté par des formations paléogènes, néogènes et quaternaires. L'étude est portée particulièrement sur les dépôts d'âge pliochrome supérieur—quaternaire, qui entrent dans la constitution de la plaine du Mureş, dans lesquels on a identifié trois complexes lithostratigraphiques : le complexe rudito-lutistique (fluviolacustre), constitué de graviers menus et de sables à nombreuses intercalations d'argiles et d'argiles sableuses d'âge,

¹ Depusă la 6 mai 1985, acceptată pentru comunicare și publicare la 12 noiembrie 1985, comunicată în ședința din 26 martie 1985.

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

³ Facultatea de Geologie—Geografie, Bulevardul N. Bălcescu, nr. 1, 70111 București, 32.



pliocene supérieur — pléistocène moyen; le complexe ruditio-arénitique (alluvio-proluvial), constitué de graviers, de blocs et de sables d'âge pléistocène supérieur; le complexe ruditique, alluvial, formé par des graviers et des blocs à intercalations sableuses d'âge holocène. Les dépôts superficiels sont constituée de loess (plaine de Semlac), argile rouge (plaine de Vinga), sables fins et sables siltyques (dans les plaines basses). Finalement on surprend les moments principaux de l'évolution paléogéographique.

Cercetările recente (1982—1984) și numeroasele foraje efectuate în cîmpia Mureșului au furnizat o serie de date noi cu privire la repartiția și succesiunea lito-stratigrafică a depozitelor cuaternare, la evoluția cursului inferior al Mureșului și la morfogenеза cîmpiei de acumulare generate de acesta la ieșirea din defileul de la Lipova.

Istoric

Deschiderea structurii geologice a reliefului și morfogenezei zonei de contact dintre Munții Zarandului-dealurile Lipovei și depresiunea pannonică, în care se încadrează zona cercetată, a făcut obiectul mai multor cercetări, dintre care cităm pe cele ale lui: Cholonyk (1910), Maniuilea (1935), Sumeghy (1944), Pop (1947), Paucă (1954), Ioanițoaia (1959) Cotet et al., (1973), Berindei (1968), Vespremeanu (1972), Bizera (1973), Măhăra (1973). Contribuții mai recente au fost aduse de prospecțiunile întreprinse cu foraje în interfluviu Crișul Alb — Mureș de IPGG (Itu, 1975^a; Geamănu, 1981^b).

Relieful și unitățile de relief ale cîmpiei Mureșului

Cîmpia Mureșului, situată de o parte și alta a rîului cu același nume se suprapune părții central-estice a depresiunii pannonică și reprezintă partea centrală, cea mai extinsă, a cîmpiei vestice (cîmpia Banato — Someșană). Față de cîmpile Crișurilor din nord și cîmpia Timișului din sud, se individualizează prin relieful său mai înalt și mai variat, precum și printr-o alcătuire lito-stratigrafică mai complexă.

În partea de est, este dominată net, la nord de Mureș, prin denivelări de 320—350 m de extremitatea vestică a Munților Zarandului (respectiv munții Hăgiș), iar la sud de Mureș intră în contact cu dealurile Lipovei, față de care se delimitizează prin denivelări de 40—80 m.

Cîmpia Mureșului este în întregime rezultatul proceselor de colmatare și aluvionare treptată a lacului Pannonică către materialele cărate de Mureș și depuse sub formă unor mari conuri de împrăștiere la marginea lacului și pe cîmpia deltaică ce se forma și se extindea mereu către vest, în detrimentul acestuia. Marile agestre aluviale urmău direcțiile de deplasare ale Mureșului către ariile subsidente ale fundamentului preneogen, spre nord-vest sau sud-vest, unindu-se lateral cu conurile similare, dar mai aplatisate și de mai mică întindere ale Crișului Alb și respectiv ale Begăi și Timișului.

Diferențierile lito-stratigrafice și morfogenetice din cadrul cîmpiei Mureșului, rezultate unele din ele chiar în timpul proceselor de colma-



tare și aluvionare, în raport cu sensul și intensitatea mișcărilor neotectonice, permit separarea mai multor subunități geomorfologice.

Cîmpia Mureșului de nord (Cîmpia Aradului) se evidențiază sub raport altimetric (100–125 m), ca o treaptă intermediară între cîmpia Crișurilor mai coborită și cîmpia Vîngăi mai înaltă. Ea reprezintă o asociere între flancurile nord-vestice ale conurilor pleistocene ale Mureșului și depozitele aluviale mai recente (holocene), depuse în timpul marilor viituri în lungul brațelor secundare ale rîului, ce se orientau către aria de puternică subsidență dinspre cîmpia Crișurilor. Aceste diferențieri litostratigrafice asociate cu cele geomorfologice conturează în cîmpia Aradului trei compartimente distințe.

Cîmpia Sirici este cuprinsă între Munții Zarandului în est și o slabă denivelare morfologică, în vest, ce poate fi urmărită pe aliniamentul Arad—Livada—Zimandu Nou. Suprafața cîmpiei înclină ușor spre vest și nord-vest, de la 120–125 m pînă la 110 m, cu o pantă de aproape 1% . Pe aceeași direcție cîmpia este străbătută de Valea Seacă, unul din vechile cursuri părăsite ale Mureșului, păstrate la zi, ce pendulau peste suprafața în formare a cîmpiei și prin care se realizau depuneriile ritmice sub formă de con ale materialelor aluviale.

Atât aspectul morfologic (cîmp ușor înclinat, slab fragmentat), cât și alcătuirea lito-stratigrafică (bancuri groase de pietrișuri și bolovănișuri cu intercalări metrice de nisipuri și nisipuri argiloase, în structură lenticulară) îi conferă caracterul de cîmpie piemontană joasă.

Cîmpia Ierului ocupă partea centrală cea mai coborită (100–106 m) a cîmpiei Aradului, fiind alcătuită dintr-o asociere de vechi albi aluviale ale Mureșului, cu caracter sinuos și divagant, între care au mai rămas, sub forma unor cîmpuri puțin mai înălțate și mai stabilite, resturi din ultimele aluvionări, sub formă de con, ale Mureșului. Față de lunca Mureșului, cîmpia se detașează doar cu 2–3 m, dar suficient pentru ca albiile secundare, divagante, să nu mai fie funcționale nici la mările viituri.

Morfologic și structural, cîmpia Ierului este o cîmpie piemontană joasă și de colmare, cu caracter subsident.

Cîmpia Semlacului formează parte a vestică a cîmpiei Aradului, și se caracterizează printr-o suprafață ușor înclinată spre vest-nord-vest ($0,6-1,3\%$), cu altitudini de 100–115 m (cu 5–10 m mai înaltă decît cîmpia Ierului). Prezența unei cuveituri de loess de cca 16–30 m grosime (cu 3–4 orizonturi de soluri fosile) a permis formarea unui mare număr de erozioni. Sub raport structural — litologic este constituită dintr-o alternanță strinsă de pietrișuri și nisipuri argiloase cu intercalări lenticulare de argilă, foarte asemănătoare cu cea din treptele inferioare ale cîmpiei Vîngăi.

Față de lunca Mureșului se detașează net printr-un versant de 10–15 m înălțime, fapt ce pune în evidență o înălțare neotectonică mai timidă (sau o stabilitate neotectonică asociată cu scăderea nivelului de bază spre vest) în raport cu cîmpia Ierului. În ansamblu este o cîmpie piemontană joasă, aproape tabulară.

Lunca Mureșului formează treapta cea mai coborită a cîmpiei, intercalindu-se, pe un spațiu mai larg, ca limită între cîmpia Aradului și cîmpia



pia Vinga. La vest de Periam, luncă Mureșului nu mai apare ca o individualitate morfologică pentru că ea trece lateral, spre sud-vest și se confundă cu cîmpia Arancăi (situată la vest de perimetru studiat).

Cîmpia Mureșului de sud se detașează de sub dealurile Lipovei și coboară în trepte, tot mai puțin fragmentate și mai noi, de la 180—185 m pînă la 80—90 m. Include cele trei mari subunități de cîmpie ce se succed de la est la vest: cîmpia Vingăi, cîmpia Jimboliei, cîmpia Arancăi.

Cîmpia Vingăi situată la sud de Mureș, are aspectul unui platou piemontan în trepte, detașat net sub raport altimetric, geomorfologic și structural, de cîmpiile din nordul Mureșului.

Cele două văi principale afluente ale Timișului, Slatina și Măgherușul, împreună cu afluenții lor, fragmentează platoul piemontan al Vingăi în interfluvii largi, cu aspect de doaburi piemontane, față de care se adâncesc cu 20—24 m. Întreaga fizionomie a acestor cursuri de apă (văi largi, luncă de 500—600 m lățime, pantă redusă) dovedește vechimea și persistența lor pe direcțiile actuale, concomitent cu înălțarea asimetrică a cîmpiei piemontane.

Treptele altimetrice ce coboară spre vest sub forma unor largi evantai, dar și spre nord, către Mureș, sub forma unor platouri tot mai inguste către golful Lipovei, se individualizează la înălțimi de 160—180 m, 130—155 m și 100—125 m.

Treapta morfologică de 160—180 m reprezintă prima generație de conuri pe care Mureșul a inceput să le construiască pe marginea estică a Lacului Pannonic. Aceste cîmpuri înalte sunt alcătuite dintr-o alternanță de argile, argile-nisipoase și pietrișuri, peste care se găsește cuvertura de argilă roșie cu grosimi de 26—30 m. Spre est, în golful Lipovei, platoul piemontan înalt al Vingăi se continuă cu terasa Mureșului de 60—80 m datată frecvent ca Pleistocen inferior (Cholnoky 1910, Pop 1947, Vespremeanu 1972).

Treptele morfologice următoare, de 130—155 m și 100—125 m, care prelungesc spre vest platoul piemontan înalt al Vingăi, se continuă și spre est în lungul Mureșului, unde au aspectul unor poduri de terasă ce se îngustează tot mai mult către Lipova. Dacă spre vest, la Felnac, altitudinile lor relative sunt de 15 m și 25 m, la Lipova, unde sunt sigur terase ale Mureșului, ajung la 40 m și 65 m.

Aceste două trepte dintre Felnac și Zăbrani, care formează flancul nordic al cîmpiei Vingăi, sunt considerate de multe ori terase ale Mureșului. Dacă privim însă modul lor de desfășurare, începînd chiar cu terasele propriu-zise ale Mureșului din golful Zăbrani-Lipova, se poate ușor observa că ele au aspectul unor flancuri de con ce se lătesc treptat către vest. Fiecare din ele se încheie cu una din treptele acumulative mai joase ale cîmpiei Vingăi, respectiv partea terminală a conurilor alluviale. Acumularea și detașarea lor ca trepte morfologice s-a făcut în concordanță cu înălțarea primei generații de conuri a Vingăi (platourile înalte) și cu migrarea subsidenței și nivelului de bază spre vest-nord-vest.

Cîmpia Jimboliei, care continuă spre vest cîmpia Vingăi, are o mare uniformitate geomorfologică, în cuprinsul său schițîndu-se doar cîteva brațe părăsite ale Mureșului. Are înălțimi de 80—100 m și înclină ușor



spre vest, dar mai ales spre sud-vest. Este o cîmpie piemontană joasă, aproape tabulară, formată într-o arie subsidentă. În alcătuirea ei intră predominant nisipuri și pietrișuri argiloase cu intercalații subțiri de pietrișuri mărunte. La suprafață este acoperită de o cuvertură aproape continuă de depozite loessoide, a cărei grosime nu depășește 5 m. În unele porțiuni, în condițiile unui drenaj subteran bun, s-au format erozii. Spre est, în culoarul Zăbrani-Lipova, cîmpia Jimboliei s-ar racorda cu terasele joase de 10–12 m și 3–5 m.

Cîmpia Arancai, situată în afara perimetruului studiat, este cea mai nouă subunitate a cîmpiei Mureșului. Practic, la vest de Periam, ea continuă lateral lunca Mureșului și păstrează încă foarte bine vechile cursuri părăsite ale Mureșului.

Caracterizarea geologică

Din interpretarea profilelor de foraj și a observațiilor de teren a reieșit că la alcătuirea geologică a regiunii participă depozite aparținând Pannonianului, Pliocenului terminal și Cuaternarului (pl. I).

Pannonianul

Pannonianul reprezintă formațiunile cu cea mai mare dezvoltare în ce privește extinderea și grosimea.

Pannonianul inferior. Este reprezentat, în general, printr-o succesiune de marne și argile, cu intercalații de nisipuri și gresii. Din forajele executate pînă acum seria cea mai groasă a fost întîlnită în zona Arad (647–810 m).

Pannonianul superior. Peste complexul marnos-argilos, inferior, urmează o succesiune care începe, în bază, cu nisipuri, pietrișuri, nisipuri argiloase și care se continuă spre partea superioară cu marne și argile, în care se intercalează nisipuri și pietrișuri. Grosimea acestui complex variază între 300 m (Arad) și 500–600 m (Iratoșu, Sofronea).

Pliocen superior-Cuaternar

Din cercetările întreprinse de noi și pe baza forajelor executate în ultimii ani de către IFLGS, IPGG, IFB, ISLGC, IMH și ISPIF am ajuns la concluzia că în zona Arad-Vinga-Pecica pot fi separate patru complexe litologice distințe ce pun în evidență condiții de sedimentare diferite (fig. 1–4).

1. Complexul rudito-lutitic, fluvio-lacustru, alcătuit din pietrișuri (în general mărunte) și nisipuri, cu grosimi frecvente de 3–5 m, mai rar 10–12 m, în care se intercalează argile, argile nisipoase, cu grosimi de 2–5 m, formează treapta superioară a platourilor piemontane din cîmpia Vingăi. Spre bază, la adîncimi mai mari de 80–100 m intercalațiiile lutitice cîștigă în frecvență și grosime, iar proporțiile cu intercalațiiile grosiere devin inverse. De fapt, această schimbare litologică marchează probabil și limita acestui complex, cu Pontianul.



