

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

# DĂRI DE SEAMĂ

A L E  
Ș E D I N Ț E L O R

VOL. LXIX  
(1982)

4. STRATIGRAFIE

|             |
|-------------|
| E X T R A S |
|-------------|

BUCUREȘTI  
1985

#### 4. STRATIGRAFIE

---

### FORMAȚIUNILE MEZOZOICE DIN SUD-VESTUL BAZINULUI RUSCA MONTANĂ<sup>1</sup>

DE

IOAN I. BUCUR<sup>2</sup>, CAROL STRUTINSKI<sup>3</sup>, ILEANA CUCURUZAN<sup>2</sup>

---

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

#### Abstract

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

---

#### Introducere

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

<sup>1</sup> Depusă la 25 februarie 1982, acceptată pentru comunicare și publicare 4 aprilie 1982, comunicată în ședința din 30 aprilie 1982.

<sup>2</sup> Universitatea „Babeș-Bolyai”, Catedra de Geologie, Str. M. Kogălniceanu 1, 3400 Cluj-Napoca.

<sup>3</sup> I.P.E.G. „Banatul”. Str. 30 Decembrie nr. 1, 1650 Caransebeș.

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

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

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

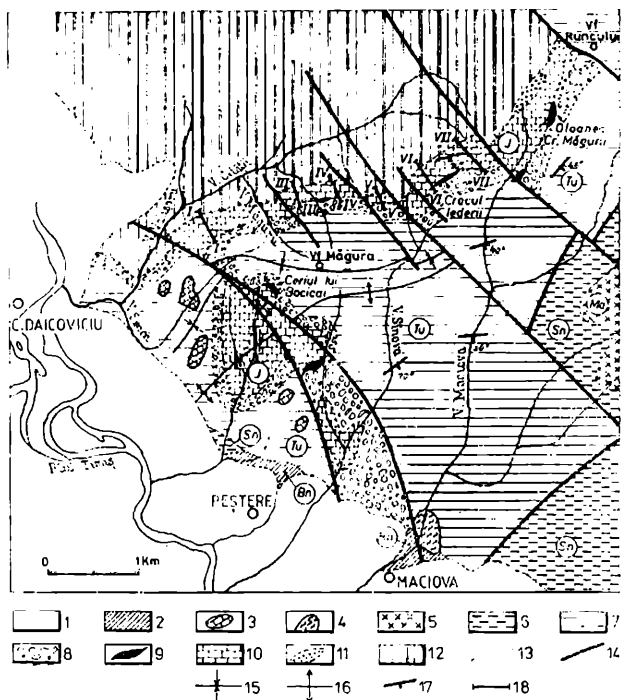


Fig. 1. — Schiță de hartă geologică cu formațiunile din partea de sud-vest a bazinului Rusca Montană (perimetrul cuprins între localitatea C. Daicoviciu, Maciova și vârful Runcului).

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

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

## Succesiunea litologică și stratigrafică a formațiunilor mezozoice

### *Jurasicul*

### *Liasicul*

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

### *Malmul*

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

## Considerații stratonomice și litofaciale

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

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

Urmează un nivel de dolosparite, parțial limonitizate și breșificate (pl. 1, fig. 2). Succesiunea se continuă cu micrite dolomitice, în bază cu un nivel de pelsparite bine sortate iar în partea superioară cu mi-

