

INSTITUTUL GEOLOGIC



DĂRI DE SEAMA
ALE
SEDINTELOR

VOL. VI
1968 - 1969

4. STRATIGRAFIE

88820

BUCUREȘTI
1970



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. LVI

(1968-1969)

4. STRATIGRAFIE



BUCUREȘTI

1970



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI PALEOZOICULUI SUPERIOR NEMETAMORFOZAT, ÎN FACIES CONTINENTAL, ÎN ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI¹

DE

MIRCEA MUREȘAN²

Abstract

On the Presence of the Non-Metamorphosed Paleozoic under the Continental Facies in the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians. The Seisian gritty-conglomerate deposits, which as yet were considered as the first completely non-metamorphosed term in the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians, are underlain by an older formation namely the Hăghimaș breccia formation. The latter lacking stratification is represented predominantly by coarse breccias with generally angular, chaotically disposed elements whose sizes are quite varied (from several millimeters to several meters and even more). The characteristic features of the Hăghimaș breccia formation indicate its development under the conditions of a subaerial continental environment (probably deposits of coluvial and diluvial types). Since the last metamorphism process in the East Carpathians took place between the Lower Carboniferous and the Upper one, the formation of Hăghimaș breccias is Paleozoic in age, probably Permian.

În zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali se considera pînă în prezent că cele mai vechi depozite sedimentare complet nemetamorfozate, transgresive peste formațiunile metamorfice, sînt reprezentate printr-un ansamblu de origine marină, constituit predominant din conglomerate și gresii cuarțoase; actualmente, în aproape toate lucrările de specialitate aceste roci detritice sînt atribuite Seisianului.

Cercetările noastre, efectuate în partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc, ne-au condus la concluzia că substratul pe care transgredează conglomeratele și gresii seisiene este reprezentat nu de șisturi cristaline

¹ Comunicare în ședința din 31 ianuarie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



ei de o formațiune sedimentară mai veche, nemetamorfozată, a cărei prezentare constituie obiectul lucrării de față.

Îndrumări prețioase privind redactarea acestei lucrări, am primit de la D. Patrulius, căruii îi exprimăm, pe această cale, mulțumirile noastre.

I. Descrierea petrografică

În partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc, formațiunea de care ne ocupăm se dezvoltă în cadrul a 3 zone principale : o zonă occidentală, care se află la vest de localitățile Tomești și Sindominic, situate aproape de extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice și respectiv spre marginea ei apuseană ; o zonă mediană, ce bordează continuu marginea vestică a sinclinalului marginal al Hăghimașului ; o zonă orientală situată în partea estică a aceluiași sinclinal.

Termenul sedimentar peste care se aștern formațiunile atribuite Seisi-anului este constituit, în toate zonele observate de noi, din roci grosiere alcătuite în general din elemente colțuroase de șisturi cristaline, cimentate printr-un liant detritic, a cărui participare cantitativă este frecvent redusă sau chiar foarte redusă ; în majoritatea cazurilor nu se observă rotunjirea elementelor. Tendința de sortare a acestora este practic inexistentă, fapt care a împiedicat apariția stratificației ; într-adevăr în același afloriment apar elemente cu cele mai variate dimensiuni, dispuse haotic în masa rocii. Prin micșorarea mărimii bucăților de roci cristaline remaniate se face trecerea spre liantul detritic al acestora.

Mărimea uneori uriașă a blocurilor constituate (uneori peste 10-15 m), poate împiedica observarea caracterului de roci sedimentare al depozitelor pe care le prezentăm, atunci când aflorimentele au dimensiuni reduse ; de asemenea, faptul că frecvent, pe culmi mai ales, roca se dezagregă în elementele ei componente, face dificilă detectarea ei ; o dovadă în acest sens este că în zonele la care ne referim ea nu era cunoscută ca atare în locul ei fiind figurate șisturi cristaline.

În cazul multor aflorimente, se observă coexistența elementelor de roci cristaline diferite litologic sau metamorfice ; menționăm de asemenea și cazul participării în cadrul aceluiași afloriment a unui singur tip petrografic.

Șisturile cristaline remaniate sînt reprezentate prin diferite varietăți de roci mezometamorfice și mai rar epimetamorfice : micașisturi, paragneise și gnaise oculare, granite gnaiseice, granodiorite gnaiseice, diorite gnaiseice,



șisturi clorito-sericitoase, șisturi sericito-grafitoase, cuarțite sericitoase, șisturi sericito-cuarțoase. Se observă că elementele mezometamorifice și cele epimetamorifice pot să apară fie strâns asociate (în partea sudică a zonei orientale — pe văile Rina, Gîrbea, Iavardi; în cadrul zonei occidentale — în bazinul văii Fagilor); în sfîrșit, în zona mediană, formațiunea pe care o descriem este constituită numai din fragmente mezometamorifice, care provin din seria de Rarău, situată dedesubt.

II. Considerații genetice

Forma colțuroasă a majorității fragmentelor, aspectul detritic grosier al cimentului, variabilitatea foarte mare a dimensiunilor componentelor, lipsa sortării și deci a stratificației, alcătuirea petrografică frecvent neomogenă arată indubitabil că formațiunea analizată este un depozit sedimentar breccios (breccii și subordonat breccii conglomeratice), frecvent polimictic, format prin acumularea și cimentarea unor elemente, rezultate din dezagregarea fundamentului cristalin. Extinderea pe suprafețe mari a acestui depozit grosier nesortat, raritatea elementelor rotunjite, lipsa stratificației și legătura strînsă între compoziția litologică a elementelor componente și cea a fundamentului cristalin ne face să presupunem că transportul elementelor a fost redus și că apa a putut reprezenta numai accidental și pe perioade limitate un mijloc de mobilizare a materialului dezagregat. Sîntem deci în prezența unui depozit continental, în cea mai mare parte subaerian, format pe seama formațiunilor metamorfice preexistente, pe al căror paleorelief repauzează. Dacă aceste presupuneri asupra condițiilor de formare sînt valabile atunci este vorba de formațiuni predominant coluviale și deluviale.

Întrucît acest depozit sedimentar are o largă dezvoltare în masivul Hăghimaș (zonele mediană și orientală aparțin geografic acestui masiv) îl vom denumi „formațiunea brecciilor de Hăghimaș”, noțiune căreia, după cum se va vedea mai jos, îi atribuim în același timp un conținut stratigrafic.

III. Poziția stratigrafică a formațiunii brecciilor de Hăghimaș

A) *Limita stratigrafică superioară.* Poziția transgresivă a acestui orizont peste formațiunea brecciosă se observă în toate cele 3 zone menționate.

1. În zona occidentală, în bazinul văii Fagilor, Strecker (1940) a pus în evidență depozite mezozoice pe care le considera transgresive pe un fundament de șisturi cristaline brecciate tectonic.



În 1965, Patrușius et al.³ au detaliat depozitele mezozoice (Triasic inferior-Cretacic inferior) de aici, și au arătat că ele sînt încălecate, înspre NE, de calcare și dolomite cristaline; printre alte contribuții aduse de autori este și atribuirea orizontului bazal, constituit din conglomerate și gresii, Seisianului. Rocile din fundament, situate sub acest orizont, sînt descrise ca un ansamblu metamorfozat regional, format din șisturi cuar-

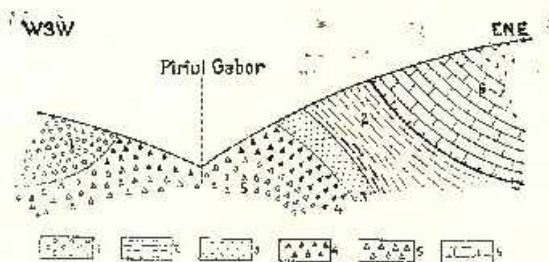


Fig. 1. — Relațiile stratigrafice ale formațiunii brecciilor de Hăghimaș pe pîrul Gabor (la vest de Tomești și Sîndomic).

1, piroclastite neogene; 2, depozite mezozoice post-seisiane; 3, conglomerate seisiene; 4, breccii cu elemente predominant mezometamorfice; 5, breccii cu elemente predominant epimetamorfice; 6, dolomite și calcare cristaline.

Relations stratigraphiques de la formation des brèches de Hăghimaș dans la vallée du ruisseau de Gabor (à l'W de Tomești et de Sîndomic).

1, pyroclastites néogènes; 2, dépôts mésozoïques post-séisiens; 3, conglomérats séisiens; 4, brèches à éléments prédominants méso-métamorphiques; 5, brèches à éléments prédominants épimétamorphiques; 6, dolomites et calcaires cristallins.

țoase clorito-sericitoase cu intercalații de conglomerate și breccii intraformaționale; acest ansamblu se termină cu un orizont de roci gnaisice cu feldspat roz.

Cercetînd ulterior această zonă, am ajuns la concluzia că, ceea ce s-a considerat aici ca reprezentînd un fundament cristalin, este de fapt o formațiune breccioasă sedimentară pe care transgredează conglomeratele și gresiile seisiene (fig. 1).

În această zonă, depozitele de care ne ocupăm sînt constituite din breccii, asociate uneori cu breccii conglomeratice; elementele constitutive nu depășesc de obicei 10-20 cm diametru și sînt reprezentate mai ales prin șisturi epimetamorfice (predominant clorito-sericitoase) și subordonat prin roci mezometamorfice (paragnaise, micașisturi, gnaisice cu feldspat potasic roz și cuarț violaceu și rar pegmatite cu muscovit); ultimele tînd să se grupeze către partea superioară stratigrafică a formațiunii, ceea ce ar indica prezența unei vage macrostratificații în cuprinsul depozitelor breccioase.

³ D. Patrușius, Elena Popa, Ileana Dumitriu-Popescu. Studiul depozitelor mezozoice din partea meridională a munților Hăghimaș-Ciuc, din împrejurimile localităților Tomești și Sîndomic și din partea de N a munților Persani. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Între breziile cu elemente de cristalini și conglomeratele seisiene care stau deasupra, există o limită litologică tranșantă, observabilă direct pe pârful Gabor, afluent stîng al văii Fagilor. Conglomeratele, în care se interstratifică uneori gresii grosiere, conțin în principal galeți rotunjiți de cuarțuri albe și negricioase și rar de cuarțite sau de șisturi sericito-cloritoase.

După Săndulescu (1967) depozitele mezozoice de la W de Tomești și fundamentul lor aparțin pînzei subbucovinice (respectiv unității de Bretila); peste această unitate este șariată pînza de Bistrița, reprezentată în zona occidentală prin dolomitele și calcarele de Voșlăbeni, din seria de Bistrița-Barnar.⁴

2. În zona mediană, breziile sedimentare capătă o largă dezvoltare, începînd de la paralela comunei Mihăileni spre nord, fiind constatate de noi mereu pe toate profilele parcurse imediat la vest de depozitele mezozoice ale sinclinalului Hăghimaș pe văile Orotăș, Rompața, Borocaja, Racoșul (Mic și Mare), Hivac, Nașcalat (Galcut), pe șoseaua care coboară spre Lacul Roșu (de-a lungul pîrului Pongraț) precum și în zona Tulgheșului. În toată această zonă, formațiunea breziilor de Hăghimaș este constituită exclusiv din fragmente de roci mezometamorfice (gnaise oculare, granite gnaisice, granodiorite gnaisice, diorite gnaisice, micașisturi, paragneise ș.a.), de obicei colțuroase puternic cimentate printr-un liant detritic.

Seria de Rarău, pe care se aștern normal breziile, apare pe bordura lor vestică, începînd numai de la nord de paralela localității Sindominic, întrucît spre sud breziile sînt șariate peste pînza de Bistrița (constituită aici din seria de Tulgheș), situată la est.

Pînă în valea Nașcalat (Galcut), breziile incalcă, spre E depozitele mezozoice din sinclinalul Hăghimașului; mai spre nord, situația se normalizează treptat, încît, începînd din virful Ciprunca și pînă în zona Tulgheșului, Triasicul cu orizontul conglomeratic-grezos din bază (Seisian) stă nel transgresiv peste brezia sedimentară. Succesiunea stratigrafică poate fi constatată, de pildă, în zona șoselei Gheorghieni-Lacul Roșu, în debleul cărcia, după seria de Rarău, urmează spre E brezii cu elemente mezometamorfice (cu dimensiuni ce variază de la 1—2 cm la 3—4 m), ce apar cu cîteva sute de metri în amonte de confluența pîrului Pongraț cu pîrul Danțurăș și care apoi intră sub conglomeratele și gresiile seisiene situate la est. Pe

⁴ În lucrare s-a utilizat, pe cît posibil, nomenclatura stratigrafică și tectonică adoptată în munții Bistriței (I. Bercia, Elvira Bercia, H. Krăutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Studii stratigrafice și structurale asupra formațiunilor metamorfice din zona Iacobeni. 1967. Arh. Com. Stai. Geol. București).



aceeași șosea apare din nou, de sub același orizont seisian, o butonieră de brecii întru totul similare celor descrise mai sus. În această zonă, grosimea actuală a formațiunii brecciilor de Hăghimaș depășește 200-300 m⁵.

Uneori, în cadrul brecciei apar porțiuni relativ mari constituite din roci metamorfozate nebreccioase (de ex. în partea superioară a văii Gârbea) care pot reprezenta fie blocuri enorme ce aparțin brecciei sau dimpotrivă culminații ale paleoreliefului pe care s-au format brecciile.

3. În zona orientală, transgresivitatea orizontului detritogen seisian se poate constata atât în anticlinalul Lunca cîr și în cuprinsul crestei cristaline a Dămucului.

În anticlinalul menționat, brecciile, constituite din roci epimetamorifice (șisturi sericito-grafitoase, sericito-cloritoase și cuarțite sericitoase) și mezometamorifice (micașisturi ± granat, paragneise, gnaise oculare albe), frecvent strîns asociate, ies de sub conglomeratele Scisianului, situație deosebit de evidentă în bazinul văii Rîna (fig. 2).

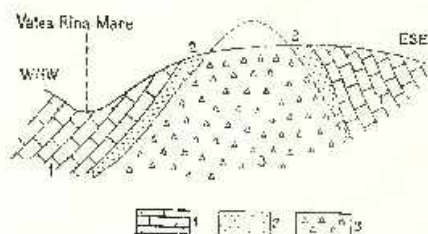


Fig. 2. -- Relațiile stratigrafice ale formațiunii brecciilor de Hăghimaș în zona văii Rîna (la vest de Lunca de Sus).

1, dolomiile câmpiliennes; 2, conglomerate seisiene; 3, breccii cu elemente de roci epimetamorifice și mezometamorifice.

Relations stratigraphiques de la formation des brèches de Hăghimaș dans la vallée de Rîna (à l'W de Lunca de Sus).

1, dolomites câmpiliennes; 2, conglomerats seisiens; 3, brèche à éléments de roches épimetamorphiques et mésoctamorphiques.

În creasta Dămucului poziția stratigrafică inferioară a brecciilor față de conglomeratele Triasicului inferior se poate observa începînd din zona pîrîului Almașului (extremitatea sudică a crestei Dămucului) pînă în pîrîul Tablei (afluent stîng al văii Pîntec), unde de sub conglomerate, apar breccii și breccii conglomeratice cu elemente de șisturi cuarțoase sericitoase și șisturi sericito-cloritoase.

B) *Limîta stratigrafică inferioară.* În zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali, formațiunile metamorfice cele mai tinere aparțin

⁵ Aprecierea grosimii acestei formațiuni este dificilă, fiind un depozit continental, parțial erodat înainte de Triasicul și posibil cutat, „îngrămădit” sau laminat în timpul mișcărilor alpine.



seriei paleozoice de Repedea (Kräutner, 1968), care cuprinde Devonianul și Carboniferul inferior (Kräutner, Mirăuță, 1970). Considerăm că este posibil ca metamorfismul regional al acestei serii să fi survenit înaintea Carboniferului superior, judecând după faptul că, în toate sectoarele Carpaților noștri, depozitele de această vîrstă sînt nemetamorfozate.

Întrucît brecciile sedimentare din toate cele trei zone sînt constituite din elemente de șisturi cristaline și nu sînt afectate de metamorfismul regional, rezultă că ele sînt formate după metamorfozarea seriei de Repedea, deci după Carboniferul inferior.

În cazul că se va demonstra vîrsta permiană a orizontului conglomeratic-grezos, caz de altfel puțin probabil după cum a arătat, încă din 1929, A t a n a s i u , formarea brecciilor din Hăghimaș în Paleozoicul superior, se impune fără nici o discuție.

În situația că acest orizont conglomeratic este seisian, alternativa ca formațiunea brecciilor de Hăghimaș să aparțină Triasicului este greu de acceptat, întrucît această formațiune este un depozit continental, iar conglomeratele, gresile și șisturile argiloase seisiene s-au format în mediu marin.

Este mult mai ușor de imaginat că transgresiunea marină, în cazul nostru, marchează începutul Mezozoicului și că depozitele formate în acest timp se așterneau peste un relief vechi, constituit în partea sa superioară din depozite continentale paleozoice.

Din cele de mai sus, rezultă că formațiunea brecciilor de Hăghimaș s-a format cel mai probabil în decursul Paleozoicului superior, fie în Carboniferul superior, fie în Permian.

În Apuseni și anume în munții Bihor (în solzul de Gîrda și în Măgura Vinătă) și în munții Pădurea Craiului (valea Brătcuța), s-au pus în evidență depozite continentale ce aparțin Permianului (Kräutner, 1939; Patrulius, 1956⁶; Bleahu, 1963), cuprinse sub numele de „seria brecciilor cu cristalini”, constituite din elemente colțuroase de gnaise albitice și micașisturi, prinse uneori într-o matrice argiloasă roșie; această formațiune, lipsită de stratificație, este considerată de Bleahu (1963) drept un depozit cluvial, care suportă de asemenea conglomerate și gresii atribuite Seisianului. După cum se vede, litologia și vîrsta pre-triasică a acestei serii sînt întru totul asemănătoare cu cele ale formațiunii brecciilor de Hăghimaș, pe care, pînă la proba contrarie, o considerăm permiană.

⁶ D. Patrulius. Terenurile mezozoice din partea centrală a Pădurii Craiului și zăcămintele lor de bauxită. 1956. Manuscris.



IV. Importanța formațiunii brecciilor de Hăghimaș

1. Descoperirea formațiunii brecciilor de Hăghimaș permite unele aprecieri asupra extinderii acesteia și în alte porțiuni ale zonei cristalino-mezozoice.

a) În regiunea Șarul Dornei, Ștefan et al.⁷ au arătat că rocile, considerate conglomerate metamorfozate de Savu (1924), reprezintă depozite marine (formate prin remanierarea rocilor mezometamorfice din fundament), de vîrstă paleozoică ante-hercinică, afectate de un metamorfism dinamic hercinic.

În 1963, Bercia, Kräutner și autorul acestei lucrări au găsit, în această zonă, trecerea de la depozite sedimentare nemetamorfozate, cu elemente predominant mezometamorfice, la cele laminate; în acest fel, metamorfozarea dinamică a acestor depozite presupusă de Ștefan et al. (1955) a fost demonstrată.

În 1966, într-o schiță tectonică a munților Bistriței, Mureșan (1968) înglobează aceste brecii la Mezozoic, considerînd-le drept un echivalent facial al conglomeratelor seisiene ce se dezvoltă mai la nord, în zona Iacobeni; pe harta 1 : 200.000 Toplița, această părere a fost consemnată, brecciile fiind figurate ca triasice.

Acum putem să paralelizăm (litologic, genetic și stratigrafic) brecciile și brecciile conglomeratice din zona Șarul Dornei cu formațiunea brecciilor de Hăghimaș, deoarece, în afara aspectului litologic similar, brecciile nelaminate de la Șarul Dornei suportă, în versantul stîng al văii Chilia, un mic petec de conglomerate puse în evidență de Ștefan et al., și atribuite de aceștia Triasicului (probabil că sînt seisiene). Laminarea dinamică a unor brecii de la Șarul Dornei este desigur legată de șariajul alpin al pinzei de Bistrița care prinde sub ea aceste brecii; ele se aștern normal peste seria de Vatra Dornei-Iacobeni și aparțin unității de Bretila, ca și brecciile din zona occidentală, descrisă mai înainte.

b) Brecii paralelizabile litologic, genetic și stratigrafic cu formațiunea brecciilor de Hăghimaș, se găsesc de asemenea sub conglomeratele seisiene din valea Putnei (situație vizibilă la confluența văii Putna cu pîrîul Șandruului, unde apar, lângă șosea, brecii de șisturi sericito-cloritoase slab grafitoase) și sub depozitele triasice de la Pojorita (sub cariera de dolomite triasice de aici — situate pe flancul vestic al sinclinalului Rarăului — apar

⁷ R. Ștefan, S. Cusma, L. Vasilescu. Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniș-Șarul Dornei-Argescu. 1955. Arh. Com. Stat. Geol. București.

blocuri de brezii cu elemente de micașisturi ce provin din seria de Rarău ; aceste brezii corespund zonei mediane descrisă în lucrare).

c) Prezența formațiunii breziilor de Hăghimaș sub depozitele seisiene, ce apar pe ambele flancuri ale sinclinalului mezozoic al Hăghimașului, fac posibilă presupunerea că depozitele mezozoice de aici au drept fundament în profunzime, cel puțin pe suprafețe importante, formațiuni breziioase de acest tip și de aceeași vîrstă protejate de eroziunea post-triasică. Această presupunere ar putea fi valabilă și în cazul sinclinalului Rarăului, unde există indicii, după cum s-a arătat, asupra existenței formațiunii breziilor de Hăghimaș.

d) Ivirile de brezii cu elemente de șisturi cristaline, puse în evidență pentru prima dată de Patruleș et al. (1969)⁸ în cuprinsul Wildflysch-ului Hauterivian (?) - Barremian-Aptian, din sudul sinclinalului Hăghimaș, au fost atribuite Cretacicului inferior, fiind considerate drept echivalentul facial al conglomeratelor și breziilor (cu elemente de calcare mezozoice) ce se intercalează în Wildflysch. Asocierea strînsă a acestor brezii (constituite predominant din roci mezometamorfice și subordonat epimetamorfice) cu olistolite (constituite din calcare triasice, din diabaze și din alte roci preexistente) Wildflysch-ului, dimensiunile variabile ale aparițiilor de brezii cu elemente de cristalini (de la zeci de cm la 200-300 m lungime) ne fac să presupunem că ele reprezintă la rîndul lor olistolite ce provin din formațiunea breziilor de Hăghimaș (un astfel de olistolit constituie, după părerea noastră, și breziile de la Delnița). În favoarea acestei presupuneri pledează și asemănarea litologică perfectă cu formațiunea continentală breziioasă descrisă ; un asemenea mod de formare ar fi greu de împăcat cu originea marină sigură a celorlalte depozite ale Wildflysch-ului, în cazul că s-ar accepta că breziile cu elemente de cristalini, prinse în el, ar fi luat naștere în timpul formării acestuia.

2. Separarea cartografică a formațiunii breziilor de Hăghimaș va determina ca aria de răspîndire a formațiunilor metamorfice să se restrîngă uneori considerabil, cum este de pildă cazul zonei mediane, unde acestor formațiuni li se răpește o bandă lungă de peste 50-60 km și lată (în medie) de 0,5-2 km.

3. Existența, în Carpații Orientali, a unor depozite continentale sub-aerene aparținînd Paleozoicului superior, poate conduce la concluzii interesante referitoare la paleogeografia acestui segment carpatic și la corelarea sa din punct de vedere cu alte regiuni de la noi și dinafara țării noastre, în care se cunosc sau se vor cunoaște astfel de depozite.

⁸ Op. cit. pct. 3.



4. Descifrarea relațiilor brețiilor de Hăghimaș cu formațiunile sedimentare mezozoice și cu cele metamorfice, va duce desigur la completarea imaginii tectonice de ansamblu a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali.

Asfel, cu privire la mult discutata pînză de Rarău, se pot obține o serie de concluzii importante, care vor fi redată, foarte pe scurt, în cele ce urmează.

Tectonic, zona mediană cu breții aparține pînzei de Rarău, întrucît brețiile de aici remaniază numai elemente mezometamorfice, chiar atunci cînd formațiunea brețioasă vine în contact cu seria epimetamorfică de Tulgheș; această situație se constată între paralelele localităților Mihăileni și Sîndomic, unde breția, înspre E, este limitată de complexul vulcanogen superior al seriei de Tulgheș (complex bogat în porfirogene și în care este localizat, mai la nord, zăcămintul de la Bălan). Întrucît brețiile din zona orientală remaniază roci mezometamorfice din seria de Rarău și elemente epimetamorfice, între care nu apar niciodată elemente litologice de vîrstă seriei de Tulgheș, se poate deduce că și brețiile din această zonă aparțin pînzei de Rarău; acest fapt se poate constata în creasta Dămucului, unde brețiile, deși stau cartografic peste seria de Tulgheș, nu remaniază niciodată elemente din ea. Deci prima concluzie importantă este aceea că șariajul pînzei de Rarău este posterior formațiunii brețiilor de Hăghimaș.

O altă observație interesantă, care se desprinde, este aceea că fundamentul metamorfic al pînzei de Rarău este mai complex decît se credea, întrucît el a putut furniza și elemente epimetamorfice, ce provin dintr-o serie slab metamorfică, diferită de cea de Tulgheș. Existența petecelor de șisturi verzi, din zona Tulgheșului (cunoscute între valea Bistricioarei și cea a Grețioșului), ce stau pe seria de Rarău, poate confirma acest punct de vedere; ele ar putea fi atribuite, prin similitudine, părții inferioare a seriei de Repedeș.

Întrucît în masivul Hăghimaș depozitele mezozoice pre-cenomaniene ale sinclinalului marginal extern nu depășesc spațial ariile de dezvoltare a seriei de Rarău și a formațiunii brețiilor de Hăghimaș din cele 2 aliniamente mai sus menționate, se poate trage concluzia că șariajul pînzei de Rarău peste seria de Tulgheș (respectiv peste pînza de Bistrița) este alpin (mezo-cretacic).



BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr., Mureșan Georgeta, Peltz S., Săndulescu M. (1968) Nota explicativă a hărții geologice Toplița la scara 1:200.000, București.
- Atanasiu I. (1929) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V* (1961), III, 1, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezentei Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. IV/1*, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Kräutner Th. (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles de Pădurea Craiului. *Bull. Soc. Rom. Geol. IV*, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- (1968) Metamorphic formations. In „Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector) by Joja T., Mutihac V., Mureșan M. *Guide to Excursion 46 AC Romania, Intern. Geol. Congr. XXIII* Scission, Prague.
- Patrușiu D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului (comunicare preliminară). *D.S. Com. Geol. XL*, București.
- Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat. Geol. XXXVII*, București.
- Pazdro Z. (1934) Les Montagne de Czyweczyn II. *Geologie. Ann. Soc. Géol. Pologne. X*, Krakowie.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Orientales. *Asoc. Géol. Carp.-Balk., Congr. Belgrad, VIII*, 1, Belgrad.
- Savul M. (1924) Les gisements de minerais de manganese du Neagra Șatului. *An. Soc. Univ. Jassy*, 13, Iași.
- Streckeisen A. (1940) Le Mésozoïque de Tomești (Dép. de Ciuc) — Carpathes Orientales. *C.R. Inst. Géol. Roum. XXIV*, București.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsbericht der Akademie d. Wissenschaften, Abt. I*, Viena.



SUR LA PRÉSENCE DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR NON-MÉTAMORPHISÉ SOUS FACIÈS CONTINENTAL, DANS LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE DES CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

Dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales (unité qui correspond au compartiment de Tisa-Ciuc de „l'unité centrale” — Băncilă, 1958), jusqu'à présent, on considérait que les plus anciens dépôts sédimentaires complètement non métamorphisés étaient représentés par un complexe d'origine marine, constitué de manière prédominante par des conglomérats et des grès quartzeux; à présent dans presque tous les ouvrages de spécialité les roches détritiques sont attribuées au Sélsien. Les scientifiques sont tous d'accord que ce terme détritogène, qui représente le premier dépôt sédimentaire complètement non métamorphisé, connu dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, repose transgressivement sur des roches mélamorphiques.

Les recherches que nous avons effectuées dans la partie méridionale de cette zone, nous ont conduit à conclure que ce point de vue ne correspond pas à la réalité et que le substratum sur lequel reposent transgressivement les conglomérats et les grès sélsiens est représenté non pas par des schistes cristallins mais par une formation sédimentaire plus ancienne, non-métamorphisée qui constitue l'objet de cet ouvrage.

I. Description pétrographique

Le terme sédimentaire sur lequel repose les formations attribuées au Sélsien est constitué, dans toutes les zones investiguées par des roches grossières formées, en général, d'éléments anguleux de schistes cristallins, englobés dans un liant détritique qui, au point de vue quantitatif est souvent en proportion réduite, voire même très réduite. Dans la majorité des cas les éléments ne sont pas roulés; pratiquement leur tendance de triage est inexistante, fait qui a empêché l'apparition de la stratification. Réellement, dans un même affleurement apparaissent des éléments de dimensions très variés, disposés dans la masse de la roche d'une façon chaotique. Leurs dimensions varient de quelques millimètres à quelques mètres, même d'avantage; par la réduction des dimensions des éléments de roches cristallines remaniées a lieu le passage vers le liant détritique de ces roches.

Une remarque pétrographique, d'importance générale, au cas de nombreux affleurements, est la coexistence des éléments de roches cristallines différentes au point de vue lithologique ou métamorphique; il y a lieu de mentionner aussi le cas de la constitution d'un affleurement par un seul type pétrographique.

Les schistes cristallins remaniés sont représentés par différents variétés de roches méso-métamorphiques, rarement épimétamorphiques: micaschistes, paragneiss, gneiss ocellés, granites gneissiques, granodiorites gneissiques, diorites gneissiques, schistes chlorito-sériciteux, schistes séricite-graphiteux, quartzites sériciteux, schistes séricite-quartzeux.

Dans la zone où la formation qui fait l'objet de cette étude est le plus développée, située immédiatement à l'W du synclinal d'Hăghimaș, apparaissant aussi le soubassement cristallin de ce synclinal, on a pu observer l'étroite dépendance entre la constitution pétrographique de la formation sédimentaire respective et le cristallin sous-jacent.



II. Considérations génétiques

La forme anguleuse de la plupart des fragments, l'aspect détritique grossier du ciment, la très grande diversité des dimensions des éléments, le manque de triage, donc de stratification, la constitution pétrographique, souvent hétérogène, trahissent indubitablement que la formation analysée est un dépôt sédimentaire brécheux (brèches et de manière subordonnée brèches conglomératiques), fréquemment polymictiques, formé par l'accumulation et la cimentation de certains éléments générés par la désagrégation du soubassement cristallin.

La rareté des éléments roulés, le manque de triage des éléments et la liaison étroite entre la composition lithologique des éléments composants et celle du soubassement cristallin nous portent à présumer que le transport des éléments était bien réduit et que l'eau ne pouvait intervenir qu'accidentellement ou pendant des périodes limitées comme moyen de mobilisation du matériel désagrégé. Nous sommes donc en présence d'un dépôt continental, pour la plupart subaérien, pratiquement formé presque *in situ* aux dépens des formations métamorphiques pré-existantes sur le paléoc relief desquelles il repose. Si ces présomptions sur les conditions de formation de ces dépôts sont valables alors il s'agit d'un dépôt colluvial et déluvial, que nous avons appelé „formation des brèches de Hăghimaş”.

III. Position stratigraphique de la „formation des brèches de Hăghimaş”

A) Limite stratigraphique supérieure. Au début de cet ouvrage on a signalé que la formation des brèches de Hăghimaş se situe en dessous de l'horizon conglomératique-gréseux attribué au Sésien.

B) Limite stratigraphique inférieure. Dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, les formations métamorphiques les plus jeunes reviennent au Paléozoïque. Basées sur la flore carbonifère, récoltée par Pazdro (1934) dans les Monts Czywezyn (c'est à dire dans la partie septentrionale de la zone cristallino-mésozoïque) ainsi que sur les parallélisations lithologiques et stratigraphiques avec les séries paléozoïques des Carpathes et des Sudètes Orientales, Kräutner et Mirăuță (1970) ont démontré que la série de Repedeș contient le Dévonien et le Carbonifère inférieur. À notre avis il est possible que le métamorphisme régional ait eu lieu avant le Carbonifère supérieur du fait que dans tous les secteurs des Carpathes Roumaines les dépôts de cet âge ne sont pas métamorphisés.

Étant donné que les brèches sédimentaires sont constituées d'éléments de schistes cristallins et qu'elles n'ont pas été affectées par le métamorphisme régional, on déduit qu'elles se sont formées après le métamorphisme de la dernière série de roches, qui à présent constitue la série paléozoïque épimétamorphique de Repedeș, donc après le Carbonifère inférieur. D'autre part, dans tous les cas, les brèches se sont formées avant l'épisode conglomératique-gréseux sésien, recouvert par les dolomies triasiques renfermant une faune campillienne.

En Roumanie les dépôts du Carbonifère supérieur nulle part ne sont représentés par des dépôts continentaux subaériens du type de la formation des brèches de Hăghimaş.

Il en résulte que la formation des brèches de Hăghimaş s'est constituée, le plus probablement, au cours du Paléozoïque supérieur soit au Carbonifère, soit au Permien.

Dans le Permien, des Monts Apuseni, notamment dans les Monts de Bihor (dans l'écaille de Gârda et dans Măgura Vinată) et dans les Monts de Pădurea Craului (Valea Brătașta) ont été mis en évidence des dépôts continentaux revenant au Permien (Kräutner, 1939; Patrulius, 1956; Bleahu, 1963), similaires aux brèches ci-dessus décrites.

Pour conclure, nous considérons que la formation des brèches de Hăghimaş a pu se constituer durant le Permien.

4. STRATIGRAFIE

DEVONIANUL DE LA DRENCOVA (BANAT)¹

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU, CORNELIA BITOIANU²

Abstract

Drencova Devonian (Banat). In this paper the Devonian age of the Drencova deposits (South Carpathians) is paleontologically ascertained by pointing out a microspore association (*Emphanisporites*, etc.). So far the above deposits were assigned to the Lower Carboniferous. The Devonian is represented by flysch deposits and basic magmatites as in the eugeosynclinal area of the Central Europe.

Obiectul principal al acestei note este semnalarea Devonianului de la Drencova, unde până acum se considera că se găsesse depozite aparținând Carboniferului inferior.

Argumentele paleontologice care susțin vârsta acordată constau într-o asociație de spori, dintre care genul *Emphanisporites* este caracteristic Devonianului.

Determinările paleontologice au fost făcute cu indicații date de E. M. Antonescu și au fost confirmate de Violeta Iliescu și de D. Beju, cărora le mulțumim și pe această cale.

I. Istoric. Depozitele sedimentare de la Drencova au fost reprezentate, pentru prima dată, pe harta întocmită de Böckh (1879) și atribuite faciesului de Culm. Schafarik (1912) a determinat din acestea un rest de *Archacalamites*, care a devenit unicul argument paleontologic în susținerea vârstei lor carbonifere. Această încadrare stratigrafică o întîlnim la toți cercetătorii de mai târziu, care au întocmit lucrări de ansamblu asupra Carpaților Meridionali.

¹ Comunicare în ședința din 31 ianuarie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, nr. 55, București.



Codârcea (1940) atrage atenția, pentru prima dată, asupra faptului că depozitele de la Drencova sînt identice, din punct de vedere litofacial, cu cele din valea Idegului considerate de asemenea ca aparținînd Carboniferului.

Răileanu, Rusu (1962) publică prima lucrare care se ocupă în mod special de Carboniferul de la Drencova. Autorii sînt de părere că restul de *Archaeocalamites*, citat în literatura mai veche, este în realitate o urmă mecanică (mecnoglifă). Plecînd de la descoperirea unui bloc de calcar tournaisian, situat la virful unui con de dejecție și considerîndu-l remaniat în orizontul de șisturi ardeziene, autorii trag concluzia că depozitele de la Drencova aparțin Viseanului.

Ilieșcu³ citează de la Drencova o asociație de spori, pe baza căreia atribuie depozitele în discuție Cărbuniferului inferior (Dinanțian-Namurian).

Năstășeanu⁴ descoperind în anul 1965 o floră fosilă devoniană (Semaka⁵) în depozitele similare din bazinul văii Ideg a redeschis problema vârstei sedimentarului de la Drencova.

Rezultatul cercetărilor întreprinse de autori, pe teren în anul 1967 și continuate în laborator în anul 1968, sînt concretizate în această notă.

II. Considerații geologice. În partea de vest a domeniului danubian se individualizează un compartiment tectonic delimitat de două dislocații majore, orientate aproximativ N-S, linia Rudăria la vest și linia Cozla la est. Terenurile astfel delimitate aparțin în cea mai mare parte cristalinului danubian și numai sporadic sedimentarului.

Cristalinul este cunoscut (Codârcea, 1940) sub denumirea de zona de Ielova retromorfozată (= subseria de Ielova, Codârcea et al., 1968). La alcătuirea lui participă roci amfibolice, gnaise biotitice cu granați, gnaise micacee, migmatite, filite și cuarțite.

Depozitele sedimentare aflurează între două falii, al căror plan se întretaie la nord de valea Recica limitîndu-le astfel extinderea. La sud, pe malul Dunării, ele aflurează pe tot parcursul dintre Cozla și Drencova. Falia vestică are caracter de linie de încălecare, pe cînd cea estică provoacă o denivelare pe verticală. Din această cauză nu se poate aprecia

³ Violeta Ilieșcu. Studiul palinologic al depozitelor paleozoice din Banat și formațiunea de Tuliza. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ S. Năstășeanu. Studii geologice asupra formațiunilor paleozoice și mezozoice din văile Ideg, Riul Lung și Riul Alb. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ A. Semaka. Informații verbale privind determinările preliminare făcute asupra florei fosile din valea Idegului.



grosimea depozitelor, iar datorită cutării intense a stratelor nu se poate face o coloană stratigrafică cu succesiunea lor detaliată.

Pe valea Weirau, apar bancuri de sernifite constituite în cea mai mare parte din cuarț și resturi de șisturi cristaline, cimentate cu un liant sericito-cloritos. Probabil că acestea sînt depozitele pe care Răileanu, Rusu (1963) le-a încadrat orizontului conglomeratic. Din datele de teren se poate afirma că aceste sernifite apar numai la gura văii amintite, ca ceva sporadic, fără să ofere elementele necesare pentru a le aprecia grosimea și cu atît mai puțin în vederea separării lor ca un orizont aparte. Poziția lor bazală în succesiunea depozitelor, dă o indicație sigură asupra afundării spre NNW a sedimentarului de la Drencova.

Sernifitele suportă o serie groasă (peste 1000 m) de șisturi argilitice negre sau verzui, cu rare intercalații de gresii argiloase, gresii enarțitice și chiar gresii microconglomeratice, la care se asociază și nivele de roci eruptive (diabaze, spilite, porfire), aglomerate și tufuri vulcanice. Seria aceasta este foarte asemănătoare cu cea din valea Ideg în care s-a semnalat flora devoniană.

În seria argilitică din valea Weirau se întîlnesc numeroase impresiuni care pot fi confundate ușor cu urme de floră. Însă, acestea apar totdeauna pe oglinzi de fricțiune și niciodată nu prezintă resturi vegetale sau urme carbunoase. S-a constatat de asemenea că se găsește numai în apropierea dislocației Cozla. Aceste observații le considerăm argumente în plus în susținerea afirmației făcute de Răileanu, Rusu (1963), prin care restul de *Archaeocalamites* (Schafarik, 1912) ar fi o mecanoglifă.

III. Rezultate paleontologice. Lipsa macroflorei ne-a determinat să încercăm metoda analizelor palinologice, pentru a stabili vîrsta seriei argilitice, știind că studiile palinologice întreprinse de Iliescu (1968) la Drencova au dat rezultate. În vederea realizării acestui scop am ales valea Recica, care oferă un profil transversal ceva mai incomplet din punct de vedere stratigrafic, dar mult mai bine deschis decît cel după Dunăre, față de care se situează pe o paralelă nordică.

La 2250 m mai sus de vărsare în Dunăre, valea Recica primește un afluent mai important pe partea dreaptă. În continuare de la această confluență (cota 189 m), la încă 200 m se întîlnește contactul tectonic dintre cristalin și sedimentar. În firul apei apar gresii fine verzui, tufite și roci eruptive iar pe versanții văii, stînd peste sedimentar, se observă cristalinul danubian. Pe distanța de 100 m în amonte, cristalinul se îndepărtează de vale iar în albie și pe malurile ei se dezvoltă șisturi argiloase cenușiu-negricioase uneori micacee. Acestea se mențin apoi pe tot parcursul văii, fiind strîns cutate, pînă la contactul tectonic cu cristalinul de la est.