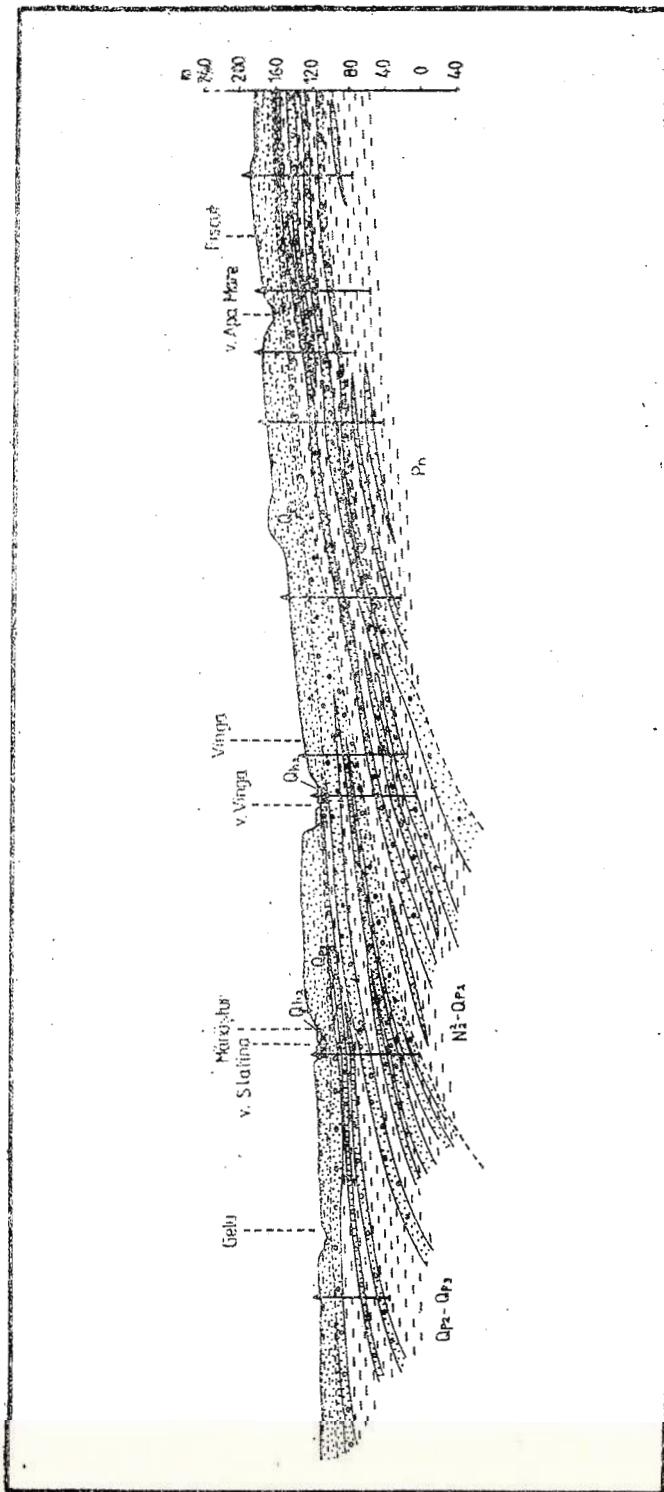


Fig. 1 — Secțiune geologică schematică între Gelu și Fiscul.
Schematic geological section between Gelu and Fiscul.



Structura lenticulară, frecvențele variații de facies, laterale și verticale, intercalatiile lutitice și arenă-lutitice pun în evidență depunerea ritmică și neuniformă a acestor depozite. Ele reprezintă de fapt, o succesiune de conuri aluviale, rezultate din migrările laterale ale Mureșului, ce se formau la vest de Lipova, la periferia Lacului Pannonic. Unele intercalări argiloase, cenușiu-negrioase, atestă faptul, că cel puțin o parte din aluviumile Mureșului, mai ales extremitățile vestice ale conurilor, se depuneau în mediu lacustru.

Complexul fluvio-lacustru,rudito-lutitic crește în grosime și se afundă spre vest sub formațiuni mai noi, concomitent cu diminuarea fracțiunilor granulometrice. De asemenea, se afundă spre nord-nord-vest sub formațiunile mai noi care alcătuiesc cîmpia Aradului. Spre est, către golful Zăbrani-Lipova, acest complex litologic al Vingăi se prelungeste în aluviumile terasei Mureșului de 60–80 m.

Privitor la conținutul paleontologic al acestor depozite constatăm că în partea de sud a cîmpiei Vingăi, la Murani, într-o excavație de material grosier, la 15 m adâncime (140–150 m altitudine) s-au găsit resturi de *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert (Bizera 1973).

Tinind seama de resturile fosile citate și de faptul că acest complex litologic include și depozite corespunzătoare teraselor de 140, 120, 100 și 80 m ce apar mai spre est, în defileul Mureșului (Vespremeanu 1972) acordăm acestui complex o vîrstă comprehensivă ce începe din Pliocenul superior și se termină în Pleistocenul mediu.

2. Complexul rudito-arenitic, constituie predominant din pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri, se individualizează net, sub raport granulometric și structural, de complexul lito-stratigrafic anterior pe care îl acoperă la nord de aliniamentul Șagu, Cruceni, Tisa Nouă, Aluniș, Zăbrani și la vest de o linie ce ar uni localitățile Șagu și Orțisoara. Reprezintă acumulările care au generat cea mai mare parte a cîmpiei Mureșului. Dacă la sud de Mureș, între Zăbrani și Felnac, grosimea acestui complex este de numai 40–60 m, la nord de Mureș și la vest de Felnac ajunge la 100–150 m.

Elementele pietrișurilor și bolovănișurilor sunt alcătuite în majoritate din calcare albe și negre, gresii, fragmente de conglomerate, granite, gabrouri, bazalte, diabaze, sisturi muscovitice, cuarțite, gnaise, filite și tufuri, roci ce intră în componența Munților Zarandului și Poiana Rusă. În succesiunea pietrișurilor și bolovănișurilor se observă la diferite nivele și intercalării de argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase (1–2 m).

Profilele de foraje executate pe direcții E-V și S-N (fig. 1–4) arată o puternică afundare a complexului rudito-arenitic spre vest, sud-vest și nord-vest, adică spre ariile de maximă subsidență. Pe aceleasi direcții se poate observa și micșorarea granulației depozitelor, precum și îngrosarea intercalatiilor lutitice. Aceleasi profile, îndeosebi în cuprinsul cîmpiei Ierului, au interceptat vechi albiile Mureșului, suprapuse și înecate, fapt ce atestă atît subsidența cît și compensarea ei prin aluvionările repetate ale Mureșului.

Structura încrucișată și forma lenticulară a stratelor atestă, din punct de vedere genetic, apartenența lor la tipul fluvio-proluvial. Depunerile s-au făcut sub forma unor întinse conuri aluviale suprapuse sau unite lateral, a căror poziție vestică, sud-vestică sau nord-vestică a fost

Secțiune geologică schematică între Livada și Hunedoara Timiș

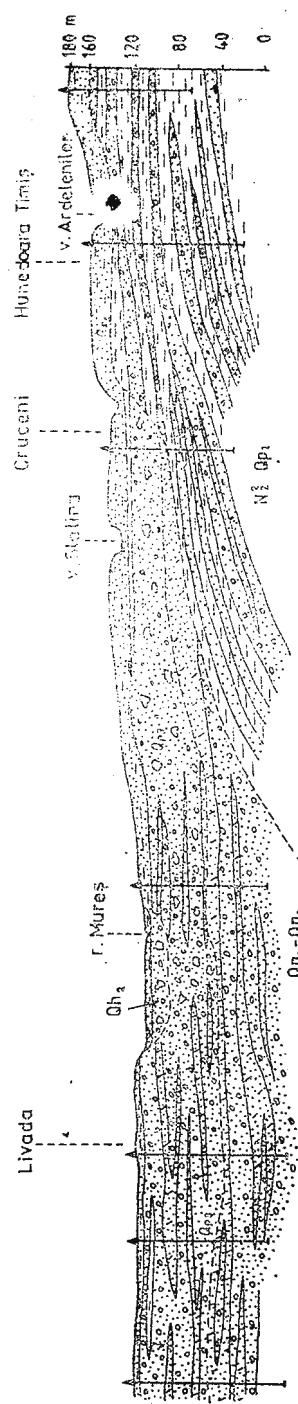


Fig. 2 - Secțiune geologică schematică între Livada și Hunedoara Timișană. Schematic geological section between Livada and Hunedoara Timișană

Sectiune geologică schematică între Săcărămat și Horia

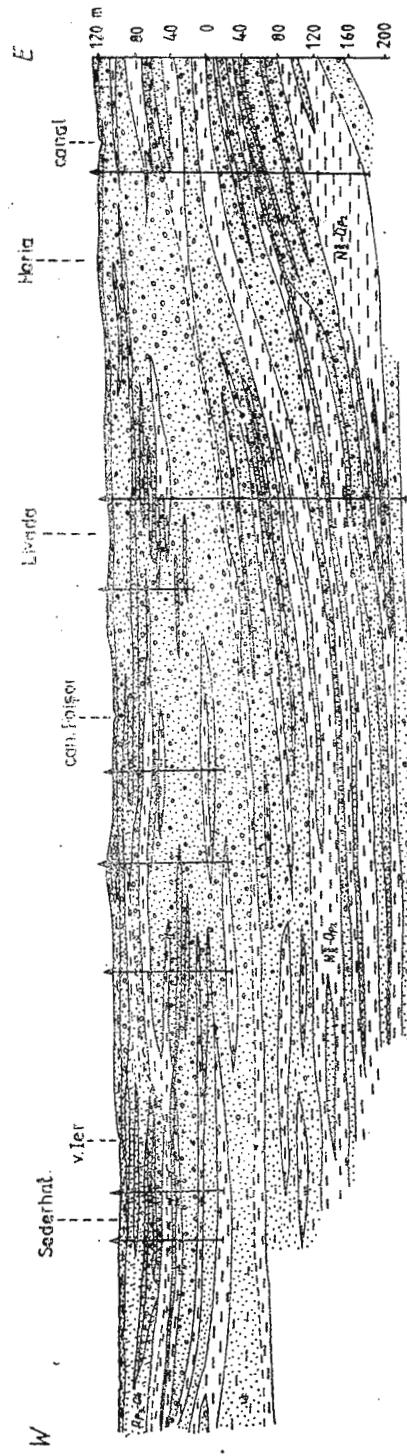


Fig. 3 - Sectiune geologică schematică între Săcărămat și Horia. Schenatic geological section between Săcărămat and Horia.

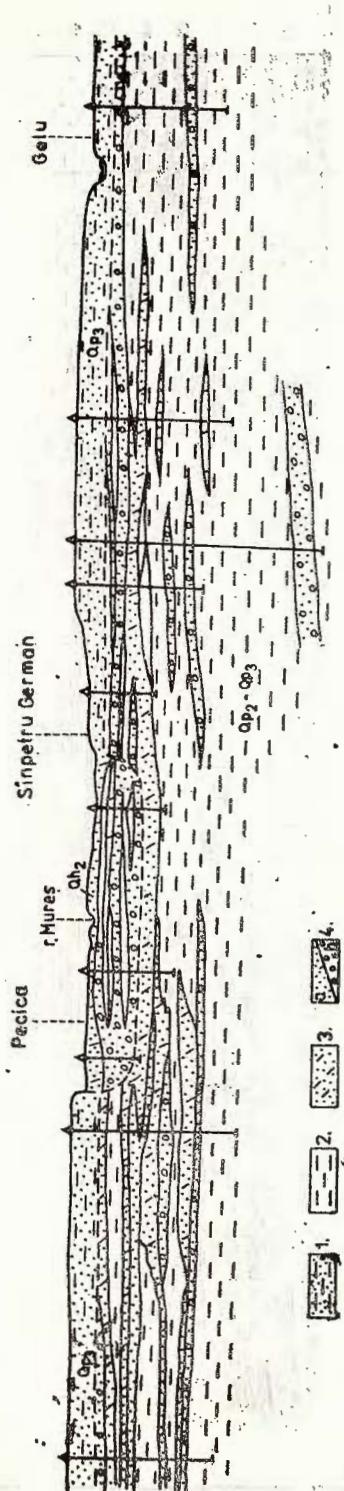


Fig. 4 — Secțiune geologică schematică între Pecica și Gelu. 1, argilă roșie; 2, argilă; 3, nisip argilos; 4, a) nisip; b) pietriș.
Schematic geological section between Pecica and Gelu 1, red clay; 2, clay; 3, clay sand; 4, a) sand; b) gravel.

determinată de migrările laterale ale Mureșului către ariile de subsidență, al căror areal se restrângea treptat spre partea centrală a bazinului pannonic.

Aceste pînze aluviale, sub formă de con, îngropate de aluviunile subactuale din cîmpiiile Siriei, Ierului, Jimboliei și Arancăi, au drept corespondent în eulorul Zăbrani-Lipova depozitele teraselor de 40—65 m și 30—49 m. În consecință ne exprimăm părerea că spre defileul de la Radna, unde subsidență a fost înlocuită cu înălțarea, terasele și-au păstrat caracterul lor morfologic și genetic (foste lunci ale Mureșului), în timp ce spre nord-vest, unde subsidență era funcțională, depozitele de con, corespunzătoare celor două terase, s-au afundat treptat. La sud de Mureș complexul rudito-arenitic formează cele două trepte mai joase ale cîmpiei Vingăi, reprezentind, de fapt, flancurile nescufundate, ba chiar ușor înălțate, ale conurilor aluviale ce intră în alcătuirea acestui complex. Spre est, aceste flancuri de con se continuă direct cu terasele de 40—65 m și 30—40 m.

În complexul rudito-arenitic au fost întîlnite, în zona Ghioroe, resturi de mamifere (*Mammuthus primigenius* Blumb, *Coelodonta antiquitatis* Blumb și *Megaceros* sp.) aflate în păstrare la Muzeul județean Arad.

Asociația de mamifere fosile citate pledează pentru atribuirea depozitelor menționate, Pleistocenului superior.

3. Succesiunile litologice care participă la alcătuirea șesului aluvial al cîmpilor Ierului, Jimboliei și Arancăi și al luncii Mureșului se încheie cu un depozit constituit precumpanitor din pietrișuri și bolovănișuri, reprezentând acumulările aluviale ale rețelei hidrografice subactuale și încheierea colmatării ultimelor resturi ale Lacului Pannonic (redus uneori doar la zone mlăștinoase). Grosimea acestor depozite, rezultată din foraje, variază între 5 m și 25 m în partea central-estică a cîmpiei, dar se îngroașă treptat către limita vestică, unde formațiunile respective sunt mai fine și sunt greu de diferențiat de cele anterioare. Acest fapt arată că procesul de subsidență s-a deplasat continuu spre vest, din care cauză și axa hidrografică a Mureșului s-a stabilit și s-a menținut pe această direcție pînă în actual. Ultimele sale divagări, însoțite de procese de colmatare, s-au făcut pe brațul meandrat al Arancăi.

În ce privește vîrstă, aceste depozite au fost raportate, pe baza poziției lor stratigrafice, Holocenului.

4. Depozitele superficiale încheie succesiunile litologice care participă la alcătuirea geologică a cîmpiei Mureșului. Ele au geneze și vîrstă diferite.

În cîmpia Semlacului, peste formațiunile fluvio-lacustre s-a depus o cuvertură de loess alcătuită din prafuri nisipoase, nisipuri siltice, argile nisipoase, în care uneori sunt intercalate 2—3 soluri fosile. Numărul ridicat de soluri fosile și grosimea mare a acestor depozite (30—35 m) ne fac să credem că au o vîrstă destul de veche, probabil Pleistocen mediu-superior.

În cîmpia piemontană a Vingăi succesiunea depozitelor cuaternare se încheie cu un depozit argilo-nisipos, brun roșcat, cu numeroase concrețiuni calcaroase și fero-manganooase, cunoscut sub denumirea de „argila roșie cu concrețiuni”. Grosimea ei variază de la cîțiva metri pînă la

35 m (Mașloc). În excavațiile de la Coinești, făcute pentru exploatarea argilei, s-au găsit resturi de *Mammuthus primigenius* Blumb (Muzeul de Științe Naturale din Timișoara) ce pledează pentru Pleistocen-superior.

Cîmpii joase ale Ierului, Jimboliei și Arancai sunt acoperite la suprafață de o manta de nisipuri fine și nisipuri siltice, de origine aluvial-proluvială, cu grosimi care variază între 1 și 3 m, ceea mai groase și mai compacte în cîmpia Jimboliei.

Considerații paleogeografice

Sedimentarea și morfogeneza cîmpiei Mureșului au fost condiționate de două categorii de factori: tectonici și climatice.

Sub raport tectonic cîmpia Mureșului se suprapune părții central-estice a depresiunii pannonice, cu un fundament cristalino-mezozoic scufundat în blocuri la adâncimi diferite. Mișcările verticale ale acestora, predominant subsidente și tot mai active spre vest, nord-vest și sud-vest, dar și cu tendințe de înălțare în est și imediat la sud de Mureș, au impus direcționarea și diversificarea proceselor de sedimentare.