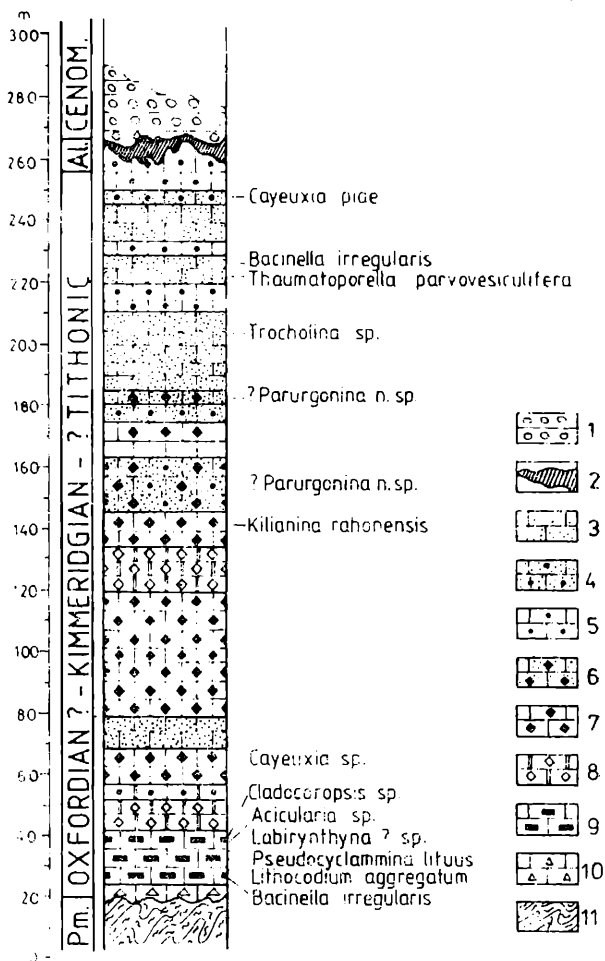


Fig. 2. — Succesiunea litostratigrafică a rocilor carbonatice jurasice din șanțul de prospecțiune nr. 3 (S III) (între valea Măgurii și valea Fierului).

1, conglomerate cenomaniene; 2, roci bauxitice; 3, micrit; 4, pelmicrit; 5, pelsparit; 6, micrit dolomitic; 7, sparit dolomitic; 8, dolosparit; 9, intrasparudit; 10, breșici calcaroase; 11, șisturi cristaline.

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

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

ate cu aspect pseudobrecios. Urmează pseudosparite și microsparite dolomitice. În partea inferioară a acestui nivel romboedrii dolomitici dolomitizați și pseudomicritizați au fost „invadați” de liantul pseudosparitic. Este vorba de pierderea parțială sau totală a conturilor romboedrilor dolomitici prin microsparitizare-pseudosparitizare. Fenomenele de dolomitizare și dedolomitizare au transformat probabil masa micritică a rocii în microsparite-pseudosparite (pl. I, fig. 6). Aceasta suportă micrite dolomitice în care romboedrii dolomitici prezintă o structură zonată marcată de variația în conținutul de impurități (pl. I, fig. 3, 4). Ele sînt urmate de microsparite și pelmicrite dolomitice. La acest nivel reapar bioclastele reprezentate prin alge încrustante și foraminifere.

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

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

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

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

### Considerații biostratigrafice

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

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

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

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

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

### Chimismul și originea rocilor carbonatice jurasice

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

TABELUL 1

Compoziția chimică procentuală a rocilor carbonatice jurasice

| Nr. crt. | Nr. probei | Locul de recoltare | Structură              | % CaO | % MgO | % $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | % $\text{Al}_2\text{O}_3$ | % $\text{SiO}_2$ | % $\text{Na}_2\text{O}$ | % $\text{K}_2\text{O}$ | % S  | % P.C. | Denumirea roci (după Carozzi, 1960) |
|----------|------------|--------------------|------------------------|-------|-------|---------------------------|---------------------------|------------------|-------------------------|------------------------|------|--------|-------------------------------------|
| 1        | 251        | SVII, m 76         | micrit                 | 55,24 | 0,19  | 0,14                      | 0,21                      | 0,20             | 0,11                    | —                      | —    | 43,80  | calcar                              |
| 2        | 145        | SIII, m174         | pelmierit              | 54,23 | 0,42  | 0,14                      | 0,66                      | 0,25             | 0,62                    | 0,12                   | 0,03 | 43,06  | calcar                              |
| 3        | 132        | SIII, m 108        | microsparit            | 53,50 | 1,45  | 0,35                      | 0,55                      | 0,55             | 0,35                    | 0,15                   | 0,08 | 43,50  | calcar magnezian                    |
| 4        | 113        | SI, m 355          | mierit                 | 52,22 | 2,16  | 0,15                      | 0,45                      | 0,67             | urme                    | urme                   | —    | 43,36  | calcar magnezian                    |
| 5        | 154        | SIII, m 208        | micrit                 | 51,57 | 2,54  | 0,43                      | 0,62                      | 0,40             | 0,62                    | 0,11                   | 0,03 | 43,71  | calcar dolomitic                    |
| 6        | 153        | SIII, m 206        | micrit dolomitic       | 50,34 | 3,36  | 0,70                      | 0,60                      | 0,58             | 0,42                    | 0,15                   | 0,02 | 43,08  | calcar dolomitic                    |
| 7        | 180        | SIV, m 60          | micrit dolomitic       | 38,29 | 4,36  | 0,14                      | 0,26                      | 0,24             | 0,01                    | 0,01                   | 0,05 | 47,54  | calcar dolomitic                    |
| 8        | 200        | SVI, m 46          | intrasparudit dolom.   | 47,30 | 4,90  | 1,00                      | 1,40                      | 1,73             | 0,35                    | —                      | urme | 42,86  | calcar dolomitic                    |
| 9        | 182        | SIV, m 83          | microsparit dolomitic  | 48,13 | 5,68  | 0,14                      | 0,27                      | 0,10             | 0,01                    | 0,02                   | 0,03 | 43,47  | calcar dolomitic                    |
| 10       | 210        | SVI, m 86          | micrit dolomitic       | 46,90 | 5,90  | 0,71                      | 1,39                      | 1,22             | 0,28                    | —                      | —    | 43,32  | calcar dolomitic                    |
| 11       | 205        | SVI, m 68          | microsparit dolomitic  | 44,96 | 7,58  | 0,92                      | 0,98                      | 0,81             | 0,40                    | 0,12                   | —    | 43,76  | calcar dolomitic                    |
| 12       | 187        | SV, m 33           | microsparit dolomitic  | 44,72 | 8,75  | 0,16                      | urme                      | 0,09             | 0,03                    | 0,02                   | 0,02 | 45,00  | calcar dolomitic                    |
| 13       | 185        | SIV, m 97          | pseudosparit dolomitic | 43,21 | 10,07 | 0,16                      | urme                      | 0,04             | 0,04                    | 0,03                   | 0,02 | 43,96  | calcar dolomitic                    |
| 14       | 183        | SIV, m 88          | pseudosparit dolomitic | 39,19 | 13,27 | 0,24                      | 0,20                      | 0,16             | 0,01                    | 0,01                   | 0,01 | 46,28  | dolomit calcitic                    |
| 15       | 123        | SIII, m 67         | pseudosparit dolomitic | 37,10 | 15,34 | 0,47                      | 0,05                      | 0,40             | urme                    | urme                   | —    | 45,62  | dolomit calcitic                    |
| 16       | 119        | SIII, m 46         | dolosparit             | 45,43 | 15,76 | 0,88                      | 0,27                      | 0,79             | urme                    | urme                   | —    | 45,43  | dolomit calcitic                    |
| 17       | 125        | SIII, m 77         | dolosparit             | 35,14 | 17,20 | 0,31                      | 0,30                      | 0,32             | urme                    | urme                   | —    | 46,13  | dolomit calcitic                    |
| 18       | 190        | SV, m 47           | dolosparit             | 34,09 | 17,36 | 0,17                      | 0,19                      | 0,01             | 0,02                    | 0,02                   | 0,01 | 45,66  | dolomit calcitic                    |