Prima probă medie colectată din seria argilică, prin ciupire din loc în loc, pe distanța de 100 m, ne-a oferit o bogată asociație de spori. Restul probelor, pe care le-am colectat după aceeași melodă pe toată lungimea profilului, s-au dovedit sterile.

Din sporii selecționați s-au determinat: *Leiotriletes dissimilis* Mc Gregor, *L. pagius* Allen, *L. gulaferus* Pot. -Kremp, *Retusotriletes* cf. *simplex* Naumova, *Hymenozonotriletes pseudo-reticulatus* Menendez, *Reticulatisporites irregularis* Alpern, *R. polygonalis* (Ibrahim) Loose, *Punctatisporites* cf. *irassus* Haquebard, *P. aerarius* Butt. et Will., *P. arcticus* Mc Gregor, *Calamospora hartungiana* Alpern, *Stenozonotriletes* cf. *incessus* Allen, *Acanthotriletes* sp., *Emphanisporites radiatus* Mc Gregor și *E. minutus* Allen. Având în vedere că numai două specii sînt caracteristice, acestea vor fi singurele pe care le figurăm (fig. 1, 2).

Emphanisporites radiatus Mc Gregor

(fig. 1)

Spor trilet, aproape circular, puțin alungit, diametru = 40,5 μ , grosimea exinei = 2,7 μ . Linile radiare în număr de 27 pornesc din centrul sporului. O rază are grosimea de 1 μ și lungimea de 10,8 μ .

Răspîndire: Devonianul superior din Ohio (C. Menendez, *Rev. paleob. palynol.* 1/1-4, 1967, p. 165, pl. II, fig. C, H, F); Devonianul inferior — platforma moesică — România (Beju, *Rev. paleob. palynol.* 1967, 5, 1-4, pg. 39-49).



Fig. 1. — *Emphanisporites radiatus* Mc Gregor, x 500.



Fig. 2. — *Emphanisporites minutus* Allen, x 500.

Emphanisporites minutus Allen

(fig. 2)

Spor trilet, ușor triunghiular, cu marginea îngustă (1 μ). Lungimea = 37,8 μ , lățimea = 33,7 μ , grosimea exinei = 2,7 μ . Linile radiare în număr de 24 pornesc din centrul sporului și prezintă grosimi de 1 μ .

Răspîndire: Devonianul inferior (Gedintan-Emsian inf.) din Spitzberg (Allen, 1965, p. 8/4, pg. 709, pl. 9, fig. 2f), Devonianul inferior din platforma moesică — România (Beju, *Rev. paleob. palynol.*, 1965, 5, 1-4, pg. 39-49).



IV. Considerații stratigrafice. Analizând răspândirea stratigrafică a asociației de spori recunoscută în depozitele paleozoice din zona Drencova, observăm că: unele specii (*Leiotriletes pagius*, *Calamospora hartungiana*, *Retusotriletes simplex* și *Stenozonotriletes incessus*) se găsesc menționate începând din Devonianul inferior, altele (*Leiotriletes gulaferus* și *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus*) apar abia din Devonianul mediu, însă toate se continuă și în Carbonifer, numai genul *Emphanisporites* are o extindere pe verticală limitată. El este întâlnit frecvent în Eodevonian, mai rar în restul Devonianului și necunoscut în Carbonifer, așa cum rezultă din tabelul de mai jos:

TABEL

Extinderea pe verticală a genului *Emphanisporites*

Eodevonian			Mezodevonian		Neodevonian		Strunian	Țara	Autori
G	S	Em	E	Gi	Fr	Fam			
								Canada	Hacquetbard
—	—							Anglia	Richardson
								N Africa	Peniguel
								U.R.S.S.	Nanmova Luber
								România	Beju

Richardson (1964) atrage atenția asupra importanței stratigrafice a genului *Emphanisporites*, în privința separării Devonianului de restul depozitelor paleozoice. Autorul subliniază faptul că acest gen este foarte abundent în Gedinianul din Țara Galilor și mult mai rar în partea superioară a Famennianului din Ohio.

Beju (1967) a studiat un bogat material palinologic din platforma moesică și a ajuns la concluzia că asociația de spori alcătuită din genurile: *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Retusotriletes*, *Emphanisporites*, *Perfosporites* etc., caracterizează Eodevonianul.

Ilieșcu⁶, analizând asociațiile de microspori dintr-un foraj de la Călărași (platforma moesică), consideră că genurile: *Leiotriletes*, *Calamospora*, *Punctatisporites*, *Retusotriletes* și *Acanthotritetes*, sînt caracteristice întregului Devonian; iar anumite specii ale acestora, asociate cu *Emphanisporites miratus*, sînt semnificative pentru Coblenzian.

⁶ Violeta Ilieșcu. Studiul palinologic al Precambrianului și Paleozoicului inferior din foraje. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

Asociația de microspori obținută din valca Rocica indică, după datele de mai sus, vîrsta devoniană a depozitelor de la Drencova. Dacă ținem seama de marea asemănare pe care aceasta o are cu asociațiile devonice din platforma moesică, descrise de B e j u (1967), putem să limităm vîrsta seriei argilitice la Eodevonian.

Probabil că două elemente au stat la baza concluziilor stratigrafice (Carbonifer inferior) la care a ajuns I l i e s c u (1958), în legătură cu depozitele de la Drencova. Pe de o parte lipsa genului *Emphanisporites* din asociația citată de pe profilul Drencova-Cozla (Dunăre), iar pe de altă încadrarea stratigrafică (Vișcan) dată de R ă i l e a n u, R u s u (1963).

V. Considerații geotectonice. Semnalarea Devonianului de la Drencova constituie un argument în plus, pentru susținerea ipotezei unei evoluții geosinclinale complete în timpul Paleozoicului, în această parte a domeniului carpatic.

Ultima fază a orogenezei caledoniene (ardenică) a consolidat și metamorfozat depozitele Paleozoicului inferior. Formațiunea de Tulișa este probabil termenul cel mai nou al cristalinelui danubian din această regiune, care participă la alcătuirea albiei geosinclinalului paleozoic superior. Dovezi sigure despre existența acestei faze nu avem, însă prezența sernifitelor în baza seriei de la Drencova și a conglomeratelor din baza seriei argilitice din regiunea Feneș-Ideg (N ă s t ă s e a n u)⁷, foarte puțin metamorfozată, stînd peste seriile cristalinelui danubian, ar fi o indicație despre începutul unui nou ciclu de sedimentare care se individualizează începînd din Devonian.

Grosimea mare (peste 1000 m) a seriei argilitice, faelesul de fliș pe care-l îmbracă aceasta și suita de roci ofiolitice asociate (magmatism inițial), arată clar legătura directă a eugeosinclinalului carpatic cu sedimentarea geosinclinală de același tip din Europa centrală (Morvan, Vosgi, Harz, Thuringia, Sudeți).

Trecerea progresivă care se constată, pe valca Idegului, de la sisturile argilitice devonice la calcarele spatice ale Carboniferului inferior, arată continuitatea sedimentării între cele două sisteme. Aceasta vine să întărească legătura paleogeografică cu zonele de dezvoltare clasică a Devonianului din Europa centrală, unde peste Devonianul superior urmează în concordanță calcarele dinanțiene (Ardeni).

Devonianul de tip geosinclinal din Carpații Meridionali își are corepondentul său epicontinental pe aria continentală, în depozitele platformei moesice. Aici se constată o discordanță unghiulară între Ludlowianul

⁷ Op. cit. pct. 4.



inferior cutat și seria orizontală de argilite negre, groasă de 1000 m care cuprinde Ludlowianul superior, Eodevonianul și Mezodevonianul. Neodevonianul în facies lagunar suportă în continuitate calcarele marine ale Carboniferului (Răileanu et al., 1967).

La sfârșitul Carboniferului inferior, Carpații Meridionali sînt afectați de faza sudetă (orogeneză variscă), cînd se formează fosele în care se acumulează depozitele de molasă cu cărbuni ale Carboniferului superior și în continuitate cele continentale ale Permianului inferior.

Mișcările oscilatorii din timpul Paleozoicului au determinat variația raportului dintre regiunile exondate și cele submerse. Sub acest aspect Devonianul este o perioadă de importante regresii. Astfel se explică extinderea sa destul de limitată în acest sector al domeniului carpatic.

VI. Concluzii. Asociația de microspori, obținută din seria argilică după valea Recica, în special genul *Emphanisporites*, atestă vîrsta devoniană a depozitelor din zona Dreneova.

Devonianul de tip eugeosinclinal cu depozitele de fliș de la Dreneova, trece lateral la faciesul epicontinental din platforma moesică.

Precizarea stratigrafică adusă, dovedește că domeniul carpatic a avut o evoluție geosinclinală completă în timpul Paleozoicului.

Parte din seriile cristaline ale fundamentului danubian, de vîrstă paleozoic-inferioară, sînt rezultatul fazei ardenice, iar Devonianul, foarte puțin metamorfozat, este cutat, consolidat și alipit nucleului caledonian, împreună cu Carboniferul inferior, în faza sudetă.

Pe fundamentul caledonian și varisc din Carpații Meridionali au luat naștere avanfose cu teritorii mlăștinoase invadate de flora bogată din Stephanian, care au generat cărbuni parafici. Molasa Carboniferului superior se așază în discordanță pe formațiunile mai vechi și suportă concordant depozitele continentale ale Permianului inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Allen A. D. (1965) Lower and Middle Devonian spores of North and Central Vestspitsbergen. *Palaeont.* 8, 4.
- Beju D. (1967) Quelques spores acritarches et chitinozoaires d'âge dévonien inférieur de la plate-forme moesienne (Roumanie). *Rev. pal. palyn.* 5, 1-4, Amsterdam.
- Böckh Y. (1879) Auf den südlichen Teil des Comitatus Szöreny bezügliche geologische Notizen. *Földt. Közl.* Budapest.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, Bucarești.



- Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1960) Carboniferul inferior de pe valca Idegului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* 5, 3, București.
- Menesendez A. C., Pöthe E. D. de Baldi (1967) Devonian spores from Paraguay. *Rev. Pal. and Palyn.* 1, 1-4, Amsterdam.
- Năstăseanu S., Berciu I. (1968) Harta geologică scara 1:200.000 Baia de Aramă, notă explicativă. *Inst. Geol., București.*
- Răileanu Gr. (1952) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.S.R.* 2, 2, București.
- Rusu A. (1963) Contribution à la connaissance du Carbonifère inférieur dans la zone Drencova (Banat). *Rev. geol. geogr. Acad. R.S.R.* VII, 1, București.
- Jordan Magdalena, Săndulescu Eugenia (1967) Considérations sur le Paléozoïque inférieur de la zone de Călărași. *C. R. Com. Géol. Roum.* LIII/2, București.
- Richardson B. J. (1967) Some British Lower Devonian spore assemblages and their stratigraphic significance. *Rev. Pal. Palyn.* 1, 1-4, Amsterdam.
- Schafarzik Fr. (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Bierzasa. *Jahr. d.k. ung. geol. R.f.* 1910, Budapest.

DÉVONIEN DE DRENCOVA (BANAT)

(Résumé)

Sur la rive gauche du Danube entre les localités de Cozla et de Drencova se développe une succession de dépôts sédimentaires faiblement métamorphisés, jusqu'à présent attribués au Carbonifère inférieur sous faciès de Culm. Les études entreprises par les auteurs de cette communication conduisent à la conclusion que ces dépôts reviennent au Dévonien.

Vers la partie basale de la série sédimentaire de Drencova on observe, dans la vallée de Weirauf, quelques bancs de sarniphiles constituées pour la plupart d'éléments de quartz et de schistes cristallins, cimentés par un liant séricite-chloriteux. Ils supportent une série de schistes noirs ou verts puissants de plus de 1000 m. Dans la série argileuse on trouve des intercalations, à différents niveaux, de roches éruptives (diabases, spilites, porphyres), d'agglomérats et de tufs volcaniques.

Dans la vallée de Uteica (N du Danube) il y a une admirable coupe transversale dans la série argileuse. Le matériel prélevé dans cette vallée a fourni une association de microspores dont on cite: *Leiotriletes dissimilis*, *L. pagius*, *L. gutiferus*, *Retusotriletes cf. simplex*, *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus*, *Reticulatisporites cf. irregularis*, *R. polygonalis*, *Punctatisporites cf. irrassus*, *P. ararius*, *P. arcticus*, *Colamospora hartungiana*, *Stenozonotriletes cf. incessus*, *Acanthotriletes* sp., *Emphanisporites radiatus* et *E. minutus* (fig. 1, 2).

La présence du genre *Emphanisporites* (fig. 1, 2) dans l'association mentionnée constitue un argument paléontologique, à partir duquel les dépôts de la zone de Drencova ont été attribués au Dévonien, voire même au Eodévonien.

Cette précision stratigraphique conduit aux conclusions suivantes:

Durant le Dévonien, cette partie du domaine carpatique se développe dans un géosynclinal.



La forte épaisseur, le faciès de flysch accompagné du magmatisme initial sont des éléments propres à établir des corrélations entre le Dévonien de Drencova et celui du type de l'eugéosynclinal de l'Europe centrale.

Les dépôts du Dévonien, ensemble avec ceux du Carbonifère inférieur, ont été plissés et accolés au noyau calédonien de la phase sudète.

Dans le soubassement calédonien et varisque ont pris naissance des avant-fosses qui ont été colmatées de molasse du Carbonifère supérieur et de dépôts continentaux du Permien inférieur.





4. STRATIGRAFIE

DATE NOI ASUPRA DEPOZITELOR TRIASICE DIN MUNȚII APUSENI¹

DE

MARCIAN BLEAHU, DAN PATRULIUS, CAMELIA TOMESCU, JOSEFINA
BORDEA, ȘTEFANA PANIN, SILVIU RĂDAN²

Abstract

New data on the stratigraphy of the Triassic deposits from the Apuseni Mountains. Several sequences of Triassic deposits, proper to the Bihor Autochthonous and to the Finiş, Dieva and Vașcău units of the Codru Nappe System are described. The characteristic rocks of the autochthonous Triassic are Anisian vermiculated limestones and Ladinian massif limestones of Wetterstein type, directly overlain by Lower Jurassic detrital deposits. In the Finiş Nappe Ladinian limestones of Reifling type and dolomites are underlying a thick Upper Triassic series including black to gray-greenish Carnian shales and sandstones (Lunz type), red Norian shales (Carpathian Keuper) and black Rhaetian shales and limestones. In the Dieva Nappe the Upper Triassic series consists almost exclusively of dolomites, light coloured limestones (Carnian and Norian) and black limestones (Rhaetian) with characteristic Kössen fauna. In the upper unit (Vașcău outlier) the Triassic is of quite distinct facies including Anisian massif limestones with *Diploporids* (Steinalm facies), red limestones with ammonites of Upper Anisian (Schreyeralm facies), Ladinian thick bedded limestones and Upper Triassic light-coloured, massive to thick bedded limestones with ammonites and corals in the lower part (Carnian) and large *Megalodonts* in the upper part (Norian and possibly also Rhaetian). The authors conclude that the Triassic deposits of the Codru Nappe System have close facies affinities with the equivalent of the Austro-alpine Nappe System from the Slovakian Carpathians (including the Gemericids).

Cea mai recentă schemă stratigrafică privind depozitele triasice din Munții Apuseni (Patrulus, Bleahu, 1967) a fost întocmită pe baza datelor consemnate în lucrările lui Pálffy (1913, 1926), Kutassy

¹ Comunicare în ședința din 29 mai 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55 și Întreprinderea de Prospecțiuni, Cal. Gri-
viței nr. 64, București.



(1928 a, 1928 b, 1937), referitoare la formațiunile și faunelo din sistemul pinzelor de Codru, precum și pe baza observațiilor mai recente asupra Triasicului din autohtonul de Bihor (Bleahu, 1953³, 1957; Patrușiu, 1956) și din pinzele de Finiș și Dieva (Bleahu, Mantea, 1964; Bleahu et al. ^{4, 5, 6}). În această schemă depozitele menționate au fost grupate în serii caracterizînd trei arii de sedimentare: o serie proprie autohtonului, sau seria de Bihor și două serii aparținînd sistemului pinzelor de Codru, anume seria de Codru și seria de Moma.

În lucrările și hărțile publicate pînă acum (Pancă, 1941; Bleahu, 1965) s-a considerat că sistemul pinzelor de Codru cuprinde trei unități suprapuse, anume unitatea de valea Finișului și unitatea de Vîrful Dievii, cu o dezvoltare similară a Triasicului (seria de Codru), și unitatea de Moma-Tărcăița cu faciesuri net diferite în intervalul Ladinian-Norian (seria de Moma).

Cercetările recente, întreprinse de autorii prezentei note pe teritoriul munților Codru-Moma, lasă să se întrevadă existența a cel puțin patru unități șariate aparținînd sistemului pinzelor de Codru și anume (în ordinea superpoziției, de jos în sus): Finiș, Dieva (avînd drept corespondent în munții Bihorului „solzul Forice”), Moma-Arieșeni și Vașcău. După toate aparențele unitatea de Vașcău constituie un lambou de pînză independent care acoperă direct Triasicul mediu al unității de Moma-Arieșeni. Pe de altă parte un examen mai amănunțit al faciesurilor reprezentate în diferitele unități a arătat că între unitățile de Finiș, Dieva și Moma-Arieșeni, nu există deosebiri notabile de facies în intervalul Seisian-Ladinian, dar că, în schimb, unitatea de Dieva se distinge net de unitatea de Finiș prin faciesul Triasicului superior. Cît despre unitatea de Vașcău, aceasta prezintă faciesuri bine distincte față de celelalte unități, în tot intervalul Anisian-Rhaetian ?.

Pentru o vedere de ansamblu mai largă a depozitelor triasice din Munții Apuseni, vom descrie mai întîi un profil caracteristic al Triasi-

³ M. Bleahu, Raport asupra lucrărilor de cartare efectuate în regiunea Scărișoara (munții Bihor). 1935. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ M. Bleahu, Ștefana Balș, Josefina Dan, Camelia Dia. Raport asupra geologiei regiunii Tărcăița. 1957. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ M. Bleahu, Ștefana Balș, Josefina Dan, Camelia Dia-Tomescu Em. Antonescu, Alexandra Antonescu-Coste. Raport geologic asupra cartărilor din munții Codru-Moma și regiunea Bciuș-Cristior. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ M. Bleahu, Ștefana Balș, Josefina Dan, Camelia Tomescu, Em. Antonescu, Alexandra Coste. Raport asupra lucrărilor de cartare în munții Codru-Moma. 1960. Arh. Inst. Geol. București.

cului din autohtonul de Bihor (seria de Bihor), iar apoi profile reprezentative din unitățile de Finiș (seria de Finiș), de Dieva (seria de Dieva) și de Vașcău (seria de Vașcău), dar nu și din unitatea de Moma-Arieșeni ale cărei depozite triasice sînt insuficient cunoscute (seria de Moma).

I. Seria de Bihor (valea Brăteuța-munții Pădurea Craiului)

Unul din profilele cele mai instructive ale Triasicului din autohtonul de Bihor este cel al văii Brăteuța, în partea de est a Pădurii Craiului. Depozitele triasice străbătute de valca Brăteuța ating 1200 m grosime și sînt cuprinse între breșii roșii permieni și depozite eojurasice în facies de Gresten. Succesiunea Triasicului cuprinde următorii termeni, bine individualizați prin caracterele lor litologice :

(1)⁷ formațiune detritică (200 m), în bază cu un conglomerat cuarțitic (10 m), urmat de gresii cuarțitice, în parte microconglomeratice, gălbui, mai rar violacee, în bancuri de 30-60 cm, alternînd la partea superioară a intervalului cu gresii fine și siltite argiloase micacee, roșu-violacee, în strate de 10-20 cm ; (2) dolomite masive și calcare dolomitice cenușii închise, urmate de dolomite în lespezi și bancuri de culoare mai deschisă (80 m) ; (3) calcare micritice stratificate (480 m), cenușii închise sau negre, în lespezi și bancuri (pe alocuri și în plăci de 2-5 cm grosime), deseori vermiculate, cu suprafețe de stratificație noduloase, mamelonate, cu *Dadoerinus* la 150 m deasupra bazei ; atît la partea inferioară cît și la partea superioară suita calcarelor vermiculate cuprinde o intercalație subțire de dolomit ; (4) dolomite masive, avînd local în culcuș un nivel subțire de calcare masive, cenușii deschise, cu entroce mari (400 m) ; (5) calcare masive, recifogene, de culoare deschisă și cu aspect marmorean (100 m).

Primul termen al succesiunii (1) reprezintă Seisianul și probabil și Campilianul inferior (nivelul cu siltite roșii micacee) ; dolomitele inferioare (2) și calcarele vermiculate (3), care la vest de valea Brăteuței conțin specia *Costatoria costata* (Zenk) la 250 m deasupra bazei suitei de roci carbonatate, revin Campilianului terminal și Anisianului ; calcarele recifogene ale ultimului termen (5) conțin atît la vest cît și la est de valea Brăteuței alge reprezentative pentru Ladinian ca : *Diptopora annulata* (Schalh.), *Teutloporella nodosa* (Schafh.) și în plus speciile *Omphaloptycha czimica* (Hörnes) și *Wernerinus cassianus* Laube. Cît despre dolomitele superioare (4), aceste roci reprezintă, după toate aparențele, un facies lateral al calcarelor masive recifogene și al calcarelor

⁷ Numerele se referă la coloanele stratigrafice.



în bancuri care în alte părți urmează direct peste ultimul termen al Anisianului, și ca atare au fost raportate și ele Ladinianului (P a t r u l i u s , B l e a h u , 1967).

II. Seria de Finiș (valea Șeasa-munții Codru)

Valca Șeasa oferă o succesiune aproape continuă de aflorimente în depozitele Triasicului mediu și superior.

(1) Primul termen vizibil este reprezentat prin dolomite anisiene masive, acoperite în parte de grohotișurile din Șesul Brăteoaia.

Deasupra dolomitelor anisiene succesiunea depozitelor triasice cuprinde o formațiune de roci carbonatate, groasă de peste 350 m aparținând, în parte cel puțin, Ladinianului, și cuprinzând următorii termeni:

(2) calcare de tip Reifling, de culoare închisă, sau cenușiu-gălbuie prin alterație, în lespezi și bancuri subțiri cu fețe de stratificație ondulate și cu numeroase accidente silicioase (23 m grosime vizibilă); (3) calcare cenușii deschise, în bancuri, cu mici entroce (40 m grosime vizibilă); (4) dolomite albe zaharoide, în aflorimente discontinuie (aproximativ 240 m grosime); (5) calcare breccioase roz, în parte șistoase, cu liant roșu (50 m); (6) calcare stratificate, alb-gălbui, fin granulare (10 m).

Urmează o formațiune detritică de vîrstă carniană, groasă de 300 m, cu intercalații subordonate de calcare la diferite nivele. Rocile detritice ale acestei formațiuni sînt în majoritate șisturi argiloase și argilomarnoase nisipoase, fin micacee, cu intercalații de gresii în plăci și lespezi.

În cadrul acestei formațiuni se succed următorii termeni: (7) șisturi argiloase sau argilo-marnoase cenușii, pe alocuri cu tentă verzuie, cu intercalații de gresii, mai frecvente, mai groase și calcaroase în bază și cu un banc de calcar negricios intercalat în partea terminală (125 m); (8) alternanță de calcare nisipoase și șisturi argiloase și argilo-marnoase cu rare intercalații de gresii (105 m); pe versantul stîng al văii Șeasa aflurează 4 intercalații de calcare și anume: (8 a) calcare masive (20 m), cenușii închise, sparitice, cu corali și avînd în acoperiș un nivel subțire de argile marnoase decalcificate cu *Spiriferina fortis* Bitt., *Thecospira* aff. *semseyi* Bitt., *Halobia striatissima* Kittl, *H. szontaghi* Kittl, *Cardita* sp. ex. gr. *C. guembeli* Pichler; (8 b) calcare negre masive (6 m); (8 c) calcare negre, nisipoase, stratificate, cu lamine argilo-nisipoase între bancuri, cu *Decurtella* sp. (3 m); (8 d) calcare negre, nisipoase cu treceri la gresii calcaroase, stratificate, cu lamine argilo-nisipoase între bancuri, cu *Carnites* sp. (15 m). (9) șisturi argiloase cu rare intercalații de gresii



(40 m); (10) șisturi marnoase cu tentă de alterație cenușiu-deschisă, cu *Cardita guembeli* Pichler și *Pinna* sp. (10 m); (11) calcare cenușii nisipoase, stratificate în bancuri pînă la 80 cm grosime, cu intercalații marnoase (7 m).

Apartenența la Carnian a ultimului termen din formațiunea detritică este incertă; s-ar putea ca el să reprezinte baza Norianului. În orice caz termenul următor, cu megalodonte de talie mare aparține sigur Norianului.

Norianul cuprinde 2 termeni și anume:

(12) calcare alb-cenușii, pînă la cenușii închise, cu vagă stratificație la partea inferioară a intervalului și cu separații în plăci larg ondulate la partea lor superioară, cu corali și megalodonte de talie mare (25 m); (13) formațiune de facies Keuper carpatic, grosă de 400 m, constituită din șisturi argiloase violacee, pe alocuri și verzui, cu intercalații sporadice de gresii cu tentă de alterație cenușiu-gălbuie și de calcare în parte dolomitice, de culoare cenușiu-gălbuie, formînd bancuri sau lentile 25-100 cm grosime, mai frecvente în baza și în partea terminală a formațiunii.

Depozitele Rhaetianului care urmează în continuitate sînt reprezentate de:

(14) șisturi argiloase negre, ce se desfac în plăcuțe cu fețe satinat și în a căror succesiune se intercalază la partea inferioară un banc de calcare cenușiu cu *Thecosmilia*, megalodonte, gasteropode, rare brahiopode, iar la partea terminală un nivel de șisturi calcaroase (50 m).

Același profil al văii Șeasa oferă o imagine completă și pentru restul seriei de Finiș, care cuprinde deasupra Rhaetianului următorii termeni:

— alternanțe de gresii cuarțitice roz-gălbui și de șisturi argiloase sau argilo-marnoase cu tentă de alterație cenușie deschisă (? Hettangian-Sinemurian inferior);

— calcare cenușii, în parte spatice cu *Gryphaea* sp. (probabil Sinemurian superior);

— calcare roșii sparitice-spatice sau biomicritice, în parte noduloase breicioase, cu *Gryphaea* sp., *Tetrarhynchia argentinensis* Rad., *Involuntina liassica* Jones, (Pliensbachian);

— calcare cenușii micritice cu proto-globigerine, de grosime foarte redusă (Oxfordian-Kimmeridgian?);

— depozite argilo-marnoase siltice cu *Lamellapichus* ce trec în sus la o puternică formațiune flișoidă constituită din șisturi argiloase cu intercalații de gresii, mai abundente la partea superioară a intervalului (Tithonic-Neocomian).

Spre deosebire de această schemă stratigrafică, pe hărțile ridicate pînă acum formațiunile detritice ale Carnianului și Norianului sînt figurate ca aparținînd Rhaetianului inferior. În schema stratigrafică de sinteză prezentată la colocviul asupra Triasicului de la Bratislava — 1966 (Patrulus, Bleahu, 1967) se includ în Rhaetian numai depozitele roșii de tip Keuper carpatic situate deasupra calcarelor cu megadolonte ale Norianului.

III. Seria de Finiș (Roșia sud-Pădurea Craiului)

În partea de nord, unitatea de Finiș este constituită mai ales din formațiuni permiene. Numai în partea de sud-vest a Pădurii Craiului, în împrejurimile localităților Roșia și Sohodol este conservată o succesiune mai completă a depozitelor triasice din seria de Finiș. Profilul cel mai instructiv este observabil pe versantul drept al văii Roșia, la sud de comuna Roșia. Pe acest profil depozitele Permianului lipsesc ca și cele ale Triasicului inferior, exceptînd poate Campilianul terminal. Direct în contact cu depozitele detritice aptian-albiene ale autohtonului (seria de Bibor) vin dolomitele anisiene ale pinzei de Finiș. Succesiunea formațiunilor triasice ale acestei unități cuprinde următorii termeni:

(1) dolomite masive cenușii, reprezentînd Anisianul și, eventual și Campilianul terminal (200 m); (2) calcare stratificate în bancuri, mai mult sau mai puțin marnoase, pînă la marnocalcare de culoare cenușiu-gălbui prin alterație, în parte cu structură noduloasă sau cu aspect mozaicat, cu o intercalație de șisturi marnoase gălbui către partea inferioară a intervalului groasă de 12 m, cu *Daonella paucicostata* Tornq. în culcușul șisturilor marnoase, precum și cu rare brahiopode și entroce la diferite nivele (35 m); (3) calcare stratificate în bancuri de 20-40 cm cu suprafețe ondulate, negre sau cenușii închise, cu patină de alterație cenușiu deschis-gălbui; subordonat apar șisturi marnoase și marnocalcare; în acest interval gros de 235 m se disting de jos în sus: (3 a) calcare de tip Reifling cu accidente silicioase frecvente (aproximativ 40 m); (3 b) calcare și marnocalcare fără accidente silicioase, cu enclave de șisturi marnoase cu crinoide la partea inferioară a intervalului (aproximativ 40 m); (3 c) calcare de tip Reifling, cu accidente silicioase din ce în ce mai rare spre partea terminală a intervalului (115 m); (3 d) calcare stratificate, fără accidente silicioase, cu rari amoniți (40 m); (4) șisturi argilo-marnoase cu intercalații de gresii în parte calcaroase și de calcare negre, cu un banc de dolomit în bază (42 m); (5) gresii gălbui puțin consistente, separate prin șisturi, urmate de gresii mai dure, micacee, puțin cărbunoase (43 m); (6)



marnă și marnocalcare cu intercalații de calcare negre avînd pînă la 8 m grosime la partea inferioară a intervalului, cu treceri la marnă silțice cenușiu-gălbui la partea terminală a intervalului, unde rocile menționate conțin halobii (*Halobia striatissima* Kittl) și rari amoniți (115 m grosime vizibilă).

Sucesiunea calcarelor stratificate care urmează dolomitelor anisiene cuprinde Ladinianul (începînd chiar din bază) și foarte probabil și Carnianul inferior, în partea ei terminală lipsită de accidente silicioase. Formațiunea detritică din partea superioară a profilului aparține în întregime Carnianului.

IV. Seria de Dieva (muntele Clăptescu și valea Tărcăița-munții Codru)

Stratigrafia depozitelor triasice din unitatea de Dieva este încă imperfect cunoscută. Numeroase accidente tectonice ca și unele variații de facies fac dificilă alegerea unui profil reprezentativ pentru a ilustra succesiunea proprie acestei unități. Ca o caracteristică generală este de subliniat dezvoltarea aproape exclusiv carbonată a Triasicului superior, în contrast frapant cu faciesul mai ales detritic al Triasicului superior din unitatea de Finiș.

O succesiune mai continuă și mai bine datată prin fosilele identificate pînă acum poate fi observată pe muntele Clăptescu. În acest sector dolomitele anisiene suportă calcare stratificate de tip Reifling cu intercalații de șisturi argilo-marnoase, urmate la rîndul lor de dolomite masive de culoare deschisă. Dolomitele, ca și calcarele de tip Reifling, aparțin probabil Ladinianului. Urmează calcare carniene masive, de culoare deschisă, cu părți dolomitice. Calcarele conțin corali, printre care *Montlivaultia marmorea* Frech, și prezintă la partea inferioară un nivel lumașelic cu *Halobia styriaca* Mojsisovic⁸. Norianul cuprinde și el calcare de culoare deschisă, în parte breicioase, cu corali (*Thamnastraea rectilamellosa* Wink.), megalodonte și brahiopode (*Halorella pedata* Bronn. și *H. ancilla* Suess, după Kutassy, 1928).

Versanții văii Tărcăița, la sud-vest de satul cu același nume, oferă și ei un profil instructiv, în special în ceea ce privește partea terminală a Norianului și Rhaetianul. Pe versantul stîng, imediat la sud-vest de sat, dolomitele anisiene suportă calcare stratificate de tip Reifling, cu grosime redusă (20-30 m). Peste aceste calcare ale Ladinianului urmează calcare carniene masive, de culoare deschisă, cu megalodonte de talie mică și cu

⁸ Op. cit. pct. 4.



corali care formează pe alocuri colonii de mari dimensiuni. Mai departe, în amonte, de data aceasta pe versantul din dreapta, aflormă între dolomite, calcare stratificate de culoare cenușie sau roz-gălbui, în parte microdetritice-pseudoolitice, cu megalodonte de talie mare. Dolomitele situate deasupra calcarelor sînt cenușii, stratificate în bancuri separate prin intercalații subțiri de șisturi argiloase verzui și roșii. Șisturile bariolate reprezintă vestigii ale faciesului de Keuper carpatic, în unitatea de Dieva. Dolomitele de la partea terminală a Norianului sînt urmate spre aval de o succesiune groasă de calcare rhaetiene, stratificate, în bancuri, cenușii închise pînă la negre, în parte marnoase, cu intercalații subordonate de șisturi argilo-marnoase, cu faună bogată, la anumite nivele cuprinzînd o asociație de brabiopode de tipul *Kössen*, *Rhaetavicula contorta* Port. și megalodonte.

V. Seria de Vașcău (platoul Vașcău-munții Moma)

Unul din profilele cele mai instructive ale seriei de Vașcău este cel care se urmărește începînd de la Colești pe marginea de nord a platoului Vașcău, spre SW, trecînd prin satul Cîmp Moți și mai departe pînă la tăul și fîntina care reprezintă sursa principală de apă a satului. În acest din urmă loc, direct peste dolomitele anisiene din unitatea de Moma-Arieșeni, urmează calcare masive de culoare deschisă care pe hărțile existente sînt figurate ca aparținînd Triasicului superior. De fapt aceste calcare aparțin Anisianului unității de Vașcău. Mai departe, la est, în sectorul Călugări-Izbuc aceluși calcare anisiene se găsesc șariate peste calcarele cu accidente silicioase și șisturile cu *Daonella* ale Ladinianului din unitatea de Moma-Arieșeni.

Seria de Vașcău cuprinde, de jos în sus, următorii termeni vizibili în lungul profilului Cîmp Moți-Colești :

(1) calcare anisiene, de tip Steinalm, alb-cenușii, masive sau cu o vagă stratificație în bancuri groase, cuprinzînd la partea lor terminală un orizont gros de 30 m cu rare gasteropode (*Omphaloptycha eximia* Hornes) și foarte abundente alge dasycladaceae printre care : *Physoporella paucicostata* Pia, *P. dissita* (Gumbel), *Diploporella subtilis* Pia, *Macroporella alpina* Pia, *Oligoporella* sp. (480 m); (2) calcare ale Anisianului terminal (Illyrian superior) de tip Schreyeralm, micritice, roz și roșii, stratificate în bancuri groase, cu o pseudo-stratificație secundară, pusă în evidență prin coroziunea capetelor de strat; în partea inferioară a intervalului se recunosc două nivele bogate în amoniți printre care specii de *Flexoptychites* și *Paraceratites*; partea terminală cuprinde intercalații



de argile roșii-vișinii și de marnocalcare (75 m); (3) calcare micritice, masive sau în bancuri, cenușii până la cenușii închise, cenușiu-roz sau roz-gălbui pătate, aparținând probabil Ladinianului (350 m); (4) calcare ale Triasicului superior, masive, de culoare deschisă, micritice, pelmicritice, pe alocuri sparitice, bogate în corali printre care: *Montlivaultia norica* Frech, *Gigantostylis epigonus* Frech, *Stylophylloopsis pontebbannae* Wolz, brachiopode, gasteropode, echinoide, crinoide, pe alocuri conținând și amoniți ale căror asociații inventariate de K u t a s s y (1928) dovedesc prezența Carnianului, cu megalodonte de talie mare la partea terminală a intervalului (cel puțin 100 m grosime).

Un studiu mai detaliat al calcarelor neotriasice, care să permită delimitarea cartografică a diferitelor etaje reprezentate nu a fost încă efectuat. După toate aparențele însă, partea inferioară a acestor calcare, foarte bogată în corali și local în amoniți, aparține Carnianului până la nivelul la care apar megalodonte de talie mare. Pe teritoriul satului Cîmp se întâlnesc și calcare în bancuri groase cu exemplare de megalodonte de talie foarte mare (cel puțin 10—12 cm lungime). Acestea din urmă ar putea să aparțină eventual Rhaetianului.

Este de subliniat faptul că în lucrările anterioare (hărți și descrieri), referitoare la Triasicul din munții Moma s-a considerat că există în acest teritoriu o singură unitate tectono-facială a cărei succesiune de formațiuni triasice cuprinde: depozite detritice (Werfenian), dolomite (Anisian), calcare stratificate de culoare închisă și șisturi cu *Daonella*, local și calcare roșii în facies de Hallstatt (Ladinian), iar în rest calcare masive, figurate sau descrise ca aparținând Triasicului superior. În realitate se pare că este vorba de două unități suprapuse tectonic, cu faciesuri diferite în intervalul Triasicului mediu. În această situație denumirea de „seria de Moma” (P a t r u l i u s, B l e a h u, 1967) trebuie utilizată numai pentru succesiunea formațiunilor triasice ale unității de Moma-Arieșeni care corespunde aproximativ cu ceea ce a fost figurat pe hărțile anterioare ca Triasic inferior și mediu, iar ceea ce a fost figurat ca Triasic superior revine unității de Vașcău, constituind seria de Vașcău.

În rezumat, din studiul recent întreprins de autorii prezentei note asupra depozitelor triasice din sistemul pînzelor de Codru se desprind următoarele concluzii:

Sistemul pînzelor de Codru cuprinde cel puțin 4 unități suprapuse: Finiș, Dieva, Moma-Arieșeni și Vașcău dintre care primele trei au comun faciesul dolomitic al Anisianului și prezența unor calcare de tip Reifling în intervalul Ladinianului.



Unitățile de Finiș și Dieva se disting net între ele prin dezvoltarea Triasicului superior; unitatea de Vașcău de celelalte trei, mai ales prin faciesul pe care-l îmbracă Triasicul mediu.

Seria proprie unității de Finiș (seria de Finiș) este caracterizată printr-o puternică dezvoltare a depozitelor detritice în intervalul Carnianului (echivalent facial al stratelor de Lunz) și al Norianului („Keuper carpatio”), depozite care mai înainte au fost atașate Rhaetianului. Rhaetianul propriu-zis, are în această unitate o dezvoltare redusă și este constituit din șisturi negre cu intercalații subordonate de calcare.

În ansamblu, seria de Finiș, prin faciesul detritic al Triasicului superior, poate fi comparată într-o anumită măsură cu faciesul de Križna sau cu Triasicul din cuvertura Veporidelor (Carpații slovaci).

Seria unității de Dieva — descrisă pentru prima oară în această notă ca fiind o serie distinctă în raport cu seria de Finiș — este caracterizată printr-o dezvoltare aproape exclusiv carbonată a Triasicului superior, cu calcare masive, în parte recifogene, în cadrul Carnianului, cu calcare în bancuri groase cu megalodonte și cu dolomite stratificate în intervalul Norianului (combinație de facies Dachstein și de „Hauptdolomit”), cu o succesiune groasă de calcare rhaetiene de culoare închisă cu faună de Kössen.

Triasicul unității de Vașcău (seria de Vașcău) este caracterizat prin dezvoltarea unui facies de calcare masive cu Dasycladaceae în cadrul Anisianului (facies de Steinalm), prin prezența unor calcare roșii cu amoniți (calcare de tip Schreyeralm) în intervalul Anisianului superior, și prin faciesul mai ales recifogen al Triasicului superior, cu excepția părții terminale care conține megalodonte de talie foarte mare (?Rhaetian de facies Dachstein). În ansamblu, Triasicul acestei serii amintește pe cel al Gemeridelor.

Astfel, în ceea ce privește faciesurile Triasicului și variația lor pe direcția N-S, sistemul pînzelor de Oodru este comparabil, în liniile mari, cu sistemul pînzelor austro-alpine ale Carpaților slovaci.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului. *D. S. Com. Geol.* XII, București.
- Manița G. (1964) Le Rhétien des Monts Apuseni. *C.R. Colloque du Jurassique*, 1962, Luxembourg.
- Borcoș M., Savu H. (1968) Notă explicativă pentru harta geologică scara 1 : 200.000, foaia Brad. *Com. Stat. Geol.* București.