Clima, tot mai rece către Pleistocenul inferior, dar și cu perioade destul de lungi de încălzire, mai ales înainte de Pleistocenul superior, a determinat regimul de scurgere variabil al Mureșului și ritmicitatea depunerilor. Trecerea de la complexul rudito-lutitic la cel rudito-arenitic pare să marcheze tocmai înrăutățirea bruscă a climatului din Pleistocenul superior, iar aluvionările masive și formarea marilor conuri aluviale (complexul rudito-arenitic) să corespundă cu perioadele mai reci ale Cuaternarului.

Din interpretarea complexelor lito-stratigrafice și a treptelor morfo-genetice care alcătuiesc cîmpia Mureșului se desprind următoarele:

— la sfîrșitul Pliocenului, Lacul Pannonic se restrînsese foarte mult, locul lui fiind luat, pe mari întinderi, de o cîmpie mlăștinoasă, caracter păstrat în ariile de subsidență pînă în timpuri foarte recente;

— depunerea sistemului de conuri a început în Pliocenul superior și a continuat tot timpul Pleistocenului și Holocenului inferior, deplasîndu-se tot mai spre vest, concomitent cu migrarea subsidenței în aceeași direcție; în zonele de încetare a subsidenței și de prinderea lor în înălțare (golful Zăbrani-Lipova), se formează terase; deci terasele Mureșului, de la ieșirea din defileul de la Radna, trec în conurile aluviale din vest ce se afundă în cîmpie.

— conurile aluviale ale Mureșului și ariile laterale de subsidență (în vest — partea centrală a depresiunii pannonice, în nord-vest — cîmpia Crișurilor, în sud-vest — cîmpia Timișului) au determinat migrările divergente ale albiei Mureșului;

— ariile locale mai puțin subsidente sau chiar în usoară înălțare au intervenit și ele în direcționarea procesului de aluvionare și de migrare divergentă a albiei Mureșului, dar și în detașarea, în cadrul cîmpiei Mureșului, a unor areale scoase mai devreme din sfera de aluvionare și conturate ca subunități mai stabile (cîmpia Vingăi, cîmpia Semlacului), ceea mai înălțate față de ariile de divagare și aluvionare mai recente ale Mureșului.



În alcătuirea complexelor lito-stratigrafice și a principalelor trepte morfogenetice se pot contura mai multe faze (fig. 5).

1. Sedimentarea primei generații de conuri aluviale (complexul rudito-lutitic) într-o zonă litorală în care subsidența se manifestă chiar la marginea Munților Zarandului și dealurilor Lipovei.

2. Către partea terminală a Pleistocenului mediu ariile subsidente se deplasează spre nord și nord-vest (cîmpia Ierului și cîmpia Șiriei), vest și sud-vest (locul actual al cîmpiilor Arancăi, Jimboliei și treptelor

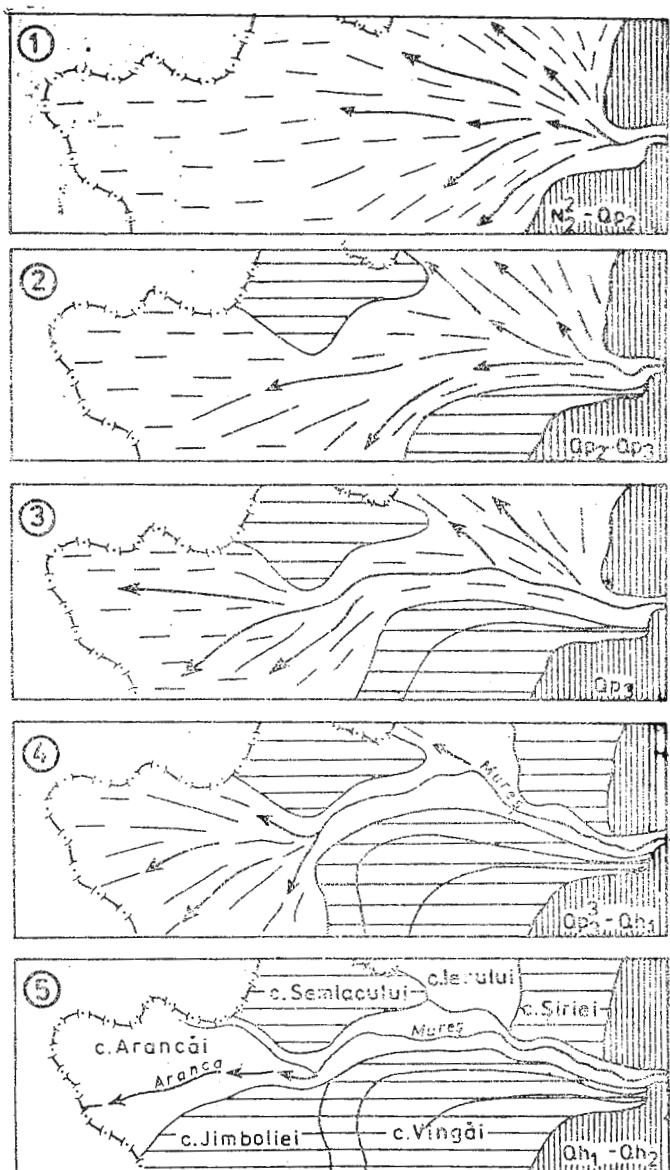


Fig. 5 -- Principalele momente în evoluția paleogeografică a cîmpiei Mu-
reșului.

Main moments in the
paleogeographical evo-
lution of the Mureș plain.

joase ale cîmpiei Vingăi), direcționind cursurile și acumulările Mureșului. În schimb, teatrul cîmpiei Semlacului, ca urmare a încreșterii subsidenței său, chiar a unei înălțări ușoare, împusă de blocul cristalino-mezozoic mai ridicat al fundamentului, se individualizează ca teren ferm, împreună cu treapta superioară a cîmpiei Vingăi, prină și ea în înălțare pe aliniamentul Săceni-Măslac. Tot acum se detasează terasa de 60–80 m dintre Zăbrani și Lipova. Datorită acestei înălțări, asociată cu scăderea nivelului de bază dinspre partea centrală a depresiunii pannonice și cu noile condiții climatice ale Pleistocenului superior, Mureșul se adințește și produce o eroziune laterală în cîmpia piemontană a Vingăi, depunind în același timp și primele acumulări, tot sub forma conurilor aluviale ale complexului rudito-arenitic. În acest timp continuau acumulările în cîmpile Șiriei și Ierului, prin migrările nord-vestice ale Mureșului și în vestul cîmpiei piemontane a Vingăi.

3. Ca urmare a migrării subsidenței spre vest și sud-vest, ca areale mai active și a menținerii acesteia în spațiul cîmpiei Ierului, în perioadele mai reci ale Pleistocenului superior continuă depunerea conurilor piemontane, aparținând tot complexului rudito-arenitic, pe spații mai largi spre sud-vest și tot mai reduse spre nord-vest. Acum se atârtează cea de-a doua treaptă a cîmpiei Vingăi, prelungită spre est cu terasa de 40–65 m.

4. Către sfîrșitul Pleistocenului superior prin individualizarea celei de-a doua trepte și a terasei 30–40 m, cîmpia piemontană a Vingăi se conturează ca unitate de relief în limitele ei actuale. Prin definitivarea cîmpiei Șiriei, Mureșul își stabilește cursul său principal pe direcție est-vest aproximativ pînă în dreptul Felnacului. La marile viituri, prin menținerea subsidenței, Mureșul migrează încă peste cîmpia Ierului, dar pe spații tot mai restrînse. În schimb, conurile aluviale ale Mureșului sunt depuse mult mai spre vest, contribuind la conturarea cîmpiei joase a Jimboliei, a terasei de 10–12 m și la colmatarea cîmpiei Arancăi.

5. La începutul Holocenului, prin realizarea unei stabilități tectonice relative în cea mai mare parte a cîmpiei se individualizează ca treaptă morfogenetică, lîncă Mureșului și odată cu aceasta se conturează ca unități de relief mai întîi cîmpia Ierului, apoi cîmpia Jimboliei. Divagările și colmatările laterale ale Mureșului se mai manifestă doar în cîmpia Arancăi.

BIBLIOGRAFIE

- Berindei I. (1968) Contribuții la stabilirea genezei teraselor inferioare din depresiunile-golf ale Munților Apuseni. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geogr. XV*, 2, p. 247–251. București.
- Bizera M. (1973) Cîmpia Vingăi. *Stud. de geografie*, Banat, III p. 20–47, Timișoara.
- Coteș P., Stănescu C., Grumăzescu (1973) Harta geomorfologică a Cîmpiei Tisei. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., (Geogr.)*, XIV, 2, p. 151–160, București.
- Cholnoky I. (1910) Az alföld felszíne. *Föld., Közl.*, Budapest.
- Geamănu V. (1981) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.
- Grigoraș C., Piciu I. (1975) Cîteva date privind relieful Cîmpiei Pececa-Peregu și influența lui asupra repartiției geografice de sol. *Lucr. Colocv. naț. de geom. apl. și cartogr., geom.* p., 85–95, Iași.



- Ioanițoaia M. (1959). Hidrogeologia Cîmpiei Aradului și considerații asupra ajorțului freaticului în rețea de desecare. *Com. Acad. RPR IX*, 6, p. 32–41 București.
- Istocescu D. (1970). Stratigrafia depozitelor pliocene din extremitatea vestică a Bazinului Crișului Alb. *D. S. Inst. Geol. LVI*, p. 113–129., București.
- Itu D. (1975). Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice., București.
- Mănciulea St. (1938) Cîmpia Tisei. *Bul. Soc. Rom., Geogr.*, LXII p 66–150, București.
- Măhara Gh. (1973). Evoluția Cîmpiei de Vest. Realizări în geografia României. *Edit. th. științ.*, p. 203–216, București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII, p. 172–191, București.
- Pop Gh. (1947). Noi contribuții geomorfologice privitoare la cursul inferior al Mureșului *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, VIII p. 235–237 Cluj.
- Şerban R., Itu D. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, București.
- Szemesgy I. (1944) A. Tiszantul-Die geologische Beschreiberung ungarischer Landschaften. *Földt., Inst.*, IV p. 47–65, Budapest.
- Vespremeanu E. (1972) Dealurile Lipovei și defileul Mureșului. Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea București.

GEOLOGY AND MORPHOGENESIS OF THE WEST PLAIN (THE ARAD-VINGA – PECICA AREA) AND EVOLUTION OF THE MUREŞ RIVER LOWER COURSE

(Summary)

In this area, the West Plain is wholly resulted from the processes of bedding and gradual filling of the Pannonic Lake, by materials carried by Mureş and deposited under the form of big alluvial cones. These were following the directions of shifting of the Mureş river towards the subsidence areas of the pre-Neogene basins.

In comparison with the lithostratigraphical and geomorphological differentiations, more relief units have been separated in the Mureş Plain : the Northern Mureş Plain or the Arad Plain (Şiriei Plain – low piedmontane plain ; Ieru Plain – low piedmontane and filling plain, with a subsident character ; Semlac Plain – low piedmontane, almost tabular plain) and Southern Mureş Plain (Vinga Plain – high piedmontane plain ; Jimbolia Plain – low subsident piedmontane plain ; Aranca Plain – low subsident filling plain).

Paleogene, Neogene and Quaternary deposits take part in the geological composition of the Mureş Plain. They cover the Crystalline-Mesozoic, fractured, dislocated basement that is sunk at different depths. The last preliminary sections belong to the Upper Pliocene and Quaternary ; there are three separate main lithostratigraphical complexes :

— The rudite – lutite, fluvial lacustrian complex. It is made up of Upper Pliocene – Middle Pleistocene small gravel and sands with intercalations of clays and sandy clays. It is part of high piedmontane plateaus in the Vinga Plain (80–100 m wide), but it sinks under newer deposits, westwards and north-westwards.



— The rudite — arenite, alluvial — proluvial complex. It is founded mainly by Upper Pliocene gravel, blocks and sands. The sediments, made as large alluvial cones, generated the greatest part of the Mureş Plain.

— The rudite alluvial complex, formed by Holocene gravel and blocks with intercalations of dunes, completing the low plains (Ierul, Jimbolia, Aanera) and the Mureş flood plain.

The superficial deposits, that end the lithological successions, are made up of loess (Semlac Plain), red clay (Vinga Plain), fine sands and silty sands (in low plains).

At the end, the main moments of paleogeographical evolution are presented.

EXPLANATION OF PLATE

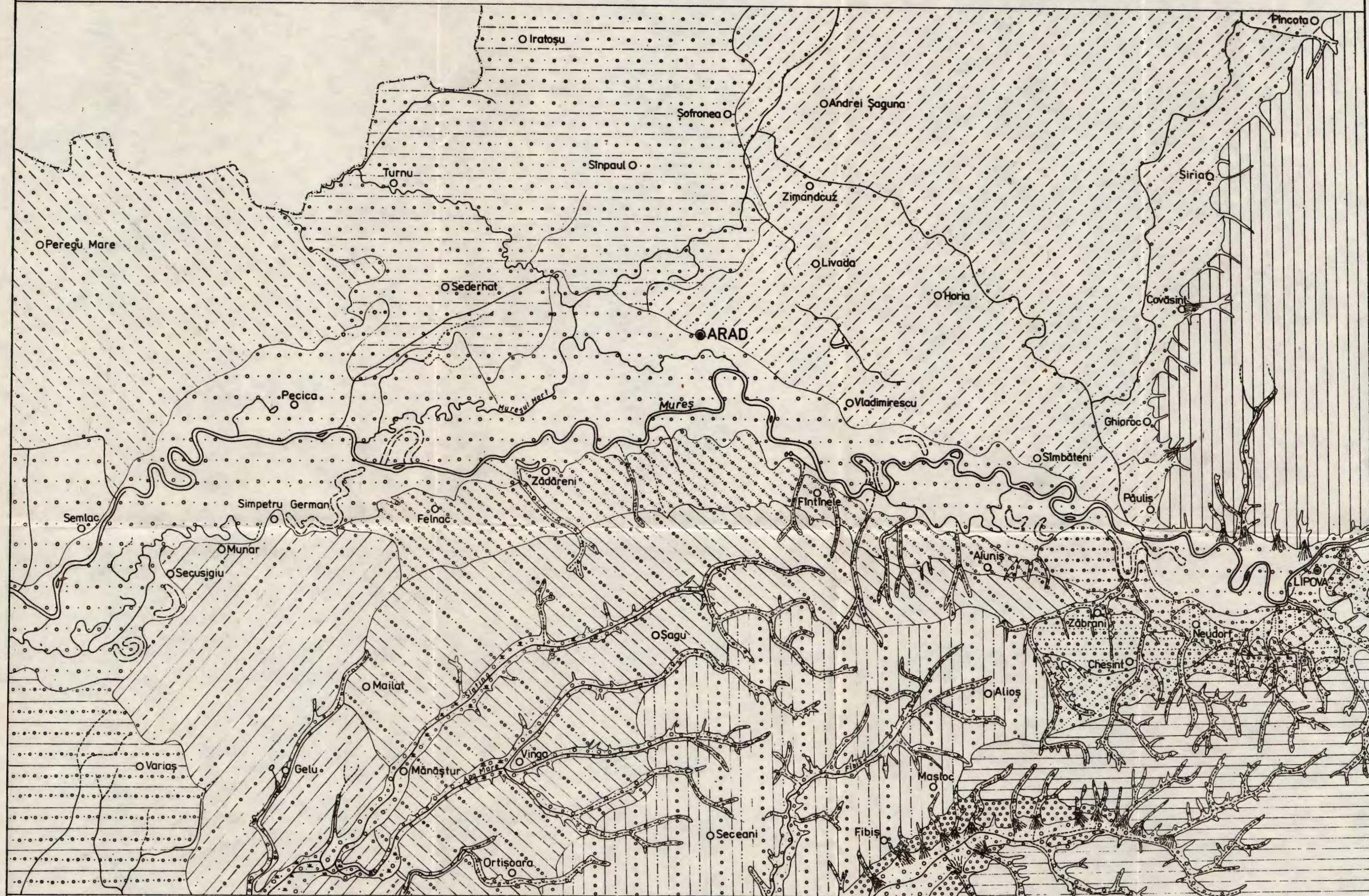
Geological map of the Semlac — Arad — Lipova area.