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

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

Aspectele litologice și microbiofaciesurile dau unele indicații cu privire la originea rocilor carbonatice jurasice de la est de localitatea Constantin Daicoviciu. Acestea s-au depus pe o platformă carbonatică de mică adîncime, dezvoltîndu-se inițial într-o arie cu regim hidrodinamic moderat, așa cum o arată faciesul de tip „Grapestone pelsparite” din baza succesiunii. Au existat probabil dese izolări ale zonei litorale față de largul bazinului, acestea ducînd la crearea unor mici lagune în care, pe de o parte, acumulările de  $H_2S$  și formarea unui mediu euxinic au dus la dobîndirea unei culori cenușii-închis și negricioase a rocilor ce s-au format aici, iar pe de altă parte au favorizat, printr-o intensă evaporatie periodică, formarea dolomitelor. Micritele dolomitice și micritele din partea superioară a succesiunii indică instalarea unui mediu infralitoral intern, adăpostit, cu un regim hidrodinamic atenuat alternînd cu episoade mai active care au determinat probabil apariția unor nivele pelsparitice.

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

## *Cretacicul*

### *?Albianul*

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

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

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

TABELUL 2

Compoziția chimică procentuală a rocilor bauxitice

|                                | Cerul lui Bocicai | Cracul Iederii | Oloanea-Cracul Măgurii |
|--------------------------------|-------------------|----------------|------------------------|
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 46 -- 58          | 52,20          | 49,5 -- 63,5           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19 -- 26          | 23,40          | 18,4 -- 22,8           |
| SiO <sub>2</sub>               | 7 -- 13           | 8,28           | 1,0 -- 12,68           |
| TiO <sub>2</sub>               | 2 -- 3            | 2,42           | 2,27 -- 3,30           |
| CaO                            | ÷                 | —              | —                      |