- Kr á u t n e r T. H. (1941) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXV, București.
- K u t a s s y A. (1928 a) Die Ausbildung der Trias im Momagebirge. *Zentralbl. f. Min., Geol. Pal., Abt. B.* 5, Stuttgart.
- (1928 b) Die Triaschichten des Béler und Bihargebirges mit besonderer Rücksicht auf die stratigraphische Lage ihres Rhätikums. *Verhandl. der Geol. Bundesanst.* 11, Wien.
- (1937) *Geologica Hungarica*, 13, Budapest.
- P á l f y M. (1913) *Jahrb. kgl. ung. geol. Anst. f. 1912*, Budapest.
- (1926) *Mathem. Naturwiss. Anzeig. d. ung. Akad. d. Wiss.* Budapest.
- P a t r u l i u s D. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953), București.
- B l e a h u M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geologický Sborník*. XVIII, 2, Bratislava.
- P a u c á M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts de Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS TRIASIQUES DES MONTS APUSENI

(Résumé)

Situés dans la partie ouest du pays, entre la dépression transylvaine et la dépressions pannonienne, les Monts Apuseni représentent l'un des segments les plus complexes de la chaîne carpathique. Leur partie nord comporte deux systèmes de nappes: le système de Codru caractérisé par une large participation de formations carbonifères, permienes, triasiques et jurassiques, et le système de Biharia, principalement constitué de formations métamorphiques antécarbonifères. Sur le territoire de l'autochtone, le socle cristallophyllien supporte de puissantes séries triasique, jurassiques et crétacées (jusqu'au Turonien y compris). Dans un schéma stratigraphique de synthèse présenté au Colloque du Trias de Bratislava (P a t r u l i u s, B l e a h u, 1967) les formations triasiques des Monts Apuseni ont été groupées en 3 séries: la série de Bihor propre à l'autochtone, la série de Codru caractéristique des unités inférieures du système de Codru (nappes de Feniș et de Dieva) et la série de Moma limitée à l'unité supérieure du même système (nappe de Moma-Arieșeni). Une étude plus poussée effectuée en 1968 sur les formations triasiques du système de Codru a démontré qu'en ce qui concerne le faciès du Trias et leur distribution par unités structurales, le schéma tectono-facial des monts Apuseni est encore plus complexe qu'on ne le pensait auparavant.

Le Trias de la série autochtone (série de Bihor) est principalement caractérisé par la présence de calcaires sombres lités souvent vermiculés dans l'intervalle de l'Anisien, et de calcaires clairs marmoréens, à diplopores et gasteropodes de grande taille (calcaires de type Wetterstein) dans l'intervalle du Ladinien. Des dolomies s'y trouvent développées à différents niveaux, dans le cadre du Campilien terminal-Trias moyen.

Le Trias supérieur manque complètement, au moins dans la partie nord du territoire de l'autochtone (Pădurea Craiului).

Le système des nappes de Codru comporte au moins quatre unités superposées, notamment de bas en haut: Feniș, Dieva, Moma-Arieșeni et Vașcău. Les trois premières de ces unités ont en commun des dolomies anisiennes massives et des calcaires ladinien lités, de type Rei-



fling, à accidents siliceux, et intercalations de schistes marneux à Daonelles. Ce qui distingue nettement l'unité de Finiş de l'unité de Dieva c'est le développement du Trias supérieur; quant à l'unité de Vascau celle-ci diffère notablement des trois autres par le faciès de son Trias moyen.

La série de Finiş, propre à la nappe de Finiş, est caractérisée par un puissant développement de dépôts détritiques dans l'intervalle du Carnien (équivalent facial des couches Lunz, avec quelques intercalations de calcaires sombres) et du Norien dont la plus grande partie revêt le faciès „Keuper carpatique" (schistes argileux rouges avec intercalations sporadiques de grès, de calcaires et de dolomies finement grenues). Est à noter qu'une grande partie des dépôts détritiques carnien (Monts de Codru), ainsi que le „Keuper carpatique" norien de la même série, avaient été rattachés auparavant au Rhétien. Le Rhétien proprement dit de la série de Finiş n'a qu'une épaisseur réduite et comporte des schistes argileux noirs avec intercalations subordonnées de calcaires à coraux, mégalodontes et brachiopodes peu abondants. En ensemble, le Trias de la série de Finiş peut être comparé dans une certaine mesure avec celui de la nappe de Križan et de la couverture des Vépouides (Carpatés slovaques).

La série de Dieva, propre à l'unité du même nom (et décrite pour la première fois dans la présente note comme une série distincte par rapport à la série de Finiş) est caractérisée par le développement presque exclusivement carbonaté de son Trias supérieur. Le Carnien y comporte des calcaires massifs, clairs, en partie récifogènes, le Norien — des calcaires en bancs à mégalodontes et des dolomies lités avec délits de schistes argileux rouges (combinaison de faciès Dachstein et de „Hauptdolomit" avec vestiges de „Keuper carpatiques") le Rhétien, particulièrement épais — des calcaires lités sombres avec intercalations subordonnées de schistes et riche faune de type Küssen à nombreux brachiopodes.

Le Trias de la nappe de Moma-Arieşeni est encore peu connu. Les dolomies anisiennes de cette unité sont surmontées dans la partie sud des Monts de Moma, par des calcaires lités et des schistes sombres à Daonelles. Sur ces dépôts du Ladinien, où directement sur les dolomies anisiennes, repose l'unité de Vascau.

Le Trias de l'unité de Vascau (respectivement de la série de Vascau) comporte comme terme inférieur des calcaires anisiens massifs, clairs, à physopores en abondance (faciès de Steinalm). Suivent des calcaires rouges à *Plectoptychites* représentant l'Anisien terminal (faciès de Schreyeralm) et des calcaires sombres en bancs, d'âge probablement ladinien. Le Trias supérieur y est représenté par des calcaires massifs clairs à coraux, gastropodes et ammonites (dont les associations inventariées par K u t a s y 1928, dénotent un âge carnien). La partie terminale de ces calcaires renferme des mégalodontes de grande taille (Norien et peut être aussi Rhétien à faciès Dachstein). En ensemble, le Trias de la série de Vascau rappelle celui des Gemerides.

De la sorte, en ce qui concerne les faciès du Trias et leur distribution spatiale, le système des nappes de Codru est comparable, dans les grandes lignes, avec le système des nappes austro-alpines des Carpatés slovaques.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonnes stratigraphiques du Trias dans les Monts Apuseni.

I. Série de Bihor (vallée de Brăteuța-Monts Pădurea Craiului): 1, conglomérats et grès quartzitiques, grès fins et siltites argileux micacés rouge violacé; 2, dolomies et calcaires



dolomitiques sombres; 3, calcaires sombres ou noirs, souvent vermiculés; 4, dolomies massives (localement calcaires dans le mur); 5, calcaires massifs, récifogènes, d'aspect marmoréen.

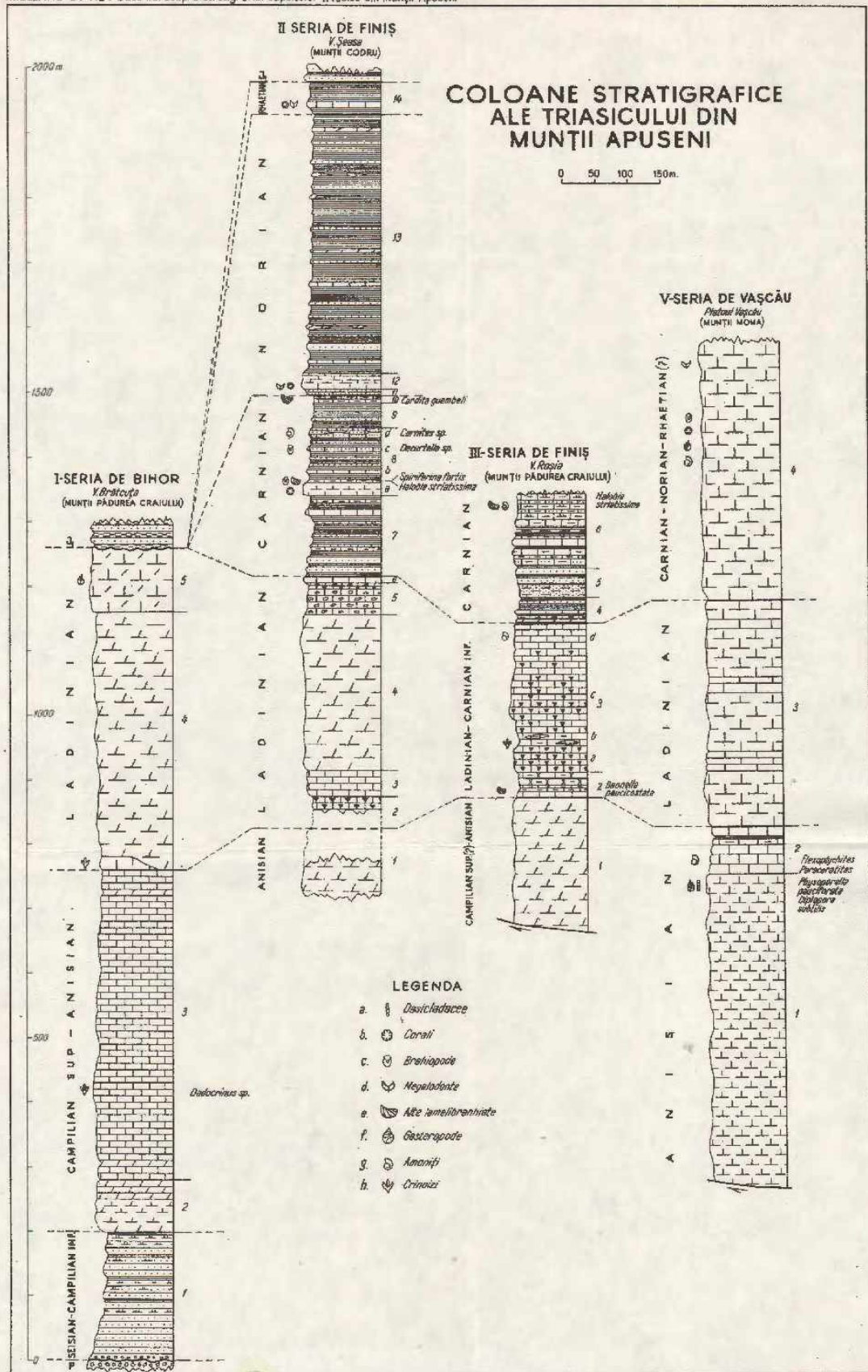
II. Série de Finiș (vallée Șeasa-Monts Codru): 1, dolomies massives; 2, calcaires de type Reifling, à accidents siliceux; 3, calcaires sombres, en bancs; 4, dolomies blanches saccharoïdes, massives; 5, calcaires brècheux à liant rouge; 6, calcaires stratifiés, finement granulaires; 7, schistes argileux et argilo-marneux sombres, grès, calcaires; 8, calcaires sableux, schistes argileux et argilo-marneux, grès: a, calcaires très sombres, massifs; b, calcaires noirs, massifs; c, calcaires noirs, sableux; d, calcaires noirs, sableux, grès calcaires; 9, schistes argileux, grès; 10, schistes marneux; 11, calcaires sableux, à intercalations marneuses; 12, calcaires à vagues stratifications de coraux et de mégalodontes géants; 13, schistes argileux violacés et verdâtres, grès, calcaires; 14, schistes argileux noirs, calcaires sombres organogènes.

III. Série de Finiș (vallée de Roșia-Monts Pădurea Craiului): 1, dolomies massives sombres; 2, calcaires, marnocalcaires, schistes marneux; 3, calcaires stratifiés à accidents siliceux: a, calcaires de type Reifling à accidents siliceux; b, calcaires marnocalcaires, schistes marneux; c, calcaires de type Reifling à accidents siliceux; d, calcaires, stratifiés; 4, schistes argilo-marneux, grès, calcaires noirs; 5, grès et schistes argileux, jaunâtres; 6, marnes, marnes siltiques, marnocalcaires, calcaires noirs.

IV¹. Série de Dieva (Mont Clăptescu et vallée de Tărcăița-Monts Codru).

V. Série de Vașcău (plateau de Vașcău-Mont Moma): 1, calcaires massifs de type Steinalm; 2, calcaires stratifiés de type Schreyenalm; 3, calcaires massifs ou en bancs; 4, calcaires massifs, claires.

¹ La colonne du Trias de la série de Dieva n'est pas figurée sur la planche.



4. STRATIGRAFIE

DATE NOI ASUPRA DEPOZITELOR TRIASICE DIN PĂDUREA
CRAIULUI (MUNȚII APUSENI)¹

DE

MIRCEA DIACONU², OVIDIU DRAGASTAN³

Abstract

New Data on Triassic Deposits from the Pădurea Craiului Area (Apuseni Mountains). On the basis of a detailed study of Dasycladaceae alga associations to be found in the marmorean limestone horizon of the Pădurea Craiului, the Anisian-Ladinian boundary is placed at the lower part of this horizon. Thus, the upper dolomites and the lower part of the marmorean limestones have been referred to the Upper Anisian on the basis of the following forms: *Diplopora philosophi* Pia, *D. annulatissima* Pia, etc. Within the sequence of marmorean limestones there are presented associations which characterize the Lower Ladinian (*Diplopora annulata* Schafh., *Teutloporella nodosa* Pia, *Macroporella beneckeii* Pia, etc.), and the Upper Ladinian (*Macroporella spectabilis* Bystricky, *Diplopora philosophi* var. *exuberans* Pia, *Gyroporella* cf. *ampleforata* Gumb., *D. annulata* var. *debilis* Pia, etc.), the stratigraphical importance of the calcareous algae for the Anisian-Ladinian interval being pointed out.

Cercetări recente asupra depozitelor triasice din Pădurea Craiului au arătat că vechea schemă stratigrafică a lui S z o n t a g h (1901) și K r ä u t n e r (1939, 1941) bazată exclusiv pe corelarea litologică a acestei regiuni cu seria de Codru, nu mai corespunde realității.

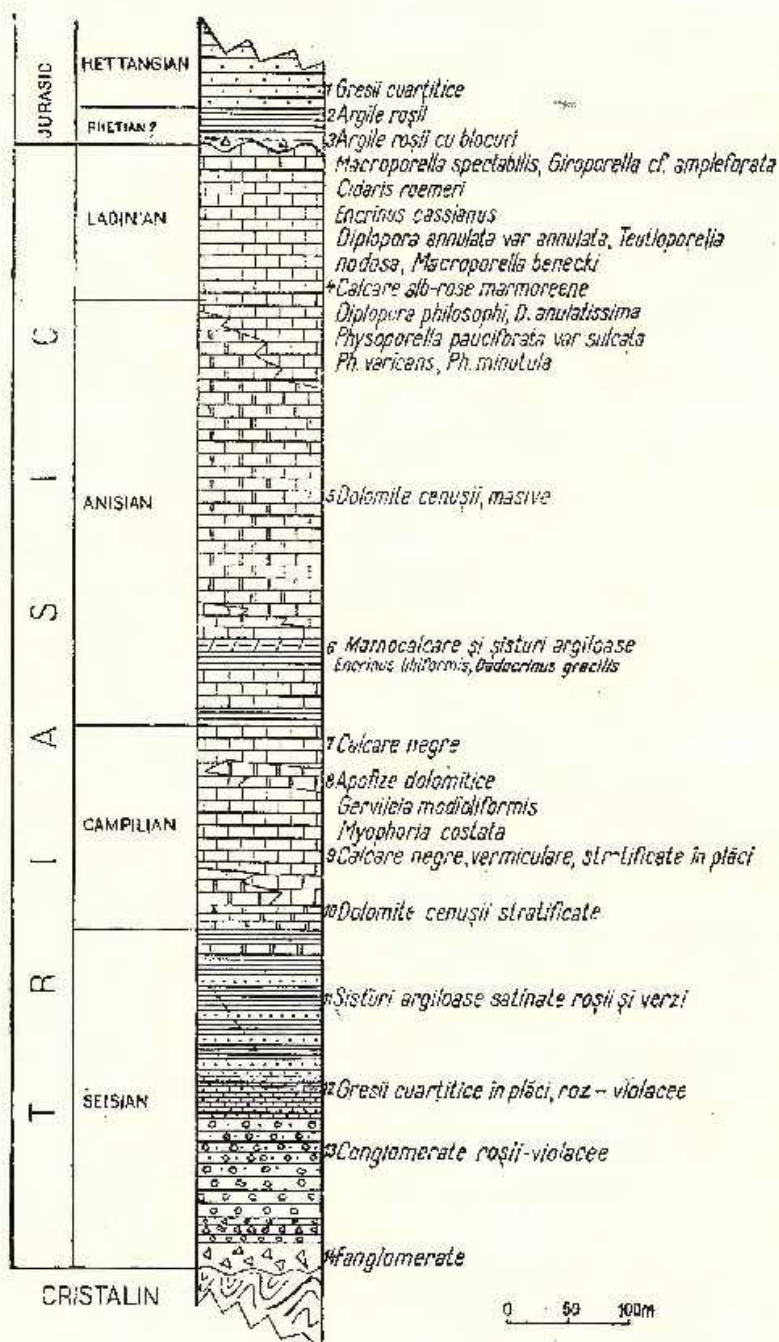
Astfel, Patrulius, Bleahu (1967) referindu-se la întreaga unitate a autohtonului de Bihor consideră că Triasicul superior este absent în această unitate. Acești autori atribuie orizontul calcarelor marmoreene (care constituie ultimul termen de sedimentare al Triasicului) Ladinianului, pe baza unor specii de daonele, identificate în munții Bihor și a

¹ Comunicare în ședința din 6 mai 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

³ Laboratorul de paleontologie, Universitatea București. B-dul N. Bălcescu nr. 1, București.





unor dasicladacee reprezentate prin formele de *Diptopora annulata* Schafh. (Damiș-valea Albioara) și *Teutloporella* sp., aff. *T. nodosa* Schafh. (valea Lunca-Șuncuius) în Pădurea Craiului.

De asemenea Istocescu, Diaconu, Istocescu (1968) citează din munții Plopiș de la partea superioară a calcarelor negre, dintr-un pachet șistos o faună anisiană (*Encrinus liliiformis* Lam., *Aulacothyris incurvata* Bittn., *Myophoria elegans* Dunk. etc.), iar din calcarele marmoreene specia de *Cidaris roemeri* Wisman, caracteristică Ladinianului.

În urma cercetărilor efectuate de către unul din autorii acestei note în Pădurea Craiului în anii 1967 și 1968, au fost colectate o serie de asociații de alge calcareose din orizontul calcarelor marmoreene, care ne-au permis să aducem o serie de precizări stratigrafice privind depozitele triasice din această regiune. Mai întâi vom aminti succint coloana stratigrafică a depozitelor triasice din Pădurea Craiului.

Primele depozite sedimentare pe care le atribuim ciclului mezozoic sînt reprezentate printr-o suită de roci detritice formate din elemente de cristalin, nerulate, cu dimensiuni cuprinse între 0,05 și 0,30 m, dispuse haotic, prinse într-o matrice argiloasă nisipoasă, cu o culoare cenușie sau roșu-gălbui. Aceste depozite au fost considerate de cercetătorii anteriori (Kräutner, 1939, 1941) ca niște breccii sedimentare și au fost atribuite Permianului.

Întrucît de la acest orizont se trece continuu la orizontul conglomeratic-grezos (profilele din valea Șoimușului, valea Godinoasa - situate în partea SE a Pădurii Craiului) a cărui vîrstă este acceptată de toți cercetătorii ca aparținînd Seisianului, atît în unitatea de Codru cît și în Pădurea Craiului, considerăm că „brecciile permiane” aparțin ciclului triasic. Aceste depozite ar reprezenta astfel vechi grohotișuri și resturi ale scoarței de alterare ante-triasice, putînd fi definite ca fanglomerate.

Peste aceste fanglomerate, a căror grosime nu depășește 20—40 m se dispune un complex conglomeratic grezos, urmat concordant de un

Coloana stratigrafică sintetică a Triasicului din munții Pădurea Craiului.

1, grăni cuarțitice; 2, argile roșii; 3, argile roșii cu blocuri; 4, calcarea alb-roze marmoreane; 5, dolomite cenușii masive; 6, marnocalcarea și gîsturi argiloase; 7, calcarea neagră; 8, apofize dolomitice; 9, calcarea neagră, vermiculată stratificată în plăci; 10, dolomite cenușii stratificate; 11, gîsturi argiloase satinate roșii și verzi; 12, grăni cuarțitice în plăci, roz-vioacee; 13, conglomerate roșii-vioacee; 14, fanglomerate.

Colonne stratigraphique synthétique du Trias des Monts Pădurea Craiului.

1, grès quartzitiques; 2, argiles rouges; 3, argiles rouges à blocs; 4, calcaires blanches roses marmorées; 5, dolomites sombres, massives; 6, marnocalcaires et schistes argileux; 7, calcaires noirs; 8, apophyses dolomitiques; 9, calcaires noirs vermiculés, stratifiés en plaquettes; 10, dolomites sombres stratifiées; 11, schistes argileux satinés rouges et verts; 12, grès quartzitiques en plaquettes, rose violacé; 13, conglomérats rouge violacé; 14, fanglomérats.



pachet de șisturi argiloase roșii și verzi, cu un aspect satinat, însumind o grosime totală de 250-300 m. La partea superioară a complexului șistos apar intercalații de șisturi dolomitice.

Seria rocilor carbonatate din Triasic începe printr-un dolomit breccios, de culoare roșu-violacee, peste care se dispun dolomite cenușii stratificate în plăci. Aceste dolomite situate la partea inferioară a seriei prezintă variații de grosime importante, fiind uneori înlocuite aproape complet de calcarele negre de deasupra.

Peste dolomite sau șisturile dolomitice se dispun în continuare calcare vermienlare stratificate în plăci, intens diacalzate și microentate, cu o culoare în general neagră sau mai rar cenușiu-gălbuie. La partea superioară, sau uneori în cuprinsul calcarelor negre apare un pachet de șisturi argiloase și marnocalcare cenușii. Din calcarele negre cercetătorii anteriori citează speciile: *Myophoria costata* Z e n k. și *Gervileia modioliformis* G i e b e l, iar din nivelul șistos a fost colectată forma de *Encrinus liliiformis* L a m. Grosimea calcarelor negre și a dolomitelor inferioare se cifrează la 250-300 m.

Astfel pe baza acestor argumente vârsta calcarelor negre și a dolomitelor inferioare a fost atribuită Campilian-Anisianului, iar complexului detritic și probabil șisturilor argiloase li s-a atribuit vârsta seisiană (din acest complex A n t o n e s e u citează o asociație de spori-polen, dominată de forma *Triadispora crassa* K l a u s - Triasic inferior).

Peste calcarele negre urmează dolomitele superioare, care prezintă importante variații de grosime (P a t r u l i u s, B l e a h u, 1967), în zona estică a Pădurii Craiului atingind 250 m, în timp ce în zona vestică și sudică grosimea acestui orizont fiind de numai 20-40 m.

Dolomitele apar masive, mai rar stratificate, cu o culoare cenușie, fiind lipsite de resturi organice.

Ciclul sedimentar triasic din Pădurea Craiului se încheie cu calcarele albe marmoreene. Aceste calcare apar lipsite de stratificație, cu o culoare alb-roză, mai rar gălbuie, prezentându-se intens recristalizate.

Macrofauna citată din calcarele marmoreene este reprezentată în Pădurea Craiului prin corali, gasteropode (*Omphalopticha* etc.) entroce de erinoide aparținând lui *Encrinus cassianus* L a u b e. De asemenea am regăsit și în această regiune pe *Cidaris roemerii* W i s m a n, în profilele din valea Brătenții și valea Mîrșidului.

Macrofosilele întâlnite indică vârsta ladiniană a calcarelor marmoreene rămânînd deschisă problema vârstei dolomitelor superioare și a limitei Anisian/Ladinian.



Studiul algelor calcareoase demonstrează încă o dată importanța stratigrafică a acestora, pentru intervalul Anisian-Ladinian; asociațiile de dasycladacee întâlnite au permis detalierea orizontării Triasicului din această zonă.

Astfel în dealul Glimeia situat la nord de Damiș s-a putut stabili o asociație reprezentată de: *Physoporella pauciporata* var. *sulcata* Bystricky, *Ph. varicans* Pia, *Ph. minutula* (Gumb.) Pia, *Diplopora philosophi* var. *ezuberans* Pia și *D.annulata* var. *annulata* Bystricky. Asociația corespunde Anisianului superior, fiind dominată de physoporelle alături de care își fac apariția în mai mică măsură diploporele.

Dintre formele citate *Diplopora philosophi* apare numai în Anisianul superior sau în Anisianul cel mai superior.

În calcarele albe marmoreene din profilul din valea Brăteuții a fost identificată o asociație în care apare *Diplopora annulatissima* Pia, care n-a fost întâlnită în dealul Glimeia, formă tipică anisian-superioară, alături de *Physoporella minutula* (Gumb.) Pia, care este de asemenea întâlnită cu predilecție la același interval.

O altă asociație identificată în profilul din dealul Glimeia situată geometric peste cea precedentă, este reprezentată de: *Physoporella pauciporata* (Gumb.) Steinh var. *undulata* Pia, *Teutloporella herculea* (Stopp) Pia, *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Diplopora hexaster* (Pia) Pia și *D.annulata* var. *annulata* Bystricky, care caracterizează Ladinianul inferior. Specia de *Diplopora annulata* var. *annulata*, care domină această asociație caracterizează Ladinianul cu totul inferior.

Pe de altă parte asociația formată din *Diplopora annulata* var. *annulata* Bystricky, *D.annulata* (Schafh.) var. *dolomitica* (Pia) Pia, *D.annulata* var. *debilis* (Pia) Pia, *D. cf. phanerospora* Pia, *Macroporella beneckeii* (Salom) Pia, *Teutloporella nodosa* (Schafh.) Pia și *Solenopora* sp. este caracteristică Ladinianului inferior.

Asociația este dominată de *Diplopora annulata*, care prezintă maximum de dezvoltare în Ladinianul inferior. De asemenea pentru Ladinianul inferior mai sînt caracteristice *Teutloporella nodosa* și *Macroporella beneckeii*.

În valea Brăteuța în succesiunea calcarelor marmoreene a fost întâlnită o asociație în care predomină *Diplopora annulata* var. *annulata* (Schafh.), *D. sp. aff. philosophi* Pia și *D.annulata* var. *dolomitica* Pia, care indică de asemenea o vîrstă ladiniană, probabil Ladinian inferior.

Ladinianul superior este mai greu de precizat în dealul Glimeia, asociația identificată prezentându-se mult mai săracă, fiind reprezentată prin *Diplopora annulata* var. *debilis* Pia, *D. philosophi* var. *exuberans* Pia și *Macroporella spectabilis* Bystrieky. Aceasta din urmă după Bystrieky caracterizează intervalul Ladinian superior-Carnian inferior?

În afară de microflora de dasieladacee, la partea superioară a Ladinianului se conturează o microfloră bogat reprezentată de codiacee și solenoporacee formată din *Cayeuxia* sp., *Hedstromia* sp., care apar cu predilecție în Ladinianul superior. În schimb solenoporaceele sînt cantonate atît în Ladinianul inferior cît și în cel superior.

În punctul situat pe valea Crișului Repede la confluența cu valea Mirșidului, din nivelul situat deasupra calcarelor cu *Encrinus cassianus*, a fost identificată o asociație ladinian-superioară formată din *Gyroporella* cf. *ampleforata* G ü m b . și *Diplopora annulata* (S e h a f h .) var. *debilis* Pia, iar dintre codiacee au fost întîlnite formele de *Cayeuxia* sp., *Marinella* sp. precum și forma de *Acicularia* sp.

În concluzie, prin studiul asociațiilor de alge din orizontul calcarelor marmoreene, putem preciza că limita Anisian/Ladinian se plasează la partea inferioară a acestora, în baza lor întîlnindu-se o asociație de vîrstă anisian-superioară. Astfel dolomitelor superioare și partea cea mai inferioară a calcarelor marmoreene le revine vîrsta anisian-superioară.

În succesiunea calcarelor marmoreene a fost întîlnită o asociație bine reprezentată atît ca număr de indivizi și specii, care indică Ladinianul inferior și o asociație mai săracă la partea superioară a acestui orizont, care marchează Ladinianul superior.

BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E. (1970) Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior (Seislan) de la Bucea (Pădurea Craiului). *D. S. Inst. Geol.* LVI/3, București.
- Bleahu M. (1957) Recherches géologiques dans la région de Padiș-Cetățile Ponorului. *D. S. Com. Geol.* XLI, București.
- Diaconu M., Ionescu St. (1969) Contribuții la cunoașterea Triasicului și Jurasicului inferior din sectorul Valea Neagră de Criș (Pădurca Craiului). *D. S. Inst. Geol.* LIII/4, București.
- (1970) Asupra unor calcare cu crinoidee din Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.* LV/3, București.



- Istocescu B., Diaconu M., Istocescu Felicia (1968) Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a munților Rez (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- Kräutner Th. (1939) Die geologische Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Geol. Rom.* 4, București.
- (1941) Étude géologique dans la Pădurea Craiului. *C.R. Sc.* XXI, București.
- Patrușiu D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D.S. Com. Geol.* XL, București.
- Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geologický Sborník.* XVIII, 2, Bratislava.
- Pauluc S. (1958) Contribuții la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C.I. Parhon, seria Șt. Nat.* 1, București.
- Preda I. (1963) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (munții Pădurea Craiului). *Ed. Acad. R.P.R.* București.
- Răileanu Gr. (1957) Cercetări geologice în regiunea Roșia (munții Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C.I. Parhon, seria Șt. Nat.* 9, București.
- Szontagh Th. (1901) Der Kirelyerdő im Biharer Komitat. *Jahrb. k. ung. geol. Anst.* 1898, Budapest.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LES DÉPÔTS TRIASQUES DE PĂDUREA CRAIULUI (MUNȚI APUSENI)

(Résumé)

Les auteurs attribuent au cycle triasique les premiers dépôts sédimentaires de Pădurea Craiului représentés par une suite de roches détritiques considérées par les devanciers comme „brèches permianes” étant donnée que ces roches, définies fanglomérats, présentent un passage progressif (coupes de la vallée de Șoimuș, de la vallée de Gădineasa) vers l'horizon des conglomérats et des grès quartzeux, qui comptent d'âge séisien.

De l'horizon des calcaires marmoréens, qui constituent le dernier terme de sédimentation des dépôts triasiques de cette zone sont présentées des associations d'algues calcaires formées de manière prédominante de dasycladacées.

Dans la colline de Glinția (N de Dămăș) la partie inférieure de l'horizon des calcaires marmoréens contient une association d'âge ansien supérieur, dans laquelle prédominent les phisoporelles à côté des diplopores, moins nombreux. *Diplopora philosophi* Pia, *D. annulata* Pia (vallée de Brătuța) caractérisent l'Ansien supérieur. Une riche association qui contient les espèces *Diplopora annulata* Schafh., *Teulloporella nodosa* Pia et *Macroporella beneckeii* Pia caractérisent le Ladinien inférieur.

Le Ladinien supérieur est représenté dans la colline de Glimeia par : *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Diplopora philosopfi* var. *exuberans* Pia, *D. annulata* var. *debilis* Pia etc. et dans la vallée de Crişul Repede par *Gyroporella* cf. *amplexata* G ü m b., *Diplopora annulata* var. *debilis* Pia etc.

L'étude des associations d'algues calcaires de Pădurea Craifului conduit les auteurs à préciser que la limite Anisien/Ladinien se trouve à la partie inférieure de l'horizon des calcaires marmorécens, à leur extrême base se trouvant une association anisienne supérieure. On donne encore des précisions sur le Ladinien inférieur et supérieur de cet horizon. Les dolomites supérieures situées en dessous de cet horizon reviennent à l'Anisien, probablement à la partie inférieure de l'Anisien supérieur.



4. STRATIGRAFIE

PREZENȚA VRACONIANULUI SUPERIOR PESTE GRESIILE ȘI CONGLOMERATELE DE POSTĂVARU¹

DE

MIHAI KUSKO, MIRCEA GH. SAVU², BOGDAN R. POPESCU, DAN MORARIU³

Abstract

Presence of the Upper Vraconian over the Postăvaru Gritstones and Conglomerates. Owing to palaeontological data, the Upper Vraconian-Lower Cenomanian age of the marly horizon, overlying the Postăvaru gritstones and conglomerates from the basin of the Tocila Mică valley (Brașov district), could be more accurately determined.

Zona la care se referă prezenta comunicare, este situată geografic în bazinul văilor Tocila Mică și Tocilița, afluenți ai văii Râșnoavei, la N de Pîrîul Rece-Predeal (județul Brașov).

În această regiune sînt prezente depozite sedimentare mezozoice constituite din calcare masive jurasice (muntele Postăvaru-Cristian), peste care se dispun în poziție discordantă o serie de depozite cu caracter transgresiv ce încep cu conglomeratele de Postăvaru, urmate de gresii și marne nisipoase. Toate aceste formațiuni aparțin unității cristalino-mezozoice.

Conglomeratele de Postăvaru (Săndulescu, 1964), au constituit obiectul de studiu a mai multor generații de geologi, ele fiind con-

¹ Comunicare în ședința din 11 aprilie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

³ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff, nr. 55, București.



iderate pînă în 1964 drept conglomerate de Bucegi a căror vîrstă a oscilat în general de la Aptian la Cenomanian.

Jekelius (1913), consideră conglomeratele de Bucegi de vîrstă aptian superior-albiană. Tot de la Jekelius reținem discuția făcută asupra faunei comunicată de F. Toulă (1910), faună localizată în gresiile verzi micacee și în gresiile argiloase de pe valea Dracului de lângă Brașov.

În realitate fauna aparține colecției unei școli din Brașov, recoltată probabil de elevi, care nu au putut indica cu precizie locul de unde a fost colectată (Jekelius, 1938). În continuare Jekelius arată că fauna nu a fost recoltată de pe valca Dracului, argumentînd că aceasta provine în realitate din „gresiile de culcuș ale orizontului marnos, posibil dintr-o regiune cuprinsă între Rîșnov și valea Timișului”.

Fauna în discuție: *Pouzosia* sp. aff. *planulata*, *Acanthoceras* (*Manteliceras*) *mantelli*, *A. naviculare*, indică o vîrstă cenomanian-inferioară.

Mai tîrziu Onicescu (1940) consideră conglomeratele de Bucegi-Piatra Mare de vîrstă cenomaniană.

În ultima vreme vîrsta conglomeratelor de Bucegi este considerată drept albiană de Murgeanu, Patrulius (1957), iar Săndulescu (1964) consideră conglomeratele din masivul Bucegi diferite de cele din masivul Postăvaru-Cristian, acestea din urmă fiind de vîrstă vraconiană.

Autorul argumentează vîrsta vraconiană a conglomeratelor de Postăvaru pe considerentul că partea lor superioară se îndințează facial cu orizontul grezos fiind în acest fel formațiuni parțial sincronice. Același autor, consideră că vîrsta orizontului grezos de peste conglomeratele de Postăvaru ar fi vraconian-cenomaniană, pe baza faunei citată de Toulă (1918). Orizontul marnos situat peste gresiile amintite este de vîrstă cenomanian superior-senoniană.

Săndulescu (1967) acordă aceleiași orizont marnos din valea Tocilița vîrsta turonian-inferioară pe baza frecvențelor exemplare de *Inoceramus labiatus*.

Tot Săndulescu (1968)⁴ pe baza unei asociații micro-faunistice de *Rotalipora appeninica*, *R. globotruncanoides*, *R. (Thatmaninella)*

⁴ Jana Săndulescu. Considerations on Globotruncanidae zone in the Upper Cretaceous within the Țara Bîrsei arca (Cristallyne-Mesozoic zone, East Carpathians). 1968. Craiova (în curs de apariție).



brotzeni, precizează vârsta bazei orizontului marnos ca fiind cenomanian-inferioară.

Fauna pe care am recoltat-o provine din orizontul marnos de pe valea Tocila Mică, care este în continuitate stratigrafică peste orizontul grezos. Orizontul marnos este ultimul termen litologic al sinclinalului ce l-am urmărit din bazinul văii Glăjeria în S, pînă la localitatea Dîrste în N.

Seria discordantă a Cretacicului mediu începe în regiunea cercetată prin conglomerate poligene în bancuri de 1 — 4 m, bine consolidate cu intercalații de gresii bine individualizate. Spre partea lor superioară conglomeratele trec vizibil la gresii grosiere friabile, verzui, în bancuri metrice (1—3 m). Această trecere se face gradat atît pe orizontală cît și pe verticală, așa după cum arată și Săndulescu (1964), observație ce constituie un argument pentru a considera partea superioară a conglomeratelor sincronă cu orizontul grezos.

La partea superioară a orizontului grezos se observă o trecere absolut gradată la orizontul marnos, constituit dintr-o alternanță de gresii marnoase fine, micacee în strate de 2-4 cm și marne nisipoase cenușii. Fauna provine din această serie marnoasă de pe valea Tocila Mică, fiind constituită din următoarele forme:

Hamites (Stomohamites) charpentieri Pictet

Mariella sp. aff. *M. bergeri* Brogniart

Inoceramus sp.

Formele citate pledează pentru o vîrstă vraconian-superioară. Asociația micropaleontologică descrisă de Săndulescu⁵ în care abundă *Rotalipora appeninica*, *R. globotruncanoides*, *R. (Thalmaninella) brotzeni*, atestă o vîrstă cenomanian-inferioară. Se poate afirma pe aceste argumente că orizontul marnos ar cuprinde Vraconianul superior și Cenomanianul inferior.

Pe aceste considerente vîrsta entităților litologice separate sub orizontul marnos nu poate fi mai nouă decît Vraconianul superior.

⁵ *Op. cit.* pct. 4.

DESCRIEREA PALÉONTOLOGICĂ

Superfamilia: **Turrilitaceae** Meek 1876

Familia: **Hamitidae** Hyatt 1900

Genul: *Stomohamites* Breistrofer 1940

Hamites (Stomohamites) charpentieri Pictet

(fig. 1)

Hamites charpentieri Pictet, Pictet & Roux (1847), op. cit. (Gres vertes) p. 131, pl. XIV, fig. 2, 3; Pictet, Pictet & Campiche (1850), op. cit. (Cret. St. Croix pt. II) p. 98; Pictet, Breistroffer (1931), loc. cit. (Ann. Univ. Grenoble), VIII, 7, p. 195;

Hamites (Stomohamites?) charpentieri Pictet (1941), Pal. Soc. 1936 A, Monogr. of the Ann. of the Gault, L.F. Spath part, XIV fig. 233, p. 643, pl. LXXII, fig. 17-22.

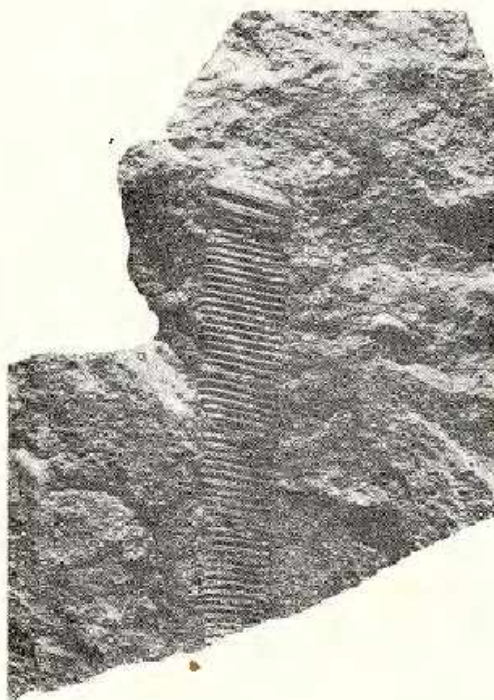


Fig. 1. — *Hamites (Stomohamites) charpentieri* Pictet. Valca Tocila Mică—Vraconian superior.

Hamites (Stomohamites) charpentieri Pictet. Vallée de Tocila Mică—Vraconien supérieur.