1, courses and abandoned meanders ; 2, lakes ; 3, marsh deposits ; 4, proluvial deposits (Upper Holocene) ; 5, gravel and sands belonging to alluvial plains (Upper Holocene) ; 6, gravel and sands belonging to the 3—5 m terrace (Lower Holocene) ; 7, gravel and sands, with clay intercalations, belonging to the Ieru and Jimbolia subsidence plains (Upper Pleistocene — Holocene) ; 8, gravel and sands with clay intercalations, covered by loess deposits, belonging to the Siria low piedmontane plain (Upper Pleistocene) ; 9, gravel and sands, covered by loess belonging to the Semlac tabular plain (Middle — Upper Pleistocene) ; 10, alluvial deposits belonging to the Beregsău terraces (Pleistocene) ; 11, gravel, blocks and sands belonging to the Mureş terraces (Pleistocene) : a, the 10—12 m terrace ; b, the 30—40 terrace ; c, the 45—55 m terrace ; d, the 60—80 m terrace ; 12, gravel and sands with clay intercalations, covered by red clay, belonging to the Vinga piedmontane plain (Upper Pliocene — Pleistocene) : a, lowerstep (125—100 m) ; b, middle step (155—130 m) ; c, higher step (180—160 m). 13, Pannonian formations (Lipova Hills) ; 14, Crystalline and igneous formations (Zarand Mountains).



HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI SEMLAC-ARAD-LIPOVĂ

0 1 2 3 4 km



LEGENDA

- | | | | | | | | | | |
|----|--|---|----|--|---|-----|--|--|---|
| 1. | | Cursuri și meandre părăsite | 5. | | Pietrișuri și nisipuri aparținând luncilor (Holocen superior) | 10. | | Depozite aluviale aparținând teraselor Beregsăului (Pleistacen) | a. Treapta inferioară (125- 100 m.) |
| 2. | | Lacuri | 6. | | Pietrișuri și nisipuri aparținând terasei de 3-5 m.
(Holocen inferior) | 11. | | a. Terasa de 10 - 12 m.
b. Terasa de 30 - 40 m.
c. Terasa de 40 - 55 m. | b. Treapta medie (160 - 125m.)
c. Treapta superioară (180 - 160m.) |
| 3. | | Depozite de miastină | 7. | | Pietrișuri și nisipuri cu intercalării de argile, aparținând Cimpilor de subsidență ale Ierului și Jimboliei (Pleistocen superior - Holocen) | | | Pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri aparținând teraselor Mureșului (Pleistacen) | |
| 4. | | Depozite fluvio-deltaice (Holocen superior) | 8. | | Pietrișuri și nisipuri cu intercalării de argile, acoperite de depozite loessoidice, aparținând Cimpiei plemontane joase a Șiriei (Pleistocen superior) | | | | 13. Formațiuni pannoniene (D-rile Lipovei) |
| | | | 9. | | Pietrișuri și nisipuri acoperite de loess aparținând Cimpiei tabulare a Semlacului (Pleistocen mediu - superior) | | | | 14. Formațiuni cristaline și eruptive (M-jii Zarandului) |

4. STRATIGRAFIE

PALEOHYDROLOGICAL PROCESSES IN THE DANUBE VALLEY¹

by

CONSTANTIN GUENEÀA²

Hydrology. Terraces. Meanders. Holocene. Fluvial features. Erosion cycle. Neotectonics. Gelic Plateau — Strelata Platform — Romanian Plain — West Romanian Plain — Zone between the Danube and the Jiu.

Abstract

The subject of this paper is the description of certain paleohydrological processes found in the area between Drobeta Turnu-Severin and Cetate localities. During the Late Glacial, the Danube was making a large meander eroding a channel into the upper terrace of the Danube. At present, the channel is completely filled (in the Lower Holocene); and the present surface has no drawdown to the upper terrace in which this meander is dug.

Résumé

Processus paléohydrologiques dans la vallée du Danube. L'ouvrage se propose de décrire certains processus paléohydrologiques dans la région située entre Drobeta-Turnu Severin et Cetate. Dans le Tardiglaciaire, le Danube faisait un grand méandre, érodant la terrasse supérieure du Danube. Actuellement cette ancienne vallée est complètement comblée (dans l'Holocène inférieur) et la surface actuelle ne présente pas de dénivellation par rapport à la terrasse supérieure où est creusé ce méandre.

Leaving the Iron Gates Pass behind, after having crossed several small Neogene basins, the Danube flows into a large depression area known in geomorphological literature as the „Romanian Plain”. This unit is characterized by a continuous subsidence which lasted from the Upper Miocene till the Pleistocene. In the southern area the marks of

¹ Received May 20 1987, accepted for communication and publication May 25, 1987, presented at the meeting June 2, 1987.

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



erosion and deposition of the Danube during the Pleistocene have been preserved. Consequently, several terraces have been formed all over the left bank, from Drobeta-Turnu-Severin to the Danube Delta.

The object of the present study is the description of some paleohydrological processes pointed out by the geologic investigation of the area situated within the present-day Danube meander between Drobeta-Turnu-Severin and Cetate. The meandering character of the valley floor is noted in the area mentioned above. However, this feature seems to be characteristic also of the Upper Pleistocene and Lower Holocene, at present a paleochannel completely filled with young sediments.

The study area is marked by the occurrence of several Pleistocene terraces of the Danube cut in Pliocene clays. The relative altitudes between 80 and 9 m point to a system that lends the prevailing morphological feature to the region. The oldest morphological proof dates as early as the Mindel, the Danube flow being attested by no morphological features before this interval.

The Danube course during the Pleistocene is difficult to trace in the study sector as far as the terraces account for a permanent change of beds which points to some neotectonic processes responsible for the river instability during the Quaternary.

The area situated at about 40 m above the Danube flood plain is considered to be an older terrace of the river (middle terrace) and is very particular. A large area of this terrace is covered by marshes, swamps and characteristic vegetation, resembling a very wide flood plain although it is some tens of meters high above the present course of the Danube (Fig. 1).

Several shallow drillings have been carried out in this sector in order to clear up the paleohydrologic features of the region. The geologic sections through these drillings reveal the existence of two different stages of action of the river, although the present-day morphological features correspond to a rather flat surface. On a basement represented by Pontian clays the Danube deposited the first horizon of coarse-grained alluvia during an interval which seems to correspond to the last but one glacial. These alluvial sheets occur round the absolute height of 70 m and are represented by rolled gravels consisting of quartzites, gneisses, microgranites, microconglomerates, limestones, etc. The coarse gravels are 8–15 m thick. The drillings have yielded silty sands, sandy clays and silts at the top; it is difficult to state whether they are proper loess deposits or sediments of overbank facies type. The overbank alluvial silts seem to have undergone postdepositional weathering, which has made their texture be very similar to the loess one.

The second cycle of erosion and accumulation of the Danube in this region took place later, when the base level of the river was obviously lower. By that time, which probably corresponded to the last part of the Upper Pleistocene (Late Glacial) the Danube formed a wide meander very similar to the present one. The drillings in this area pointed out the old channel of the Danube, characterized by coarse alluvial deposits cut into the alluvial deposits of the older terrace (Fig. 2). The present morphological area was in fact formed during two different stages. The study of drilling data shows that during the last stage of the Pleis-



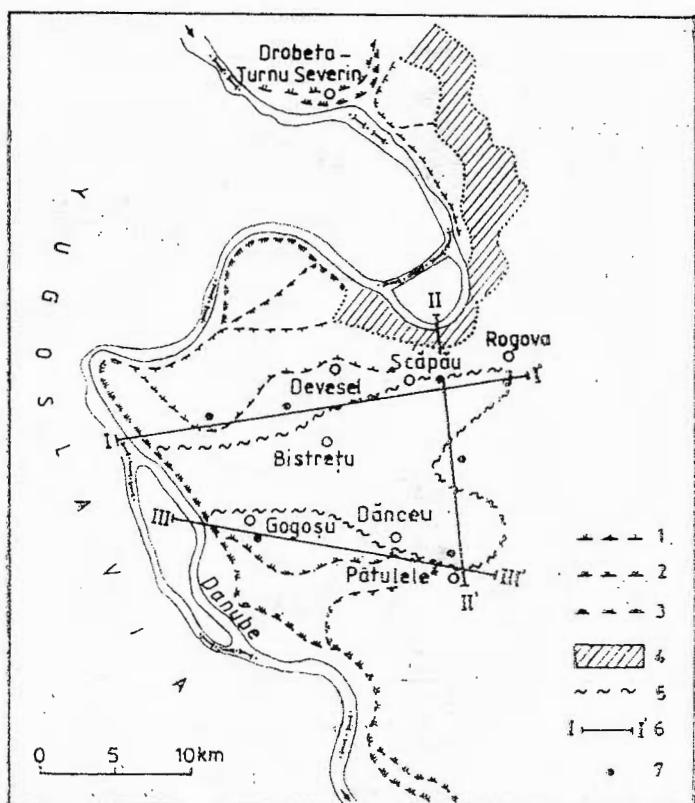


Fig. 1 — Sketch representation of morphological and paleohydrological characteristics of the area of study.

1, upper terraces; 2, middle terraces; 3, lower terraces; 4, Pliocene; 5, paleomeander; 6, geological cross-section; 7, drillings.

In the Pliocene the Danube course was much widespread, the river erosion being intense on the middle terrace alluvia where a well delimited channel was cut. The erosion process was followed by alluvial ones, which brought about the deposition of gravel alluvia, 10–12 m thick, consisting of quartzites, altered gneisses, hard sandstones, sedimentary limestones, etc. The altitude at which these alluvial deposits occur in the northern sector as compared to the southern one points to the flow direction of the Danube meander on the first section, as WNW—ESE and then NE—SW (I').

Subsequent to the deposition of the alluvial sheet appears a lower area surrounded, to the north and east, by the elevated plain (Lower Pleistocene) and to the west and south, by the old terraces of the Danube. This region collects the waters flowing from neighbouring areas and so the fine-grained deposits overlying the coarse gravels and pointing to low dynamics waters originate in the streams in this sector. The filling is gradual and these deposits yield, with no exception, some mollusc specimens typical of an aquatic biotope. For instance, at Dâncelu, a

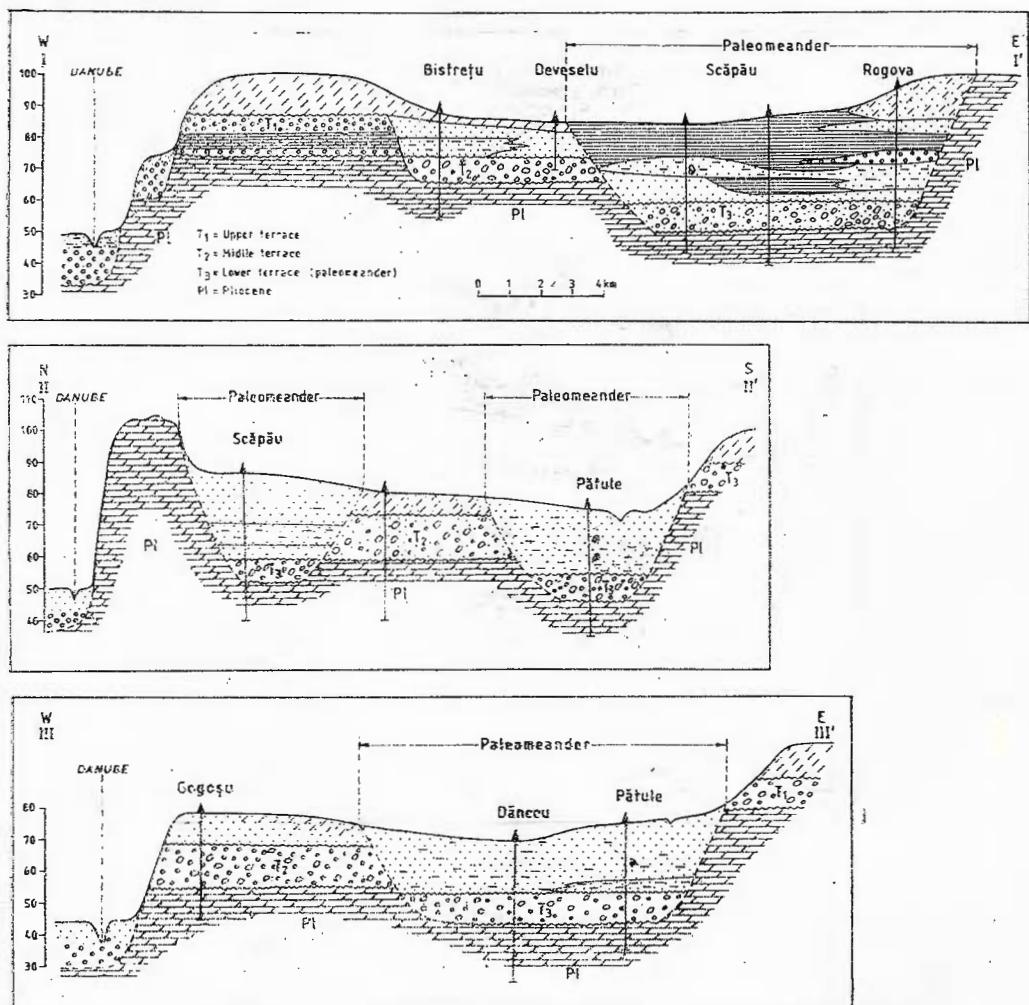


Fig. 2 — Geologic section of the Danube paleochannel.



Fig. 3 — Danube meanders between Drobeta-Turnu Severin and Cetate.

fine-grained carbonate sand horizon has yielded *Valvata piscinalis*, *Pisidium* sp. and *Litoglyphus naticoides* from a depth of 13.50 m and *Litoglyphus apertus* from a depth of 20.50 m. The same sands have also supplied *Litoglyphus naticoides*, *Tropidiscus planorbis*, *Pisidium* sp., *Unio* sp., at Dânceu (9 m depth), while at Bucura, at a depth of 10—39 m sands have been reported, abounding in specimens of *Litoglyphus naticoides*, *Valvata piscinalis*, *Viviparus*, *Pisidium* sp., *Gyraulus albus*, etc.

During certain stages in some sectors the sedimentation conditions are characteristic of a mainly lacustrine environment. South of Scăpău, from surface to the depth of 10 m, a calcareous, organogenic clay, grey in colour, is to be noted. The chemical analyses of the efflorescences occurring on clays have pointed to the presence of sodic chloride, sodium, magnesium and calcium sulphate and potassium chloride, typical of lacustrine environment with frequent reduction processes.