## Cenomanianul

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

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

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

## Turonianul

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

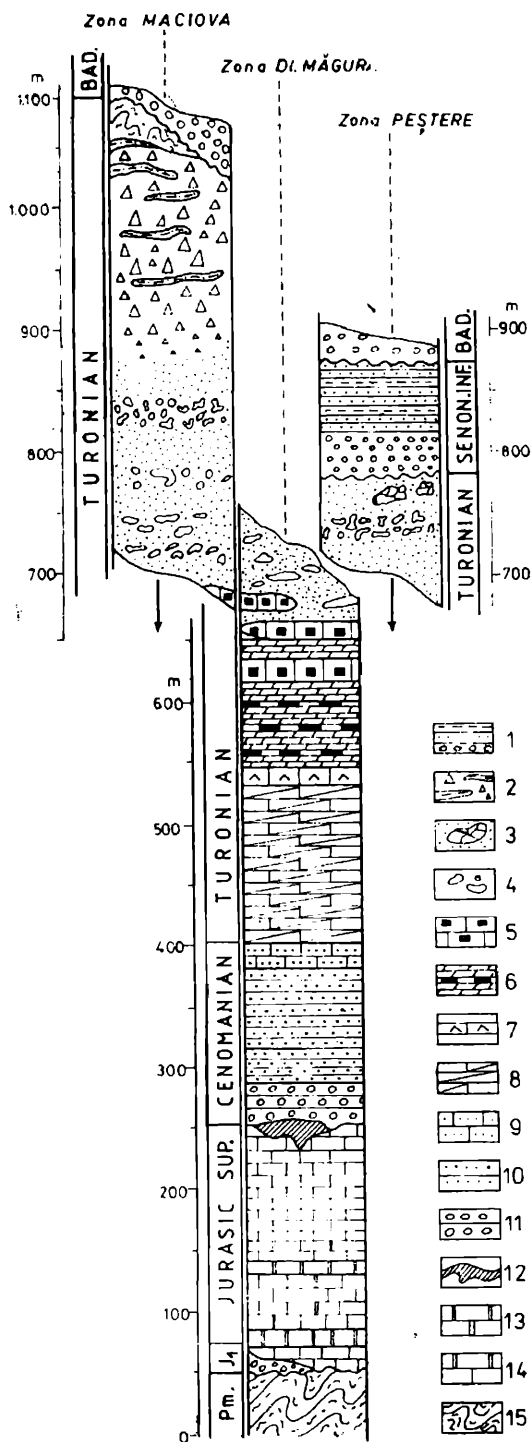


Fig. 3. — Coloane litologice cu formațiunile mezozoice din partea de sud-vest a bazinului Rusca Montană.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Însoțind calcarele detritice cu alge, apar frecvente nivele de marno-calcare grezoase cu remanieri intraformaționale și fenomene de sliding/slumping iar pe alocuri secvențe flișoide calcaroase.

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

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

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

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

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

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

### *Senonianul*

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

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

## Tectonica perimetrului

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

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

## Concluzii

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## BIBLIOGRAFIE

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



- Fourcade E., Rodriguez-Estrella T. P. F. (1977) El Jurasico superior y el Cretácico inferior de los alrededores de Yeste (zona Prebetica, sudeste de España). *Rev. Esp. de Micropaleontol.*, IX/3, p. 361-380, Madrid.
- Hoedemaeker Ph. J. (1973) Olisthostrome and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Morabella (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta geol.*, 19, 207 p., Leiden.
- Jaffrezo M. (1980) Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien. Micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléocéologie. Extension des résultats à la Mésogés. Thèse Doct. d'Etat Sci. Nat., Univ. P. et M. Curie, 823 p., Paris.
- Johnson J. H. (1964) Paleocene calcareous algae from Northern Iraq. *Micro-paleontology*, 10/2, p. 207-216, New York.
- Kräutner H. G., Kräutner F. (1972) Raport, arhiva I.P.E.G. „Banatul” Caransebeș.
- Kräutner F., Orășanu T., Potocan E., Dincă A. (1972) Harta geologică a R. S. România scara 1:30 000, Poiana Nădrag. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Leikine M., Vila J. M. (1975) Microfossiles jurassiques et crétacés des hautes plaines sétifiennes au Djebel Youssef et au Djebel Braou (Algérie). Conséquences structurales. *Rev. de Micropaléontol.*, 18/2, p. 89-96, Paris.
- Mamulea A. (1955) Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană-Lunca Cernii. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 172-178, București.
- Perbennès B. (1976) Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Paul-Sabatier, 459 p., Impr. C.R.D.P., Toulouse.
- Pop Gr. (1966) Relații între mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacic superior din Munții Vilcan (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., geol.*, 11/1, p. 39-49, București.
- Sartoni S., Crescentini U. (1962) Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale. *Giornale di geol.*, ser. 2, XXIX, p. 161-304, Bologna.
- Schafarzsk F. (1906) A Krassószörényi Pojána-Ruszkahegység DNY-i részének geologiai viszonyai. *M.k. Földt. Inst., Jelentése 1905*, p. 84-95, Budapest.
- Septfontaine M. (1973) Les genres *Pfenderina* Henson, 1948 et *Lituonella* Schlumberger, 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des Couches à *Mytilus* et relations avec la province mésogéenne. *Eclogae geol. Helv.*, 71/2, p. 321-345, Bâle.
- Strutinski C., Bucur I. (sub tipar) Prezența unui nivel de tufite bazice în Turanianul din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali) și semnificația lui paleogeografică. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*
- Paica M., Bucur I. (1983) The supragetic Nappe in the Poiana Ruscă Massif — an Argumentation. *An. Inst. Geol. Geofiz., Congr. Carp.-Balk.*, LX, p. 221-229, București.
- Velic I., Sokač B. (1974) On the tripartite subdivision of the Malm in Mt. Velika Kapela (Croatia). *Geol. vjesnik*, 27, p. 143-150, Zagreb.
- (1975) Izvještaj o geološkom kartiranju za osnovnu geološku kartu Sfrja na listu Ogulin-107 u 1973. I 1974G. *Geol. vjesnik*, 28, p. 409-414, Zagreb.
- Zimmermann P., Zimmermann V. (1977) Raport, arhiva I.P.E.G. „Banatul” Caransebeș.

## LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES DU SUD-OUEST DU BASSIN DE RUSCA MONTANA

### (Résumé)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

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

## Planche II.

- Fig. 1. — *Kilianina rahonensis* Foury et Vincent. Secțiune axială. Jurasic superior, Eș. 31 (S III),  $\times 60$ .  
*Kilianina rahonensis* Foury et Vincent. Section axiale. Jurassique supérieur. Echantillon 31 (S III),  $\times 60$ .
- Fig. 2. — *Kurnubia palastiniensis* (Henson). Secțiune subaxial-tangentială. Jurasic superior, Eș. 1 (S VI, partea mediană),  $\times 15$ .  
*Kurnubia palastiniensis* (Henson). Section sous-axiale-tangentielle. Jurassique supérieur. Echantillon 1 (S VI, partie médiane),  $\times 150$ .
- Fig. 3. — *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Jurasic superior, Eș. 28 (cariera Bănița),  $\times 150$ .  
*Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Jurassique supérieur. Echantillon 28 (carrière de Bănița).  $\times 150$ .
- Fig. 4. — *Parurgonina* ? n. sp. Jurasic superior, Eș. 52 (S III),  $\times 40$ .  
*Parurgonina* ? n. sp. Jurassique supérieur. Echantillon 52 (S III),  $\times 40$ .

## Planche III

- Fig. 1-4. — *Parurgonina* ? n. sp. Jurasic superior.  
*Parurgonina* ? n. sp. Jurassique supérieur.
1. Eș. 16 (S VI, partea mediană),  $\times 40$ .  
Echantillon 16 (S VI, partie médiane),  $\times 40$ .
  2. Eș. 1 (S VI, partea mediană),  $\times 40$ .  
Echantillon 1 (S VI, partie médiane),  $\times 40$ .
  3. Eș. 31 (S III),  $\times 40$ .  
Echantillon 31 (S III),  $\times 40$ .
  4. Eș. 10 (S VI, partea mediană),  $\times 40$ .  
Echantillon 10 (S VI, partie médiane),  $\times 40$ .

## Planche IV

- Fig. 1. — *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Turonian superior, Eș. B9 (virful Măgura),  $\times 275$ .  
*Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Turonian supérieur, Echantillon B9 (sommets de Măgura),  $\times 275$ .
- Fig. 2. — *Pithonella sphaerica* (Kaufmann). Turonian superior, Eș. B9 (virful Măgura),  $\times 275$ .  
*Pithonella sphaerica* (Kaufmann). Turonien supérieur, Echantillon B9 (sommets de Măgura),  $\times 275$ .
- Fig. 3, 4. — *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Turonian superior, Eș. B3 (virful Măgura). 3  $\times 550$  ; 4  $\times 800$ .  
*Pithonella ovalis* (Kaufmann). Turonien supérieur, Echantillon B3 (sommets de Măgura). 3  $\times 550$  ; 4  $\times 800$ .
- Fig. 5. — *Pithonella trejoi* Bonet. Turonian superior, Eș. B9 (virful Măgura),  $\times 275$ .  
*Pithonella trejoi* Bonet. Turonien supérieur. Echantillon B9 (sommets de Măgura),  $\times 275$ .

## Planche V

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

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

*Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz).

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

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

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

4. Secțiune longitudinală. Turonian superior, Eș. B12 (virful Măgura),  $\times 165$ .

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

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

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

## Planche VI

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