Exemplarul recoltat are cochilia dreaptă și subțire. Pe suprafața vizibilă se disting coaste paralele, fine și ascuțite, bine conservate. Numărul coastelor măsurat în lungime pe o distanță egală cu lățimea este cuprins între 8 și 10.

Apertura este prevăzută cu doi coli groși, evidenți, separați de o constricție subțire și adâncă. În imediata vecinătate a colului opus aperturii se mai observă o altă constricție mai slab pronunțată.

Numărul coastelor, prezența constricțiilor, și a celor doi coli, alura generală a cochiliei, ne îndreptătesc să considerăm forma ca aparținând speciei *S. charpentieri*. Această specie are caractere foarte asemănătoare cu *S. duplicatus*, ambele având comun numărul de coaste, prezența constricțiilor și a celor doi coli. Deosebirea dintre *S. charpentieri* și *S. duplicatus* ar consta în faptul că la prima specie coastele trec neîntrerupt de pe o parte pe cealaltă, iar la cea de a doua, coastele de pe partea dorsală se bifurează slab, formind o duplicatură.

La exemplarul nostru nu a fost recunoscută existența unei duplicaturi fapt pentru care ne-am orientat în atribuirea formei, speciei de *S. charpentieri*.

Proveniență: orizontul marnos de pe valea Tocila.

Forma este citată în zona paleontologică cu *Stoliczkaia dispar* — Vraconian superior.

Familia : **Turritidae**

Genul : *Mariella* N o w a k 1916

Mariella sp. aff. *M. bergeri* Brogniart

(fig. 2)

Turritites bergeri d'Orbigny (1850), Prodr. t. II, p. 127, de l'étage albien, p. 147 de l'étage cenomanien; Brogniart, Pictet & Campiche (1861), op. cit. (Cret. St. Croix pl. II), p. 134, pl. LVIII, fig. 1a-b, 2a-b, Brogniart, Boule, Lemoine & Thevenin (1907), loc. cit. (Ann. Pal. II), p. 38; Brogniart, Breistroffer (1931), loc. cit. (C.R. Acad. Sci. Paris, CXVIII), p. 1203;

Mariella bergeri Brogniart, L. F. Späth (1937), pl. LVII, fig. 28, text fig. 178, p. 510; Brogniart, Breistroffer-Trav. (1940), XXII.

Fig. 2. — *Mariella* sp. aff. *M. bergeri* Brogniart. Valca Tocila Mică — Vraconian superior.

Mariella sp. aff. *M. bergeri* Brogniart. Vallée de Tocila Mică — Vraconien supérieur.



Determinarea formei s-a făcut pe un mularaj al unui fragment de tură. Acest fapt nu a permis măsurarea unghiului apical și a celorlalți parametri. Secțiunea turcii apare ușor rotunjită. Pe suprafața ombilicală, păstrată, ce corespunde la o treime dintr-un tur de spiră complet, se disting

10 coaste subțiri, ușor flexuoase. Pentru întregul tur numărul de coaste ar fi aproximativ egal cu 28-30. Coastele pornesc subțiri de la ombilic, îngroșându-se treptat spre partea ventrală unde se termină într-o mică umflătură. Corespunzând fiecărei coaste, ventral, sînt vizibile șiruri de tuberculi proeminenți rotunjiți și ușor alungiți. În realitate se poate afirma că sînt cîte trei tuberculi pe un șir însă cel de al treilea nu s-a păstrat pe mlașă decît foarte slab. Fiind situat în vecinătatea umflăturii terminale a coastei ombilicale primul tubercul pare a se lega cu aceasta. Urmează apoi un al doilea tubercul egal în mărime cu primul. Toți tuberculi sînt rotunjiți, proeminenți și ușor alungiți, direcția lor făcînd un unghi de 120° cu direcția coastelor de pe suprafața ombilicală. Spațiul dintre doi tuberculi de pe același șir este mai mic decît spațiul dintre doi tuberculi aparținînd unor șiruri vecine.

O specie asemănătoare în multe privințe cu *M. bergeri* este *M. miliaris*, care se deosebește de prima prin aceea că numărul coastelor, respectiv al șirurilor de tuberculi este mult mai mare, atîngînd cifra de 50.

Pe aceste considerente ne-am bazat în atribuirea formei speciei de *M. bergeri* cu care prezintă cele mai multe afinități.

Proveniența : orizontul marnos de pe valea Tocila Mică.

Forma este citată în zona paleontologică cu *Stoliczkaia dispar* ce caracterizează Vraconianul superior.

BIBLIOGRAFIE

- Herbich Fr. (1878) Das Szekerland. *Jahr. k. ung. geol. A.* Budapest.
- Jekelius E. (1913) Die mesozoische Bildungen des Kereszlenyhavas (Cristianul Mare). *Jber. k. ung. geol. A.* Budapest.
- (1938) Das Gebirge von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, Bucureşti.
- Murgeanu G., Patrulin D. (1957) Cretacul superior de pe marginea Leatei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Acad. R.P.R. Hul. Ştiinţ. secția geol-geogr.* II, 1, Bucureşti.
- Onescu N. (1940) Région de Piatra Craiului-Bucegi (Etude géologique). *An. Inst. Géol. Roum.* XXII, Bucureşti.
- Săndulescu Jana (1967) Biostratigrafia și faciesurile Cretacului superior și Paleogenului din Țara Bîrsei (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* L11/2, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvarul-Runcu (munții Braşovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, Bucureşti.



LA PRÉSENCE DU VRACONIEN SUPÉRIEUR SUR LES GRÈS ET LES CONGLOMÉRATS DE POSTĂVARU

(Résumé)

Les auteurs ont prélevé et identifié une faune d'âge vraconien-supérieur de l'horizon marneux reposant en concordance sur les grès et les conglomérats de Postăvaru du bassin de la vallée de Tocila Mică.

Aussi, peut-on considérer, à présent, que l'horizon marneux est d'âge vraconien supérieur-cénomannien inférieur.

En accordant cet âge à l'horizon en question, les grès et les conglomérats de Postăvaru ne peuvent pas être plus récents que le Vraconien supérieur.



4. STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI DEPOZITELOR MEZOZOICE CONTINENTA- LE PRE-VRACONO-CENOMANIENE (ALBIENE?) ÎN CUPRINSUL UNITĂȚII EPIMETAMORFICE A MASIVULUI POIANA RUSCĂ¹

DE

MIRCEA MUREȘAN²

Abstract

On the Presence of Continental Pre-Vraconian-Cenomanian (Albian?) Mesozoic Deposits within the Epimetamorphic Unit of the Poiana Ruscă Massif. The continental Mesozoic Pre-Vraconian-Cenomanian formations, designated by the author under the denomination of the „Poieni Formation”, are for the first time presented and described within the epimetamorphic unit of the Poiana Ruscă massif. They are built up of chaotic accumulations of slightly ferruginous quartzite blocks, frequently displaying a cavernous structure, associated with laterites and limonite-± manganese-rocks. By drawing a parallel with the zones adjacent to the Poiana Ruscă massif, where the similar Albian deposits (limonites, bauxites), resting on a Barremian-Aptian limestones and underlying the Vracono-Cenomanian ones, are recognized, the conclusion was reached that the Poieni formation had developed during the Albian.

Masivul cristalofilian Poiana Ruscă cuprinde două unități tectonice separate printr-o importantă linie tectonică direcțională : în nord, unitatea epimetamorfică iar în sud, unitatea mezometamorfică.

După datele de literatură, recent sintetizate pe foaia geologică Deva la scara 1 : 200.000 (Gherași et al., 1968) reiese că primul termen sedimentar nemetamorfizat (cunoscut la zi), care se dispune transgresiv peste formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice, ar fi Vracono-

¹ Comunicare în ședința din 13 februarie 1969.

² Institutul Geologic. Șos. Kiseleff, nr. 55, București.

Cenomanianul. Cercetările noastre au arătat că în realitate, în cuprinsul ariei unității epimetamorfice, în special în zona nord-vestică a acesteia, există și petece de formațiuni sedimentare mai vechi decât cele vracomonomanice; prezentarea și descrierea pe scurt a acestor depozite constituie obiectul lucrării de față.

I. Caracterizarea litologică a formațiunii de Poieni

Pe hărțile cele mai recente ale unității epimetamorfice (Maier et al., 1969; Krăutner et al., 1969; Gherasi et al., 1968; Mureșan, 1968) sînt figurate, mai ales în jumătatea nordică a acesteia, numeroase petece de depozite atribuite Pannonianului. La o cercetare mai atentă a acestor iviri, reiese faptul că au fost considerate drept pannoniene formațiuni heterogene din punct de vedere litologic, genetic și stratigrafic.

Astfel, începînd din partea estică a unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă și pînă în dreptul meridianului localității Roșcani, ivirile atribuite Pannonianului sînt reprezentate prin pietrișuri, constituite mai ales din galeți rotunjiți de cuarțite, cuarțite negre sau alte roci epimetamorfice rezistente la rulaj; dimensiunile acestor elemente sînt de obicei de ordinul a 1-3 cm, mai rar ele fiind mai mari (10-15 cm, sau mai mult). Rareori, pietrișurilor descrise li se asociază nisipuri și argile nisipoase gălbui. În rarele deschideri existente se observă stratificația, uneori încrucișată, a ansamblului de care ne ocupăm. Caracterele faciale și structurale precum și altitudinea relativă ridicată la care se află petecele de pietrișuri placate transgresiv peste sisturile unității epimetamorfice din Poiana Ruscă (și de asemenea și peste piroclastitele din zonele Pietrousa și Lăpugiu-Dobra), ne îndrituie să le paralelizăm stratigrafic cu depozitele celui de-al doilea orizont al Pannonianului, separat în golful pannonic, cuprins între munții Highiș-Drocea, Poiana Ruscă și Semenice³ și să le considerăm în consecință drept sedimente depuse din ape salmastre.

Spre vest de meridianul localității Roșcani, alcătuirea litologică a petecelor atribuite Pannonianului devine mai complexă și heterogenă. Astfel, în zona Roșcani-Poieni-Tomești, pietrișurile de tipul celor descrise anterior ocupă suprafețe mult mai reduse în comparație cu alte tipuri de depozite de care va fi vorba imediat mai jos. Acestea din urmă sînt constituite predominant din blocuri nerulate de roci cuarțoase, frecvent slab ferugi-

³ În partea inferioară a acestui de-al doilea orizont s-au găsit cîteva exemplare de *Congeria czizeki* M. Hoern și *Congeria szigmondi* Hal., ce indică prezența Pannonianului terminal (cf. Josefina Stancu din N. Gherasi et al., 1968).

noase (uneori și slab manganoase), cu structură adesea breicioasă și cavernoasă; aspectul cavernos (relativ apropiat de cel al unui tuf calcaros) rezultă din dispoziția haotică a unor septe din material silicios, din îmbinarea cărora rezultă numeroase goluri, cu volume variabile (de la mai puțin de 1 cm³ la câțiva cm³). Dimensiunile acestor blocuri sînt extrem de variabile, fiind cuprinse între câțiva centimetri la câțiva metri; în unul și același loc pot apare împreună elemente cu cele mai diferite mărimi, neobservîndu-se nici o tendință de sortare a acestora sau urma unei stratificații.

Acestor blocuri li se asociază o gamă variată de roci cuarțoase limonitice, roci cuarțoase limonito-manganoase, roci cuarțoase manganoase, limonite ± manganoase ± cuarțoase. Micile acumulări din aceste roci mai bogate în fier și mangan au constituit, în trecut, obiectul unor mici exploataări în jurul localităților Poieni și Fărășești.

Se observă adesea că rocile mai bogate în fier și mangan au tendința de a se concentra către baza acumulărilor haotice ale blocurilor descrise, unde se asociază frecvent cu un material argilos roșietic, sau brun-roșcat (P a p i u, 1956). Acesta din urmă, adevărat laterit, conține uneori și glomerule (în general sub 10 cm) de limonite ± manganoase, adesea cu aspect de „Glasskopf”; un astfel de exemplu îl avem la SE de Fărășești (la terminația văii Prislopului), unde apar argile brun-roșcate cu bohnerz-uri, care au fost exploatate, mai de mult, la suprafață.

Menționăm că, în unele locuri, blocurilor nerulate cuarțoase li se asociază sporadic fragmente colțuroase de cuarțite, cuarțite negre sau cuarțuri albe angulare (de exemplu la vest de Fărășești).

Formațiunea descrisă poate fi decelată prin puzderia de anomalii magnetice slabe și haotice pe care le provoacă, situație evidentă între Roșcani, Poieni și Tomești.

Întrucît, între Roșcani și Tomești, se constată că pietrișurile pannoniene stau peste ansamblul descris și că nici un depozit sedimentar, din cele ce mărginesc transgresiv șisturile cristaline, nu cuprinde acumulări de acest tip, putem considera blocurile cuarțoase, lateritele și rocile limonitice asociate, drept o entitate sedimentară independentă, pe care o denumim „formațiunea de Poieni”. După cum se va vedea mai jos, acordăm acestei noțiuni, pe lîngă un conținut litologic și un sens genetic și stratigrafic.

II. Răspîndirea formațiunii de Poieni

După părerea noastră, formațiunea de Poieni apare nu numai în jumătatea nordică a unității epimetamorfe a masivului Poiana Ruscă (res-

pectiv în zona Roșcani-Poieni-Tomești), ea constituind iviri (în general mici) în aproape toată aria acestei unități.

Astfel, în zona Lunca-Căprișoara-Albota, apar mici acumulări de blocuri de cuarțite slab feruginoase, asociate cu depozite de tip lateritic precum și cu acumulări de limonite, adeseori manganoase cum sînt cele de la Ludwig, Ștefania, dealul Brăcinarului; la Fața Lupului, limonitele sînt asociate numai cu depozite de tip lateritic.

Mai spre vest, în zona Iazuri (în bazinul văii Iezufului), o suprafață importantă este ocupată de blocuri de cuarțite slab feruginoase, considerate mai înainte drept aluviuni pleistocene (K o s a r e v a, B e r g h e s, 1962); aceste depozite au o grosime importantă (peste 30-40 m), după cum reiese din datele de foraj. Aspectul lor apropiat de cel al blocurilor de cuarțite feruginoase ale formațiunii de Poieni și asocierea lor, către bază, cu argile roșietice și cu blocuri de roci limonitice (explorate recent de TEMN) ne îndreptățesc să le atribuim acestei formațiuni.

Ceva mai spre sud, la Poiana Crivina, blocurile de cuarțite feruginoase și limonite, explorate în trecut, aparțin după toate probabilitățile formațiunii de Poieni.

Această formațiune este reprezentată probabil și prin micile acumulări limonitice de la Poiana Mușii (în versantul stîng al văii Runcului, la nord de Vadul Dobrii).

La sud de localitatea Schodol, apar mici acumulări de cuarțite slab feruginoase, cavernoase și cuarțite limonitice pe care le înglobăm de asemenea formațiunii de Poieni.

De asemenea considerăm contemporane formațiunii de Poieni și concentrațiile de limonite manganoase din zona Bătrîna, formate prin infiltrație reziduală (conform I. U r d e a).

Formațiunii de Poieni i se pot atașa și acumulările de material argilos roșiat (cu rare elemente colțuroase de șisturi cristaline și cuarțuri angulare) ce poate atinge grosimi considerabile (cîțiva metri și chiar mai mult) ce constituie uneori iviri relativ întinse cum sînt cele din zona drumul Teliuc-Ghelar (în împrejurimile locului numit „la Mănăstire”), în zona Roșcani (la nord și sud de Valea lui Voica), din zona Lăpugiu (aici aceste acumulări argiloase intră sub depozitele tortoniene) și din alte părți ale masivului. În toate aceste zone fundamentul subjacent este reprezentat prin calcare sau șisturi epimetamorfice. Atribuirea acestor depozite argiloase roșii formațiunii de Poieni o facem și pe considerentul că în zona Lunca, unde peste dolomite se dezvoltă formațiunea de Poieni cu blocuri cuarțoase cavernoase asociate cu limonite, există la Fața Lupului numai



argile roșii cu bohnerez-uri ce stau peste calcare. Cu alte cuvinte se poate remarca în această zonă că formațiunea de Poieni își schimbă faciesul, trecînd numai la laterite atunci cînd fundamentul cristalin este reprezentat prin calcare; același lucru se constată atunci cînd locul rocilor dolomitice este luat de șisturi cristaline, în care caz iau naștere de asemenea frecvent materiale argiloase roșii (lateritice) asociate sau nu cu conerețiuni limonitice.

III. Considerații asupra genezei formațiunii de Poieni

Litologia, modul de prezentare și relațiile formațiunii de Poieni cu fundamentul metamorfic, dau o serie de indicații asupra genezei acestei formațiuni.

Astfel, forma colțuroasă a majorității blocurilor de cuarțite slab feruginoase și lipsa oricărei sortări după dimensiuni arată că sintem în prezența unor acumulări de tip continental, formate *in situ*; eventualul transport penecontemporan (cu formarea acestor acumulări) suferit de o parte din aceste depozite grosiere s-a făcut în orice caz pe distanțe minime, mai ales sub influența apelor gravitaționale, apa neavînd un rol preponderent în eventualele mobilizări mecanice ale acestui material eluvial.

Se observă că blocurile de cuarțite slab feruginoase stau aproape întotdeauna pe ansambluri de roci predominant dolomitice metamorfozate sau în imediata apropiere a acestora; acest fapt de observație, corelat cu structura adesea cavernoasă a blocurilor, arată că acestea s-au format în principal prin dizolvarea și îndepărtarea materialului carbonatic, rămînînd doar rețelele de filonașe de cuarț exudat metamorfic, frecvente mai ales în dolomitele ce au uneori conținuturi apreciable de cuarț sedimentogen. Această explicație ne-a fost sugerată și de faptul că acolo unde am putut observa vechiul relief al formațiunilor dolomitice (adică cel de sub diferitele formațiuni sedimentare transgresive), am putut vedea cum dolomitele, cu filonașe de cuarț metamorfic și intercalații de cuarț sedimentogen, trec spre partea lor superioară la roci carbonatice slab feruginoase cu numeroase cavități incipiente, separate prin septe de cuarț; în final se ajunge la o rocă cuarțoasă „burețoasă”, slab feruginoasă, care prin dezagregare poate furniza blocurile cuarțoase cavernoase, specifice formațiunii de Poieni. Astfel de situații se pot observa foarte bine la partea superioară a dolomitelor ce aflorează, în valea Șasa, de sub depozitele panoniene, la Crivina, în dreptul confluenței văii Șasa cu valea Băneștului și în numeroase alte părți din regiune.

Prezența depozitelor de tip lateritic spre baza formațiunii de Poieni, asocierea acestora cu cuarțite limonitice ± manganoase, cu bohnerez-uri



limonitice ± manganoase precum și prezența pigmentilor de oxizi de fier trivalent în toate depozitele formațiunii de Poieni precum și faptele de observație ce atestă formarea *in situ* sau aproape *in situ* a blocurilor cuarțoase colțuroase, sînt fapte care arată că formațiunea de Poieni reprezintă în ansamblu depozite formate într-un mediu continental subaerian, ce beneficia de liniște tectonică, de condiții climatice precum și de relief favorabile formării depozitelor bogate în fier și mangan (laterite, limonite ± manganoase ș.a.). Oxizii de fier și mangan prezenți frecvent în cuprinsul depozitelor acestei formațiuni provin din șisturile cristaline (terigene și magmatogene bazice) supuse alterației chimice superficiale.

În acest fel privite lucrurile, ivirile formațiunii de Poieni reprezintă resturile menajate de eroziune dintr-o veche și complexă crustă de alterare superficială (predominant chimică) ce acoperea unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Pe baza datelor menționate mai înainte, considerăm că această crustă de alterare este în majoritate primară (netransportată), în puține cazuri această crustă de alterare fiind redepusă prin transport predominant gravitațional și chimic (penecontemporan cu procesele de alterație).

IV. Poziția stratigrafică a formațiunii de Poieni

Relațiile stratigrafice ale formațiunii de Poieni cu depozitele sedimentare sînt vizibile în zonele periferice nordice ale masivului Poiana Ruscă. Aici se poate constata că această formațiune suportă pietrișuri pannoniene (între Roșcani și Tomești), piroclastite neogene (între Crivina și Pietroasa), depozite tortoniene (în împrejurimile localității Crivina, la S de Lăpugiu și la Roșcani).

În sfîrșit conglomeratele și grosiile vracno-cenomaniene (datate paleontologic) care constituie mici petece în partea de NW a masivului Poiana Ruscă (la Pietroasa, la NE de Panc și probabil în Dealul Fetelor — la E de Roșcani), stau uneori peste formațiunea de Poieni, cum se poate vedea în versanții văii Pietrii, afluent stîng al văii Șasa (la sud de Pietroasa). Depozitele detritice bazale ale Vracno-Cenomaniului sînt frecvent „contaminate” pe cîtiva zeci de centimetri de către argilele de tip lateritic pe care stau, în sensul că acestea pătrund pe fisurile rocilor conglomerato-grezoase, fenomen care ar putea fi explicat prin acțiunea în special a apelor de șiroire și de infiltrație.

Din cele de mai sus, rezultă că formațiunea de Poieni este ante-vracno-cenomaniacă.

În ceea ce privește limita stratigrafică inferioară a acestei formațiuni în stadiul actual de cunoaștere se pot face numai supoziții pe bază de para-

lelizări cu alte depozite similare genetic și a căror poziție stratigrafică este bine precizată.

În zonele carpatice, ultimul metamorfism regional important a avut loc între Carboniferul inferior și cel superior. Deci formațiunea de Poieni s-a format în orice caz după Carboniferul inferior. Vîrsta palcozoică superioară a acestei formațiuni este relativ greu de acceptat, neunoscîndu-se la noi în țară depozite similare de această vîrstă.

În schimb, în decursul Mezozoicului au existat mai multe momente favorabile întrunirii condițiilor necesare formării depozitelor continentale (laterite, limonite, bauxite), răspîndite actualmente mai ales pe suprafața depozitelor calcaroase mezozoice (Munții Apuseni — Bihor și Pădurea Craiului; Carpații Meridionali — bazinul Rusca Montană și Ohaba Ponor).

Cea mai apropiată zonă de aria de răspîndire a formațiunii de Poieni în care se cunosc depozite continentale mezozoice se găsește în bazinul Rusca Montană, ce constituie un puternic intrînd în masivul Poiana Ruscă. Aici în partea vestică a bazinului, cele mai vechi depozite sînt reprezentate prin calcare urgoniene, ce cuprind Barremianul și Aptianul⁴. Peste acestea urmează, transgresiv, Cenomanianul (conglomerate cuarțoase, greso-calcare cu melobesiacee, gresii muscovitice). Între acești 2 termeni stratigrafici se situează deci o lacună stratigrafică și o discordanță, marcată de prezența acumulărilor de bauxite și limonite (în împrejurimile localității Maciova și Peștera), exploatate în trecut.

O a doua zonă, relativ apropiată de masivul Poiana Ruscă, zonă în care se găsesc de asemenea depozite continentale mezozoice se situează în partea estică a bazinului Hațeg; aici (M a m u l e a , 1953; L u p u , 1965) peste calcarele malm-aptiene (dezvoltate la partea superioară în facies urgonian) se dispun mici acumulări bauxitice, acoperite transgresiv ca și calcarele menționate, de către Vracono-Cenomanianul fosilifer (conglomerate, microconglomerate, gresii, gresii marnoase muscovitice).

Deci, în împrejurimile unității epimetamorfice ale masivului Poiana Ruscă, condițiile favorabile formării depozitelor limonitice și bauxitice s-au instalat în faza continentală ce a urmat după formarea calcarelor urgoniene barremian-aptiene adică, după toate probabilitățile, în Albian.

Este foarte probabil ca vechea crustă de alterare pre-vracono-cenomaniană, ce apare în multe sectoare ale unității epimetamorfice a masi-

⁴ A. I. Dîncă, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. 1963. Act. Com. St. Geol. București.

vului Poiana Ruscă, să se fi format în decursul aceluiași interval de timp, adică în Albian.

V. Importanța formațiunii de Poieni

1. Descoperirea depozitelor continentale mezozoice pre-vraconocenomaniene, introduce un element nou ce se impune ca un termen stratigrafic ce trebuie luat în considerare la alcătuirea coloanei depozitelor sedimentare ce stau peste șisturile cristaline ale masivului Poiana Ruscă și care trebuie separat cartografic.

Ivirile principale ale acestei formațiuni le-am trecut pe harta anexată, rămânând în schimb deschisă problema separării cartografice a tuturor acumulărilor de material de tip lateritic, care pînă acum nu au fost luate în considerare în cartările existente, fiind atribuite solurilor cuaternare; am reprezentat, fără limite cartografice, cîteva zone principale, în care există astfel de depozite.

2. Existența unor depozite continentale pre-vraconocenomaniene pe suprafața rocilor metamorfice poate duce la o serie de concluzii interesante din punct de vedere paleogeografic și paleoclimatic precum și asupra evoluției reliefului masivului Poiana Ruscă.

a) În ipoteza că formațiunea de Poieni este albiană, o primă concluzie importantă, la care se ajunge, este aceea că, după mișcările mezocretacice (austrice), a avut loc o exondare puternică în regiunea masivului Poiana Ruscă, urmată de o denudare intensă. În condițiile de liniște tectonică relativă ce a urmat, pe suprafețele netezite, atât formațiunile cristalofiliene epimetamorfice din Poiana Ruscă cît și depozitele calcaroase mezozoice (inclusiv Aptianul) ale pinzei getice au fost prelucrate la suprafață de agenții climatici (probabil specifici unui climat cald), luînd naștere depozitele formațiunii de Poieni precum și acumulările de bauxită și de limonite din bazinul Rucsa Montană și cele de la Ohaba Ponor. Posibilitatea formării unei cruste groase de alterare superficială a fost oferită printre altele și de scăderea ritmului de eroziune, corolar al unui relief nu prea ridicat și care practic nu era supus unor mișcări de ridicare pozitive.

b) Din datele expuse în această lucrare, rezultă că actualul relief imprimat în formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice din Poiana Ruscă, reprezintă un complex geomorfologic policiclic, rezultat al unei evoluții îndelungate în care rolul principal l-a avut „modelarea subaeriană”.

Este posibil ca și înainte de a lua naștere formațiunea de Poieni, de tip continental subaerian, majoritatea ariei actuale de extindere la zi a formațiunilor epimetamorfice să fi aparținut uscatului, dacă am lua în

considerare faptul că depozitele formațiunii de Poieni se dispun în locuri cu altitudini foarte variate, cuprinse între 300 m și 1 000 m ceea ce denotă existența, la acea vreme a unui relief ajuns deja la maturitate.

Evoluția morfologică de tip continental (subaeriană), ulterioară formațiunii de Poieni (a cărei vîrstă ante-vracono-cenomaniiană este incontestabilă), a celei mai mari părți a teritoriului ocupat de șisturile cristaline din masivul Poiana Ruscă⁵, este demonstrată de lipsa totală a formațiunilor sedimentare subacvatice ante-pannoniene și de conservarea în multe locuri a vechii cruste de alterație continentală ante-vracono-cenomaniiană. De-abia în Pannonianul superior asistăm la invadarea treimii nordice a actualului masiv cristalin de către apele salmastre ale bazinului panonic, demonstrată de prezența petecelor de pietrișuri formate în această perioadă, rămase suspendate mai ales pe înălțimile nordice ale munților Poiana Ruscă.

După Pannonian, munții Poiana Ruscă, ca și de altfel întreg lanțul Carpatic, au suferit o ridicare în ansamblu, destul de însemnată, judecînd după altitudinea la care se găsesc resturile depozitelor panoniene în interiorul ariei ocupată de rocile metamorfice.

Faptul că, în numeroase locuri din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, s-au păstrat, la diferite altitudini, resturi din vechea crustă de alterare ante-vracono-cenomaniiană, atestă că actualul relief, cu excepția văilor actuale și a bazinelor de recepție, este foarte apropiat de cel ante-vracono-cenomaniian. Acest lucru se poate explica cu ajutorul principiului „conservării relative a nivelelor de bază ciclice”, formulat de Mihăilescu (1965). Conform acestui principiu, intensitatea eroziunii (denudației) este mult mai redusă în zonele netezite anterior, în comparație cu cea a zonelor mai noi, caracterizate printr-un relief mai abrupt.

Este posibil de asemenea ca la conservarea în parte a formațiunii de Poieni să fi contribuit și condițiile locale ale reliefului inițial care era supus alterației. Astfel, zonele în care acum apar resturile acestei formațiuni au putut reprezenta în bună parte, în trecut, sectoare cu caracter slab depresionar, care actualmente (prin eroziune) și-au pierdut în bună parte acest caracter. Sectoare încă și acum depresionare în care apar resturi ale formațiunii de Poieni sînt în zona Juncani (Ștefania, Ludwig, Fața Lupului) zona văii Iczuțului, la capătul văii Prislop ș.a. Este probabil că punctele în

⁵ Cu excepția suprafeței ocupată actualmente de formațiunile sedimentare din bazinul Rusca Montană și probabil cu excepția zonelor extrem periferice ale masivului (din apropierea contactelor actuale ale formațiunilor metamorfice ale acestuia cu depozitele sedimentare mezozoice și terțiare limitrofe).

care există acumulări limonitice aveau și un microrelief negativ (de ex. în zonele cu roci carbonatice, fostele doline).

3. Separarea stratigrafică și cartografică a formațiunii de Poieni, de care se leagă acumulări de roci feruginoase, uneori manganoase (cuarțite limonitice, limonite cuarțoase, limonite) are și o importanță metalogenetică. Pentru înțelegerea complexă a acestui fapt, este necesară o discuție referitoare la un context geologic și metalogenetic mai larg.

Pe harta metalogenetică a R.S.R., la scara 1 : 2.500.000 (I a n o v i c i et al., 1966 b) s-a separat „provincia concentratelor reziduale de pe formațiunile calcaroase mezozoice carpatice”, în care au fost incluse acumulările bauxitice și limonitice mezozoice din munții Pădurea Craiului și Bihor precum și cele de la Ohaba Ponor și din bazinul Busca Montană. Ultimele au fost figurate ca atare în aceeași provincie și pe harta genetică a substanțelor utile din foaia Deva, la scara 1 : 200.000 (K r ä u t n e r, 1968); pe de altă parte acumulările limonitice ± manganoase din cuprinsul unității epimetamorifice a masivului Poiana Ruscă, fiind pînă acum considerate panoniene, au fost încadrate în „provincia concentrațiilor ferifere panoniene”, împreună cu rocile grezoase limonitice din depozitele de această vîrstă, ce se găsesc în împrejurimile masivului Poiana Ruscă (Drăcsinești).

Întrucît în această lucrare s-a arătat că în Poiana Ruscă limonitele ± manganoase aparțin formațiunii de Poieni ante-vacono-cenomaniană, rezultă că încadrările metalogenetice de mai sus trebuie revizuite. Astfel, este necesară restrîngerea ariei provinciei acumulărilor ferifere panoniene numai la cele din cuprinsul bazinului panonic propriu-zis (Drăcsinești, Buzad), renunțarea la noțiunea de „provincia concentrațiilor reziduale de pe formațiunile calcaroase mezozoice carpatice” și înlocuirea sa cu un nou termen metalogenetic : „provincia concentrațiilor continentale mezozoice”. Noul termen este mai larg, putîndu-se include în el atît depozitele de bauxite și limonite ± manganoase de pe formațiunile calcaroase mezozoice cît și cele mezozoice de pe formațiunile cristaline; în cadrul acestei provincii vor putea fi astfel incluse și bauxitele de la Sohodol (din Munții Apuseni), ce stau peste calcare metamorfice și sînt acoperite de calcare cu hippuriți (L u c e a, 1966). Termenul propus de noi este mai precis decît cel anterior, întrucît în el se precizează și vîrsta generală mezozoică a acestor acumulări.

4. Formațiunea de Poieni, fiind ante-vacono-cenomaniană (după toate probabilitățile albiană), poate servi la datarea relativă a unor falii.

În zona Poieni-Fărășești-Românești, unde formațiunea de Poieni are și cea mai mare extindere, se poate observa că majoritatea faliilor sînt mai



vechi decât ea; în câteva cazuri doar (zona Fărășoști) există dislocații care par a întrerupe continuitatea formațiunii ⁶.

Falia Chergheș-Ruschița, cea mai importantă dislocație oblică a masivului Poiana Ruscă, care aparține fracturilor pre-laramice (Kräutner et al., 1969) nu deplasează depozitele vracono-cenomaniene din partea de NE a masivului Poiana Ruscă; ea este deci ante-vracono-cenomaniară. Ținând seama că relieful netezit al masivului nu s-a modificat prea mult după formarea depozitelor formațiunii de Poieni (după cum s-a arătat mai înainte), de faptul că traseul faliei Chergheș-Ruschița nu este marcat de nici un fel de prag morfologic și de apariția la aceeași altitudine a depozitelor formațiunii de Poieni de o parte și de alta a acestei dislocații, rezultă că falia Chergheș-Ruschița este anterioară formațiunii de Poieni și ulterioară liniei direcționale Cinciș-Vadu Dobrii pe care o deplasează.

Rezultă de asemenea că majoritatea sistemelor de falii ce afectează unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă sînt mai vechi decât formațiunea de Poieni, întrucît ele sînt mai vechi decât dislocația Chergheș-Ruschița (Kräutner et al., 1969).

BIBLIOGRAFIE

- Gherasi N., Mureșan M., Lupu M., Stancu Josefina, Savu H. (1968) Notă explicativă. Harta geologică scara 1:200.000, foaia 25 Deva. *Com. Stat. Geol.* București.
- Ianovici V., Rădulescu D., Bercia I., Constantinoff D., Dimițrescu R., Kräutner H., Mirăuță O., Papiu C. V. (1966 a) Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, București.
- Rădulescu D., Dimițrescu R., Kräutner H., Mirăuță O. (1966 b) Harta metalogenetică a României. Scara 1:2.500.000. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 2, București.
- Kosareva Tatiana, Berghes St. (1962) Observații asupra distribuției și genezei mineralelor de fier de la Iazuri. *Rev. Minelor.* XIII, 9, București.
- Kräutner H. (1968) Notă explicativă. Harta genetică a substanțelor minerale utile scara 1:200.000 Deva. *Com. Stat. Geol.* București.

⁶ Delimitarea cartografică riguroasă a formațiunii de Poieni este foarte dificilă, datorită faptului că, depozitele ei nefiind cimentate, dau rareori aflorimente și sînt frecvent antrenate actualmente pe pante sub influența gravitației și a apelor de șiroire. Din această cauză, în multe cazuri e destul de greu de precizat dacă o falie afectează sau nu în realitate această formațiune.



- Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia, magmatismul, metamorfismul și tectonica șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Lucca V. (1966) Contribution à la connaissance de la genèse de certaines banxites de la R.S. de Roumanie. *Bull. du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 19, 3-4, Strassbourg.
- Lupu Denisa (1966) Rudișii cenomanieni de la Ohaba (bazinul Hațeg). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, București.
- Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1, București.
- Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (reg. Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii). *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Mamulea A. (1953) Cercetări geologice în regiunea Sinpetru-Pui (Hațeg). *An. Com. Geol.* XXV, București.
- Mihăilescu V. (1965) Conservarea relativă a nivelelor de bază ciclice. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geogr.* XII, 1, București.
- Mureșan M. (1967) Asupra prezenței tufurilor sudate în vulcanitele neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- (1968) Privire generală asupra stratigrafiilor și evoluției terenurilor cristalofiliene din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 1, București.
- Papiu C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XI, București.
- Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1, București.
- Savu H. (1962) Asupra erupțiilor neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XLIII, București.
- Pavelescu Maria, Stancu Josefina, Lupu Denisa (1968) Notă explicativă. Harta geologică scara 1:200.000, foaia 26 Orăștie. *Com. Stat. Geol.* București.

SUR LA PRÉSENCE DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES CONTINENTAUX PRÉ-VRACONO-CÉNOMANIENS (ALBIENS?) DANS L'UNITÉ ÉPIMÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

(Résumé)

I. Caractérisation lithologique de la formation de Poiana

Sur les plus récentes cartes représentant les unités épimétamorphiques sont figurés, surtout du côté septentrional, de nombreux lambeaux de dépôts attribués au Pannonien. Un



examen attentif de ces affleurements relève qu'on a considéré comme pannoniennes des formations hétérogènes au point de vue lithologique, génétique et stratigraphique.

Ainsi à partir du côté oriental de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă et jusqu'au droit du méridien de la localité de Roșcani, les affleurements revenant au Pannonien sont représentés par des graviers (à galets de quartz et rarement de schistes cristallins) accompagnés de sables et d'argiles sableuses jaunâtres.

Vers l'W du méridien de la localité de Roșcani la constitution lithologique des lambeaux revenant au Pannonien est de plus en plus complexe et hétérogène. Ainsi dans la zone de Roșcani-Poieni-Tomești, les graviers du même type que ceux décrits ci-dessus occupent des surfaces de beaucoup plus restreintes par rapport à d'autres types de dépôts dont nous allons nous occuper ci-après. Ces derniers sont constitués, de manière prépondérante, par des blocs anguleux de roches quartzueuses, souvent faiblement ferrugineuses (parfois aussi faiblement manganésifères), avec une structure, souvent, caverneuse. L'aspect cavernoux (assez rapproché de celui d'un tuf calcaire) leur vient de la disposition chaotique de certaines septes en matériel siliceux qui se réunissent de telle manière que de nombreuses cavités, différentes comme dimensions (de moins de 1 cm³ à quelques cm³) en résultent. Ces blocs sont de dimensions très variables, à partir de quelques centimètres jusqu'à quelques mètres; il y a des endroits où apparaissent à la fois des éléments de dimensions tout à fait différentes sans aucune tendance de triage ou de stratification.

Tout spécialement vers la partie basale de ces blocs on rencontre une gamme très variée de roches quartzo-limonitiques, de roches quartzueuses limonite-manganésifères, de roches quartzueuses manganésifères, de limonite \pm manganèse \pm quartz. Souvent on observe que les roches plus riches en fer et en manganèse sont fréquemment accompagnées d'un matériel argileux rougeâtre ou brun rougeâtre. Ces dernières, de vraies latérites, contiennent parfois aussi des glomérules (généralement inférieurs à 10 cm) de limonite \pm manganésifères, présentant souvent l'aspect de „glaskopf” (SE de Fărășești).

Dans tous les cas signalés on observe que les graviers pannoniens reposent sur l'ensemble des blocs quartzueux anguleux, ou bien tant sur ceux-ci que sur le socle cristallin sous-jacent. Le passage d'une formation à l'autre a lieu brusquement et les formations se distinguent entre elles d'une façon évidente.

Toutes ces constatations nous portent à considérer ces accumulations chaotiques comme une formation sédimentaire indépendante que nous avons dénommée la „formation de Poieni”. Ci-après l'on verra que nous attribuons à cette formation outre le sens lithologique aussi un sens génétique et stratigraphique.

II. Distribution de la formation de Poieni

À notre avis, la formation de Poieni affleure non seulement dans la moitié septentrionale de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (c'est à dire dans la zone de Roșcani-Poieni-Tomești) mais aussi sous forme de lambeaux (figurés sur la carte annexe) en général peu étendus, dans presque toute l'aire d'extension de cette unité.

III. Considérations sur la genèse de la formation de Poieni

La forme anguleuse de la plupart des blocs quartzueux faiblement ferrugineux autant que l'absence complète de triage, comme dimensions, trahissent des accumulations de type continental, formées *in situ*; l'éventuel transport pénécemporain (avec formation de ces accumu-



lations), arrivé à une partie de ces dépôts grossiers, n'a eu lieu, en tout cas, que sur de petites distances, et surtout sous l'influence des appels gravitationnels, le rôle joué par l'eau n'étant pas prépondérant au cours des éventuelles mobilisations mécaniques de ce matériel.

On observe que les blocs quartzeux en question reposent presque constamment sur des ensembles de roches prédominants dolomitiques métamorphisées, où dans leur voisinage immédiat. Ce fait ainsi que la structure souvent caverneuse des blocs dénotent que ceux-ci se sont formés surtout aux dépens de certaines roches principalement dolomitiques par la dissolution et l'enlèvement des carbonates, seuls les réseaux de filonnets de quartz métamorphique (iré-quentés surtout dans les dolomies dont la teneur en quartz d'origine sédimentaire est appréciable) y persistant. C'est par la désagrégation de ces roches „spongieuses" qu'ont pris naissance les blocs en question.