As regards the filling of this old channel of the Danube the palynological study of 30 samples is worth considering, collected from the drilling at Rogova where the fine-grained deposits show the greatest thickness all over the area (Iliescu, Ghenea, 1964).

The palynologic study of the Rogova deposits, under the guidance of professor Griciuk (Iliescu, in Iliescu and Ghenea, 1964) leads to the following conclusions:

— at the base of the section the coarse-grained alluvia were deposited during a cold climate which probably corresponds to the final stage of the Upper Pleistocene (Late Glacial ?);

— the fine-grained deposits, which occur from the depth of 31 m, point to a transition stage, characterized by the gradual increase in temperature, then a warm stage and to the top of the section a cold stage close to the present-day one. The flora associations reported and the comparison with other species from this area of Europe could account for a sedimentation process during the Lower Holocene.

The alluvial origin of the Rogova deposits is also proved palynologically by the presence of an important amount of redeposition pollen and of some mixed palynologic spectra including pollen from plant groups which differ ecologically.

The data inferred from the study of the drilling on the Danube paleomeander concern the sedimentation ratio during the Holocene, with special view to the overbank facies deposits. In the maximum development area of the Danube meander, characterized by intense filling, the 30 m of clay-sandy sediments point to a sedimentation ratio of about 3—5 m/1000 years. The numerous drillings in the Danube flood plain, Romanian sector, have yielded deposits, 10—15 m thick. Only in the areas adjoining to the Danube Delta, characterized by intense filling processes and secondary channels, similar thicknesses of fine-grained deposits are to be noted, that overlay the coarse-grained ones during the Late Glacial.

Considering these remarks, it is to suppose that during the last stage of the Upper Pleistocene and at the beginning of the Holocene, in the study area of the Danube one of the most important meanders of its course on the Romanian sector was formed (Fig. 3). If one takes into account that even at present this area is characterized by the most pro-



nounced meander in the Romanian course of the Danube, then the meandering of the river is due to neotectonic processes very active in this region, at least from Upper Pleistocene till recent times.

REFERENCES

- Cotesc P. (1957) Cimpia Olteniei. Edit. Științifică, 271 p, București.
 Ghenea C., Mihailă N., Ghenea A. (1963) Cercetări geologice între valea Topolnița și Valea Desnățui. *St. tehn. econ.*, seria E, 6, *Inst. Geol.*, p. 36–61 București.
 Iliescu V., Ghenea C. (1964) Observații geologice și palinologice asupra unor depozite loessoide din Cimpia Olteniei. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1, 119–127 București.
 Popp N. (1970) Contributions à la connaissance des dépôts quaternaires de la basse plaine alluviale du Danube dans la zone Calafat (Vidin)–Islaz (Somovit). Problèmes de l'évolution paléogéomorphologique de la Bulgarie. 1, p. 134–145, Sofia.
 — (1983) Background to Palaeohydrology. A Perspective; John Wiley & Sons, 486 p, New York.

PROCESE PALEOHIDROLOGICE ÎN VALEA DUNĂRII

(Rezumat)

Lucrarea prezintă unele procese paleohidrologice constatate în urma studiului forajelor executate într-o regiune situată în zona meandrului Dunării, între Drobeta-Turnu Severin și Cetate. În perioadă finală a Pleistocenului (Late Glacial) Dunărea făcea un mare meandru erodind în terasa superioară (probabil Pleistocen mediu) un canal în prezent colmatat și adus la nivelul terasei în care este săpat. Într-terasa superioară, de vîrstă pleistocen-medie, și meandrul din Pleistocenul final nu există în prezent nici o diferență morfologică. Perioada de colmatare a acestui vechi meandru al Dunării a fost stabilită îninind seama de rezultatele palinologice obținute prin studiul unor probe recoltate din forajele executate în zona în care Dunărea a erodat. Nivelul bazal, cu un procent ridicat de conifere (85%), indică o fază climatică rece, corespunzătoare părții finale a Pleistocenului superior (Glaciul tirziu). Acest nivel corespunde orizontului de aluviuni grosiere ce caracterizează fascicul propriu-zis de albie majoră; către partea superioară, într-o serie predominant argiloasă-nisipoasă, după o fază de tranziție, caracterul vegetației se schimbă, predominând elementele termofile: *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus orientalis*, *C. betulus*, etc., având un spectru ce caracterizează Holocenul inferior.

Se constată astfel că, într-o regiune unde caracterul meandrât al Dunării persistă și în actual, a existat în Glaciul tirziu aceeași tendință de meandrare a Dunării, cauzată probabil fiind procesele neotectonice care au determinat schimbări în regimul hidrologic al fluviului.



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

Cordonator științific: dr. G.R. POP

Redactor: D. ROBU

Traducători: M. TOPOR, A. BRATU

Ilustrația: P. TOADER

*Dat la cules: iulie 1989. Bun de tipar: aprilie 1990. Ttraj: 700 ex.
Hartie scris I A. Formaj 70×100/56 g. Cols de tipar: 11 1/4. Comanda 316
Pentru biblioteci indicale de clasificare 55(058).*



Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Universul”

Str. Brezoianu nr. 23–25

București—România



Institutul Geologic al României

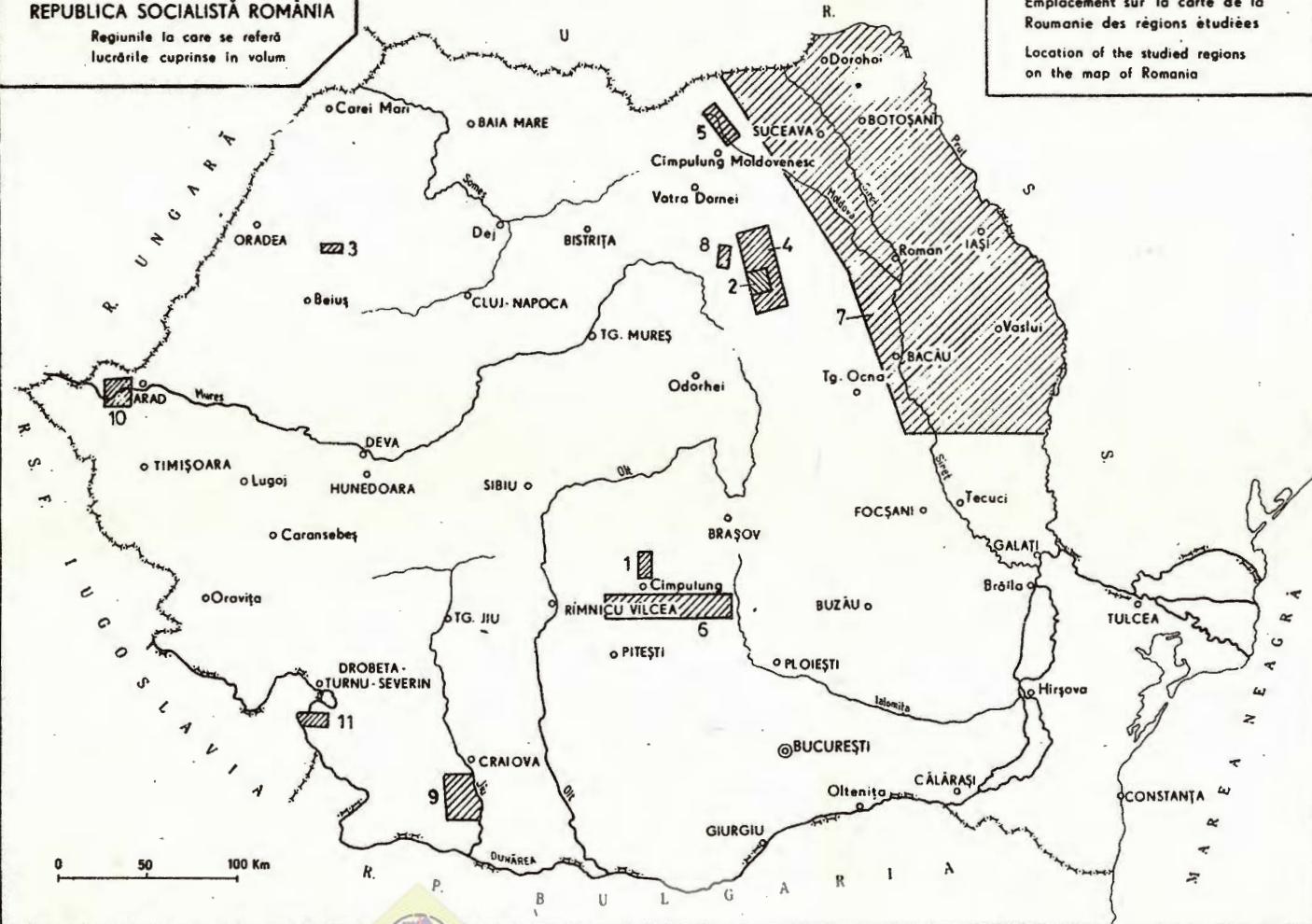


Institutul Geologic al României

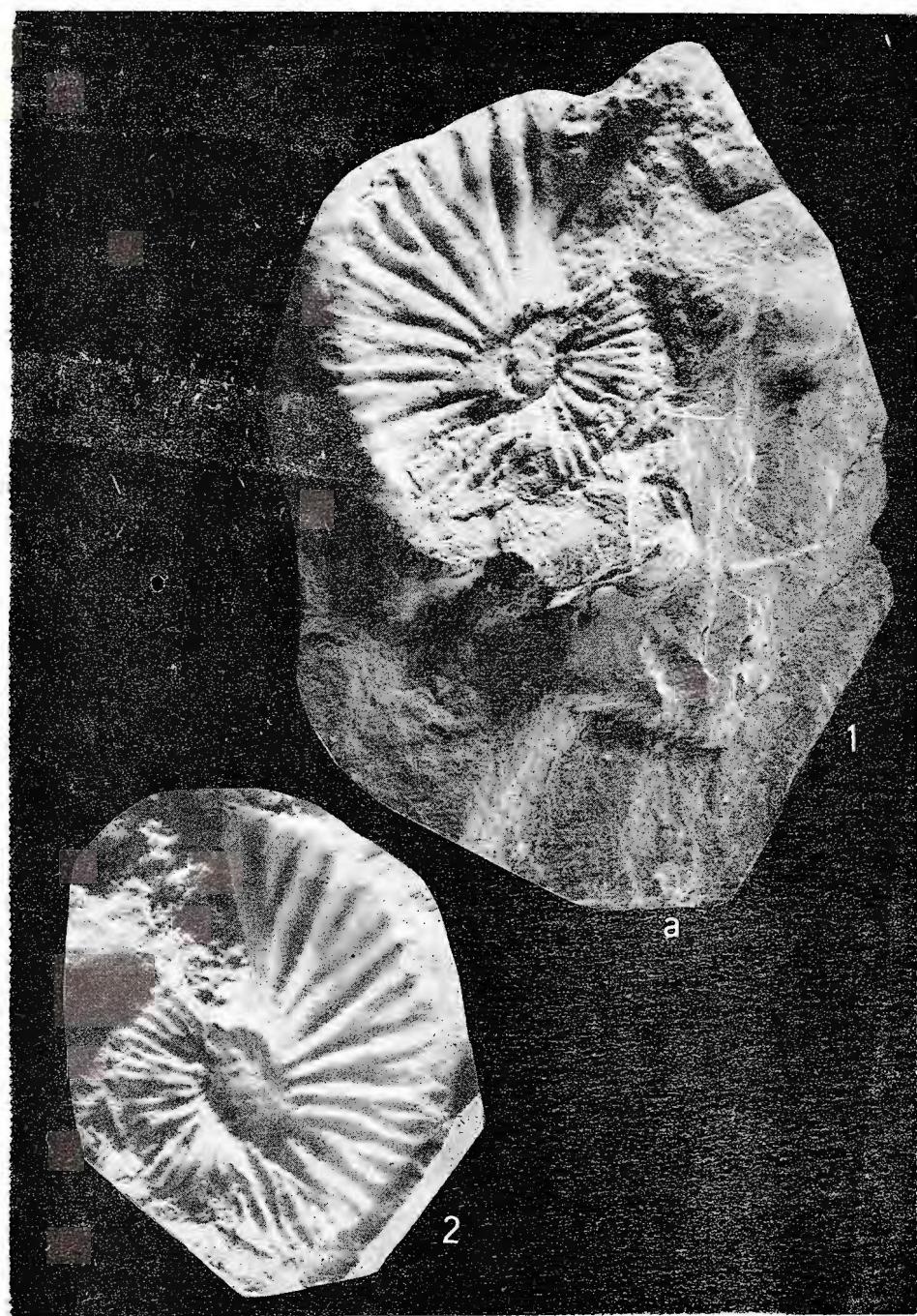
REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la
Roumanie des régions étudiées
Location of the studied regions
on the map of Romania



GR. ALEXANDRESCU .t al. Asupra vîrstei flișului curbocortical. .



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul Geologic al României

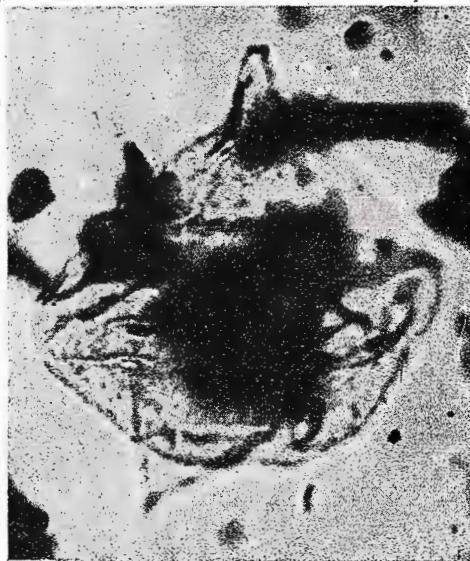




Institutul Geologic al României



1



2



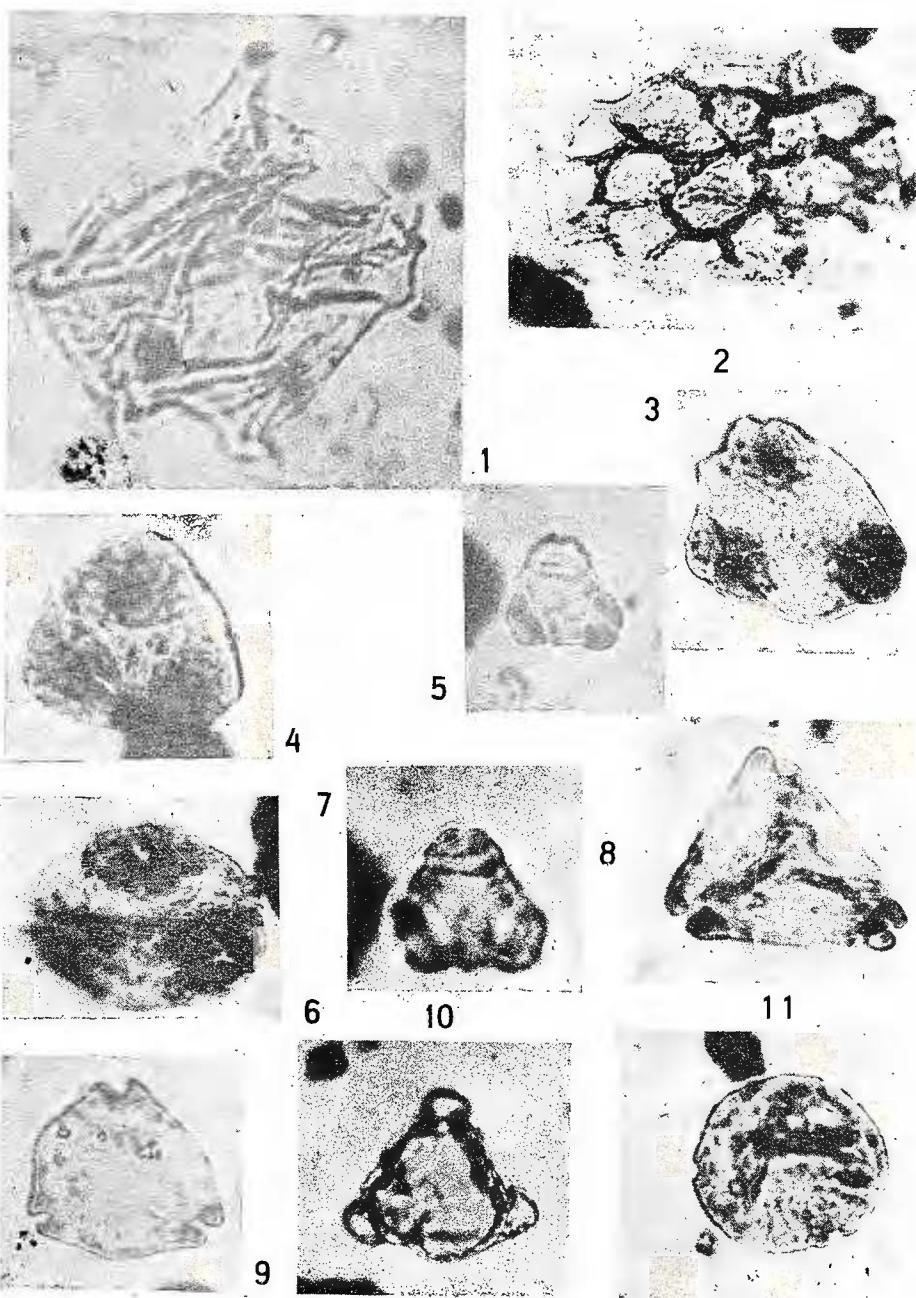
3



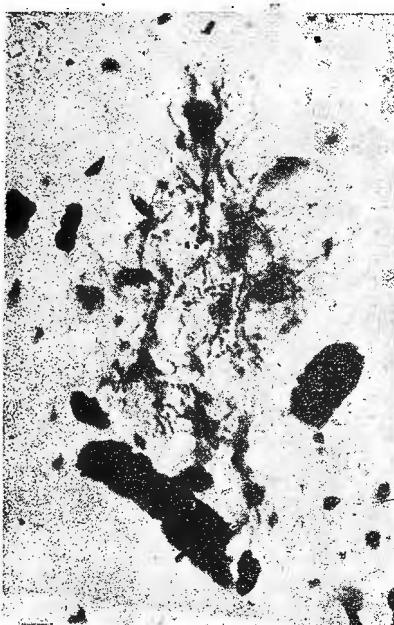
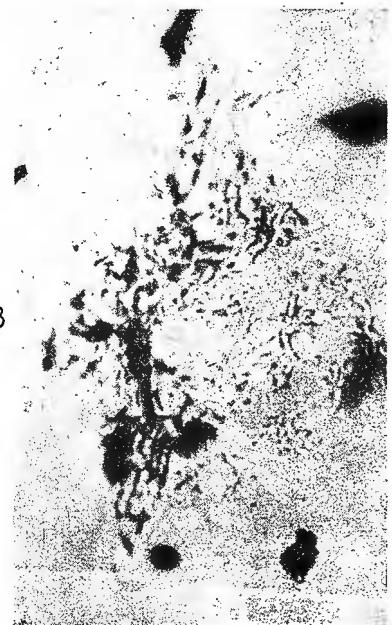
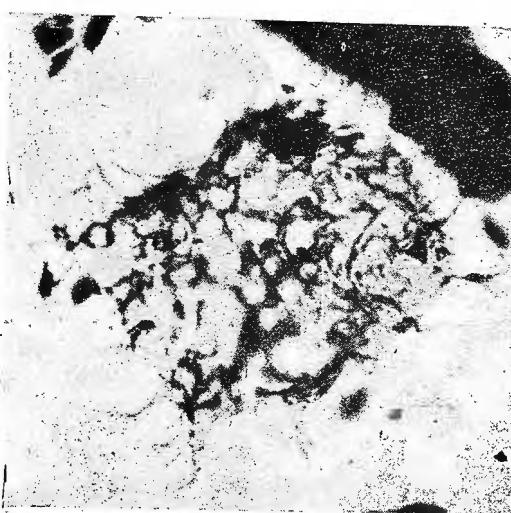
4



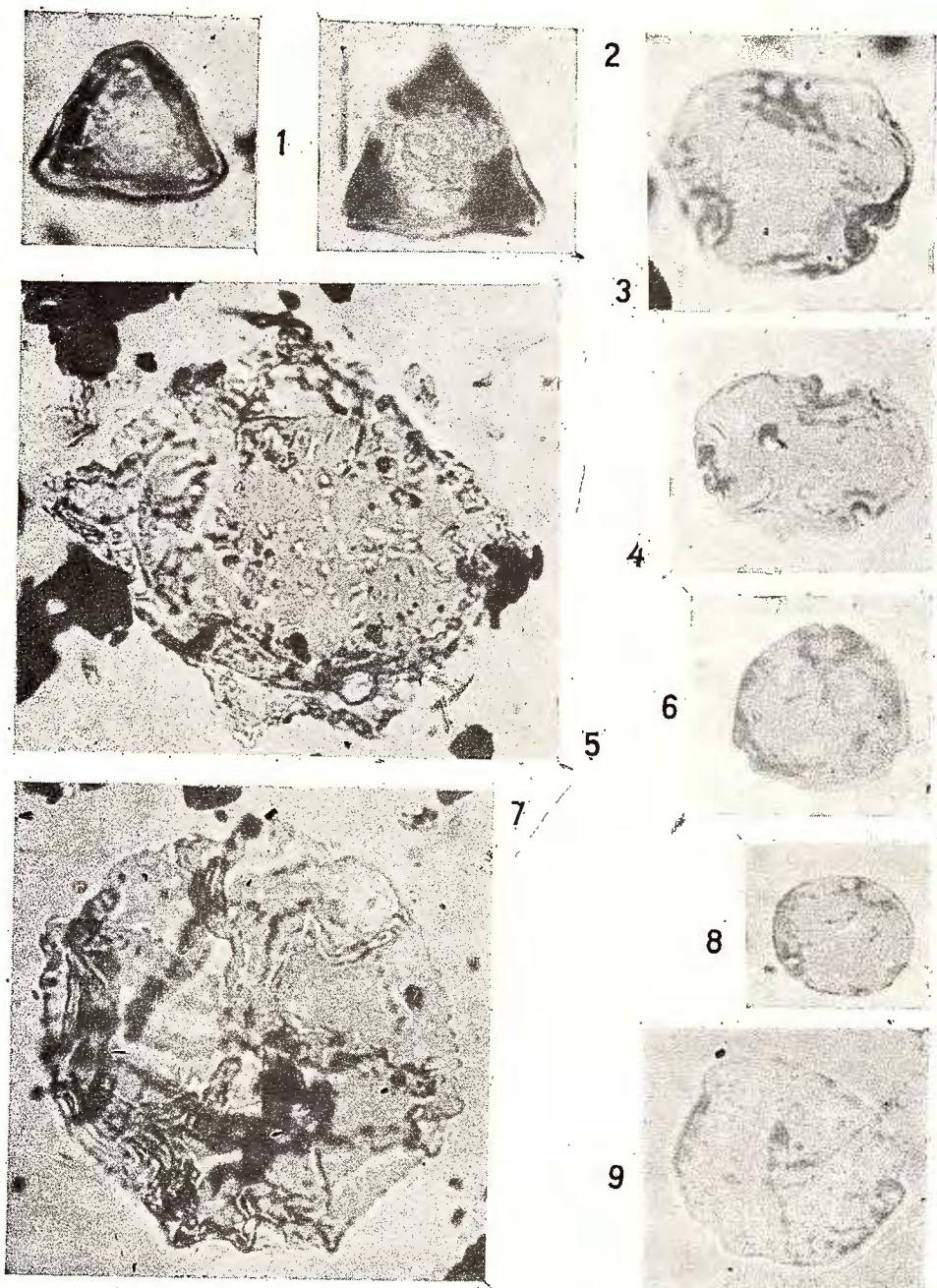
5



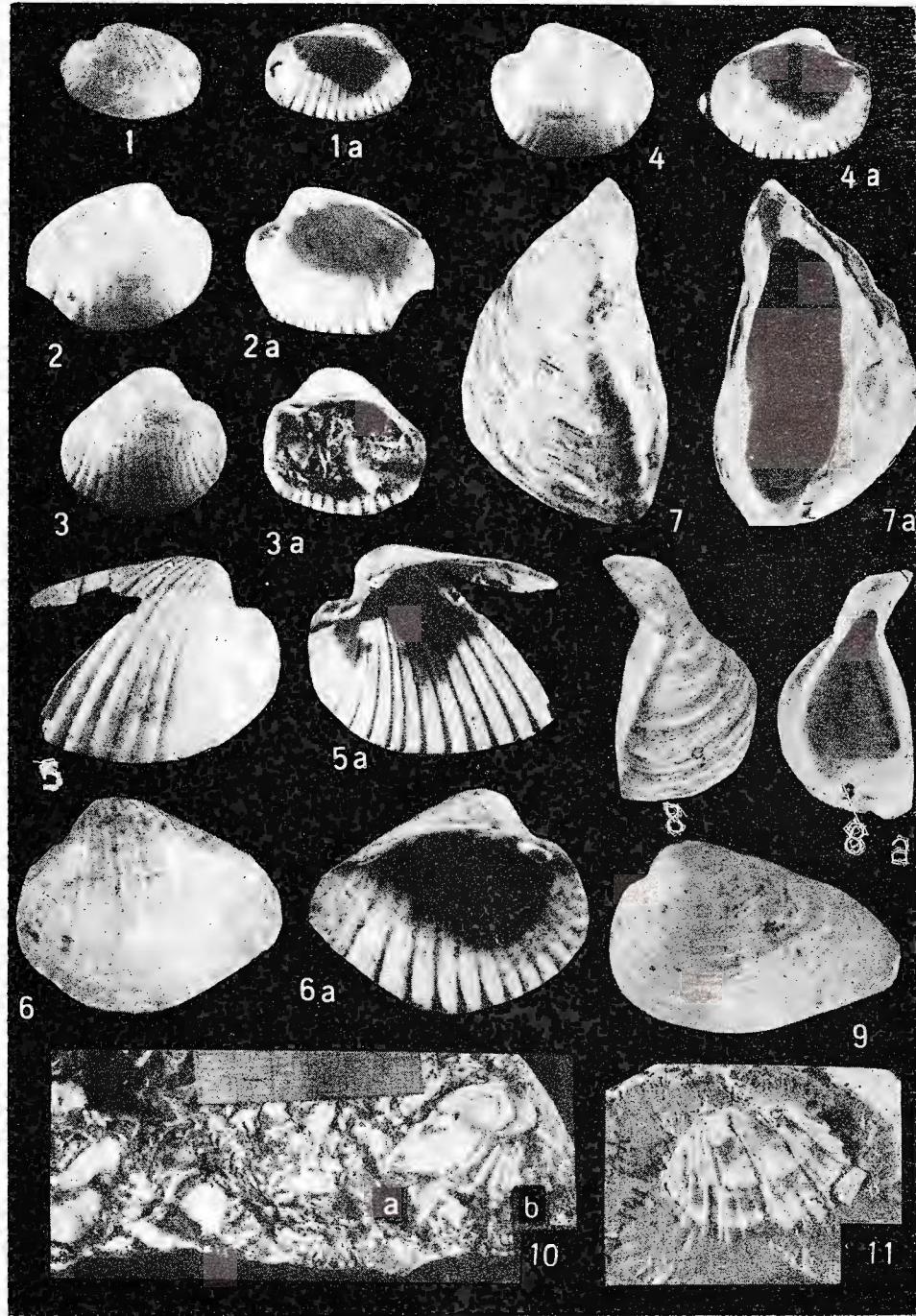
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



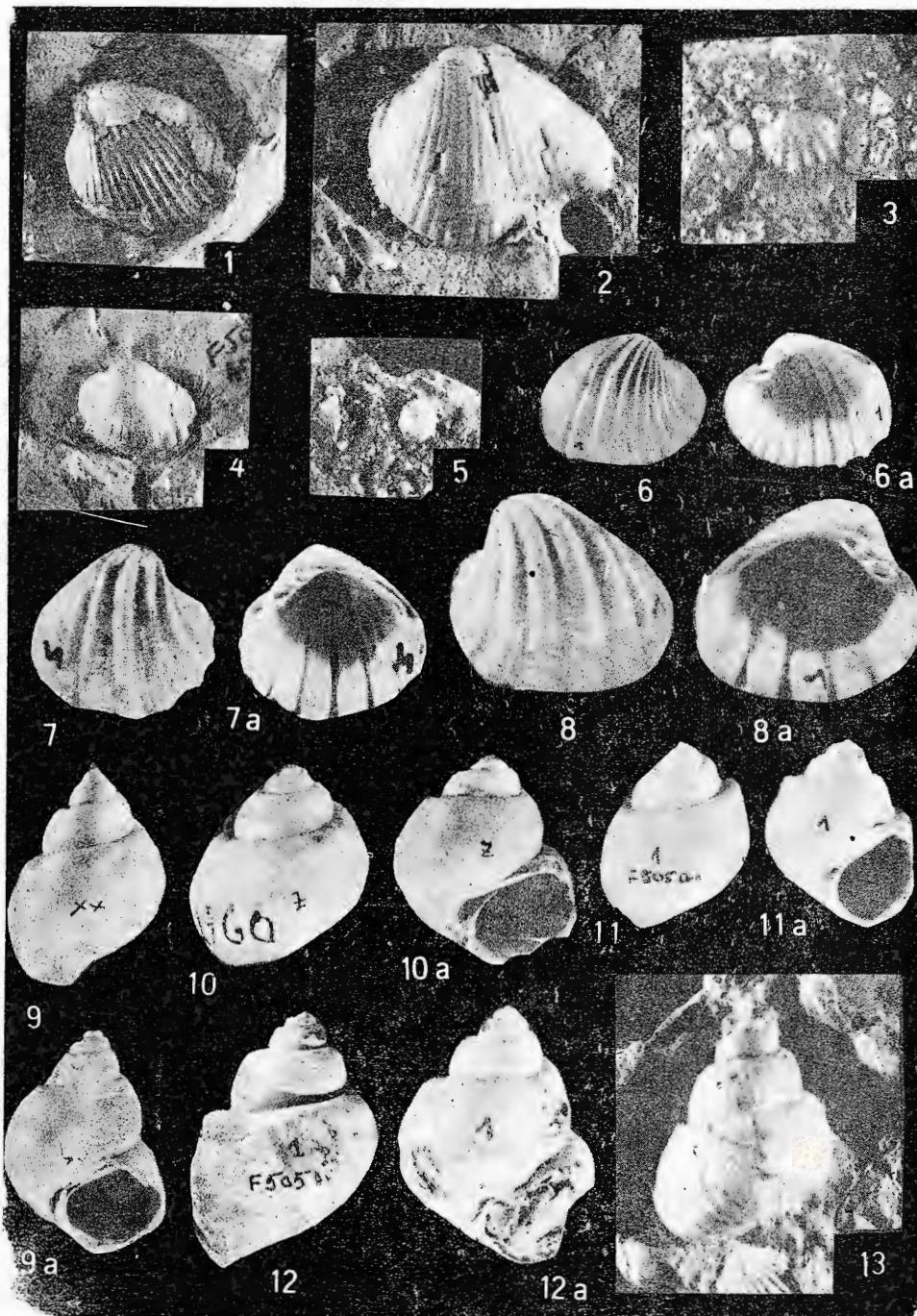
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