La présence des dépôts de type latéritique vers la partie basale de la formation de Poieni accompagnés de quartzites à limonite + manganèse, de bohmerz à limonite \pm manganèse et la présence de pigments d'oxydes de fer trivalents dans tous les dépôts de la formation de Poieni ainsi que les observations qui attestent la formation *in situ* ou presque *in situ* des blocs quartzeux anguleux dénotent que la formation de Poieni représente dans l'ensemble des dépôts accumulés en milieu continental, subaérien jouissant de calme tectonique et de conditions climatiques et de relief favorables à la constitution de dépôts relativement riches en Fe et Mg (latérites, limonite \pm manganèse etc.). Ainsi envisagés, les affleurements de la formation de Poieni représentent les restes épargnés par l'érosion d'une ancienne et complexe croûte d'altération (prédominante chimique) superficielle, qui recouvrait l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. Etayés des données susmentionnées nous considérons que la croûte d'altération est pour la plupart primaire (non-transportée).

IV. Position stratigraphique de la formation de Poieni

Dans la zone septentrionale de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă, tous les dépôts sédimentaires connus reposent transgressivement sur la formation de Poieni autant que sur le soubassement cristallin sous-jacent, étant donné que le plus ancien terme connu, qui la recouvre transgressivement, est d'âge vracono-cénomannien il en résulte que la formation de Poieni est d'âge anté-vracono-cénomannien.

Dans les zones carpatiques le dernier métamorphisme régional important a eu lieu entre le Carbonifère inférieur et supérieur. Donc la formation de Poieni est plus récente que le Carbonifère inférieur. L'âge paléozoïque supérieur de cette formation est assez difficile à accepter, en Roumanie n'ayant nulle part rencontré des dépôts similaires de cet âge.

Par contre au cours du Mésozoïque il y a plusieurs moments favorables qui réunissent les conditions nécessaires à la formation des dépôts continentaux (latérites, limonites, bauxites) (Monts Apuseni-Bihor et Pădurea Craiului; Carpates Méridionales-bassin de Rusca Montană et Ohaba Ponor).

Au voisinage de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (bassin de Rusca Montană et à Ohaba Ponor) les conditions favorables à la constitution des dépôts de bauxites et de limonites se sont installées au cours de la phase continentale qui a succédé la formation des calcaires urgoniens d'âge barrémien-aptien, voire, probablement, pendant l'Albien. Il est fort probable que l'ancienne croûte d'altération pré-vracono-cénomannienne qui apparaît dans bon nombre de secteurs de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă, se soit formée au cours d'un seul intervalle de temps, c'est à dire pendant l'Albien.



Les relations de la formation de Poieni avec les failles présentes dans les schistes cristallophylliens relèvent que la plupart des systèmes de failles qui affectent le massif de Poiana Ruscă sont plus anciennes que cette formation.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte des dépôts continentaux mésozoïques pré-vracono-cénomaniens (albiens ?) de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

A) Formations sédimentaires : 1, Quaternaire (a, alluvions ; b, éboulements) ; 2, Pannonien ; 3, Sarmatien (Vollhynien-Bessarabien) ; 4, Tortonien ; 5, Turonien-Coniacien ; 6, Vracono-Cénomancien ; 7, 8, 9, formation de Poieni-Albien ? (7, agglomérations de blocs quartzeux ; 8, accumulations de type latéritique ; 9, roches limonitiques ± manganées) ; 10, dépôts mésozoïques du bassin de Rusca Montană (Barrémien-Aptien ; Cénomancien ; Santonien-Maestrichtien ; Danien). B) Formations magmatiques : 11, 12, éruptif néogène et quaternaire (11, andésites et roches basaltiques ; 12, pyroclastites) ; 13, éruptif paléocène (banatitique). C) Formations métamorphiques : 14, unité épimétamorphique (a, roches terrigènes, tuffogènes et métaéruptives ; b, roches carbonatées — dolomies, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques et calcaires) ; 15, unité mésométamorphique (micaschistes, paragneiss, amphiboles, gneiss ocellés). D) Limites métallogéniques : 16, limite de la subprovince des concentrations continentales mésozoïques des Carpates Méridionales, au sein de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (a, à la surface ; b, sous la couverture sédimentaire) ; 17, limite des districts des concentrations de limonite ± manganèse (a, à la surface ; b, sous la couverture sédimentaire). LC, district de Luncani-Crivina ; TP, district de Tomești-Poieni ; BB, district de Bătrina-Bulineș ; J8, limite partielle du district des accumulations de limonite et de bauxites de Măciova-Căvâran (MC) (selon H. Kränlner).



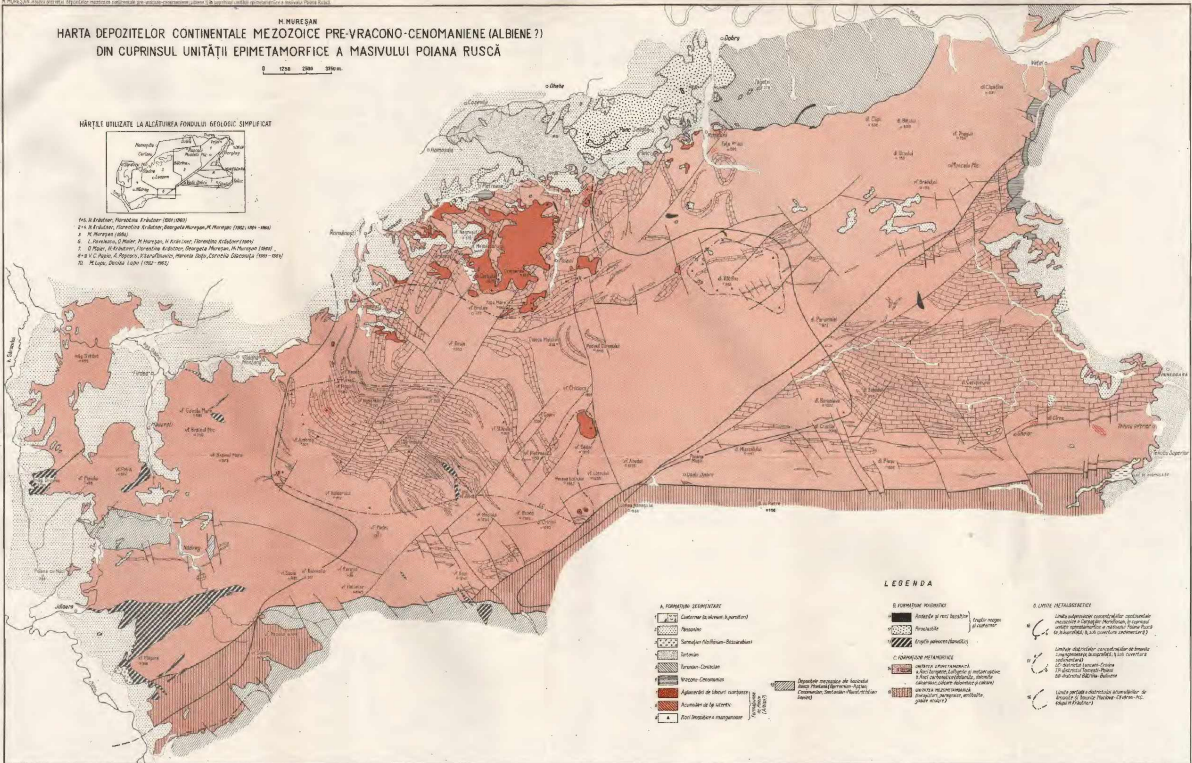
**HARTA DEPOZITELOR CONTINENTALE MEZOZOICE PRE-VRACONO-CENOMANIENE (ALBIENE?)
DIN CUPRINSUL UNITĂȚII EPIMETAMORFICE A MASIVULUI POIANA RUSCĂ**

1:750 000

HĂRȚILE UTILIZATE LA ELABORAREA FONDULUI GEOLGIC SIMPLIFICAT



- 1. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, P. Bărbulescu (1961-1963)
- 2. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, P. Bărbulescu (1961-1963)
- 3. H. Bărbulescu (1961)
- 4. C. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 5. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 6. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 7. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 8. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 9. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)
- 10. H. Bărbulescu, H. Bărbulescu, H. Bărbulescu (1961-1963)



LEGENDA

- | | | | |
|--|---|--|--|
| <p>A. FORMAȚIUNI DEPOSITIVE</p> <ul style="list-style-type: none"> 1. Căminii de la Albea (Alpiene) 2. Măgura 3. Săpăniș-Șelbănești-Șelbănești 4. Șelbănești 5. Șelbănești-Șelbănești 6. Șelbănești-Șelbănești 7. Șelbănești-Șelbănești 8. Șelbănești-Șelbănești 9. Șelbănești-Șelbănești 10. Șelbănești-Șelbănești | <p>B. FORMAȚIUNI METAMORFICE</p> <ul style="list-style-type: none"> 1. Șelbănești-Șelbănești 2. Șelbănești-Șelbănești 3. Șelbănești-Șelbănești 4. Șelbănești-Șelbănești 5. Șelbănești-Șelbănești 6. Șelbănești-Șelbănești 7. Șelbănești-Șelbănești 8. Șelbănești-Șelbănești 9. Șelbănești-Șelbănești 10. Șelbănești-Șelbănești | <p>C. UNITĂȚI METAMORFICE</p> <ul style="list-style-type: none"> 1. Șelbănești-Șelbănești 2. Șelbănești-Șelbănești 3. Șelbănești-Șelbănești 4. Șelbănești-Șelbănești 5. Șelbănești-Șelbănești 6. Șelbănești-Șelbănești 7. Șelbănești-Șelbănești 8. Șelbănești-Șelbănești 9. Șelbănești-Șelbănești 10. Șelbănești-Șelbănești | <p>D. UNITĂȚI METAMORFICE</p> <ul style="list-style-type: none"> 1. Șelbănești-Șelbănești 2. Șelbănești-Șelbănești 3. Șelbănești-Șelbănești 4. Șelbănești-Șelbănești 5. Șelbănești-Șelbănești 6. Șelbănești-Șelbănești 7. Șelbănești-Șelbănești 8. Șelbănești-Șelbănești 9. Șelbănești-Șelbănești 10. Șelbănești-Șelbănești |
|--|---|--|--|

4. STRATIGRAFIE

CALPIONELLELE DIN STRATELE DE SINAIA DE PE
VALEA IZVORULUI (SUD DE ORAŞUL SINAIA)¹

DE

MIHAI ŞTEFĂNESCU, MARINA ŞTEFĂNESCU²

Abstract

Calpionellae from the Sinaia Beds along the Izvorul Valley (South of the Town of Sinaia). The study carried out on Calpionellae, to be found in the Sinaia beds along the Izvorul valley, proved that within these beds four microfacial intervals may be distinguished, which from the upper to the lower level are as follows: in the first interval the marlstones are lacking Calpionellae *in situ*; the second interval is individualized by the presence of the *Calpionellopsis oblonga* (C. d.) form besides which there occur *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) and *T. sp.*, the intergrade form to the *T. longa* (C. l.); in the third interval there appears *Calpionella alpina* L. o. r. (small sized) associated with very scarce specimens of *Calpionellites uncinata* C. i. t. a. et P. a. s. q. u. a. r. e.; the fourth level comprises a great number of *Calpionella alpina* L. o. r. (large-sized) and *C. elliptica* C. a. d.

Geologii care se ocupă cu studiul stratelor de Sinaia au încercat să suplinească penuria macrofaunei, prin analiza în secţiuni subţiri a microfăunei conţinute în calcarele marnoase frecvent întâlnite în stiva de roci de care ne ocupăm.

Astfel, în unele rapoarte geologice şi lucrări publicate ce se referă la flişul eocretacic din munţii Bani apar citate sau chiar figurate diverse forme de Tintinnidae (Ştefănescu et al., 1963³; Filipescu, Dragastan, 1963; Murgeanu et al., 1964).

¹ Comunicare în şedinţa din 29 aprilie 1969.

² Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

³ M. Ştefănescu, Cecilia Bulnăreanu, Marina Zamfirescu, V. Matei, E. Avram, Prospecţiuni pentru hidrocarburi în zona flişului cretacic-paleogen dintre Teliu-Bratocca-Telişa şi valea Prahovei. 1963. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.



Prima lucrare ce are drept scop o orizontare a microorganismelor din stratele de Sinaia se datorește lui VINOGRADOV, DRAGASTAN (1965). Acești autori analizează conținutul de Calpionelle al diverselor orizonturi, separate în cadrul stratelor de Sinaia, de către cercetătorii care i-au precedat.



Coloană stratigrafică sintetică a stratelor de Sinaia de pe valea Izvorului.

- 1, calcare marnoase; 2, calcare marnoase cu acizante silicioase; 3, schiste argilo-marnoase;
4, marne silicioase; 5, gresii; 6, breșii cu șisturi cristaline; 7, calcitrudite.

Colonne stratigraphique synthétique des couches de Sinaia de la vallée d'Izvorul.

- 1, calcires marnoaux; 2, calcires marnoaux à acizants siliceux; 3, schistes argilo-marnoaux;
4, marne siliceuses; 5, grès; 6, brèches avec schistes cristallins; 7, calcitrudite.

Spre deosebire de autorii citați mai sus, cercetările noastre au pornit în sens invers. Adică, știind cât de delicată este cartografierea corectă (în lipsa unor clemente litologice reper), a orizonturilor stratelor de Sinaia noi am făcut abstracție de aceste separații și am pornit de la studiul unui profil cu o succesiune relativ liniștită pentru a vedea dacă este posibilă o biozonare a Calpionellelor conținute de aceste strate.

Pentru un astfel de studiu era necesar un profil în care depozitele să fie deschise pe o grosime stratigrafică cât mai mare și în același timp să fie cât mai puțin afectate de cutare, pentru a evita repetările. Dintre profilele pe care le-am putut examina în partea vestică a munților Băiu, am considerat că pentru prima fază a cercetărilor, cel care îndeplinește aceste

condiții este profilul văii Izvorului, un afluent pe dreapta al văii Prahova, la marginea sudică a orașului Sinaia.

În acest profil stratele de Sinaia formează un anticlinal cu flancul estic mai redus din cauza unei fracturi ce afectează zona centrală a structurii. Peste stratele de Sinaia din flancul estic se găsesc marnă plăcoasă cafenii și calcirudite gălbui-cenușii, elemente litologice caracteristice stratelor de Comarnic. La E de stratele de Comarnic intervine un nou accident tectonic ce se manifestă printr-o zonă intens zdrobită precum și apariția la zi a unor pachete mai profunde ale stratelor de Sinaia însoțite de o bandă subțire de strate de Azuga, reprezentate prin filite verzi.

În flancul intern (vestic) al structurii, peste stratele de Sinaia se dispun depozite în faciesul de Piscu cu Brazi, facies a cărui instalare este considerată sincronă cu cea a stratelor de Comarnic, deci ele pot fi considerate drept repere în corelarea datelor obținute de pe cele două flancuri ale structurii.

Eșantioanele pentru secționare au fost colectate din aproape toate calcarele marnoase ale stratelor de Sinaia, cuprinse între faciesul de Piscu cu Brazi la W și stratele de Comarnic la E.

Rocile colectate de pe prima porțiune a stratelor de Sinaia, imediat sub faciesul de Piscu cu Brazi, sînt complet lipsite de microorganisme. Calcarele marnoase din următorii 200 m de aflorare a stratelor de Sinaia conțin o microfaună foarte săracă numeric și constituită numai din: *Calpionellopsis oblonga* (C a d.), *Tintinnopsella carpathica* (M u r g. e t F i l i p.), *Tintinnopsella* sp. (aff. *T. romanica* B o l l e r).

Sub pachetul cu *C. oblonga* am întilnit o microfaună în care elementul predominant îl constituie *Calpionella alpina* L o r. și care se întilnește pînă la baza stratelor de Sinaia din profilul văii Izvorului. În acest pachet gros de strate de Sinaia un nivel reper îl constituie apariția formelor de *Calpionella elliptica* C a d. la cca 600 m distanță cartografică de baza faciesului de Piscu cu Brazi. O dată cu apariția speciei *Calpionella elliptica* cresc brusc și dimensiunile indivizilor de *Calpionella alpina*. Această din urmă formă este reprezentată de un număr mai mare de indivizi către partea mai joasă a stratelor de Sinaia, acolo unde calcarele marnoase prezintă accidente silicioase.

Trecînd pe flancul extern al structurii, constatăm că se repetă în sens invers aceleași asociații ca cele menționate mai sus, adică: întii un pachet de strate în care fondul microfaunistic este alcătuit din *Calpionella alpina* uneori asociată cu *Tintinnopsella carpathica* (M u r g. e t F i l i p.), microfaună ce ureă pînă la 350 m distanță cartografică de baza stratelor de Comarnic. Începînd de aici se întilnește din nou o zonă în care apar



foarte rare exemplare de *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) și *Tintinnopsella* sp. formă de trecere spre *T. longa* (C o l.). Partea cea mai înaltă a stratelor de Sinaia pînă la baza stratelor de Comarnic este complet lipsită de Tintinnidae, ca și pe flancul intern al structurii.

Corelînd datele de pe cele două flancuri ale structurii formate de stratele de Sinaia, se constată că în cadrul acestora se individualizează mai multe intervale, caracterizate prin microorganismele pe care le conțin. Întrucît în acest profil stratele de Sinaia sînt incomplete, vom începe enunțarea intervalelor de sus în jos pentru a lăsa posibilitatea completării succesiunii cu noi zone ce vor putea fi separate la partea inferioară a acestor strate.

— Primul interval este lipsit de Calpionelle *in situ*.

— Al doilea interval se individualizează prin prezența formei *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) alături de care apar *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) și *Tintinnopsella* sp. (aff. *T. romanica* Boller), *Tintinnopsella* sp., formă de trecere spre *T. longa* (C o l.).

— Al treilea interval este caracterizat de *Calpionella alpina* L o r. (de talie mică) asociată cu *Calpionellites uncinata* C i t a et P a s q u a r e.

— În cel de al patrulea interval coexistă *Calpionella alpina* L o r. și *Calpionella elliptica* C a d. De remarcat că în acest interval formele de *Calpionella alpina* sînt de talie mai mare în comparație cu cele din intervalul precedent. Întrucît conținutul micropaleontologic al intervalelor enumerate, și valabilitatea areală a acestora, nu poate fi susținută pe baza datelor dintr-un singur profil, este clar că nota de față are un caracter preliminar.

Raportarea datelor microfatale obținute la scara stratigrafică este extrem de dificilă. Dacă ținem seama numai de conținutul micropaleontologic, conform schemelor admise în zonele pelagice, ar însemna că intervalul al doilea al nostru cu *Calpionellopsis oblonga* să corespundă cu zona D₂ separată de R e m a n e, adică cu baza Valanginianului. Partea azoică a stratelor de Sinaia (primul interval) corespunde orizontului cu breccii atribuit pînă acum exclusiv Hauterivianului. În acest orizont au început însă să fie găsiți din ce în ce mai mulți amoniți barremieni (A v r a m, M a t e i, 1964), fapt care face să ne întrebăm dacă orizontul superior al stratelor de Sinaia nu aparține Barremianului și în valea Izvorului, vîrstă ce ar explica și lipsa completă a Calpionellelor. În acest caz ar trebui să admitem însă o discontinuitate între orizontul superior cu breccii și restul stratelor de Sinaia situație nu imposibilă, dar greu de susținut prin cunoștințele actuale privind acest pachet de strate.

În profilul văii Izvorului spre partea inferioară a stratele de Sinaia în intervalul IV, am găsit un calcar marnos cu accidente silicioase. Calcare marnoasă cu accidente silicioase și cu același microconținut am mai întâlnit pe valea Dutca spre izvoare, pe valea Feții aval de confluența cu valea Dutca, pe valea Zamurei (la capătul drumului forestier), pe valea Sipa, pe valea Prahovei puțin amont de confluența cu valea Largă unde sînt asociate cu strate de Azuga. Acest din urmă punct și conținutul micropaleontologic asemănător sînt argumente pe baza cărora considerăm că pachetul din stratele de Sinaia ce conține calcare marnoasă cu accidente silicioase constituie un nivel constant și că în același timp reprezintă un echivalent facial al stratele de Azuga din bazinul văii Prahova.

Pachetul de calcare marnoasă cu accidente silicioase din profilul văii Dutca este asociat cu un strat de calcar fin ce conține lamine de material pelitic verde. Din acest calcar au fost semnalate de Ș t e f ă n e s c u et al. (1963), exemplare de belemniji. În anul 1968 am avut ocazia să recoltăm numeroase exemplare de *Aptychus* dintre care am putut determina o formă de *Punctaptychus*, gen care nu urcă mai sus de partea inferioară a Berriasianului.

Deci, trebuie să admitem că pachetul de roci ce conține Calpionelle (stratele de Sinaia, mai puțin orizontul lor cu brezii) cuprinde un interval stratigrafic ce începe cel puțin din Berriasian și urcă pînă în Valanginian inclusiv. În lipsa unor argumente paleontologice sigure nu poate fi precizat dacă Hauterivianul este sau nu prezent în intervalul I.

BIBLIOGRAFIE

- Barthel R. W., Cediol F., Geyer O., Remane J. (1966) Der subbaltische Jura von Chagein (Provinz Murcia, Spanien). *Mitt. der Bayer. Staatssam. Paläont. hist. Ges.* 6, München.
- Cita M. B., Pasquare C. (1959) Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. *Riv. Ital. Pal. Strat.* 65, 4, Milano.
- Colom G. (1948) Fossil Tintinids: Loricated infusoria of the Order of the Oligotricha. *J. Paleont.* 22, 233, Londra.
- (1965) Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des tintinoidiens fossiles. *Notae geologicae Helveticae*. 58, 1, Basel.
- Durand-Delga M., Gulnic M. (1966) Calpionelles du Taurus sudanatolien (Turquie). *C.R. Acad. Sc.* 262, série D, Paris.
- Filipescu G. M., Dragastan O. (1963) Restes de Tintinnidae dans les dépôts Thilhoyniques et Neocomiens de la Roumanie. *Acad. R.P.R. seria geol.-geogr.* 3, 8, București.



- Murgeanu G., Filipescu G. M. (1933) *Calpionella carpathica* n.sp. dans les Carpathes roumaines, *Notul. Biol.* 6, 63, București.
- Ștefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Bulnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de sisturi cristaline din regiunea Zamata-Prislop. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol. geogr. seria geol. I.* IX, 2, București.
- Năstăsescu-Bădăluță Aurelia, Năstăsescu S. (1964) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurassice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Roșița (Banat). *An. Com. Geol. XXXIV*/2, București.
- Remane J. (1961) Révision paléontologique de *Tintinnopsella oblonga* (Lad.) et des espèces avoisinantes (Note préliminaire). *Rev. Micropal.* 1, Paris.
- (1964) Untersuchungen zur Systematik und stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kraide Grenzschiechten des Vocontischen Troghes. *Palaeontographica, Abt. A*, 123, Stuttgart.
- Vinogradov G., Dragastan O. (1965) Micrographic study of lime-marls from of the Sinaia Bads (Eastern Carpathians). *Assoc. Carp.-Balk. Géol. Congr.* VII, 2, Sofia.

LES CALPIONELLES DES COUCHES DE SINAIA DE LA VALÉE IZVORUL (SUD DE LA VALLÉE DE SINAIA)

(Résumé)

L'étude des calpionelles des couches de Sinaia de la vallée Izvorul conduit à la possibilité de séparer dans ces couches quatre intervalles microfaciaux, qui de haut en bas sont les suivants : dans le premier intervalle les marnocalcaires sont dépourvus de calpionelles *in situ* ; dans le second intervalle apparaît la forme *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) en compagnie de *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) et *T.* sp., forme de transition vers *T. longa* (C o L) ; dans le troisième intervalle apparaît *Calpionella alpina* L o r. (de petite taille) associée à de très rares exemplaires de *Calpionellites uncinata* C i t a et P a s q u a r e ; le quatrième intervalle contient bon nombre de *Calpionella alpina* L o r. (de grande taille) et *C. elliptica* C a d.

Il n'est pas aisé de corréler les données microfaciales obtenues à l'échelle stratigraphique. Vu le contenu microfossilifère on peut affirmer que conformément aux schémas établis par Remane les intervalles trois et quatre correspondent au Berriasien et l'intervalle deux au Valanginien inférieur (zone D₂). En faveur de la présence du Berriasien est aussi la forme *Punctaptychus* sp., récoltée de la partie basale des couches de Sinaia, du niveau des marnocalcaires à accidents siliceux (équivalent facial des couches d'Azuga). Le premier intervalle sans microorganismes correspond à l'horizon supérieur avec brèches des couches de Sinaia considéré comme appartenant à l'Huaterivien, horizon qui dans les zones avoisinantes contient la faune barrémienne. L'âge barrémien de cet horizon expliquerait l'absence des Calpionelles des marnocalcaires de la partie supérieure des couches de Sinaia, soulevant toutefois un problème, qui, du moins à l'heure actuelle, est surprenant. Ainsi, dans les conditions d'âge barrémien de l'horizon supérieur avec brèches on devrait admettre une lacune stratigraphique au sein



des couches de Sinaia (à la base de l'horizon ci-dessus mentionné). Or il est difficile de soutenir une pareille situation basé uniquement sur les données de l'observation directe des couches en question dans la région de Sinaia-Zamura. Nous mentionnons que les calpionelles du deuxième intervalle avec *Calpionellopsis oblonga* (C. a. d.) représente le seul argument paléontologique qui prouve la présence du Valanginien dans les couches de Sinaia.

Il y a lieu de signaler que les microorganismes étudiés fournissent certaines précisions concernant l'âge des couches qui les renferment, mais en même temps soulèvent des problèmes qui imposent l'étude de toute l'aire d'extensions des couches de Sinaia.



4. STRATIGRAFIE

PREZENȚA UNOR DEPOZITE CENOMANIENE ÎN REGIUNEA PANC, SĂLIȘTE ȘI LĂPUGIU DE SUS (CULOARUL MUREȘULUI)¹

DE

MARIA TOCORJESCU², RADU CLTEANU³, THEODOR ORĂȘANU⁴

Abstract

On the Presence of the Cenomanian Deposits in the Panc, Săliște and Lăpugiu de Sus Region (Mureș Passage). West of the Dobra valley, nearby the Panc, Săliște and Lăpugiu de Sus localities, some outliers of pelito-psammitic deposits whose micropaleontological content indicates the Middle Cenomanian?—Upper Cenomanian age, have been set off.

În urma lucrărilor de prospecțiune din vara anului 1968 în culoarul Mureșului, au fost puse în evidență la vest de valea Dobra două noi petece de depozite care formează obiectul notei de față (fig. 1).

Prezența Cenomanianului la vest de valea Dobra nu era cunoscută pînă în prezent, depozitele din acest sector fiind considerate ca aparținînd Tortonianului.

Depozitele sedimentare din regiunea Lăpugiu, Panc, Săliște, repauzează peste șisturile cristaline epimetamorfice din rama nord-estică a munților Poiana Ruscă și se raportează la două cicluri de sedimentare, unul cretacic mediu superior și altul miocen. Ciclul de sedimentare cretacic mediu superior care face obiectul prezentei note, este dezvoltat în faciesul „stratelor de Deva” fiind reprezentate printr-o suită variată de sedimente, de la pelitoaleuritice la psamito-psefitice în alternanță.

¹ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1965.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.

³ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni Cal. Griviței, nr. 64, București.

⁴ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



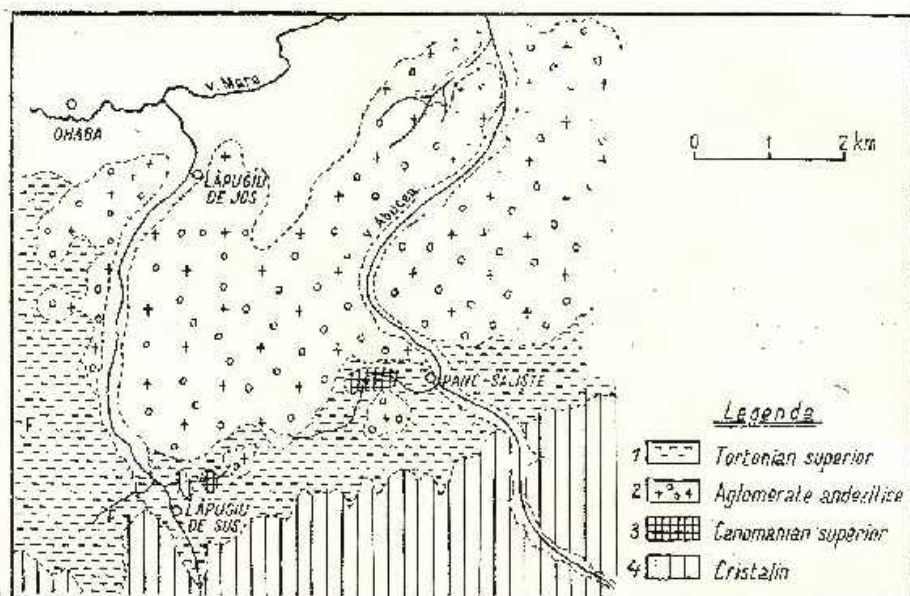


Fig. 1. — Harta regiunii Panc, Săliște, Lăpușiu de Sus.

1, Tortonian superior; 2, aglomerate andezitice; 3, Cenomanian superior; 4, cristalin.

Carte de la région de Panc, Săliște, Lăpușiu de Sus.

1, Tortonien supérieur; 2, agglomérats andésitiques; 3, Cénomaniens supérieurs; 4, cristallin.

La sud-vest de localitățile Panc și Săliște la obârșia văii Abucea, de sub depozitele tortoniene superioare bogat fosilifere, în axul unui anticlinal orientat WSW-ESE apar depozite cenomaniene reprezentate prin marne cenușiu-vineții, adesea cu spărtura concoidală, marne cărămizii stratificate în plăci de 0,5-1,0 cm în care se intercalază gresii fine cenușiu-albicioase, dure și gresii micacee (uneori cu paiete de 1,5-2 mm) cu aspect șistos. Este de remarcă prezența unui nivel de gresie microconglomeratică (constituită din elemente de cuarț și cristalin cu grad mediu de rulare) a cărei grosime este de cca 0,50 mm și care în perimetrul cercetat a putut fi urmărit cu ușurință și în profilele mai estice unde Cenomanianul își are aria sa de răspândire.

Grosimea deschiderii nu depășește 3,5-4 m (fig. 2).

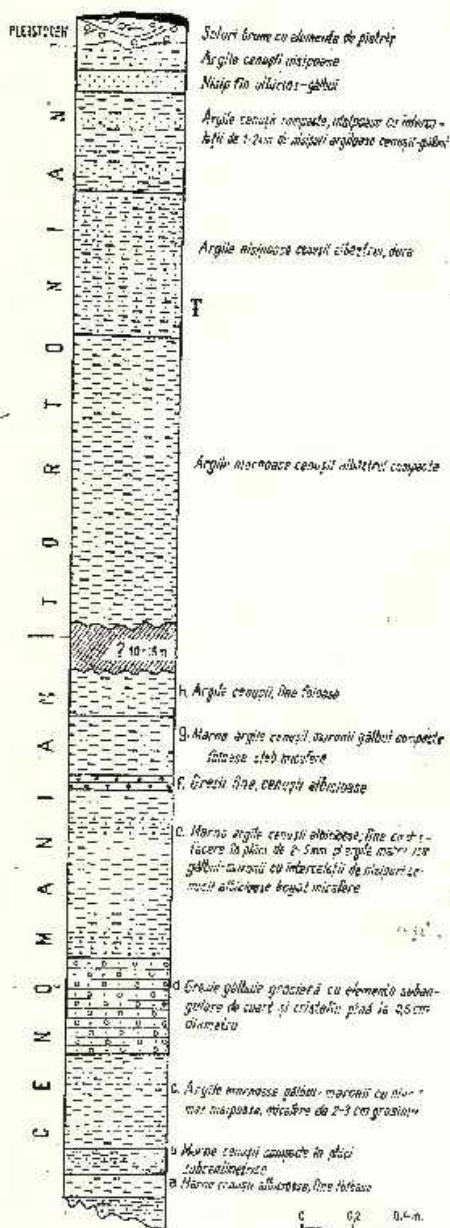
Analizele micropaleontologice efectuate în nivelele de marne cenușii și cărămizii au pus în evidență următoarea asociație: *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *R. turonica* Brotzén, *R. turonica thomei* Iagn, et Zeil, *R. reicheli* Mornod, *Praeglobotruncana gaullierensis* Bronn, *P. stephani* (Gandolfi), *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan,

Fig. 2. — Coloana stratigrafică în depozitele cenomaniene de la Panç, Săliște, Lăpugiu de Sus.

a, marnă cenușiu-albicioasă, fine foioasă; b, marnă cenușii compacte în plăci subcentimetrice; c, argile marnose, gălbui-maronii cu nivele subțiri nisipoase, miosfere de 2-3 cm grosime; d, gresii gălbui grosieră cu elemente subangulare de cuarț și cristalin până la 0,5 cm diametru; e, marno-argile cenușiu-albicioase, fine, cu desfacere în plăci de 2-5 mm și argile marnose gălbui, maronii în intercalații de nisipuri albicioase bogate micaferă; f, gresii fine cenușiu-albicioase; g, marno-argile cenușii compacte slab miosfere; h, argile cenușii fine. foioase.

Colonne stratigraphique dans les dépôts cenomaniens de Panç, Săliște, Lăpugiu de Sus.

a, marnes gris blanchâtre, fines, feuilletées; b, marnes grisee compactes en plaquettes (inférieures à un centimètre); c, argiles marnoseas, jaunâtre brunâtre avec des niveaux plus subeux, micaferes, épais de 2-3 cm; d, grès jaunâtre grossier à dénuance subanguleux de quartz et de cristallin à diamètre jusqu'à 0,5 cm; e, marno-argiles gris blanchâtre fines se débitant en plaquettes de 2-5 mm et argiles marnoseas jaunâtre brunâtre à intercalations de sables blanchâtres abondant en mica; f, grès fine gris blanchâtre; g, argiles marnoseas sombres, compactes, faiblement micaferes; h, argiles sombres, fines, feuilletées.



H. amabilis Loeblich et Tappan, *H. trochoidea* Carsey, *Clavulinoides gaultinus* Morozova, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Pleurostomella subnodosa* (Reuss) și radiolari de tip *Spongodiscus* și *Dictyomithra*.



Prezența speciilor de *Rotalipora* amintite mai sus este suficientă pentru a certifica vârsta cenomaniană a depozitelor.

Menționăm că toate exemplarele sînt în perfectă stare de conservare astfel încît determinarea specifică a putut fi făcută fără nici un dubiu.

Rezultatul analizei microconținutului probelor din entitatea superioară a profilului au pus în evidență frecvente exemplare de *Rotalipora reicheli* Mornod și *R. turonica* Brotzen (aceasta din urmă într-un procent destul de ridicat) fapt care atestă prezența Cenomanianului superior. Probele din baza profilului în care *Rotalipora reicheli* Mornod nu mai apare și în care au fost întîlnite numai după exemplare de *Rotalipora brotzeni* (Sigal) care după Klaus (1959) se întîlnește frecvent în partea superioară a Cenomanianului mediu și partea inferioară a Cenomanianului superior, par să se situeze stratigrafic în acest interval.

La est de Lăpugiu de Sus, în versantul drept al văii Lăpugiu, de sub depozitele tortoniene superioare și de sub placa de aglomerate andezitice, apar marne cenușiu-albăstrui în alternanță cu marne gălbui-vioacee, stratificate, în plăci de 0,5-1,0 cm, din care au fost identificate formele *Rotalipora turonica* Brotzen, *R. reicheli* Mornod, *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan, *H. trochoidea* Carsey care indică vârsta cenomaniană.

Bazați pe rezultatele diagnozelor micropaleontologice putem spune că în regiune sîntem în prezența Cenomanianului superior, poate și o parte din cel mediu.

Prezența radiolarilor și a speciei *Clavulinoides gaultinus* Morozova în asociația rotaliporelor reprezintă un argument în plus care pledează pentru vârsta cenomaniană a depozitelor cercetate (Lăpugiu de Sus și Panc-Săliște).

BIBLIOGRAFIE

- Blankenhorn M. (1900) „Studien in der Kreideformation im Südlichen und westlichen Siebenbürgen“.
- Gaal St. (1912) Geologische Notizen von Hunyaddobra und Ungelung. *Vösl. Köz.* XLII, Budapest.
- Gheorghiu C. (1953) Studiul geologic al văii Mureșului între Deva și Dobra. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Halaváts J. (1903) Der geologische Bau der Ungelung von Deva. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst.* Budapesta.



- Hauer Fr., Stache G. (1863) „Geologie Siebenbürgens” Wien.
- Klaus J. (1959) „Le complex schisteux intermédiaire” dans le synclinal de La Gruyère (Préalpes médianes). *Eclogae Geol. Helv.* 51, 2, Basel.
- Koch. A. (1900) „Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestelle”. II Neogen Abteilung, Budapest.
- Paplu C. V. (1956) „Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă”. *D.S. Com. Geol.* XL (1952 -1953), București.
- Stur D. (1963) Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgens”. *Jahrbuch der. k.k. geol. R.-A.* Wien.

LA PRÉSENCE DE CERTAINS DÉPÔTS CÉNOMANIENS DANS LA RÉGION DE PANC, SĂLIȘTE ET LĂPUGIU DE SUS (COULOIR DU MUREȘ)

(Résumé)

À l'W de Valea Dobra, aux environs des localités de Panc, Săliște et Lăpugiu de Sus, ont été mis en évidence quelques lambeaux de dépôts péliito-psammitiques sans macrofaune. Le contenu microfaunique très riche a indiqué l'âge cénomalien supérieur, éventuellement cénomalien moyen.

L'association microfaunique est constituée principalement des espèces suivantes: *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *R. tursnica* Brotzen, *Hedbergella brillerensis* Loeblich et Tappan, *H. trochoidea* Carsey, *Clavulinoides gaultinus* Morozova etc. propres au Cénomalien supérieur.

Les dépôts cénomaniens sont surmontés en discordance et transgressivement par des dépôts tortonliens supérieurs ou par des agglomérats andésitiques (Lăpugiu de Sus) affleurant dans l'axe d'un anticlinal orienté WSW-ENE.





4. STRATIGRAFIE

RĂSPÎNDIREA ŞI FACIESURILE TORTONIANULUI ÎN DOBROGEA DE SUD

DE

MIRCEA CHIIRIAC¹

Abstract

Widespreading and the Tortonian Facies in South Dobrogea. This paper yields new data as regards the widespreading of the Tortonian deposits recognized nowadays within the large area of South Dobrogea. The facial analysis indicates the presence of neritic-littoral deposits characterized by the predominance of *Ostrea* species in the north-east and the south-west of this region, as well as neritic deposits where the *Chlamys*, *Cardium*, *Arca*, etc. are predominating in its central and southwestern parts. The result of the research allowed to express some considerations of stratigraphical, paleogeographical and paleoecological order.

Cercetările geologice pe care le-am efectuat în ultimii ani în Dobrogea de sud au permis lărgirea ariei de răspîndire a depozitelor tortoniene cunoscute anterior în această regiune (Toula, 1904; Macovei, 1912; Macovei, Alanaşiu, 1937; Chiiriac, 1960, 1962, 1964).

Ivirile de Tortonian puse în evidenţă sînt situate într-o zonă delimitată: la N de o linie care pleacă din malul drept al Dunării la aproximativ 2 km S de localitatea Capidava, trece la 4 km NE de localitatea Dunărea, la 1 km NE de Siliştea, aproximativ 5 km NE de Tortoman, Dropia, şi ajunge la malul vestic al lacului Siutghiol în dreptul localităţii Ovidiu; la S, de frontiera cu R. P. Bulgaria, între valea Ciamur (7 km SW de Girliţa) şi localitatea Periş; la W, de linia care urmăreşte malul drept al Dunării începînd de la 2 km S de Capidava şi pînă la 4 km de Rasova, trece prin extremitatea de NW a Băltii Baciului, pe la E de Aliman, la aproximativ 2 km W de Cărpiniş şi pînă la frontiera cu R. P. Bulgaria (la 7 km SW

¹ Întreprinderea Geologică de Prospekţiuni, Cal. Griviţei nr. 64, Bucureşti.



de Gârlița); la E, de o linie care pleacă din malul vestic al lacului Siutghiol (în dreptul localității Palazu Mare) unește localitățile Straja, Bărăganu, Cocargea, Curcani și ajunge la frontiera cu R. P. Bulgaria lângă localitatea Periş (fig. 1).