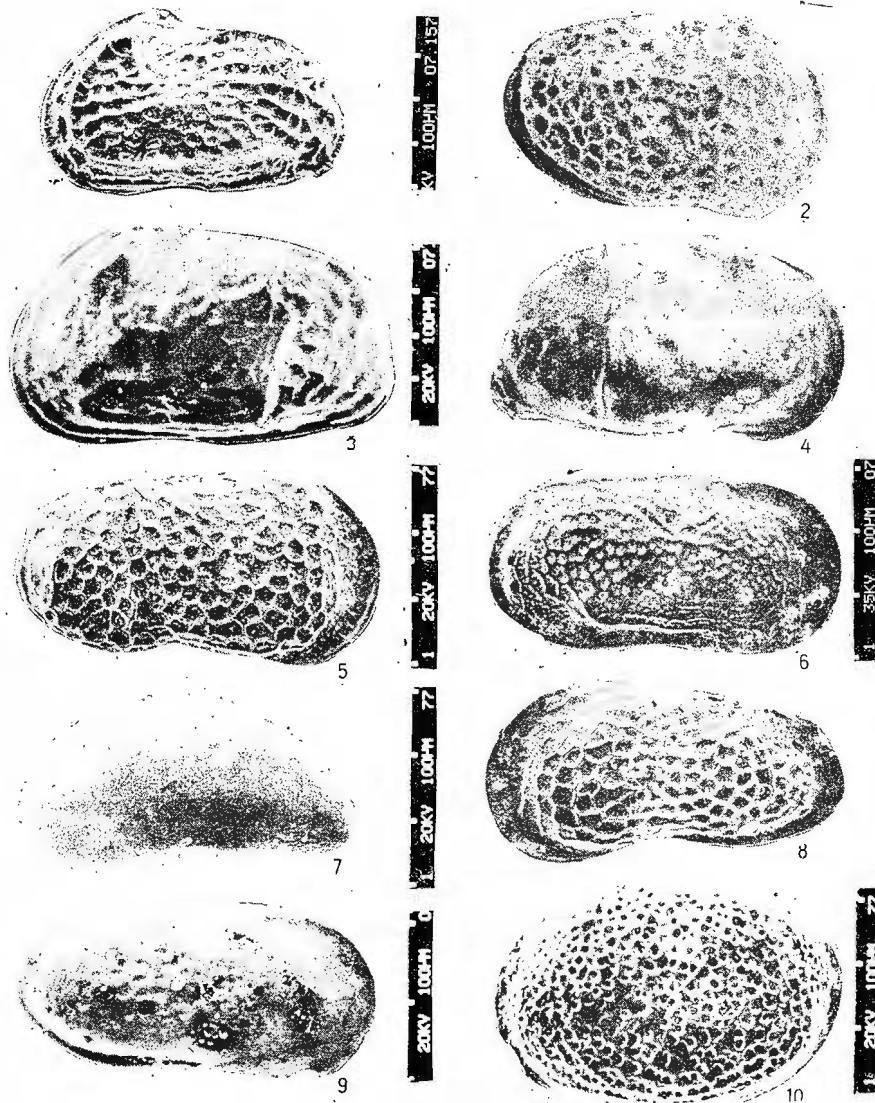
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



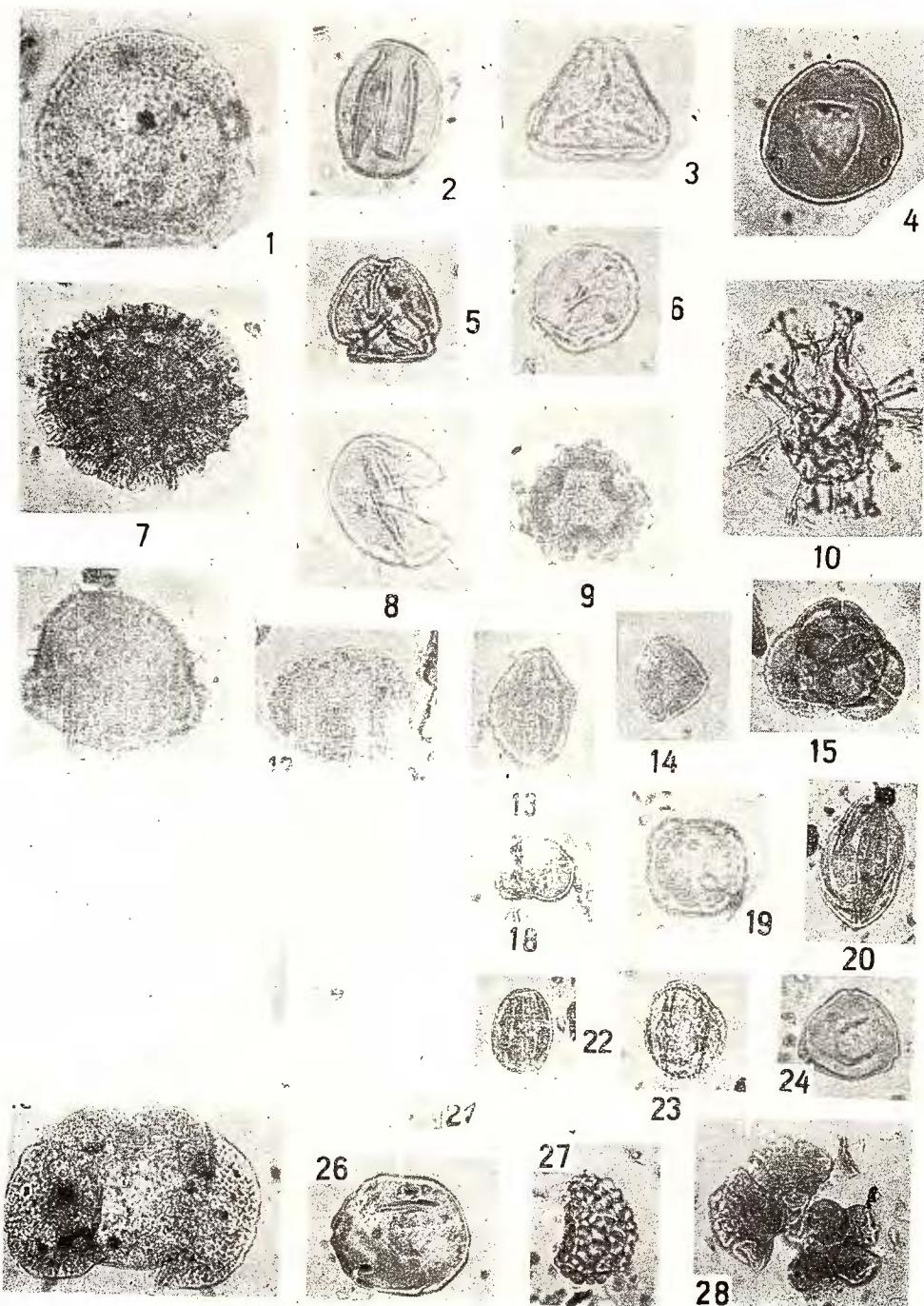
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



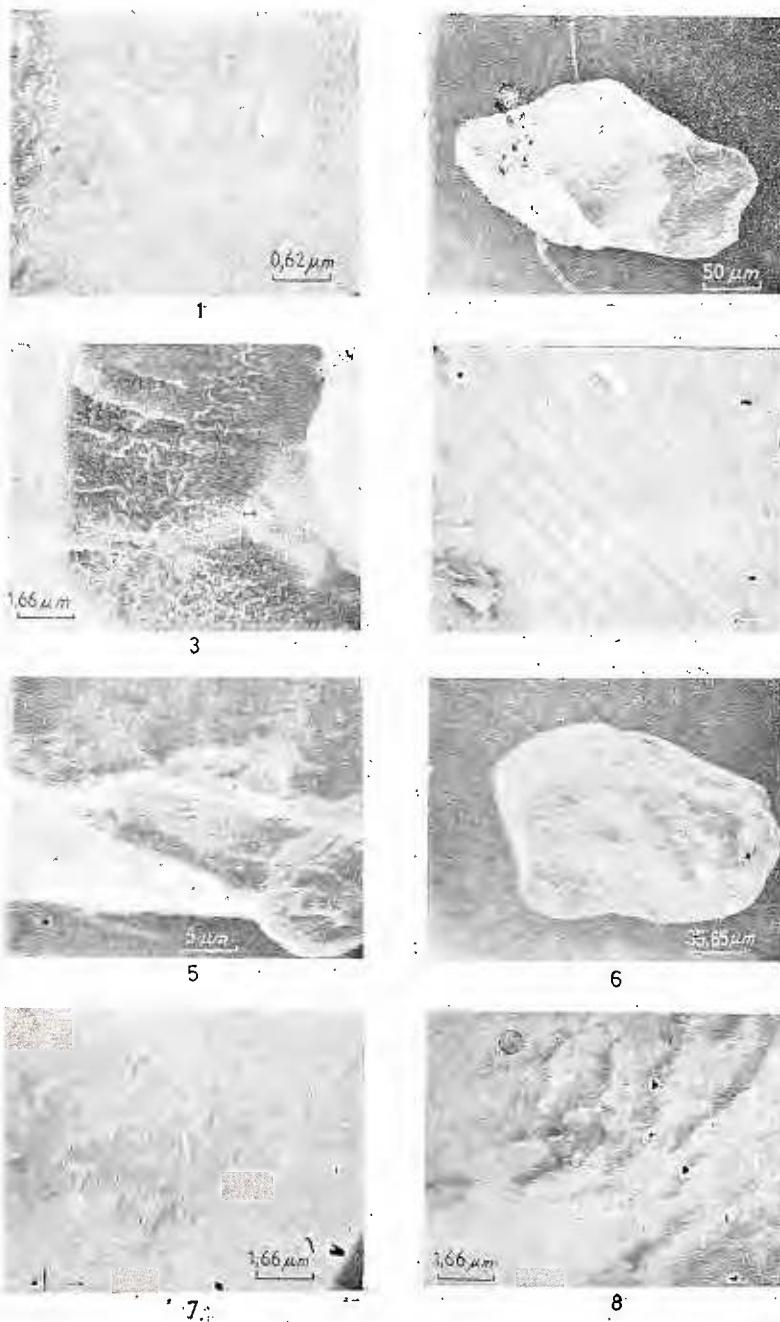
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



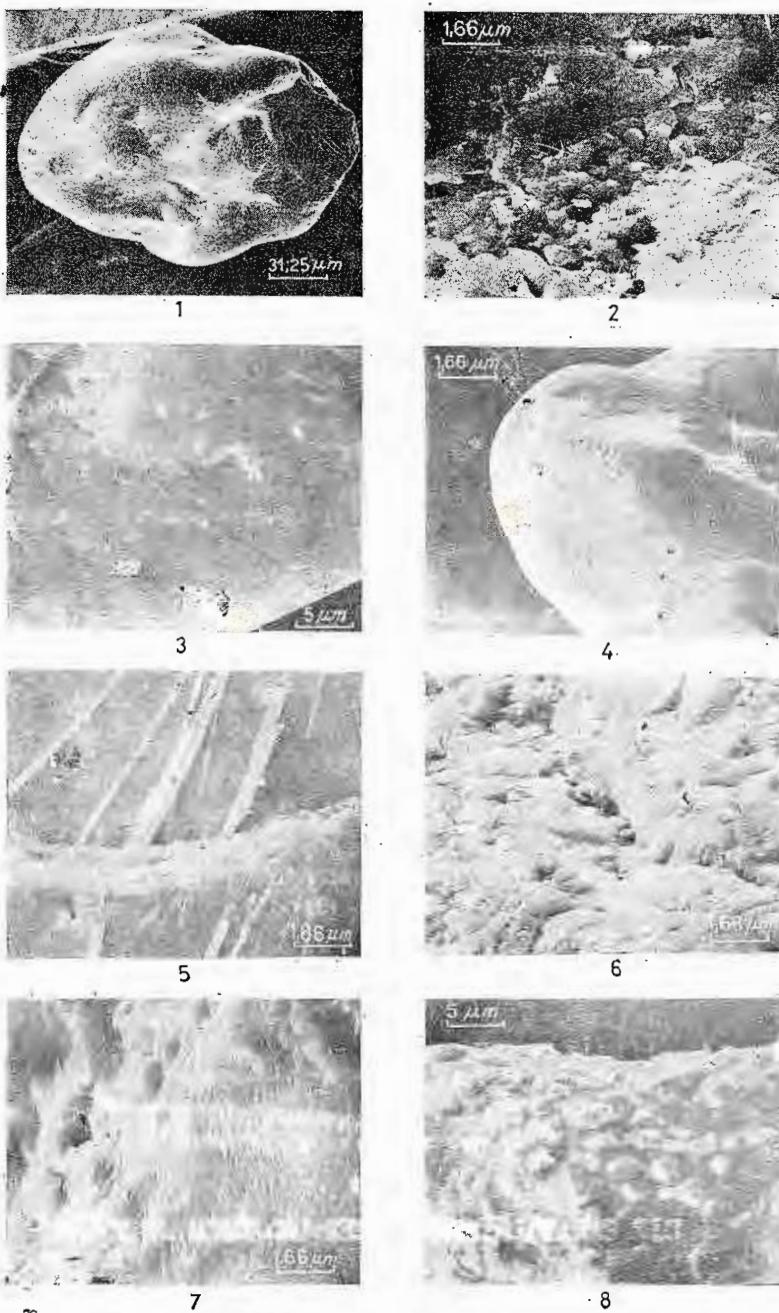
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