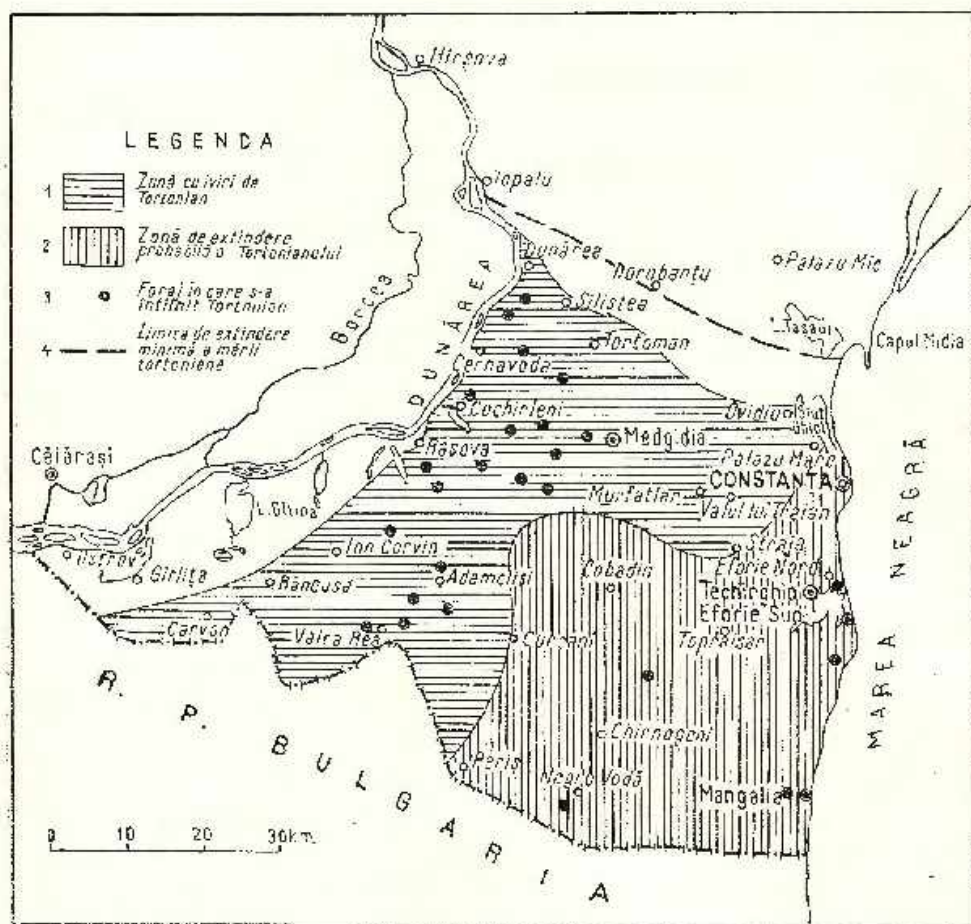


Fig. 1. — Răspândirea Tortonianului în Dobrogea de sud.

- 1, zonă cu iviri de Tortonian; 2, zonă cu extinderea probabilă a Tortonianului; 3, foraj în care s-a interceptat Tortonian; 4, limita de extindere minimă a mării tortoniene.

Répartition du Tortonien en Dobrogea méridionale.

- 1, zone avec des affleurements tortoniens; 2, zone avec extension probable du Tortonien; 3, forage qui a intercepté le Tortonien; 4, limite d'extension minimum de la mer tortonienne.

Pentru prezentarea sistematică a numeroaselor iviri de Tortonian din această regiune vom împărți zona delimitată mai sus în 3 subzone:

subzona de la nord de valea Carasu, subzona valea Carasu, subzona de la sud de valea Carasu.

Subzona de la nord de valea Carasu

În această subzonă erau cunoscut ivirile de Tortonian dintre localitățile Seimenii Mari și Dunărea (Coulă, 1904; Macovei, 1912), versantul sudic al lacului Domneasca și porțiunea inferioară a văii Siliștea (Macovei, 1912), E și NE de localitatea Dunărea, Țibrinu, valea Tortomanului (Chiriac, 1960). Date nepublicate cu privire la răspândirea Tortonianului în Dobrogea de sud sînt cuprinse în rapoartele noastre de prospecțiuni geologice².

Localizare. Tortonianul aflurează în malul drept al Dunării între localitatea Dunărea și valea Calachioi (cca 2 km S de Capidava), în versantul stîng al văii Boasgicului pe o distanță de aproximativ 4 km NE de localitatea Dunărea, în partea mijlocie a văii Siliștea pe o lungime de aproximativ 5 km (pînă la 1 km NE de localitatea Siliștea).

Alte iviri au fost puse în evidență în versantul sudic al lacurilor Purcăreț, Ramadan (astăzi asanate), Țibrinu și în continuare către E și NE în versantul stîng al văii Gherghina, în dreptul localităților Tortoman și Dropia (vezi planșa). De asemenea în versantul estic al Dealului Cicoșu pe teritoriul localității Ovidiu, în malul vestic al lacului Siutghiol între localitățile Ovidiu și Palazu Mare și în continuare în versantul drept al văii Plantăției, în malul vestic al lacului Siutghiol, în dreptul localității Palazu Mare și în continuare către W în versantul drept al văii Palazu. În foraje, depozitele tortoniene au fost întîlnite între localitățile Seimenii Mari și Dunărea, precum și la sud de valea Gherghina (fig. 1).

Raporturi stratigrafice. Depozitele tortoniene sînt dispuse transgresiv peste Aptianul în facies marin (versantul sudic al lacului Ramadan), Aptianul în facies continental-lacustru (malul drept al Dunării la N de localitatea Dunărea, valea Boasgicului, valea Siliștea, versantul sudic al lacului Purcăreț, versantul stîng al văii Gherghina), peste Albian (versantul sudic al lacului Purcăreț, versantul stîng al văii Gherghina, în dreptul localităților Țibrinu și Gherghina) și peste Senonian (Ovidiu-Palazu Mare), fiind acoperite de către depozite sarmațiene (fig. 2, 3).

² M. Chiriac. Rapoarte geologice de prospecțiuni în Dobrogea de sud, 1959-1963. An. Ministerului Industriei Miniere și Geologiei, București.



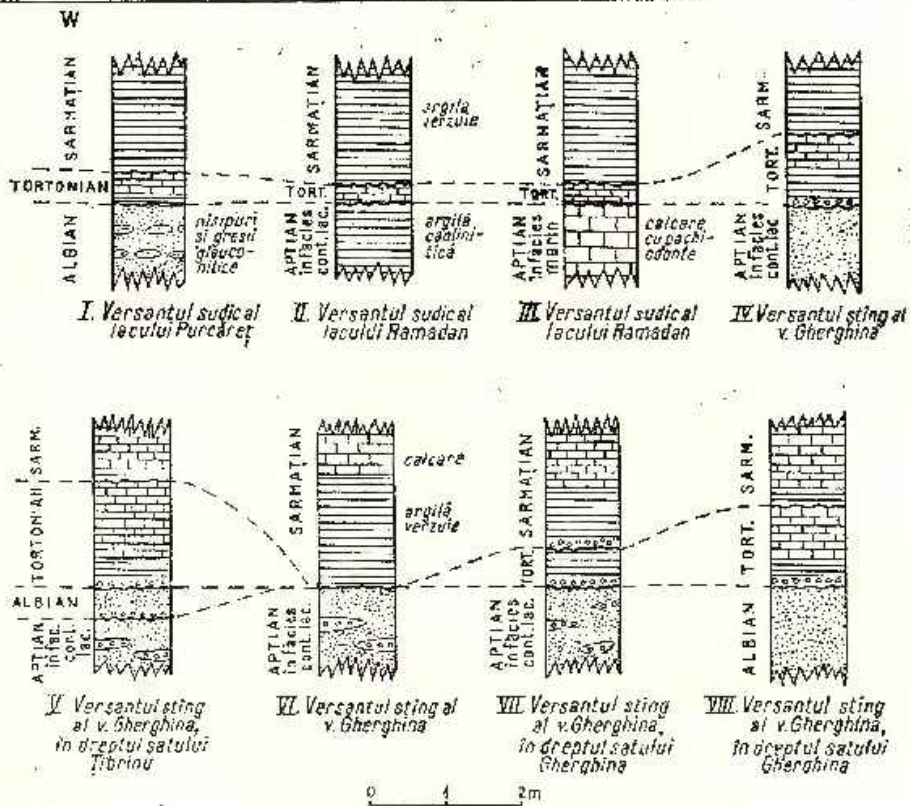


Fig. 2. — Secțiuni prin depozitele tortonienice din versantul sudic al lacurilor Purcăreț, Ramadan, Tîbrinu și valea Gherghina.

Coupees à travers des dépôts tortoniens dans le bord méridional des lacs Purcăreț, Ramadan, Tîbrinu et la rive de la vallée de Gherghina.

Constituția litologică. Tortonianul este constituit ca și în restul regiunii din două orizonturi: în partea inferioară un orizont argilos peste care urmează un orizont calcaros (fig. 2, 3). Orizontul inferior este alcătuit dintr-o argilă verzuie sau cafeniu-deschisă, compactă, nestratificată. În partea bazală a acestui orizont apare uneori un nivel de nisip cu pietriș și bolovăniș cu grosimi de 0,05-0,10 m (valea Gherghina, valea Siliștea, N de Dunărea). Elementele acestui nivel sînt alcătuite din cuarț remaniat din intercalațiile detritice ale Aptianului în facies continental-lacustru, fragmente rulate de gresii glauconitice, albiene, accidente silicioase provenind din depozite jurasice, cenomaniene, senoniene, etc. Uneori argila este nisipoasă conținând un procent ridicat de nisip glauconitic remaniat din Albian (Purcăreț, Ramadan, Gherghina). Grosimea orizon-

tului argilos este destul de redusă fiind cuprinsă între 0,03 și 0,60 m. Horizontul calcaros este reprezentat printr-un calcar sau marnocalcar alb, alb-gălbui, friabil, străbătut de numeroase mici fisuri și goluri colmatate descendent cu argilă din Sarmațian. Pe unele porțiuni argila bazală este absentă, încît horizontul calcaros ia contact cu formațiunile pre-tortoniene

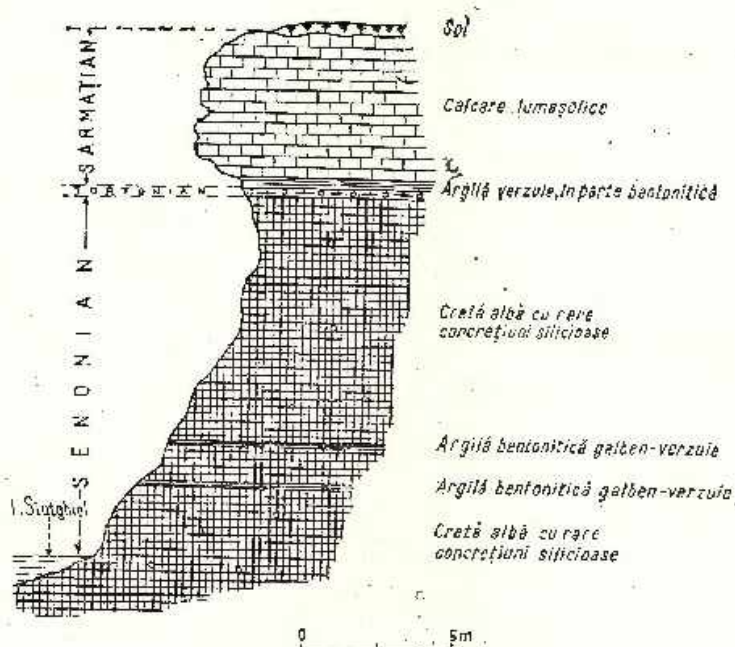


Fig. 3. — Secțiune prin depozitele tortoniene din malul vestic al lacului Siutghiol la Palazu Mare.

Coupe à travers des dépôts tortoniens dans le bord occidental du lac de Siutghiol, à Palazu Mare.

(versantul sudic al lacului Ramadan, malul vestic al lacului Siutghiol), alteori poate lipsi calcarul (fig. 2). Grosimea horizontului calcaros este cuprinsă între 0,20 și 1 m. În aflorimentele din versantul vestic al lacului Siutghiol s-a observat că horizontul calcaros înglobează în masa sa fragmente mai mult sau mai puțin rulate de cretă (fig. 3). Discontinuitatea dintre Senonian și Tortonian este aici puțin evidentă fiind marcată prin intercalații lenticulare foarte subțiri de argile verzui care apar pe alocuri în baza depozitelor calcaroase tortoniene.

De menționat că pe porțiuni restrinse s-a constatat absența depozitelor tortoniene care au putut fi înlăturate prin eroziune (versantul stîng al văii Gherghina între localitățile Gherghina și Tîbrinu).



În completarea secțiunilor figurate, dăm mai jos o secțiune prin depozitele tortoniene de lângă satul Dropia :

Sarmațian	argilă verzuie, nisipoasă
Tortonian	— 0,40—0,60 m calcar alb-gălbui, friabil 0,20—0,30 m argilă verzuie, nisipoasă, nestratificată
Aptian în facies continental-lacustru	— nisipuri și argile nisipoase

Aproximativ cu aceleași grosimi sînt dezvoltate depozitele tortoniene în versantul stîng al văii Gherghina, între localitățile Tortoman și Dropia.

Grosimea totală a Tortonianului din ivirile menționate este cuprinsă între 0,23 și 1,60 m.

Fauna. Argila din partea bazală a Tortonianului este lipsită de macrofaună, în schimb conține microfaună.

Probele recoltate din acest orizont de la Gherghina, Țibrinu, Dropia au indicat următoarea asociație³: *Discorbis consobrina* (d'Orb.), *Cibicides* cf. *bogdanovi* Serova, *Planolophidium laminatum* (Terquem), *Elphidium advenum* (Cush.), *E. macellum* (Fichtel et Moll), *E. crispum* (Linné), *E. incertum* Williamson, *E. microelegans* Serova, *Nonion* cf. *tauricus* Krash., *N. subgranosus* (Egger) după Serova, *N.* cf. *biporus* Krash.

S-a determinat următoarea asociație micropaleontologică⁴ provenind din probele de argilă recoltate de pe valea Siliștea: *Ammonia beccarii* (Linné), *A. calcar* (d'Orb.), *Discorbis vilardeboana* (d'Orb.), *Elphidium ungeri* (Reuss), *E. macellum* (Fichtel et Moll) *E.* cf. *crispum* (Linné), *Nonion commune* (d'Orb.), *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Q. lamarckiana* (d'Orb.), *Triloculina trigonula* (Lamarck), *Globulina gibba* d'Orb., *G. gibba myristiformis* Williamson, *Reussella spinulosa* (Reuss), ostracode netede și ornamentate.

Macrofauna din orizontul calcaros, cu excepția ostreidelor și a speciilor din *Chlamys* s-a păstrat numai sub formă de mulaje și impresiuni.

Din acestea menționăm: *Arca* (*Anadara*) *turoniensis* DuJ., *A.* (*Anadara*) *turoniensis bosporana* David., *A.* (*Anadara*) *diluvi* Lam.,

³ Determinările micropaleontologice au fost făcute de către Maria Tocorjescu de la laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii Geologice de Prospectiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

⁴ Determinările făcute de Maria Popescu de la Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



Chlamys domgeri derbentica (Grigor-Beres.), *C. pertinax* (Zhizh.), *C. praetrigonostoma* Zhizh., *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides* Schloth., *O.* (*Crassostrea*) *gryphoides gingensis* Schloth., *O.* (*Crassostrea*) *gryphoides angustata* Serr., *O.* (*Ostrea*) *digitalina* Dub., *Cardium* (*Kingicardium*) *hians danubianum* May., *C. centumpanium* Andrus., *C. pseudomulticostatum* (Zhizh.), *C. hilberi* (Andrus.) Zhizh., *Pitar* (*Paradione*) *islandicoides* (Lam.), *P.* (*Paradione*) *islandicoides elongata* (Schaff.), *P.* (*Paradione*) *islandicoides curta* (Schaff.), *Panopea menardi rudolphi* Eichw., *Venus marginata* Hoern., *Donax intermedia* Hoern., *Turritella* (*Hauastator*) *vermicularis tricineta* Schaff.

Urmărită de la W către E, asociația macrofaunistică din orizontul calcaros prezintă unele modificări în ceea ce privește predominanța unor genuri, numărul de indivizi și conformația cochiliilor. S-a constatat că în aflorimentele din versantul sudic al lacurilor Pucăreț și Ramadan predomină în faună diversele specii ale genului *Ostrea* caracterizate printr-un număr mare de indivizi ale căror cochilii sînt groase și puternic dezvoltate. Începînd din dreptul lacului Țibrinu către E se remarcă că ostreidele devin din ce în ce mai rare, în schimb predomină diversele specii ale genurilor: *Cardium*, *Arca*, *Chlamys*.

Menționăm că din depozitele tortoniene de la Palazu Mare au fost recoltate mai multe exemplare de *Nummulites distans* Desh., provenite din erodarea unor formațiuni lutețiene.

Subzona valea Carasu

În această subzonă includem alături de valea Carasu cît și afluenții săi. Ivinile de Tortonian cunoscute anterior sînt: în versantul nordic al dealului Ceșme Culac Bair dintre localitățile Murfatlar și Omurcea (Maevei, Atanasiu, 1937); valea Adîncă (Chiriac, 1962); dealul Castelului, Valea lui Chirițescu (Chiriac, 1964).

Localizare. Aflorimentele de Tortonian întîlnite pe afluenții nordici și nord-estici ai văii Carasu sînt: în versantul stîng al văii Ceșmelei (vezi planșa); versantul stîng al văii Zenovei (situată la W de localitatea Mircea Vodă); în valea Celibichioi (între Mircea Vodă și Satul Nou) și pe un afluent al acestei văi (între Mircea Vodă și Gherghina); în valea Docuzolului (W de localitatea Cuza Vodă); valea Agi Cabul (NE și SW de Cuza Vodă); valea Nisipari, valea Adîncă, valea Horoslaru (valea Cocoșu) și valea Omurcea (NE de Murfatlar).



Ivirile de Tortonian de pe valea Carasu (exceptând cele cunoscute) sînt localizate în versantul drept la Saligny, în versantul stîng, cu unele discontinuități, între Saligny și Satul Nou; în versantul stîng începînd de la Castelu și pînă la Mircea Vodă; în versantul drept (o mică ivire) între Mircea Vodă și Satul Nou.

Pe afluenții sudici sau sud-estici ai văii Carasu ivirile de Tortonian sînt localizate: pe Valea lui Nică Popa (în dreptul localității Făclia), valea cu Drumul Peșterii, valea Cîrlanului, valea Suditului, valea Lupului, valea Medgidiei, valea Siminocului, valea Ciocîrliei (Serplea Culac), valea de la Cariera și valea de la Vii (îngă localitatea Murfatlar), valea Bărăgan (valea Mahomedcea) între localitățile Murfatlar, Straja și Bărăgan. În foraje au fost întîlnite depozite tortoniene pe interfluviul valea Peștera-valea Carasu, între Cernavodă și Medgidia (fig. 1).

Raporturi stratigrafice. Tortonianul este dispus transgresiv peste diferiți termeni stratigrafici ai Cretacicului: peste Barremian (valea Medgidiei); peste Aptian în facies continental-lacustru (valea Celibichioi, valea Nisipari, valea Adîncă, valea Agi Cabul, valea Medgidiei); peste Albian (versantul stîng al văii Carasu în dreptul localităților Saligny și Satul Nou, valea Celibichioi și pe un afluent pe dreapta al acestei văi, valea cu Drumul Peșterii, valea Cîrlanului, valea Medgidiei); peste Cenomanian (versantul drept al văii Celibichioi în împrejurimile localităților Făclia și Mircea Vodă, valea Celibichioi, valea Zenovei, Valea lui Nică Popa, valea Lupului, valea Medgidiei); peste Turonian (valea Agi Cabul la NE de localitatea Cuza Vodă) și peste Senonian (valea Adîncă, valea Cocoșu, versantul sudic al văii Carasu, în dreptul localității Satul Nou, apoi între dealul Castelu și localitatea Valul lui Traian, valea Siminocului, valea Ciocîrlia, valea Bărăganu, valea Omurcea). Depozitele tortoniene în versantul stîng al văii Ceșmelei de îngă Cernavodă sînt dispuse peste Lutetian. În toate ivirile menționate, peste Tortonian este dispus transgresiv Sarmatianul mediu.

Constituția litologică. În subzona valea Carasu se recunoaște de asemenea un orizont inferior argilos peste care este dispus orizontul calcaros (fig. 4). Orizontul argilos este constituit dintr-o argilă verzuie sau cafeniu-deschisă, nestratificată, de cele mai multe ori nisipoasă. Uneori argila include în partea sa bazală intercalații de 0,05-0,15 m grosime de nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri (Cuza Vodă, Nisipari). Grosimea acestui orizont este cuprinsă între 0,05 și 0,60 m.



Orizontul calcaros este reprezentat printr-un calcar friabil, albicios, sau printr-un marnocalcar care în cele mai multe cazuri este fosilifer. Pe unele zone restrânse s-a observat absența acestui orizont (valea Agi Cabul). Grosimea orizontului calcaros este de 0,40 m pe valea Ceșmelei

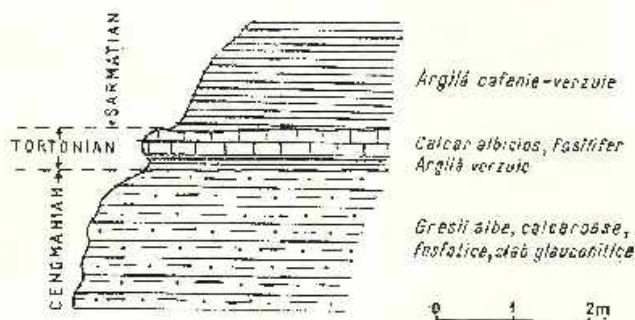


Fig. 4 -- Secțiune prin depozitele tortoniene din versantul stâng al văii Cilibichioi, la E de Mircea Vodă. Coupe à travers des dépôts tortoniens dans la rive gauche de la vallée de Cilibichioi, à l'E de Mircea Vodă.

(SE de Cernavodă), 0,30-0,45 m pe valea Cilibichioi, de 0,30-0,50 m pe valea Cocoșu.

Fauna. În depozitele tortoniene din subzona valea Carasu a fost întâlnită o asociație macrofaunistică întru totul asemănătoare cu cea menționată în subzona de la N de valea Carasu. Se constată și aici predominanța în faună a diverselor specii de ostreide în sectorul cuprins între valea Ceșmelei și valea Zenovei. Începând de la această din urmă vale către E și SE, speciile genului *Ostrea* devin din ce în ce mai rare, în schimb predomină speciile genurilor *Cardium*, *Chlamys*, *Arca*, *Turritella*.

Menționăm ca un caz cu totul particular găsirea unei singure valve de *Pectunculus (Glycymeris) pilosus* L., semnalată de către Macarovici (1967) la Murfatlar, ca provenind din depozitele tortoniene.

În același sector, noi am întâlnit exemplare de *Pectunculus* care au aparținut unor așezări omenești preistorice și istorice.

Subzona de la sud de valea Carasu

În această subzonă erau cunoscute anterior iviri de Tortonian: în malul drept al Dunării, la WSW de Cochirleni (dealul Podului) și în dreptul Ostrovului Hinog (Macovei, 1912); la NW de Cochirleni, valea Baciului, Adîncata și Canaraua Fetei (Chiriac, 1960).

Localizare. Ivirile de Tortonian puse în evidență sînt în: versantul sud-vestic al lacului Cochirleni și în continuare către SE în ambii versanți ai văii Peștera (cu unele discontinuități datorită depunerilor cuaternare).

De asemenea și pe principalii afluenți ai acestei văi (Valea lui Blăniță, valea Stinei, valea Iuruc, valea Perdea, valea Izvorul Mare, valea Veteranului, valea Iningi, Valea lui Dumitru Sandu etc.). Alte iviri se găsesc pe valea Caramancea și pe principalii ei afluenți. Către SE aflorimente de Tortonian au fost întâlnite în ambii versanți ai Băltii Baciului și în continuare către SE pe valea Hațegului (valea Diordingiorman) și pe afluenții principali ai acestei văi (valea Cocargea, valea Deleni, valea Calfa etc.). Tortonianul aflurează pe văile menționate către SE pînă în împrejurimile localităților Deleni și Cocargea.

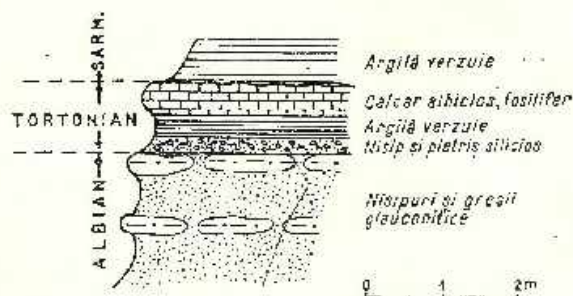


Fig. 5. — Secțiune prin depozitele tortoniene din malul drept al Dunării la Hînog (sud de Cernavodă).

Coupe à travers des dépôts tortonien dans la rive droite du Danube, à Hînog (sud de Cernavodă).

Aflorimente de Tortonian au mai fost întâlnite în ambii versanți ai lacului Șarpului (începînd de la SE de localitatea Alîman) și în continuare către SE în ambii versanți ai văii Adîncata-Adam Cliși pînă în apropiere de localitatea Periș. Pe afluenții principali ai acestei văi se cunosc iviri de Tortonian pe valea Adîncata, valea Cucuruzului, valea Poienița-Negrești etc. Aflorimentele cele mai estice ar fi delimitate de o linie care unește localitățile: Curcani, Tufani, Furnica, Olteni, Periș.

Alte iviri de Tortonian se întîlnesc în ambii versanți ai văii Enișencliei în împrejurimile localităților Negureni și Ion Corvin, Văleni (Valea Rea) și Cetatea și pînă în frontiera cu R. P. Bulgaria. De asemenea cîteva iviri au fost găsite pe afluenții principali ai acestei văi: valea Negureni, valea Ceairul Dobromirului și pe afluentul acestei văi, valea Lespezi (Techechioi).

Către W, Tortonianul aflurează în ambii versanți ai văii Canaraua Fetei începînd de la aproximativ 3 km S de lacul Iortmac și pînă în frontieră, precum și pe valea Gîrlîța începînd de la aproximativ 3 km sud de localitatea Gîrlîța și pînă în frontieră. Depozitele tortoniene sînt acoperite de către depozitele sarmațiene în toate ivirile menționate.

În foraje, Tortonianul a fost întîlnit pe interfluviul valea Peștera-valea Caramancea între localitățile Ivrinezu Mic și Peștera precum și în împrejurimile localității Peștera; pe interfluviul dintre Balta Baciului și valea Caramancea (sectorul Hațeg-Rasova); între valea Adam Cliși

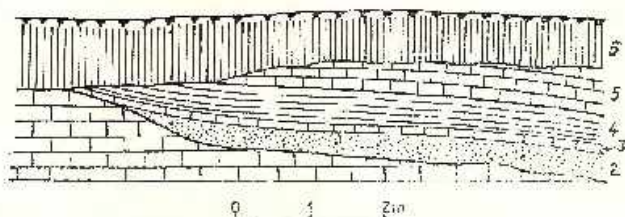
și v.alea Deleni (sectorul Șipote-Adam Clisi-Deleni) și pe interfluviul v.alea Adam Clisi-v.alea Enișenliei (sectorul Zorile-Șipote-Văleni-Cetatea).

Raporturi stratigrafice. Tortonianul este dispus transgresiv peste diferiți termeni stratigrafici ai Cretacicului astfel: peste Barremian (v.alea Adam Clisi, v.alea Enișenliei, v.alea Canaraua Fetei, v.alea Gîrlîța etc.), peste Aptian în facies marin (versantul stîng al Bălții Baciului, v.alea Gîrlîța), Albian (v.alea Peștera, versantul sudic al lacului Cochirleni, v.alea Caramancea, v.alea Hațeg, ambii versanți ai Bălții Baciului etc.), peste Cenomanian (v.alea Peștera, v.alea Caramancea, v.alea Enișenliei etc.), peste Turonian (v.alea Peștera) și peste Senonian (v.alea Lespezi). De asemenea depozitele tortoniene sînt dispuse peste Ypresian (v.alea Enișenliei) și peste Lutetian (v.alea Enișenliei, v.alea Lespezi).

Fig. 6. — Schiță geologică a carierei Cochirleni (dealul Podului).

1, Barremian; 2, Albian; 3, Tortonian; 4, 5, Sarmatian; 6, Cuaternar. Esquisse géologique de la carrière de Cochirleni (colline de Podu).

1, Barremien; 2, Albien; 3, Tortonien; 4, 5, Sarmatien; 6, Quaternaire.



De menționat că în zona cuprinsă între Dunăre și o linie estică ce pleacă din malul Dunării la cca 4 km de localitatea Rasova, trece prin extremitatea estică a Rasovei, extremitatea nord-vestică a Bălții Baciului, la 0,5 km E de localitatea Aliman, v.alea Enișenliei la cca 5 km NW de localitatea Ion Corvin, cca 3 km NW de localitatea Băncasa,

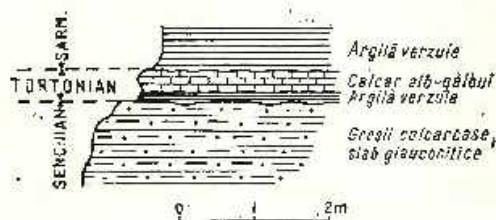


Fig. 7. — Secțiune prin depozitele tortoniene din versantul stîng al văii Peștera, la NW de localitatea Peștera.

Coupe à travers des dépôts tortoniens de la rive gauche de la vallée de Peștera, au NW de la localité de Peștera.

v.alea Canaraua Fetei la aproximativ 3 km de frontieră, v.alea Gîrlîței la cca 4 km SSE de localitatea Gîrlîța și ajunge la frontiera cu R.P. Bulgaria lângă v.alea Ciamur, nu se întîlnesc depozite tortoniene cu excepția celor conservate într-un relief al calcarelor barremiene pe v.alea Canaraua Fetei între lacurile Iortmac și Ciamurlia (Chiriac, 1960).

În această zonă depozitele tortoniene, sarmațiene și o parte din depozitele cretaceice au fost înlăturate prin eroziune în timpul Pliocenului.

Ca urmare a transgresiunii progresive a depozitelor pliocene în Dobrogea, a fost creată prin erodarea formațiunilor cretaceice și miocene o faleză evidentă (fig. 10). Delimitarea estică a zonei menționată mai sus corespunde cu marginea falezei desăvârșită la sfârșitul Pliocenului.

Constituația litologică. Depozitele tortoniene constituie și aici două orizonturi: un orizont inferior argilos și un orizont superior calcaros. Argila de culoare verzuie sau calenie este lipsită de stratificație și de macrofaună. Adeseori este nisipoasă mai ales când este dispusă peste formațiunile detritice ale cretacicului (Albian, Cenomanian). Adeseori este foarte subțire sau poate să lipsească și atunci orizontul calcaros ia contact cu altă formațiune (valea Adincata-Șipote, valea Peștera, valea Enișenliei etc.). De remarcat este faptul că în partea nordică și centrală a subzonei, orizontul argilos are grosimi foarte reduse (fig. 6, 9, 11). Partea bazală a argilei include uneori nisipuri cu pietrișuri (fig. 5) alteori accidente silicioase. Grosimea orizontului argilos este cuprinsă în cea mai mare parte a subzonei între 0,02-0,20 m.

Orizontul calcaros este reprezentat printr-un calcar alb, friabil, sau printr-un marnocalcar gălbui, fosilifer. În unele sectoare însă, calca-

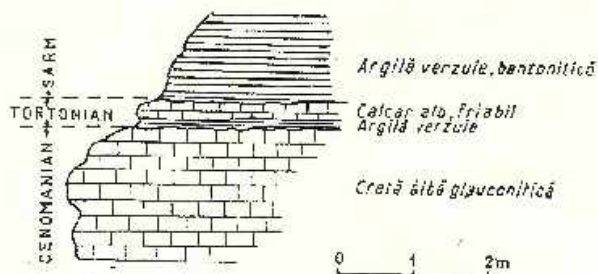


Fig. 8. — Secțiune prin depozitele tortoniene din versantul drept al văii Peștera (dealul Amzaliei).

Coupe à travers des dépôts tortoniens de la rive droite de la vallée de Peștera (colline Amzalia).

rul este destul de compact (fig. 7). Alteori este străbătut de numeroase fisuri și goluri colmatate descendent cu argilă sarmațiană (fig. 11).

În mai multe aflorimente (valea Peștera, valea Caramancea) s-a observat că orizontul calcaros include mai ales în partea bazală, remaniate din Cenomanian și Senonian, silixuri. Aceste remanieri apar mai frecvente când argila bazală este foarte subțire sau absentă.

Pe alocuri calcarul devine conglomeratic (fig. 9) remaniind fragmente slab rulate de calcare barremiene.

Fig. 9. — Secțiune prin depozitele tortonienice din versantul drept al văii Diordingtorman, la SE de localitatea Abrud.

Coupe à travers des dépôts tortoniens dans la rive droite de vallée de Diordingtorman, au SE de la localité d'Abrud.



În cea mai mare parte a zonei, grosimea orizontului calcaros nu depășește 0,60 m, totuși în unele sectoare atinge grosimi de 1,30 m (Adâncata) sau de 2,30 m la Dumbrăveni (fig. 11).

O schimbare importantă de facies a depozitelor tortonienice s-a observat începând de la valea Canaraua Fetei către vest. În acest sector

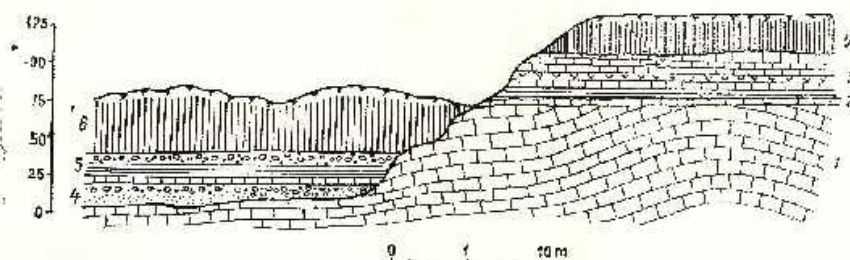


Fig. 10. — Secțiune prin versantul stâng al lacului Șarpu, lângă localitatea Aliman.

1, Barremian; 2, Tortonian; 3, Sarmatian; 4, Dacian; 5, Levantin; 6, Cuaternar.

Coupe dans le bord gauche du lac du Șarpu, dans les environs de la localité d'Aliman.

1, Barremien; 2, Tortonien; 3, Sarmatien; 4, Dacien; 5, Levantin; 6, Quaternaire.

ambele orizonturi ale Tortonianului sînt invadate de material detritic. Local întreaga formațiune poate fi reprezentată prin nisipuri cu pietriș (Chiriac, 1960).

Fauna. În depozitele tortonienice din această subzonă, macrofauna a fost găsită numai în orizontul calcaros. Fauna cuprinde genurile și speciile menționate de Chiriac (1960) din Tortonianul de la Cochirleni, Balta Baciului, Adâncata și Canaraua Fetei.

În completarea acestora menționăm: *Chama gryphoides* Linné, *Modiolus lucidus* Zhizh., *Solen subfragilis* (Eichw.), *Ervilia pusilla* Philippi, *Hydrobia stavropoliiana* Zhizh., *Helix varnensis* Toulă.

În restul Dobrogei de sud, există o altă zonă cu poziție ostică față de prima, în cuprinsul căreia nu află Tortonianul, deoarece cele mai vechi depozite deschise prin eroziunea văilor aparțin Sarmatianului.

Aceasta este delimitată astfel : la nord malul sudic al lacurilor Siutghiol și Tăbăcărie, între localitățile Periș și Vama Veche, la vest o linie care pleacă din malul vestic al lacului Siutghiol (în dreptul localității Palazu Mare) unește localitățile Straja, Bărăganu, Cocargea, Curcani și ajunge în fron-

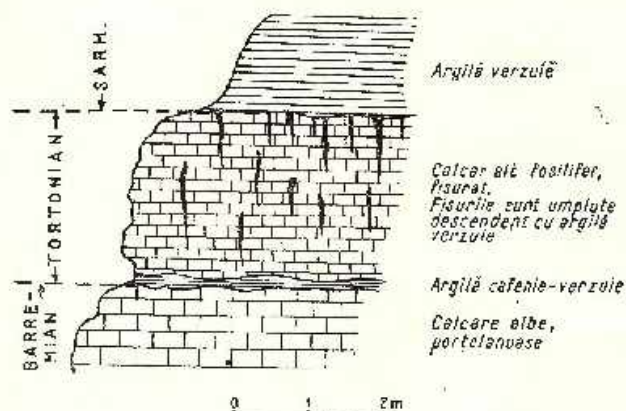


Fig. 11. — Secțiune prin depozitele tortoniene din versantul stâng al văii Sevendiului, lângă localitatea Dumbrăveni.

Coupe à travers des dépôts tortoniens dans la rive gauche de la vallée de Sevendieu, dans les environs de la localité de Dumbrăveni.

tiera cu R.P. Bulgaria lângă localitatea Periș, la est litoralul Mării Negre între localitățile Constanța și Vama Veche (fig. 1).

În zona menționată, Tortonianul a fost întâlnit în foraje : la Eforie Nord, Tuzla, Mangalia, Negru-Vodă și între Topraisar și Chirnogeni, dispus peste Cenomanian și Senonian (între Topraisar și Chirnogeni), sau peste Lutetian (Eforie Nord, Tuzla, Mangalia, Negru Vodă) și acoperit de Sarmațian. Din punct de vedere litologic este constituit în partea inferioară dintr-o argilă verzuie, nestratificată, compactă peste care urmează un calcar alb, friabil, fosilifer.

Grosimea întregii formațiuni este de 0,20-0,80 m.

În depozitele calcaroase au fost întâlnite câteva exemplare incomplete de *Ohlams pertinax* Z h i z h . , rare fragmente de ostreide și cardiacce dintre care am recunoscut formele de *Cardium centumpanium* A n d r u s . , *C. pseudomulticostatum* (Z h i z h .) și un singur exemplar de *Turritella (Haustator) vermicularis tricincta* S c h a f f .

Menționăm că în această zonă au fost executate numeroase foraje, din care o mare parte cu carotaj intermitent. În această situație și datorită grosimii foarte reduse a Tortonianului este de presupus că nu a putut fi sesizat în anumite sectoare.

Având în vedere marea extindere a formațiunii tortoniene în Dobrogea de sud cîl și a faptului că ea a fost întâlnită în mai multe foraje în

partea răsăriteană a regiunii, foraje destul de distanțate între ele, presupunem că Tortonianul este prezent pe întreg teritoriul zonei estice.

Faciesuri

Din analiza litofaciesurilor rezultă că Tortonianul este reprezentat în cea mai mare parte a Dobrogei de sud printr-un facies calcaros. Către limita nordică de extindere a depozitelor tortoniene se observă o schimbare de facies în sensul că orizontul calcaros trece lateral într-o gresie calcaroasă microconglomeratică (E și NE de localitatea Dunărea). Această gresie studiată la microscop apare constituită din aproximativ 50% material detritic, 20% resturi de organisme și 30% ciment (Chiriac, 1960). În afară de depozitele grezoase din partea inferioară a văii Boasgiului (E și NE de Dunărea) o invadare cu material detritic a orizontului calcaros s-a constatat în ivirile din porțiunea mijlocie a văii Siliștea, de la nord de localitatea Dunărea și de la NE de Tortoman.

Faciesuri detritice nu se mai întâlnesc în restul regiunii, decât în sectorul sud-vestic al Dobrogei începând aproximativ din dreptul văii Canaraua Fetei către W (fig. 12). Amintim că în ivirea de pe această vale situată între lacurile Iortmac și Ceamurlia, Tortonianul este în întregime constituit din nisipuri și pietrișuri.

Orizontul inferior argilos înregistrează și el câteva schimbări faciale. În unele sectoare partea bazală conține intercalații de nisip, pietriș și bolovăniș (fig. 2). Mai ales în sectorul nordic argila devine nisipoasă și include în toată masa material detritic. Variațiile mari de grosime în funcție de microrelieful formațiunilor geologice peste care este dispusă, absența ei totală în anumite iviri ne arată că argila din baza Tortonianului a netezit asperitățile suprafeței de eroziune colmatând micile depresiuni și fiind mai subțire sau lipsind pe porțiunile ridicate.

Caracterul transgresiv al formațiunii, care este evident prin dispunerea peste diferiți termeni stratigrafici, se reflectă și în litologia depozitelor. Astfel argila remaniază în partea bazală material detritic din Aptian și Albian sau accidente silicioase din depozitele jurasice-superioare, cenomaniene și senoniene. Orizontul calcaros, atunci când argila lipsește, remaniază fragmente mai mult sau mai puțin rulate din formațiunile peste care este dispus.

În ceea ce privește depozitele detritice situate în vecinătatea limitei nordice de extindere a Tortonianului cât și cele din sectorul sud-vestic al Dobrogei acestea ar corespunde unor faciesuri neritico-litorale. Această presupunere apare susținută și de caracterele asociațiilor faunistice din



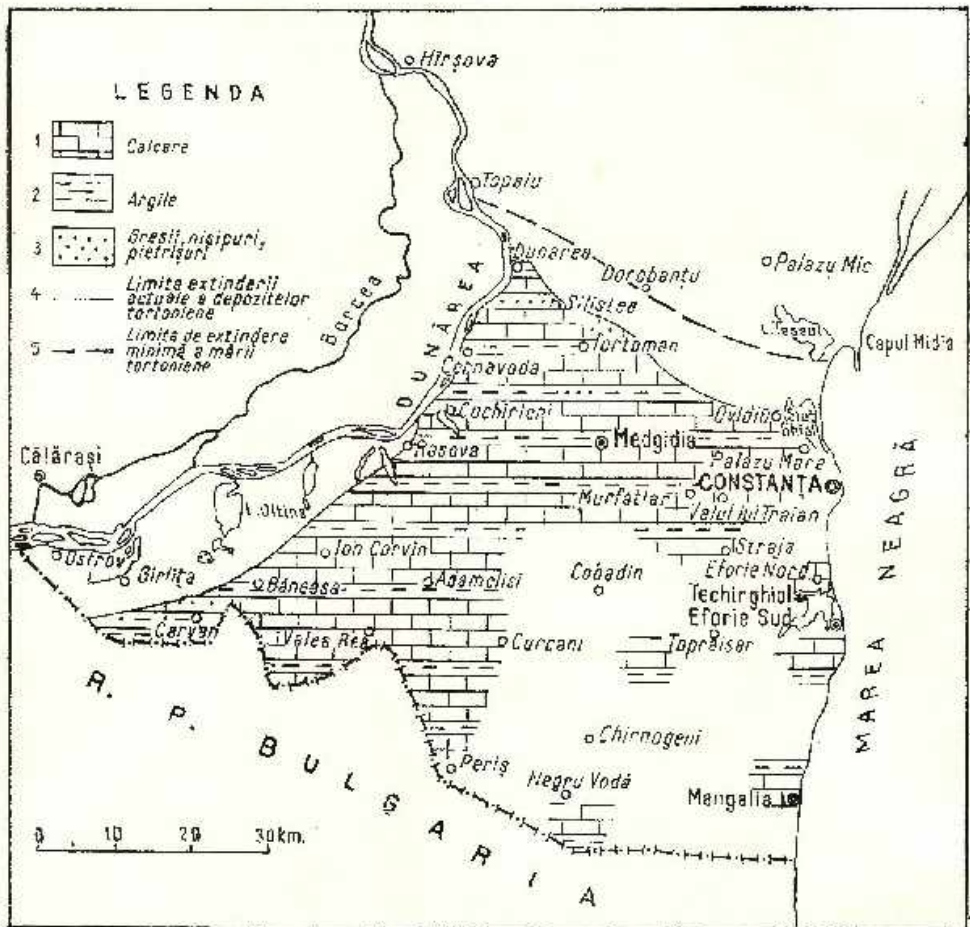


Fig. 12. — Schița litofaciesurilor Tortonianului din Dobrogea de sud.

1, calcare; 2, argile; 3, gresii, nisipuri, pietrișuri; 4, limita extinderii actuale a depozitelor tortoniene; 5, limita de extindere minimă a mării tortoniene.

Esquisse des lithofaciés du Tortonien dans la Dobrogea méridionale.

1, calcaires; 2, argiles; 3, grès, sables, graviers; 4, limite de l'extension actuelle des dépôts tortoniens; 5, limite d'extension minimum de la mer tortonienne.

sectoarele respective. Celelalte depozite predominant calcaroase dezvoltate în restul regiunii ar corespunde unor faciesuri neritice.

Pentru întocmirea schiței litofaciesurilor Tortonianului (fig. 12) a fost stabilită grosimea formațiunii și a orizonturilor litologice componente în peste 150 de secțiuni geologice. Pe baza acestor date s-a calculat pentru fiecare secțiune cât reprezintă în procente grosimea fiecărui orizont în

raport cu grosimea întregii formațiuni. În reprezentarea grafică adoptată, fiecare bandă de calcar sau argilă (de 2 mm lățime) reprezintă 33,3% din grosimea formațiunii.

De remarcat este faptul că și în macrofaună se constată unele diferențieri calitative și cantitative care constau din predominanța în anumite zone a unor genuri cu speciile respective, a numărului mai mare sau mai mic de indivizi aparținând aceleiași specii, a dezvoltării cochiliilor etc.

Astfel se individualizează o zonă cuprinsă între Dunăre, limita nordică de extindere a depozitelor tortoniene și o linie care pleacă de la SW de Cochirleni, intersectează valea Carasu între localitatea Țibrinu, la aproximativ 1 km N de localitatea Tortoman, apoi pe la N de Nisipari, prin partea superioară a văii Adincă și ajunge în malul vestic al lacului Siutghiol între localitățile Ovidiu și Palazu Mare (fig. 13). În această zonă predomină în faună diversele specii ale genului *Ostrea*, după care urmează cele ale genului *Chlamys*. Fauna de ostreide se distinge printr-un număr apreciabil de indivizi cu cochiliii mari și groase.

O altă zonă în care predomină în faună ostreidele este aceea situată în partea sud-vestică a Dobrogei și care începe aproximativ din dreptul văii Canaraua Fetei către vest. În restul regiunii (cu excepția unei zone restrânse de la SE de localitatea Șipote), ostreidele devin din ce în ce mai rare și de talie mai redusă, rămânând predominante în faună speciile genurilor *Cardium*, *Arca*, *Chlamys* etc.

Zonele în care predomină ostreidele în faună ar reprezenta biofaciesuri neritico-litorale, iar cealaltă zonă în care predomină speciile genurilor *Chlamys*, *Arca*, *Cardium*, *Turritella*, ar corespunde unui biofacies neritic.

Într-o oarecare măsură se constată o corespondență între litofaciesuri și biofaciesuri (fig. 12, 13).

Considerații stratigrafice, paleogeografice, paleoecologice

Fauna întâlnită în ivirile puse în evidență confirmă concluzia stratigrafică formulată anterior (Chiriac, 1960) că în această regiune Tortonianul este de tip est-european (crimeo-caucazian), fiind reprezentat numai prin orizontul de Ciokrak.

Dintre speciile menționate în completarea celor cunoscute din depozitele tortoniene ale Dobrogei, precizăm că: *Chlamys praetrigonostoma* Zhizh. este o formă caracteristică Ciokrakului din Caucazul de N și din peninsula Keri (Zhizhchenko, 1959). Alte specii ca: *Donax intermedia* Hoern., *Chama gryphoides* Linné, *Solen subfragilis* (Eichw.) frecvente în Tortonianul din partea centrală a Europei (de

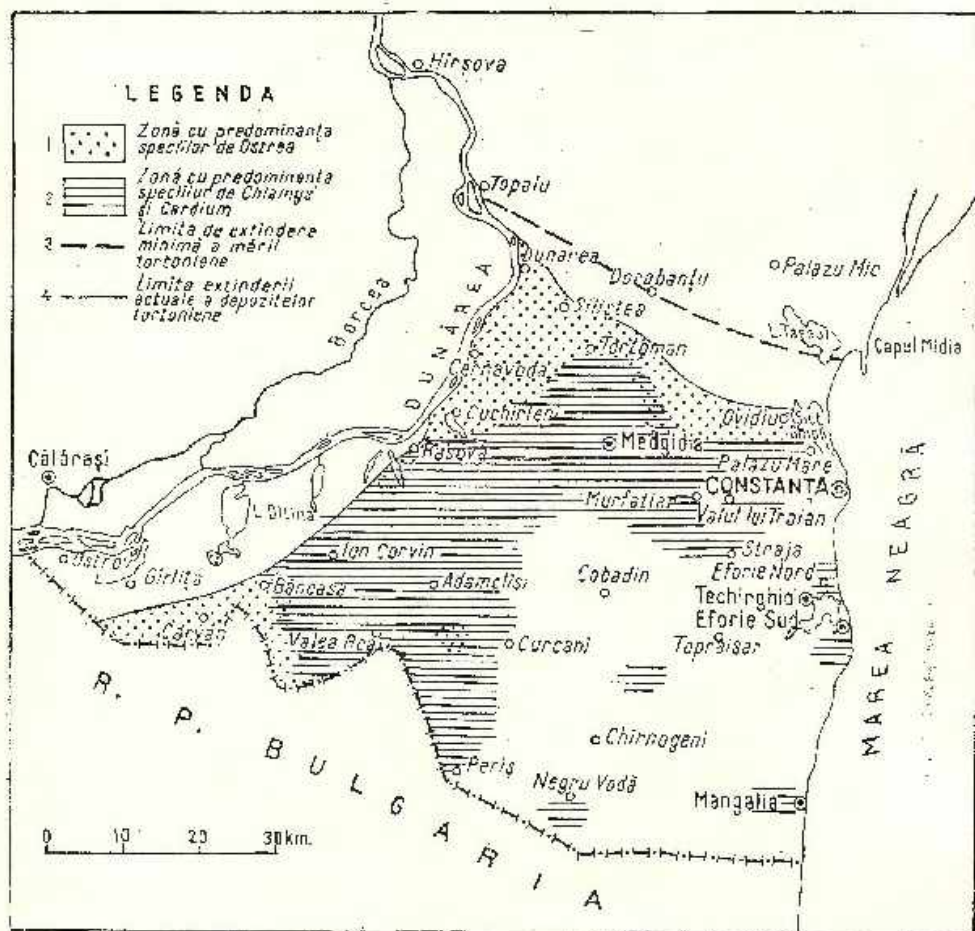


Fig. 13. — Schița biofaciesurilor Tortonianului din Dobrogea de sud.

- 1, zonă cu predominanța speciilor de *Ostraea*; 2, zonă cu predominanța speciilor de *Chiarenys* și *Cardium*; 3, limita de extindere minimă a mării tortoniene; 4, limita extinderii actuale a depozitelor tortoniene.

Esquisse des biofaciès du Tortonien dans la Dobrogea méridionale.

- 1, zone où prédominent les espèces d'*Ostraea*; 2, zone où prédominent les espèces de *Chiarenys* et de *Cardium*; 3, limite d'extension minimum de la mer tortonienne; 4, limite d'extension actuelle des dépôts tortoniens.

tip vienez) au fost întâlnite și în depozitele ciokrakice din bazinul Varnei (Kojumdgieva, Strachimirov, 1960). De asemenea, *Fanopea menardi rudolphi* Eichw., formă cunoscută din Tortonianul Europei centrale și de vest a fost găsită și în Ciokrakul din bazinul Varnei (Kojumdgieva, Strachimirov, 1960). Un alt lamelibranhiat, *Venus marginata* Hoern., cunoscut în Tortonianul Europei

centrale este menționat în Ciokrakul din Crimeea, Caucaz, Turkmenia (Merklin, Nevesskaia, 1955) și în bazinul Varnei (Kojumdjieva, Strachimirov, 1960).

Dintre gasteropode: *Hydrobia stavropoliana* Zhizh. se întâlnește în Ciokrakul din Cuban, Precaucaz și bazinul Varnei, iar *Helix varnensis* Toulal în Ciokrakul, Karaganul și Sarmațianul bazinului Varnei.

Microfauna este constituită predominant din specii ale genului *Elphidium* la care se adaugă câteva specii ale genului *Nonion*. De asemenea mai sînt prezente specii ale genurilor: *Rotalia*, *Discorbis*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Globulina*, *Cibicides* și *Reussella*. În afară de foraminifere au fost întâlnite ostracode și briozoare. Asociația microfaunistică indică depozite formate într-o mare puțin adîncă și cu salinitate scăzută. Dintre formele menționate unele specii de *Elphidium* au procese retrale foarte scurte: *Elphidium advenum* (Cush.), *E. incertum* (Will.), *E. microlegans* Serova. Ultimele două specii sînt cunoscute din orizontul Konka din Crimeea și Caucaz. Din același orizont provin speciile: *Nonion tauricus* Krash., *Nonion subgranosus* (Egger) și *N. biporus* Krash. (Krasheninnikov în Zhizhchenko, 1959). În general microfauna din Ciokrakul dobrogean este săracă în genuri și specii și diferă de cea cunoscută în aceeași formațiune din sudul U.R.S.S. cu care are puține elemente comune: prezența genurilor *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Discorbis* și ale speciilor: *Ammonia beccarii* (Linne), *Elphidium macellum* (F. et M.). De asemenea prezintă deosebiri și față de cea determinată de Dikova (Tzankov et al., 1965) din Ciokrakul bazinului Varnei.

O trăsătură esențială a faunei ciokrakiene din Dobrogea constă în numărul mare de forme comune cu cele cunoscute în Tortonianul de tip vienez. Amestecuri de forme tipic ciokrakiene cu cele de tip vienez sînt cunoscute în mai multe regiuni ale bazinului pontocaspic (Gruzia, Crimeea, Transcaspia, Caucazul de N, Varna etc.).

Procentul de forme tortoniene din Europa centrală și occidentală în fauna de Ciokrak a fost apreciat la 17% în Gruzia, la 10% în Crimeea și Caucazul de N (Bagdasarjan, 1965) și la 29% în bazinul Varnei (Strachimirov, 1953). După părerea noastră în Dobrogea același procent ajunge la 34%. Conținutul ridicat de forme de tip vienez în fauna din Ciokrakul de la Varna a condus pe unii cercetători bulgari (Strachimirov, 1953; Manolov, 1960) să admită o comunicare între bazinul ciokrakian și cel al Europei occidentale. Cu altă ocazie am arătat că această legătură între bazinul Varnei și cel din Subcarpați (cu faună de tip vienez) s-a făcut prin Dobrogea de S și prin partea estică a Cîmpiei

Române (Chiriac, 1960). În timpul Tortonianului, datorită ridicării nord-bulgare (Boncev, 1956), bazinul Varnei este separat de cel din partea de N și NW a Bulgariei. Conținutul faunistic al Tortonianului din cele două bazine este net diferit, cel din partea nordică și nord-vestică de tip vienez, iar cel din bazinul Varnei de tip crimeo-caucazian (Kojumdgieva, Strachimirov, 1960). Ridicarea nord-bulgară a jucat un rol funcțional și în partea centrală și mai ales sudică a platformei moesice de pe teritoriul țării noastre, în sectorul dintre Turnu Măgurele și E de Oltenița, unde a influențat distribuția paleogeografică a depozitelor tortoniene.

Din punct de vedere paleogeografic, în timpul Tortonianului atât Dobrogea de nord cât și cea mai mare parte a Dobrogei centrale formau un uscat, în timp ce domeniul marin s-ar fi extins către NE pînă în zona calcarelor jurasice și a gîsturilor verzi de pe linia Topalu-Dorobanțu-Capu Midia (fig. 1), iar spre sud-vest pînă pe flancul estic al ridicării nord-bulgare adică pînă la o linie orientată NW-SE situată între Călărași și Oltenița.

Legătura dintre domeniul marin din Dobrogea cu cel din Subcarpați s-a putut face prin sectorul estic al platformei moesice, mai ales că în această zonă au fost întîlnite în unele foraje, depozite tortonice.

Asemănarea faunei din orizontul de Ciokrak din Dobrogea cu cea din Crimeea, Caucazul de N, Turkmenia etc., precum și cea din împrejurimile Varnei arată că aceste regiuni formau un bazin comun în timpul Ciokrakului (Chiriac, 1960).

Relativ recent, Kostadinov și Kojumdgieva (1964) semnalează prezența unor depozite miocene de vîrstă helvețian-superioară în împrejurimile orașului Tolbuhin din Bulgaria de NE. Aceste depozite au fost cunoscute anterior de Macovei și Atanasiu (1937) și atribuite Mediteranianului. Din fauna citată de Kostadinov și Kojumdgieva reiese că o mare parte din forme se întîlneau în depozitele ciokrakiene din bazinul Varnei, Dobrogea și din sudul U.R.S.S. Astfel *Chama gryphoides* Linné și *Chlamys multistriata* Poly au fost întîlnite în Ciokrakul din bazinul Varnei (Manolov, 1960), diferitele specii de ostreide în Ciokrakul din Dobrogea, ca și *Arca (Anadara) turoniensis* Duj. și *Chlamys domgeri derbentica* (Grigor-Beres). Aceste depozite pe baza considerațiilor expuse mai sus par să fie de vîrstă ciokraki-ană și să facă legătura dintre depozitele de aceeași vîrstă din Dobrogea cu cele din bazinul Varnei. Pentru aceeași legătură paleogeografică pledează



larga răspândire a depozitelor ciokrakiene din partea sudică a Dobrogei (fig. 1, 12, 13).

După cum s-a arătat, în această regiune nu se cunoaște un termen stratigrafic mai nou decât Ciokrakul, care să aparțină Tortonianului. Dacă croziunea nu a înlăturat o parte din depozite înseamnă că în Dobrogea de sud nu s-a depus decât Ciokrakul. În acest caz după depunerea Ciokrakului a urmat o fază de ridicare a regiunii, datorită căreia s-a întrerupt legătura cu bazinele marine de la vest. Drept consecință a acestei ridicări, în următorul orizont al Tortonianului adică în Karagan, fauna din bazinul Varnei nu mai conține forme comune cu cele din bazinele Europei centrale și occidentale. S-ar putea ca această întrerupere să fi condus și la îndulcirea accentuată a apelor din bazinul pontocaspic în timpul Karaganului.

O altă caracteristică a faunei tortoniene din Dobrogea este absența unor forme stenohaline care sînt destul de frecvente în depozitele de aceeași vîrstă din restul țării. Astfel lipsesc aici corali, brahiopodele, echinoidele, dintre lamelibranhiate genurile : *Nucula*, *Pectunculus*? și dintre gasteropode genurile : *Strombus*, *Conus*, *Cyprea*, *Haliotis* etc.

Accastă situație indică o salinitate mai redusă decât cea normală marină.

Analizînd condițiile de viață ale unor genuri ca: *Ostrea*, *Chlamys*, *Cardium*, *Pitar*, *Cardita*, *Chama*, *Arca*, *Panopea*, etc., prezente în fauna din Ciokrakul dobrogean am putut obține o serie de date cu privire la temperatură, salinitate, adîncime, natura litologică a fundului mării. Astfel situația asociațiilor de ostreide în partea de NE și SW a regiunii (fig. 13) coroborată cu natura litologică a depozitelor indică faciesuri neritice din vecinătatea litoralului. Într-adevăr din cercetări recente rezultă că aceste lamelibranhiate prosperă în apele marine din apropierea țărmurilor acolo unde salinitatea este mai scăzută datorită aporturilor de apă dulce ale fluviilor (Ranson, 1951; Smith, 1959; Davidaschivili et al., 1966). Dezvoltarea zonei nordice cu ostreide din sectorul Dunărea-Cernavodă (fig. 13) ar indica fie o modificare a liniei de țărm, fie o zonă de estuar cu direcție NE-SW. Depozitele bogate în ostreide din împrejurimile orașului Tolbuhin (R.P. Bulgaria) s-ar situa în continuarea (spre sud) zonei cu ostreide din partea de SW a Dobrogei și ar reprezenta faciesul neritic-litoral din apropierea țărmului dispus pe flancul estic al ridicării nord-bulgare.

În legătură cu adîncimea mării ciokrakiene din Dobrogea precizăm că în cele două zone (nord-estică și sud-vestică) în care predomină ostrci-

dele, aceasta era cuprinsă între 0-40 m. Pentru restul regiunii în care ostreidele devin din ce în ce mai rare, în schimb predomină diferitele specii ale genurilor *Chlamys*, *Cardium*, *Arca* la care se adaugă *Cardita*, *Bequina*, *Panopea*, *Ercilia* etc., adâncimea era ceva mai mare, fără însă a depăși 100 m. În ceea ce privește salinitatea apei, considerăm în funcție de conținutul calitativ și cantitativ al asociațiilor faunistice că era de aproximativ 17-26‰. Prezența în fauna ciokrakiană din Dobrogea a unor forme termofile ca *Pitar*, *Chama*, *Ercilia* arată că apele mării respective aveau o temperatură relativ ridicată. În condiții experimentale s-a dovedit că specii ale genului *Pitar* suportă temperaturi de 26-27° (Davidaschivili et al., 1966). O confirmare a existenței unui climat cald în această perioadă este adusă de găsirea în depozitele ciokrakiene din Gruzia a unei flore subtropicale (Bagdasarjan, 1965).

Prezența unor depozite detritice constituite din gresii, nisipuri și pietrișuri sau a unor calcare detritice în zonele de NE și SW a regiunii, arată că fundul mării ciokrakiene trebuie să fi fost constituit din sedimente nisipo-argiloase sau nisipo-calcaroase. Aceste sedimente erau foarte favorabile dezvoltării ostreidelor și în general a unei faune neritice. După cum arată Ranson (1961) pe fundurile nisipoase cochilifere, foarte puțin mîloase, cochiliile ostreidelor sînt dezvoltate regulat și aproape simetrice. Pe fundurile nisipoase-mîloase se dezvoltă colonii cu indivizi numeroși apropiați unul de altul ceea ce conduce la unele deformări ale cochiliilor. Aceste constatări au putut fi observate și la asociațiile de ostreide din faciesurile neritico-litorale. Abundența carbonatului de calciu din apele mării ciokrakiene a permis o dezvoltare apreciabilă cochiliilor de ostreide (Seimenii Mari, Ramadan, Purcăreț, valea Boasgienului).

În cea mai mare parte a regiunii, dezvoltarea preponderentă a depozitelor calcaroase indică o natură litologică asemănătoare fundului marin. Faptul că multe dintre cochili se găsesc în strat, dispuse în poziția lor normală din timpul vieții, constituie o dovadă că în marea respectivă curenții de fund erau destul de slabi.

BIBLIOGRAFIE

- Bagdasarjan K. G. (1965) Razvitie molluskovoi fauni ciokraka Gruzii. Akad. Nauk Gruz. S.S.R. Inst. Paleobiol. Tbilisi.
- Bouček E. K. (1956) Eine bemerkenswerte diagonale Aufwölbung in Bulgarien. C. R. Acad. Bulgare des sciences. 9, 2, Sofia.



- Chiriac M. (1960) Asupra unor noi iviri de Tortonian în Dobrogea de sud. *Acad. R.P.R., Stud. cerc.* V/1, București.
- (1962) Asupra unor iviri de Cretacic și Terțiar la W de localitatea Ovidiu (reg. Dobrogea) în zona Valea Adincă. *Comunicări Acad. R.P.R. XII/4*, București.
- (1964) Asupra unor iviri de Tortonian la E de Medgidia. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. scria-geol.* IX/2, București.
- Davidaschivili L. S., Merklin P. L., Bagdasarian K. G., Ahvelidiani E. G., Tatișvili K. G., Jghenti E. M., Kazahașvili J. R., Takta-kișvili I. G., Mushelișvili L. V., Kvaliașvili G. A., Badzoșvili T. I. (1966) Spravočnik po ekologii morskikh dvustvorok. *Akad. Nauk Gruz. S.S.R. Inst. Paleobiol.* Moscova.
- Kojuŋdgieva E. M., Strachimirov B. (1960) Les Fossiles de Bulgarie. VII. Tortonien. *Acad. des Sciences de Bulgarie.* Sofia.
- Kostadinov V., Kojuŋdgieva E. M. (1964) Helvetien supérieur en Bulgarie du Nord-Est. *Rev. of Bulgarian Geol. Soc.* XXV, Sofia.
- Macarovič N. (1967) Asupra Mediteranianului de la Mofatlar (Dobrogea). *Comunicări Geol. IV Soc. Științe Natur. R.S.R.* București.
- Macovei G. H. (1912) Asupra prezenței primului etaj mediteranian în Dobrogea. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III, București.
- Atanasiu I. (1937) Quelques affleurements du Méditerranéen dans la Dobrogea du Sud. *C.R. Sci. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933), Bucarest.
- Manolov G. (1960) Etude paléocologique et stratigraphique du Tchokrakien dans les environs de Varna (Bulgarie orientale). *Tr. geol. Inst. Bulg. Akad. nauk nk.* VIII, Sofia.
- Merklin R. L., Nevesskaia L. A. (1955) Opređelitel Dvustvorciatih molluskov miofena Turkmenii i Zapadnogo Kazahstana, Moscova.
- Ranson G. (1951) Les huitres, biologie-culture. *Savoir en histoire naturelle XXIII*, Ed. Paul Lechevalier, Paris.
- Smith A. (1959) Paleocology of a molluscan fauna from the Trent formation. *Jour. Paleont.* 33, 5, Tulsa.
- Toula Fr. (1904) Geologische Beobachtungen auf einer Reise in der Gegend von Silistra und in der Dobrudscha in Jahre 1892. *Jahrb. ö.k.k. geol. R.A.L.* IV, Wien.
- Tzankov V., Tzaneva P., Vaptzarova J., Mihailova-Jovatcheva P., Dikova P., Trifonova Ek., Baynova Ek., Budurov K. (1965) Les associations microfossiles en Bulgarie Glav. *Uprav. Gheol. Naucin. Geol. Inst. Sofia.*
- Zhizhenko B. T. (1959) Atlas srednemiotenojoi fauni severnogo Kavkaza i Krima. VNIGAZ, Moscova.

LA RÉPARTITION ET LES FACIÈS DE TORTONIEN EN DOBROGEA DU SUD

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées en Dobrogea du sud ont conduit à l'extension de l'aire de la répartition des dépôts tortonien connus antérieurement dans cette région. Les



affleurements de Tortonien mis en évidence sont situés dans une zone comprise entre les localités Dumăreca, Silișteca, Tortoman, Dropia, Ovidiu, Cocargea, Curcani, Oleni, Periș, Eșechioi, Cărpiniș, Aliman, Rasova, Cochirleni, Scimenii Mari, Dumăreca. En dehors de cette zone, le Tortonien a été rencontré dans les forages à Eforie Nord, Tuzla, Mangalia, Negru Vodă et au sud-ouest de Topraisar.

L'analyse faciale du Tortonien indique la présence des dépôts néritiques-littoraux caractérisés par la prédominance des espèces du genre *Ostrea* dans le nord-est et le sud-ouest de la région, ainsi que des dépôts néritiques dans lesquels prédominent les espèces des genres *Chlamys*, *Arca*, *Cardium* dans la partie centrale et du sud-est de la région.

La faune rencontrée dans les nouveaux affleurements confirme la conclusion formulée par nous antérieurement en Dobrogea du sud, le Tortonien appartient au type est-européen (criméco-caucasien) étant représenté seulement par l'horizon de Ciokrak. Un trait essentiel de la faune ciokrakienne en Dobrogea du sud consiste dans le grand nombre des formes communes avec le Tortonien de type viennois. Le pourcentage des formes tortonienno-centrale-européennes et occidentales dans la faune ciokrakienne de Dobrogea sudique a été estimé à 34.

Du point de vue paléogéographique on y démontre que la mer tortonienne s'étendait en Dobrogea vers le NE jusqu'à la ligne Topalu-Dorobanțu-Capu Midia et vers le SW jusque sur le flanc oriental du soulèvement nord-bulgare, c'est-à-dire jusqu'à une ligne orientée NW-SE située entre Olenița et Călărași. La ressemblance de la faune ciokrakienne de Dobrogea avec celle de Crimée, Caucase N, Turkménie etc., ainsi que celle de Bulgarie NE, indique que toutes ces régions formaient un bassin commun dans le dit période. La présence des formes tortonienno-centrale-européennes dans la faune ciokrakienne de Dobrogea s'explique par la liaison existante dans la partie orientale de la plateforme moesienne entre le domaine marin de cette région et celui de la des Soucarpatas.

On suppose qu'en Dobrogea du sud ne s'est déposé que la Ciokrak, après quoi il y a eu une élévation de la région grâce à laquelle la liaison avec les bassins marins occidentaux s'est interrompue. La conséquence de cette élévation a été que dans le suivant horizon du Tortonien, c'est-à-dire en Karagan, la faune du bassin de Varna (Bulgarie) ne contient plus des formes communes avec ceux centrale-européennes et occidentales.

L'analyse paléocécologique de la faune tortonienne a permis de faire quelques considérations sur la température, la salinité, la profondeur et la nature lithologique du fond de la mer.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

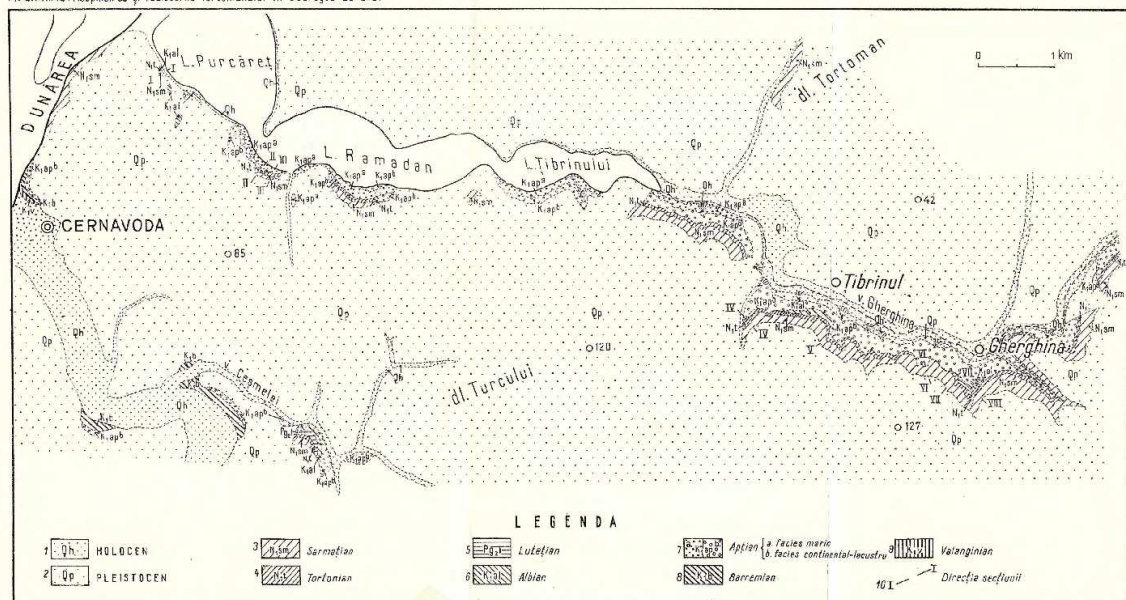
Carte géologique du périmètre Cernavodă-lac Purcăreț-Gherghina.

1, Holocène; 2, Pléistocène; 3, Sarmatien; 4, Tortonien; 5, Lutélien; 6, Albien; 7, Aptien; a, faciès marin; b, faciès continental-lacustre; 8, Barrémien; 9, Valanginien; 10, direction de la coupe.



HARTA GEOLOGICĂ A PERIMETRULUI CERNAVODA-LACUL PURCĂREȚ-GHERGHINA

M. CHIRIAC. Răspândirea și faciesurile Tortonianului în Dobrogea de sud.



1970

Dări de seamă ale ședințelor vol. LVI (1968—1969)

4. STRATIGRAFIE

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR PLIOCENE DIN EXTREMITA- TEA VESTICĂ A BAZINULUI CRIȘULUI ALB¹

DE

(C. Dejzels. Zavarub)

DUMITRU ISTOCESCU²

Abstract

Stratigraphy of the Pliocene in the Western Outermost Part of the Crișul Alb Basin (Pannonian Depression). In this region the Pliocene, which developed under a characteristic facies namely the Pannonian one, was divided into four litho- and biostratigraphical horizons: the lower horizon with *Congerina ornithopsis* and *Melanopsis impressa*, the white marl horizon with *Undulotheca* and *Congerina croatica*, the sandy marl horizon with *Congerina rhomboidea* and *Valenciennius*, as well as the upper sandy horizon with *Phyllocardium complanatum*. On the basis of the mollusc and ostracod assemblages, which also include forms common with those from the Dacic basin, a parallel was drawn between the first two horizons and the Meotian (Dacic basin) whereas the last two horizons (the sandy marl horizon and the upper sand one) are equalized with the Pontian.

În cursul anului 1968, din depozitele pliocene ale extremității vestice a bazinului Crișului Alb, s-a recoltat un bogat material micro- și macropaleontologic; studiile paleontologice și stratigrafice întreprinse de Istocescu și studiul ostracodelor aparținând lui R. Olteanu, au condus la elaborarea prezentei lucrări.

Depozitele pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb sînt puțin cunoscute din lucrările anterioare. Studiile întreprinse de Pethő (1889) în partea de sud a bazinului Crișului Alb, pun în evidență o asociație faunistică ce caracterizează Pontianul dintre Șilindia și Luguzău. Același autor în 1890, studiind împrejurimile localității Beliu,

¹ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Șos. Kisstefl nr. 2, București.



arată că Pontianul este reprezentat prin marne și nisipuri cu *Planorbis*, *Limnaeus* și ostracode.

P a n e ă (1941, 1954) separă în această regiune depozite pontiene marnoase și formațiuni pliocen-superioare nisipoase.

B l e a h u et al. (1960)³ separă pe marginea sudică a munților Codru depozite pontiene, în cadrul cărora descrie un orizont inferior marnos și un orizont superior nisipos.

Studiile întreprinse de L u p u (1963) în partea de est a bazinului, la Hălmagiu și Mermestei, pun în evidență o bogată asociație de faună care este atribuită Pannonianului *s. str.*

În 1965 C s a k ⁴ prezintă un inventar al faunei pliocene de la Beliu, constituit dintr-un număr de 32 specii, care sînt atribuite Pontianului.

Cercetările întreprinse de noi au dus la separarea mai multor orizonturi lito-stratigrafice, care se pot corela atât cu subdiviziunile Pliocenului din bazinul dacic, cît și cu cele din depresiunea pannonică.

În cadrul Pliocenului din regiunea cercetată se disting: Mecotianul constituit din două orizonturi și Pontianul alcătuit din trei orizonturi.

1. Mecotianul = Pannon. *s. str.*

În cadrul Mecotianului se dezvoltă două orizonturi: un orizont inferior nisipos și altul superior, marnos.

Orizontul inferior nisipos se dispune discordant și transgresiv peste formațiunile bessarabiene sau volhiniene și suportă în continuitate de sedimentare depozitele marnoase ale orizontului superior. Relațiile stratigrafice ale acestui ultim orizont, cu termenii superiori (Pontianul) nu se pot observa în regiunea cercetată.

a) *Orizontul inferior nisipos.* Acest orizont are o răspîndire redusă în cadrul regiunii și a fost înfîlînit numai în două puncte situate pe valea Belului în dreptul localității Beliu și la Comănești.

În talvegul văii Belului, lângă fosta fabrică de sticlă din Beliu, la punctul numit „izvorul Prica”, apar pe o distanță de 50 m și o grosime de cca 4 m pietrișuri și nisipuri de culoare gălbuie. Aceste depozite, conținînd numeroase resturi fosile, se dispun discordant peste complexul dia-

³ M. B l e a h u et al. Raport geologic privind cartările din munții Codru-Moma. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ C. C s a k. Contribuții la cunoașterea depozitelor pliocene fosilifere, din Valea Belului-1965. A II-a sesiune științifică a muzeelor. București.

tomitic de vîrstă volhiniană. Din acest punct, Csak⁵ prezintă asociația faunistică: *Melanopsis pygmaea*, *M. pygmaea turrila*, *M. bouéi affinis*, *M. bouéi bouéi*, *M. bouéi sturi*, *M. senatoria*, *M. stricturata*, *M. fossilis constricta*, *M. impressa impressa*, *M. vindobonensis vindobonensis*, *M. rugosa*, *M. fossilis fossilis*, *Theodoxus mariae*, *Th. aff. intracarpaticus*, *Th. banaticus*, *Th. aff. carasiensis*, *Th. zlatarici*, *Prososthenia zitteli*, *Valvata turistavica*, *Congeria partschii globosatesta*, *C. spathulata spathulata*, *C. moravica*, *C. ornithopsis*, *C. doderleini*, *Unio atacus* și *Limnocardium conjungens*.

La Comănești, în versantul drept al văii Beliului la cea 350 m amonte de confluența acesteia cu valea Botfeiului, peste depozitele Bessarabiului inferior, se dispune discordant un orizont de gresii și nisipuri.

În baza acestui orizont, pe o grosime de 10 m apar gresii albicioase sau gălbui, uneori cu o granulație medie, alteori grosiere, prezentînd fragmente centimetrice de gresii cuarțitice, cuarț metamorfic, porfire cuarțifere și andezite.

Gresile se prezintă slab cimentate, uneori friabile sau bioclastice, cînd sînt alcătuite din numeroase fragmente de cochilii sau cochilii de *Melanopsis bouéi* Féruss., *M. fossilis* Martini-Gmelin, *M. inermis* Hand., *Theodoxus* sp., *Congeria ramphophora* Brus; asociate cu acestea apar și cochilii rulate de *Cerithium* sp.

Aceste gresii se prezintă stratificate în lespezi de 5-15 cm grosime, stratificația fiind evidențiată de alternanța dintre gresiile friabile și cele mai cimentate.

În secțiuni subțiri roca se prezintă constituită dintr-o masă carbonatică parțial cristalizată, în care se întîlnesc cristale xenomorfe de feldspați plagioclazi acizi, maclați polisintetic, ușor tulburi, cuarț cu conture xenomorfe provenind din roci cristaline sau eruptive noi, hornblendă opacizată cu conture xenomorfe, fragmente de roci (sticlă vulcanică, porfire cuarțifere, calcare oolitice lumașelice cu miliolide) și cochilii de moluște.

Peste pachetul de gresii descris, pe o grosime de cea 50 m, se dispun nisipuri grosiere, albicioase sau roșcate, uneori slab cimentate ce alternează cu nisipuri fine, slab argiloase, de culoare gălbuie. Din punct de vedere petrografic, aceste nisipuri prezintă aceeași compoziție cu cea a pachetului bazal, avînd însă un grad de cimentare mai redus.

În alcătuirea petrografică a orizontului inferior nisipos se remarcă prezența, pe întreaga grosime a acestuia, a minerelelor ce provin din rocile

⁵ Op. cit. pct. 4.



eruptive neogene (cuarț, feldspat, hornblendă și sticlă vulcanică). Aceste componente au conture xenomorfe, se prezintă ușor alterate și se întâlnesc dispuse uniform pe verticală, de unde rezultă că sînt remaniate dintr-o formațiune mai veche și nu provin din erupțiunile vulcanice sincrone cu sedimentarea. Materialul eruptiv prezent în aceste depozite era furnizat de țărnul zonei de ridicare Beliu-Cărand, alcătuit dintr-o suită groasă de roci vulcanogene.

În cadrul orizontului inferior nisipos se întâlnesc numeroase resturi fosile, reprezentate atît prin fragmente de cochilii cît și prin cochilii întregi de moluște. Fosilele, bine conservate, sînt repartizate neuniform, la anumite nivele întîlnindu-se aglomerări mai mari de cochilii de *Melanopsis* sau *Theodoxus*, care au aspectul unor gresii lumașelice.