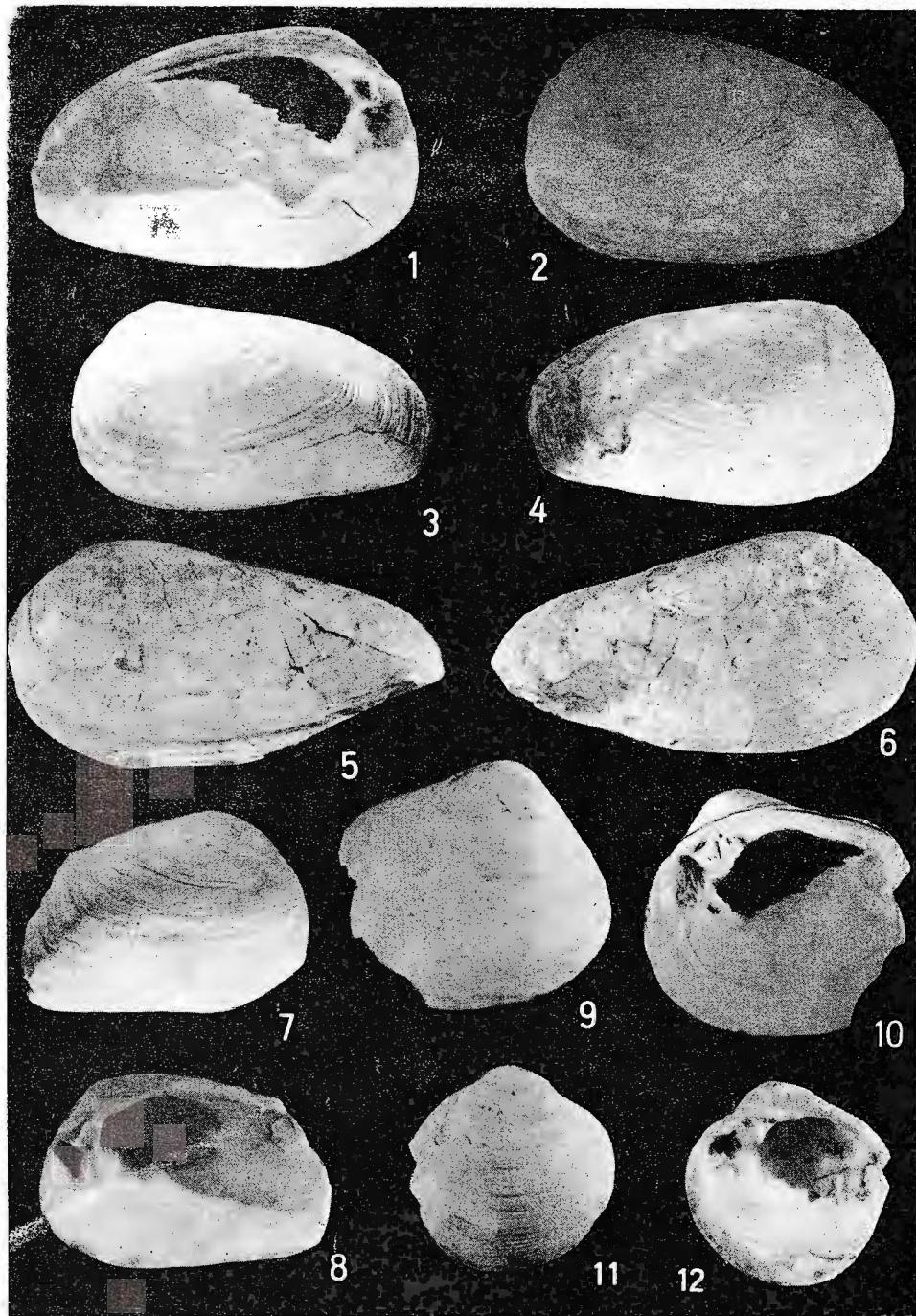
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



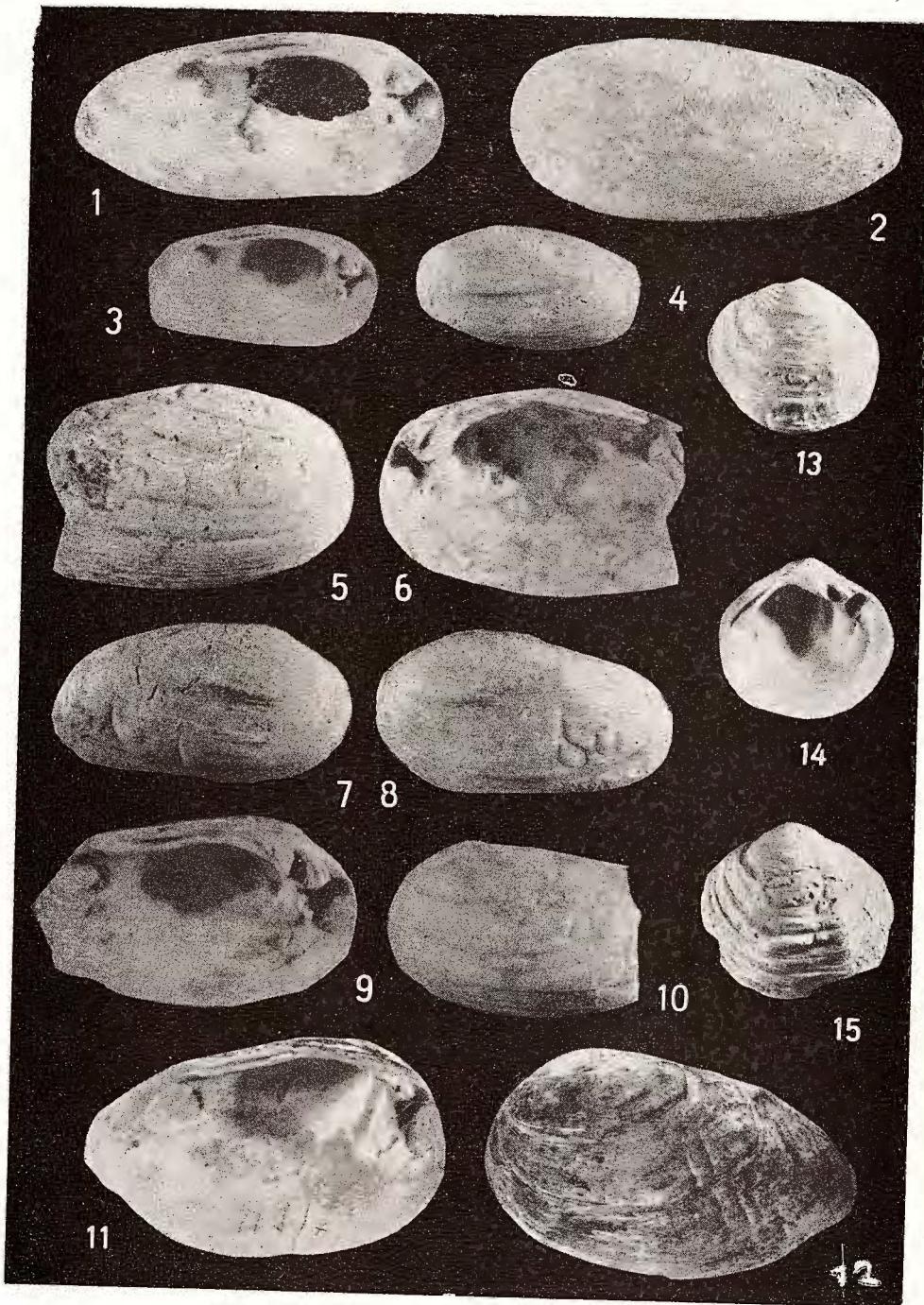
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



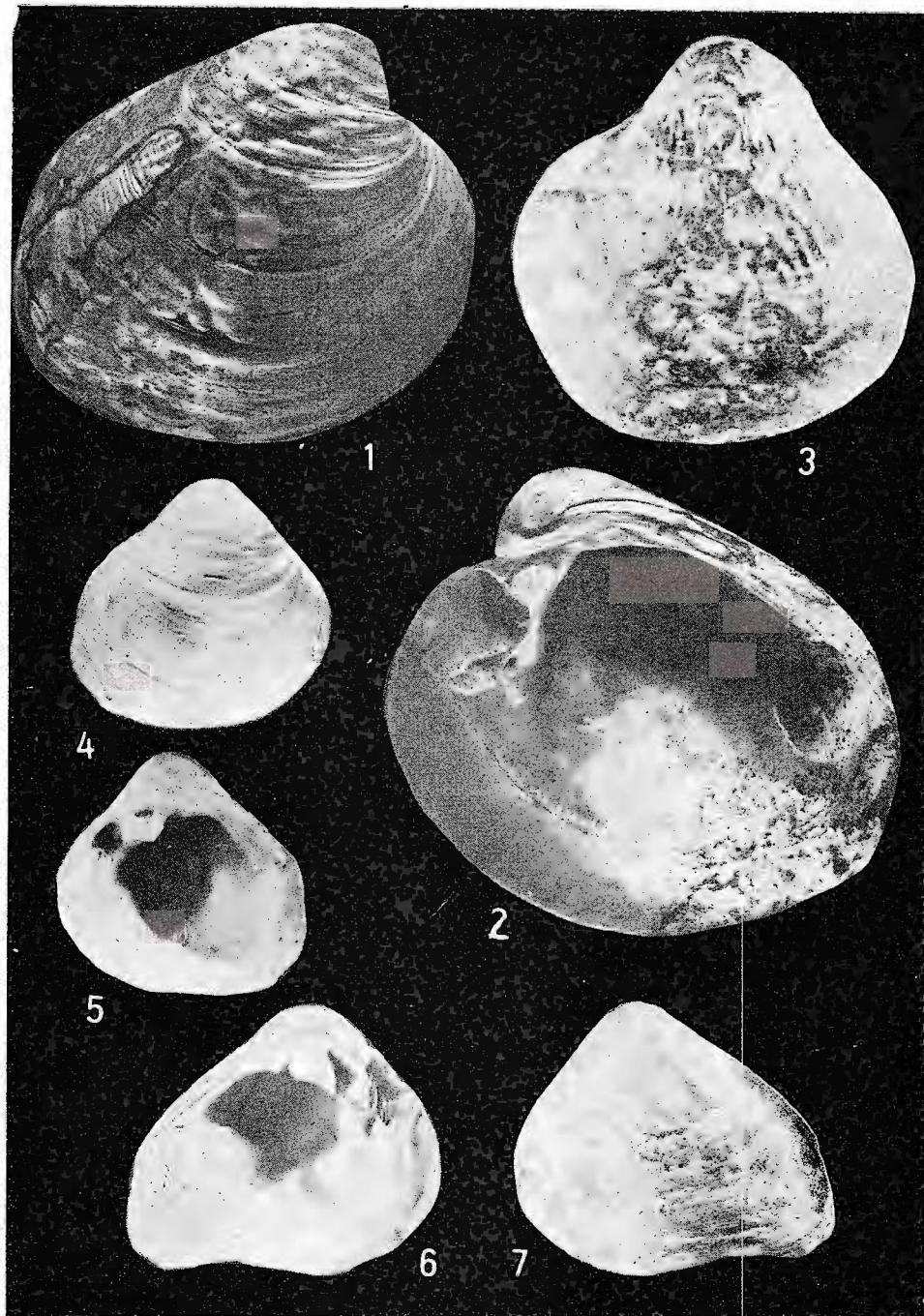
Institutul Geologic al României



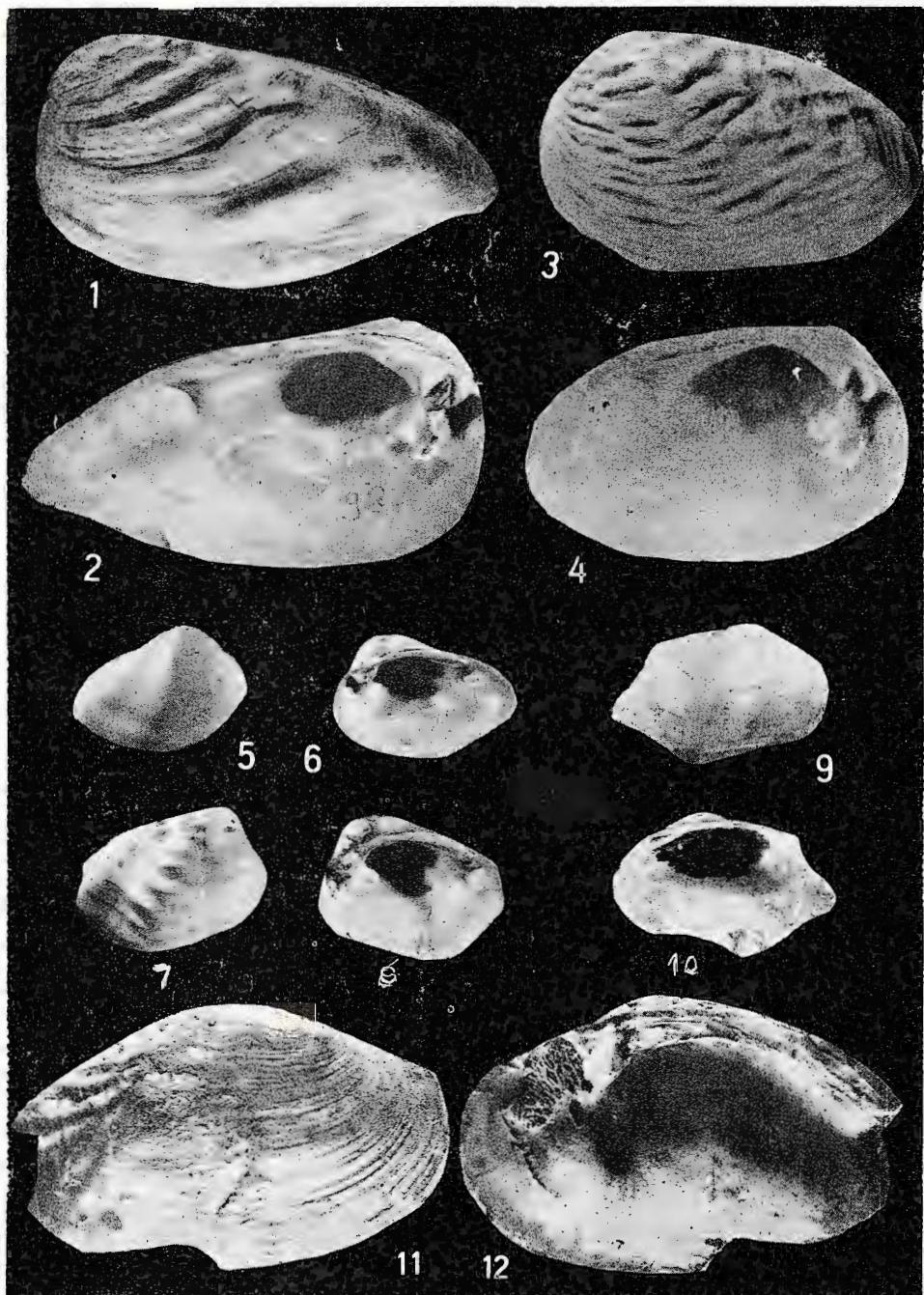
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, 74/4.



Institutul Geologic al României

Coperta : Cristian Vasile

„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 (1953—1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2—LV/1(1967—1969)

Institutul Geologic t. LV/2—LX(1970—1974)

Institutul de Geologie și Geofizică — à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

CUPRINS

PRECAMBRIAN-PALEOZOIC

R. Dimitrescu et al.

Formations cristallines du massif de Iezer-Păpușa	5
---	---

MEZOZOIC

Gr. Alexandrescu et al.
S. Bordea, J. Bordea

Asupra vîrstei flișului curbicortical	13
Géologie de la partie NE des monts Pădurea Craiului	23
Flysch crétacé-mont Ceahlău et vallée de Bicaz	31

MEZOZOIC-NEOZOIC

M. Săndulescu et al.

Âge du grès de Prisaca	45
----------------------------------	----

NEOZOIC

I. Papaianopol et al.

Formațiuni ponțiene și daciene cu cărbuni-Ialomița-Argeș	55
Plate-forme moldave — nouvelles données sur le Sarmatiens	97

NEOZOIC-CUATERNAR

T. Bandrabur et al.

Contribuții la cunoașterea geologiei bazinului Bilbor	121
---	-----

P. Enciu, I. Andreeescu

Pliocene-Pleistocene Stratigraphy in the Dacic Basin	141
--	-----

N. Mihăilă et al.

Geologia și morfogeneza cîmpiei de vest	157
---	-----

CUATERNAR

C. Ghenea

Paleohydrological processes in the Danube Valley	173
--	-----