Asociația faunistică a orizontului inferior nisipos, ce apare la Comănești, cuprinde fosilele :

- Theodoxus* (*Theodoxus*) *brenneri* (H a n d.)
Theodoxus (*Theodoxus*) *eugenii longatolineatus* P a p p
Theodoxus (*Theodoxus*) *leobersdorfensis leobersdorfensis* (H a n d.)
Theodoxus (*Theodoxus*) *mariae* (H a n d.)
Theodoxus (*Theodoxus*) *soceni* J e k e l i u s
Theodoxus (*Theodoxus*) *turistavicus* J e k e l i u s
Theodoxus (*Theodoxus*) *zografi petralbensis* J e k e l i u s
Bulimus (*Bulimus*) *jurinaci* B r u s .
Valvata carasiensis J e k e l i u s
Valvata (*Cincinna*) *obtusaeformis* L ö r e n t h .
Valvata (*Cincinna*?) *gradata gradata* F u c h s
Valvata (*Valvata*) *simplex* F u c h s
Orygoceras scolecostomum B r u s .
Orygoceras fuchsi filocinctum B r u s .
Orygoceras fuchsi K i t t l
Orygoceras cnemopsis B r u s .
Orygoceras fistula B r u s .
Prososthenia zitteli L ö r e n t h .
Prososthenia serbica B r u s .
Caspia (*Socenia*) *politioanei* J e k e l i u s
Brotia vasarhelyi H a n t k e n
Melanopsis bouéi multicostata H a n d .
Melanopsis bouéi affinis H a n d .
Melanopsis bouéi sturi F u c h s
Melanopsis bouéi bouéi F e r u s s .



- Melanopsis bouéi varispina* L ö r e n t h .
Melanopsis fossilis constricta H a n d .
Melanopsis fossilis fossilis (M a r t i n i - G m e l i n)
Melanopsis fossilis pseudoimpressa P a p p
Melanopsis fossilis (M a r t i n i - G m e l i n)
Melanopsis rugosa H a n d .
Melanopsis pumila B r u s .
Melanopsis inermis H a n d .
Melanopsis impressa posterior P a p p
Melanopsis austriaca austriaca H a n d .
Melanopsis austriaca n.ssp.
Melanopsis vindobonensis vindobonensis F u c h s
Melanopsis handmanni B r u s .
Melanopsis zujovici B r u s .
Melanopsis sturii F u c h s
Melanopsis pygmaea H ö r n e s
Melanopsis pseudopygmaea J e k e l i u s
Melanopsis varicosa varicosa H a n d .
Melanopsis varicosa nodifera H a n d .
Melanopsis carasiensis J e k e l i u s
Melanopsis scalariformis P a p p
Melanopsis stricturata B r u s .
Melanoptychia brusinai J e k e l i u s
Gyraulus sabljari B r u s .
Gyraulus turislavicus J e k e l i u s
Congeria zujovici B r u s .
Congeria partschi partschi C z j z e k
Congeria partschi carinacurvata P a p p
Congeria subglobosa longitesta P a p p
Congeria politicoanei J e k e l i u s
Congeria plana L ö r e n t h .
Congeria ornithopsis B r u s .
Congeria neumayri A n d r u s o w
Congeria panici panici P a v l o v i ć
Congeria drzici B r u s .
Congeria scrobiculata carinifera L ö r e n t h .
Congeria ramphophora vösendorfensis P a p p
Congeria gitneri B r u s .
Congeria budmani B r u s .



Congeria hoernesii Brus.
Congeria czjzeki H ö r n e s
Limnocardium preinflatum P a p p
Limnocardium stoosi Brus.
Limnocardium aff. *conjungens* P a r t s c h
Limnocardium promultistriatum J e k e l i u s
Limnocardium humilicostatum J e k e l i u s
Limnocardium aff. *spinosa* L ö r e n t h .
Limnocardium timisense J e k e l i u s
Limnocardium carpatinum (J e k e l i u s)
Parvidacna laevicostata (W e n z)
Didacna (Pontalmyra) tinnyeana (L ö r e n t h .)
Psilunio (Psilunio) atavus (P a r t s c h)
Psilunio (Psilunio) vasarhelyi (L ö r e n t h .)

Împreună cu aceste forme apar și cochiliile de fosile sarmatiene, cu urme evidente de remaniere, care sînt mai frecvente în baza orizontului nisipos. Dintre acestea cităm :

Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum E i c h w.
Pirenella picta picta (D e f r.)
Terebralia lignitarum (E i c h w.)
Murex striatus E i c h w.
Cardium vindobonense vindobonense (P a r t s c h) L a s k.
Irus sp.

Asociația faunistică a orizontului inferior nisipos este repartizată uniform pe verticală, nefiind posibilă separarea unor zone biostratigrafice caracteristice pentru anumite nivele.

Majoritatea fosilelor se găsesc într-o stare de conservare excepțională, întîlnindu-se la multe specii aproape toate stadiile de dezvoltare. Uneori cochiliile mari de *Melanopsis* se prezintă rulate, însă această rulare s-a produs la unele forme în timpul vieții organismului respectiv deoarece cochilia păstrează urmele unor traumatisme sudate.

Analizînd această asociație, în comparație cu alte zone, se constată că 50 de forme sînt întîlnite în fauna pliocenă de la Soceni (J e k e l i u s, 1944), iar 60 de specii sînt citate de P a p p (1953) în Pannonianul din bazinul Vienci (zonele A-H). Alte forme cum sînt *Congeria ornithopsis*, *C. gitneri*, *C. neumayri*, *Theodoxus (Th.) zografi petrabensis*, *Valvata obtusaeformis*, *V. simplex*, *Caspia politioanei* sînt semnalate în Mecșianul inferior din zona subcarpatică (H a n g a n u, 1966; P a n ă 1966).

Pe baza asociațiilor paleontologice întâlnite în Meoșianul inferior din bazinul dacic și a asemănărilor litologice, atribuim orizontul inferior nisipos, Meoșianului inferior.

Orizontul inferior nisipos are o dezvoltare regională, fiind cunoscut atât în bazinul Beiuș, cit și în partea estică a bazinului Crișului Alb (P a u c ă, 1935 ; L u p u, 1933), unde are aceleași caracteristici litologice și faunistice.

b) *Orizontul superior marnos*. Acest orizont are o răspândire mai mare decât orizontul inferior nisipos și aflurează în cadrul regiunii numai în cuveta Hășmaș-Groșeni, întâlnindu-se pe valea Hășmașului, valea Groșilor, valea Bluhoaia, pârâul Birzeștilor și valea Iagărului.

Orizontul superior marnos se dispune la Comănești concordant și în continuitate de sedimentare peste orizontul inferior nisipos ; în celelalte puncte, acest orizont vine în contact tectonic cu termenii mai vechi (Volhinian sau sisturile cristaline).

Din punct de vedere litologic acest orizont este în general uniform, fiind constituit din marne cenușii sau albicioase, marne nisipoase sau slab tufacee și marne maroniu-roșcate, fără o stratificație evidentă. În spărtură proaspătă culoarea marnelor este cenușiu-albăstrui sau cenușiu-deschisă, prin alterare aceasta devenind gălbuie sau albicioasă.

Asociația faunistică a acestui orizont este săracă, formele fosile fiind puține și întâlnindu-se mai ales în cuiburi izolate ; rareori apar nivele fosilifere de 2-3 cm grosime. Resturile fosile sînt reprezentate prin fragmente de plante incarbonizate, cochilii de moluște de cele mai multe ori substituie cu mareasită, solzi și rari dinți de pești.

Conținutul faunistic al orizontului superior marnos care aflurează la Hășmaș cuprinde speciile :

Orygoceras corniculum B r u s.

Undulotheca sp.

Gyraulus sabljari B r u s.

Valvata (Atropidina) turistavica J e k e l i u s

Valvata (Cincinnati) soceni J e k e l i u s

Valvata ranjina B r u s.

Micromelania (Goniochilus) glandulina heidingeri (S t o l i c z.)

Caspia acicula B r u s.

Caspia dybowski B r u s.

Caspia (Caspia) latior (S a n d b.)



- Caspia (Caspia) vujici* BRUS.
Hydrobia (Baglivia) rugosula (BRUS.)
Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi HOERNES
Melanopsis vindobonensis vindobonensis FUCHS
Melanopsis fossilis constricta HAND.
Melanopsis fossilis coaequata HAND.
Melanopsis senatoria HAND.
Congeria partschi partschi CZJZEK
Congeria ramphophora ramphophora BRUS.
Congeria croatica BRUS.
Limnocardium sp. (fragmente)

Pe valea Iagărului, la Cărand, marnele albicioase, care apar în cadrul acestui orizont, cuprind formele :

- Orygoceras corniculum* BRUS.
Radix korlevici BRUS.
Gyraulus fuchsii LÖRENTH.
Ancylus sp.
Limnocardium sp. (fragmente)

Analizînd asociația paleontologică a orizontului superior marnos din regiune, în comparație cu alte zone, se constată că un număr de 5 specii de moluște reprezentate prin : *Radix korlevici*, *Valvata soceni*, *V. turislavica*, *Caspia latior* și *C. dybowski* sînt semnalate în Meoțianul superior din zona subcarpatică. Asociația de ostracode cu *Cyprideis heterostigma obessa* în explozie și prezența formei *Iliocypris gibba*, indică afinități cu depozitele meoțian-superioare din bazinul dacic care conțin aceleași asociații.

În cadrul regiunii, între partea superioară a orizontului superior marnos și depozitele ponțiene, o lacună de observație nu ne-a permis urmărirea unei succesiuni continue.

2. Ponțianul

Depozitele ponțiene au o largă răspîndire în cadrul extremității vestice a bazinului Crișului Alb ; acestea apar atît pe rama nordică a bazinului (valea Fintinelelor, valea Rogozului, valea Ciuntăhazului, valea Mă-răușului, valea Șecaciului, valea Fundătura și Pîriul lui Gligor), cît și în zona centrală a bazinului (sectorul Luguzău-Satul Mic și versantul stîng al Crișului Alb).



Din punct de vedere litologic, Ponțianul din regiune este constituit din două complexe litologice : un complex inferior marnos și un complex superior predominant nisipos.

Depozitele ponțiene oferă în general puține aflorimente, astfel încît stabilirea unei succesiuni continue a acestora, precum și variațiile de facies sînt greu de urmărit.

În linii cu totul generale, în cadrul regiunii succesiunea Ponțianului cuprinde termenii : în bază marnele care aflorază în zona Mărăuș-Rogoz, la partea mediană -- marnele nisipoase din zona Ucuriș, iar la partea superioară -- nisipurile argiloase din zona Belfir-Tinea.

Din punct de vedere faunistic, marnele din zona Mărăuș-Rogoz și marnele nisipoase din zona Ucuriș sînt caracterizate printr-o asociație de forme în care este prezentă *Congeria rhomboidea*, iar nisipurile din zona Belfir-Tinea sînt caracterizate prin prezența formei *Phyllocardium complanatum*.

În partea centrală și sudică a bazinului, corespunzînd nivelului la care apar marnele și marnele nisipoase cu *Congeria rhomboidea* de pe rama nordică, se întîlnesc nisipuri cu o asociație de faună relativ asemănătoare cu cea a ramei nordice a bazinului.

Depozitele ponțiene din regiune au fost grupate în trei orizonturi : orizontul stratelor cu *Congeria rhomboidea*, orizontul stratelor cu *Phyllocardium* și orizontul superior nisipos.

a) *Orizontul stratelor cu Congeria rhomboidea*. Acest orizont se dezvoltă în zona Ucuriș-Rogoz și Secaci-Mărăuș, fiind constituit în general din marne.

În versantul drept al văii Mărăușului, la Mărăuș pe o grosime de 6 m apar marne cenușii slab nisipoase, nestratificate cu o spărtură neregulată, conținînd următoarele forme fosile :

- Zagrabica naticina* Brus.
- Radix kobelli* Brus.
- Valenciennesia pelta* Brus.
- Melanopsis handmanni* Brus.
- Congeria rhomboidea* Hörnes
- Congeria rumana* Ștef.
- Congeria zahalkai* Spalek
- Limnocardium apertum* Münster.
- Limnocardium prionophorum* Brus.
- Limnocardium aff. zagabiense* Brus.



Limnocardium secans Fuchs

Limnocardium (*Arpadicardium*) *mayeri* Hörnes var. *multicostata* Gillet

Caladaena steindachneri Brus.

Pisidium amnicum Müll.

Aceste forme prezintă o stare de conservare bună, cochiliile fiind întregi și degajându-se relativ ușor din marnele în care sînt incluse.

În versanții văii Rogozului apar marne cenușiu-gălbui și marne nisipoase cenușii, din care s-au recoltat formele :

Valenciennesia pelta Brus.

Caspia (*Socenia*) *socenii turislavica* Jekelius

Odontohydrobia cryptodonta Jekelius

Kadia kobelti Brus.

Dreissenomya sp.

Congeria zagrabiensis Brus.

Congeria balatonica Partsch

Limnocardium zagrabiense Brus.

Limnocardium prionophorum Brus.

Limnocardium (*Arpadicardium*) *mayeri* Hörnes

Cardium (*Didacna*) *otiophorum* Brus.

Pisidium amnicum Müll.

Pe valca Fîntîncelelor, la Ucnriș, într-o deschidere de cca 30 m înălțime apar în bază marne cenușiu-nisipoase cu intercalații decimetrice de nisipuri gălbui argiloase, peste care se dispun nisipuri argiloase gălbui, fine.

În acest pachet am întîlnit următoarea asociație faunistică :

Valenciennesia reussi Neum.

Congeria rhomboidea Hörnes

Limnocardium aff. *riegeli* Hörnes

Limnocardium (*Bosphoricardium*) *hanaticum* Fuchs

Limnocardium (*Arpadicardium*) *proximum* Fuchs

Limnocardium penslii Fuchs

Monodacna simplex Fuchs

Plagiodaena sp.

Paradaena okrugici (Brus.)

Sciaena sp. (otolit)

Pe Pîrîtul lui Gligor, Bleahu et al.⁶ citează forma *Congeria* cf. *rhomboidea* în marne cenușii.

⁶ Op. cit. pct. 3.

În zona sudică a bazinului Crişului Alb, orizontul stratelor cu *Congerina rhomboidea*, corespunde unui faciēs nisipos, reprezentat prin nisipuri micacee gălbui albicioase, uneori argiloase, alteori grosiere, trecînd chiar la pietrişuri.

Nisipurile apar în zona Camna-Şilindia, alcătuiind versantul drept al văii Cigheriului, iar pietrişurile apar sporadic la vest de Şilindia, fiind constituite din blocuri rulate de andezite şi granite prinse într-o matrice nisipoasă, tufacee.

Din nisipurile care apar între Camna şi Luguzău, P e t h ö (1889) semnalează formele: *Melanopsis martiniana*, *M. pygmaea*, *Congerina bala-tonica*, *C. cf. triangularis*, *C. simplex*, *C. aff. rădmăneşti*, *C. auricularis*, *Dreisszenomya cf. schröckingeri*, *Limnocardium aff. banaticum*, *L. aff. penstii*, *L. aff. rothi*.

b) *Orizontul stratelor cu Phillocardium*. În extremitatea nordică a regiunii, de sub depozitele aluviale ale Crişului Negru, la Tinca şi în fruntea terasei intermediare, la Belfir apar stratele cu *Phillocardium*. Acestea, sînt reprezentate în talvegul Crişului Negru, la Tinca, prin nisipuri grosiere cenuşiu-verzui, stratificate, prezentînd intercalaţii de marne nisipoase cenuşii cu resturi de plante. În cadrul acestor depozite apar numeroase mularje de :

Limnocardium (Pannonicardium) dumiciici G o r j - K r a m b .

Limnocardium parazujovici S t e v .

La Belfir, în versantul stîng al Crişului Mort, cu ocazia săpării unui puţ în 1947, s-au întîlnit nisipuri şi gresii grosiere cu o bogată faună fosilă. Această faună, păstrată la muzeul din Tinca, prin bunăvoinţa conducerii muzeului, ne-a fost pusă la dispoziţie pentru studiu. Asociaţia de faună de la Belfir cuprinde formele :

Valvata cf. tenuistriata F u c h s

Pyrgula eugeniae (N e u m.)

Pyrgula sp.

Micromelania obradovici B r u s .

Hydrobia ventrosa M o n t f .

Bulinus aff. labiatus N e u m .

Gyraulus sp.

Dreissensia semendricensis S t e v .

Dreissensia superfoetata B r u s .

Limnocardium (Pannonicardium) dumiciici G o r j - K r a m b .

Limnocardium parazujovici S t e v .



Limnocardium secans (F u c h s)

Limnocardium (*Bosphoricardium*) *banaticum* F u c h s

Limnocardium pseudopetersi S t e v .

Limnocardium (*Arpadicardium*?) *proximum* F u c h s .

Phyllocardium complanatum F u c h s

Orizontul stratelor cu *Phyllocardium* din această zonă se dispune peste marnele cu *Congeria rhomboidea*, care apar în versantul drept al Crișului Negru, la Rîpa și suportă nisipurile argiloase gălbui din zona Husasău-Tinca. Gradul avansat de acoperire al regiunii nu permite precizări mai de detaliu.

c) *Orizontul superior nisipos*. În zona Mărăuș-Hodișel dispunându-se peste formațiunile permienne, triasice sau pontiene (stratele cu *Congeria rhomboidea* și stratele cu *Phyllocardium*), apare un complex de nisipuri gălbui, uneori argiloase, alteori grosiere, stratificate, cu rare mulaje de *Limnocardium* și *Congeria*. Spre partea superioară a acestui complex se întâlnesc numeroase concrețiuni limonitice, cu un diametru de peste 20 cm, care uneori formează lentile de 2—3 m grosime.

Pe Valea Mare a Hodișelului, peste gresii seisiene se dispun discordant pietrișuri poligene cu elemente de șisturi cristaline, cuarț alb și gresii cuarțitice avînd un liant nisipos friabil de culoare roșcată (1,25 m grosime); urmează pe o grosime de 0,20 m, gresii limonitice dure, compacte, microconglomeratice, cu cruste de gips care suportă pe o grosime de 6,3 m nisipuri grosiere gălbui-roșcate cu concrețiuni limonitice peste care se dispune un pachet cu o grosime de 3 m alcătuit din pietrișuri poligene mărunte cu o matrice argilo-nisipoasă roșcată.

Pe valea Mărăușului, valea Rogozului și valea Fîntințelilor, marnele nisipoase cu *Congeria rhomboidea* trec gradat spre partea superioară la nisipuri argiloase gălbui-albicioase sau roșcate (15—20 m grosime), care suportă nisipuri grosiere cu concrețiuni limonitice. Nisipurile argiloase conțin rare mulaje de *Congeria* și *Limnocardium*.

Conținînd puține resturi fosile, care nu permit o determinare riguroasă pe considerentul de superpoziție am atribuit acest orizont Pontianului superior-Dacianului, deși în zonele din vecinătatea ramei muntoase acest orizont poate fi de vîrstă Pontian mediu sau mai veche.

Mișcarea de ridicare a acestei regiuni a fost gradată, desfășurîndu-se din Pontianul mediu (zona sudică și centrală) pînă în Pontianul superior (zona nordică). În acest mod și vîrsta orizontului superior nisipos poate fi diferită de la o zonă la alta.



Lipsa argumentelor paleontologice și a criteriilor de separare a Pliocenului superior de Pleistocen din această regiune nu ne permit în prezent să facem alte considerații.

Pentru precizarea succesiunii stratigrafice a Pliocenului din această regiune, vom apela la informațiile furnizate de sonda I. B. Tinca, în care s-au întâlnit: 0—9 m-depozitele aluviale ale Crișului Negru; 9—17 m-nisipuri marnoase cenușiu-grosiere, cu:

Limnocardium zagrabiense B r u s .

Limnocardium brunense H ö r n .

Dreissensia sp.

Acest nivel s-ar situa în baza orizontului cu *Phillocardium* de la Belfir și Tinca:

— 17—25 m-marne cenușiu-deschise, micacee, nestratificate cu fragmente de *Limnocardium* și *Congeria*; 25—27 m-nisipuri grosiere cenușii cu elemente angulare de cuarț și sisturi cristaline; 26—36 m-marne cenușiu-deschise, slab micacee, nestratificate cu rare resturi de plante și fragmente de *Limnocardium*; 36—38 m-nisipuri argiloase cenușii cu *Congeria rhomboidea*; 45—61 m-marne nisipoase cenușii cu intercalații de marne albicioase, prezentând rare fragmente de *Limnocardium* cf. *banaticum*.

Intervalul cuprins între 36 și 61 m corespunde ca aspect litologic cu depozitele care apar pe valea Fîntințelor la Ucuriș; 61—70 m marne cenușiu-gălbui, slab nisipoase, micacee, cu rare resturi de plante și cu fragmente de *Limnocardium* și *Congeria*; 70—85 m marne nisipoase, cenușii, cu *Limnocardium* cf. *apertum*, fragmente de *Congeria* și resturi de plante.

Intervalul 61—85 m ca aspect litologic este asemănător cu marnele nisipoase cu *Congeria rhomboidea* din zona Rogoz-Mărăuș; 87—89 m-marne cenușiu-gălbui cu fragmente de *Congeria* și *Limnocardium* de talie mare cu coaste rare; s-au întâlnit de asemenea intercalații subțiri de tufuri cenușii cu biotit; 89—92 m marne cenușii cu spărtură neregulată avînd resturi de plante și fragmente de moluște; 98—104 m marne cenușii cu intercalații de marne cafeniu-roșcate avînd rare fragmente de cochilii; 104—114 m marne cenușii uneori prezentînd fragmente de cuarț de tip detritic și conținînd resturi de *Congeria* cu talie mare.

Intervalul cuprins între 89—114 m din punct de vedere litologic se aseamănă cu orizontul superior marnos din zona Hășmaș-Comănești (Meoșian superior):

— 120—126 m nisipuri albicioase fine, slab tufacee, friabile, conținînd numeroase cochilii de *Melanopsis* și *Theodoxus*.



Acest ultim pachet se dispune peste depozitele bessarabiene și corespunde litologic și faunistic orizontului inferior nisipos din zona Beliu-Co-mănești (Meoțian inferior).

Grosimea formațiunilor pliocene din sonda 1 I. B. Tinca, este mai mică decît cea a depozitelor care apar la suprafață. Acest fapt se explică prin amplasamentul sondei pe o zonă mai ridicată a fundamentului, în care Neogenul are grosimi reduse.

Recapitulînd succesiunea întîlnită în sonda 1 I. B. Tinca, se observă că formațiunile separate la suprafață au fost întîlnite și în sondă, exceptînd orizontul stratelor cu *Phyllocardium* și orizontul superior nisipos, sonda fiind amplasată direct pe orizontul stratelor cu *Congeria rhomboidea*.

Distribuția pe verticală a formelor fosile este legată atît de condițiile de facies, cît și de vîrsta depozitelor în care sînt incluse. Pentru orizonturile separate în această zonă, care corespund nivelelor stratigrafice menționate, se constată existența unor fosile caracteristice.

Astfel, pentru orizontul inferior nisipos sînt caracteristice formele : *Theodorus* (*soceni*, *eugenii*, *zografii*, *brenneri*, *loebersdorfensis*, *turistavicus*), *Orygoceras* (*scolecostomum*, *fuchsi*, *cnemopsis*, *fistula*), *Prososthenia* (*zitteli*, *serbica*), *Melanopsis* (*impressa*, *austriaca*, *bouéi*, *pumila*, *inermis*, *varicosa*, *scalariformis*), *Congeria* (*zujovici*, *subglobosa*, *ornithopsis*, *neumayri*, *gitteri*, *hoernesii*, *politioanei*, *panici*, *plana*), *Limnocardium* (*preinflatum*, *promullistriatum*, *humilicostatum*, *stossi*), *Psilunio* (*atavus*, *vasarhelyi*), *Streblus beccarii*, *Prionocypris marginata*, *Cyprideis pannonica*, *C. punctilata*.

Pentru orizontul superior marnos (Meoțian superior) sînt caracteristice formele : *Orygoceras corniculum*, *Undulotheca*, *Caspia* (*acicula*, *dybowski*, *latior*, *vujici*); *Hydrobia rugosula*, *Congeria croatica*, *Erpetocypris abcisca*, *Hungarocypris hieroglyphica* și *Cyprideis heterostigma*.

Ponțianul cuprinde multe forme caracteristice dintre care cităm pentru stratele cu *Congeria rhomboidea* : *Valenciennesia* (*reussi*, *pelta*), *Congeria* (*rhomboidea*, *zagabiensis*, *balatonica*, *zahalkai*, *rumana*), *Limnocardium* (*apertum*, *prionophorium*, *mayeri*), *Caladacna steindachneri*, *Monodacna simplex*, *Eadix kobelti*, *Cyprideis macrostigma* și *Candona balcanica*. Pentru stratele cu *Phyllocardium* ca fosile caracteristice se individualizează formele : *Pyrgula eugeniae*, *Limnocardium* (*dumicici*, *parazujovici*, *pseudopetersi*, *proximum*) și *Phyllocardium complanatum*.

Comparînd aceste asociații cu datele recente de literatură (Stevanović, 1951; Papp, 1953; Hanganu, 1966; Pană, 1966; Macarovici et al., 1966; Marinescu, 1967; Bombiță et al., 1968), se constată următoarele :

1. Meoțianul inferior din regiunea de care ne ocupăm se paralelizează cu nivelul conținând congerii de tip panonic din Meoțianul inferior al bazinului dacic, avînd ca fosile comune formele: *Theodoxus zo-grași petralbensis*, *Valvata obtusaeformis*, *V. simplex*, *Caspia politioanei*, *Congeria ornithopsis*, *C. gîtneri*, *C. neumayri*, *Psilunio* sp., *Iliocypris gibba*, *Cyprideis pannonica*, *Prionocypris marginata*, *Xestoleberis maripora* și *Streblus beccarii*. Acesta ar corespunde cu partea mediană a Pannonianului s. str. (Slavonian superior) în accepțiunea lui Stevanović (1951).

2. Meoțianul superior (orizontul superior marnos) din regiune prin conținutul paleontologic în care sînt prezente formele *Radix korlevici*, *Valvata soceni*, *V. turislavica*, *Caspia latior*, *C. dybowski*, *Cyprideis heterostigma* și *Iliocypris gibba* se paralelizează cu Meoțianul mediu-superior din zona subcarpatică. Litologic, prin apariția marelor albicioase sau a celor maronii se aseamănă cu Meoțianul superior din Oltenia și zona subcarpatică.

3. Ponțianul din regiune, prin conținutul său faunistic care cuprinde numeroase forme comune cu Ponțianul bazinului dacic, se paralelizează cu Portaferrianul. Pentru Portaferrian pledează asociația: *Zagrabica naticina*, *Valenciennesia pelta*, *V. reussi*, *Congeria rhomboidea*, *C. rumana*, *C. zagabiensis*, *Limnocardium zagabiense*, *L. riegei*, *L. parazujovici*, *L. mayeri*, *Phillocardium complanatum*, *Monodaena simplex*, *Caladacna steindachneri* etc.

4. Lacuna de observații ce cuprinde intervalul Meoțian superior-Ponțian mediu, corespunde probabil unei părți a Meoțianului superior și Odessianului. Acest interval ar fi echivalent cu stratele cu *Congeria ungulacaprae* și stratele cu „*abichiformis*” bine reprezentate în bazinul Beiușului.

5. Orizontul superior nisipos care se dispune peste Portaferrianul fosilifer revine probabil Getianului și Dacianului s. str.

BIBLIOGRAFIE

- Bombiță G., Ghenea C., Marinescu Fl. (1968) Progres dans l'étude des formations néozoïques de Roumanie. *Ann. Inst. Géol.* XXXVI, București.
- Gillet Susette (1944) Les limnocardiides des couches à *Congeria* de Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Roum.* IV, București.
- Hanganu Elisabeta (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova. *Com. Stat. Geol. St. tehn. econ. seria J,2* București.



- Jekelius E. (1943) Das Pliozän und die sarmatische Stufe im Mittleren Donaubekken. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXII, București.
- (1944) Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom* București.
- Lupu D eni s a (1963) Observații asupra Pannonianului de la Hălmașiu și Mermestii. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* VIII, București.
- Macarovic N., Marinescu Fl., Motaș I. C. (1966) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du bassin Dacique. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Acad. R.S.R.* 10/2, București.
- Marinescu Fl. (1964) Propuneri cu privire la orizontarea Pontianului din partea occidentală a bazinului getic. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* 9, 1, București.
- (1967) Observații asupra Pannonianului de la Caransebeș. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.* 12/2, București.
- Pauă Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Blâncasa. *Com. Stat. Geol. St. tehn. econ. seria J,1* București.
- Papp A. (1953) Die Mollusken fauna des Pannons in Wiener Becken. *Mitt. d. geol. Gesell. in Wien* 44, Wien.
- Pau c ă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Momu. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Inst. Geol. Rom.* XXXIV, București.
- Pethő J. (1889) Geologische Studien in den nördlichen Ausläuffern des Hagyes-Drocea-Gebirges an den linken Ufer des Weissen Körös. *Jahrb. d.k. ung. geol. Anst. f.* 1887, Budapest.
- (1890) Ergänzungsaufnahmen in den rechts- und linksufrigen Teilen des Fehér Köröstaies. *Földt. Közl.* 22, Budapest.
- Stevanović P. M. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne, obere Congerienschichten Serbiens und angrenzenden Gebieten. *Serbische Acad. d. Wiss.* 187, *Math. Nat. N. seria* 2, Beograd.
- Vancea A. (1967) Limita Miocen-Pliocen in bazinul Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* 12/2, București.

STRATIGRAPHIE DU PLIOCÈNE DE L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU BASSIN DE CRIȘUL ALB

(Résumé)

Le Pliocène de cette région, développé sous un faciès particulier — pannonique — a été séparé en quatre horizons litho- et biostratigraphiques qui, vu la présence de certaines formes fossiles communes avec le bassin dacique, ont été attribués au Méotien et au Pontien.

Le Méotien contient deux horizons : a) l'horizon inférieur sableux qui renferme une association de fossiles caractérisée par la présence de : *Theodoxus (soeenii, eugentii, zografi, brenneri, leobersdorffensis, stefănescui, lurislanicus)*, *Orygoceas (scelecstorum, fuchsi, cnemopsis fistuta)*, *Prososthenia (ziffeli, serbica)*, *Melanopsis (impressa, austriaca, bouei, pumila, inermis, varicosa, scalariformis)*, *Congerina (zujovici, subglobosa, ornithopsis, neumayri, gitneri, hoernesi, patilooanei,*



parvici, planu), *Limnocardium (preinflatum, promultistriatum, humilicostatum, sloosi)*, *Psil-unio (alavus, vasarhelyi)*, *Streblus beccarii*, *Prionocypris marginata*, *Cyprideis pannonica*, *C. punctilata* et *Prionocypris marginata*; b) l'horizon des marnes blanches qui renferme une association de fossiles à : *Orygoceras corniculatum*, *Undulotheca* sp., *Caspia (acicula, dybowski, latior, rajici)*, *Hydrobia rugosula*, *Congerina croatica*, *Erpelocypris abeisa*, *Hungurocypris hieroglyphica*, *Cyprideis heterostigma*.

Le Pontien, lui aussi, renferme deux horizons : a) l'horizon des marnes sableuses à *Congerina (rhomboidea, zagabiensis, batatonica, zahalkai, rumana)*, *Limnocardium (apertum, prionophorium, mayeri)*, *Caladacna steindachneri*, *Monodacna simplex*, *Radix kobelli*, *Valencien-nesta (reussi, pella)*, *Zagrabica naticina*; b) l'horizon supérieur sableux à *Phyllocardium complanatum*, *Limnocardium (dumizici, paraujovici, pseudopetersi, banaticum, proximum)*.

Des données esquissées dans la littérature concernant les régions avoisinantes ont été utilisées pour rédiger le tableau annexé dont l'examen pourrait nous conduire à des conclusions sur la distribution de l'association des fossiles dans cette région.

Il y a lieu de signaler la présence du genre *Orygoceras* seulement dans les horizons attribués au Mécotien fait qui pourrait être utilisé pour des parallélisations stratigraphiques car on a rencontré ce genre aussi dans le Mécotien situé à l'extérieur de l'arc carpatique, tant dans les faciès grossiers, que dans ceux pétliques.

L'ouvrage présent n'est qu'un ouvrage préliminaire car la stratigraphie des dépôts néogènes du bassin du Crișul Alb fera l'objet d'une monographie.

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR PUNCTE FOSILIFERE PE VALEA
CAȘOȘULUI (ZONA BRADU) ȘI LA EST DE SĂCĂDATE¹

DE

VICTORIA LUBENESCU²

Abstract

On the Presence of Some Fossiliferous Localities along the Cașoșul Valley (Bradu Zone) and East of the Săcădate Locality. The field research work carried out in 1968 within the southern part of the Transylvanian Basin allowed to collect a rich fauna of lamellibranches and gastropods, mostly encountered for the first time in this region, and belonging to the Sarmatian and Pannonian stages. The analysis of faunal assemblages led to conclusions of stratigraphical and paleoecological order. The list of the presented forms was parallelized with the fossil fauna from the various zones of the Pannonian and Pontocaspian basins.

În anul 1968, cu ocazia unor revizuri efectuate pe rama sudică a depresiunii Transilvaniei, am întâlnit pe valea Cașoșului, la nord de localitatea Bradu și la est de comuna Săcădate, câteva puncte fosilifere dintre care unele nesemnificate de autorii precedenți.

În comunicarea de față vom prezenta rezultatele faunistice obținute, care ne-au servit și pentru a trage câteva concluzii de ordin stratigrafic și paleoecologic.

Asupra regiunii au fost efectuate numeroase studii geologice încă din secolul trecut, cercetătorii fiind atrași de o serie de zăcăminte fosilifere (Săcădate, Cornățel, Daia), de apariția unor izvoare sărate, de aria vulcanilor noroiși.

Dintre cercetătorii care s-au preocupat de această regiune menționăm pe *Andrae* (1855), *Halaváts* (1913), *Arabu* (1940), *Ilie* (1955),

¹ Comunicare în ședința din 18 martie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.



Bîrlogeanu (1958)³, Bucur (1958)⁴, Paucă (1965), Dumitriu et al. (1964)⁵.

Profilul văii Cașoșului este destul de bine deschis. Primele depozite care afloră sînt constituite în predominantă din marne cenușii cu filme de nisipuri și cu intercalații de gresii calcaroase gălbui. În tot pachetul de strate nu s-au găsit indicații faunistice.

Complexul, suportă marne cenușiu-negriceoase cu lentile de pietrișuri și intercalații de nisipuri fine lumașelice.

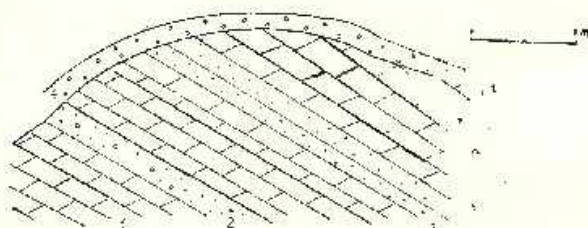
Din acest punct (fig. 1) au fost colectate următoarele forme fosile :

Fig. 1. — Profil geologic pe valea Cașoșului-versantul sting.

1, marne cenușiu-negriceoase; 2, pietrișuri mărunte fosilifere; 3, nisipuri cenușii; 4, pietrișuri.

Coupe géologique dans la vallée du Cașoșu-versant gauche.

1, marne sombre noirâtre; 2, graviers menus fossilifères; 3, sables sombres; 4, graviers.



Cardium vindobonense vindobonense Lask.

Ercilia podolica var. *dissita* Eichw.

Ercilia podolica var. *concina* Eichw.

Ercilia trigonula Sok.

Abra reflexa Eichw.

Irus (Paphirus) disitus (Eichw.)

Irus (Paphirus) gregarius gregarius (Partsch)

Irus (Irus) naviculatus (R. Höerl.)

Cerithium (Pithocerithium) rubiginosum rubiginosum Eichw.

Pirenella picta picta Defr.

Acteocina (A.) lajonkaireana lajonkaireana (Bast.)

Dorsanum pseudoduplicatum Sim. et Barbu

³ M. Bîrlogeanu. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea de la est de Sibiu. 1958. D.G.M. Mediaș.

⁴ I. Bucur. Raport asupra regiunii Hîmbav, Avrig, Sibiu, Șeica. 1958. M.I.P. Gh. București.

⁵ M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Aura Cehlarov, M. Radu, S. Dinescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona de sud a bazinului Transilvaniei, valea Mureș și valea Cibin. 1964. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Dorsanum duplicatum Sow.

Maetra sp.

Donax sp.

Asociația microfauistică, determinată de Mihaela Gheorghian, este formată din următoarele foraminifere:

Porosonion subgranosum (Egger.)

Melonis pompilioides (Fichtel et Moll)

Globigerina bulloides d'Orb.

Valvulineria cf. *saulci* (d'Orb.)

Spiralis konkensis Zbysz.

Elphidium macellum (Fichtel et Moll)

Elphidium aculeatum (d'Orb.)

Elphidium cf. *rugosum* (d'Orb.)

Rotalia beccarii (Linné)

Quinqueloculina akneriana d'Orb.

Sphaeridia moldavica Mac. Cehan. et Pagh.

Urmează un complex de nisipuri cu numeroși trovanți, cu intercalații fine de marne, benzi de pietrișuri și intercalații de gresii calcareoase dure.

Dintr-un alt punct fosilifer întâlnit în acest complex am colectat *Maetra* sp., *Cerithium* (*Pithocerithium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichw. și *Dorsanum* sp.

Analizând asociația faunistică a primului punct fosilifer constatăm că ne situăm din punct de vedere stratigrafic în Sarmatian la limita dintre Volhinian și Bessarabian.

Formele de ervilii, *Actococina*, *Irus* (*Irus*) *naviculatus* (R. Höern) care indică Volhinianul, alături de cele de *Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Patsch), *Dorsanum pseudoduplicatum* Sim. et Barbu și *Dorsanum duplicatum* Sow. întâlnite frecvent în special în Bessarabian, precum și microfauna de *Elphidium*, *Porosonion* găsită frecvent în Volhinian alături de *Sphaeridia moldavica*, specifică Bessarabianului, ne duce la concluzia că ne aflăm deci la limita dintre cele două subetaje.

Macrofauna formată din asociația de *Maetra* sp., *Dorsanum*, *Cerithium*, pe care am identificat-o mai sus pe aceeași vale ar putea aparține părții inferioare a Bessarabianului.

Conținutul macro-și microfauistic din sedimentele volhiniene ne dau o serie de indicații asupra mediului în care a trăit fauna fosilă. Abundența de *Ervilia*, *Irus*, *Cardium*, *Maetra* precum și a foraminiferelor *Elphidium* și *Nonion* indică adâncimi mici de cea 50 m.



Predominanța macrofosilelor care formează în acest loc un adevărat lumășel, ne demonstrează existența unor condiții optime de hrană, alcătuită probabil din alge numeroase, necesare speciilor erbivore (ceriți, pirenelle) și un ml bogat în substanțe organice necesare formelor limnivore (*Ervilia*, *Cardium*, *Irus*) (L o n e s i, 1968).

Prezența netă a formelor eurihaline indică în acel timp un regim de viață tipic salmastru.

În Bessarabian condițiile regimului de bazin salmastru se mențin, apele continuă să aibă adâncimi mici, iar predominanța nisipurilor și a pietrișurilor indică o depunere în apropierea țărmului, favorizată de un important aport de material detritic.

Grosimea sub care se dezvoltă depozitele volhiniene și bessarabiene pe valca Cașosului este de cca 400 m.

Celelalte puncte fosilifere, au fost întâlnite pe prima vale și în dealul din estul acesteia, la est de comuna Săcădate.

Pe această vale, este prezentă o succesiune de marne cenușii, stratificate, cu filme de nisipuri și rare urme de plante, peste care se dispune o alternanță de marne cu intercalații fine de nisipuri fosilifere.

Din acest punct au fost colectate formele :

Congeria ramphophora ramphophora B r u s .

Radix sp.

Melanopsis bouéi F é r .

Melanopsis bouéi rarispina L ö r e n t h .

Melanopsis bouéi affinis H a n d m .

Melanopsis impressa posterior P a p p

Melanopsis impressa impressa K r a u s s .

Melanopsis impressa bonellii M a n t z .

Melanopsis narzolina doderleini P a n t .

Theodoxus soceni J e k .

Pirenella picta picta D e f r .

Dorsanum duplicatum S o w .

Timisia sp.

În deschiderile care apar în continuare pe această vale, am întâlnit marne cenușii stratificate și marne foioase, în care nu am găsit indicații faunistice.



Aproximativ deasupra acestor depozite, în dealul din stînga văii, apar nisipuri lumachelice cu lentile de marne, nisipuri cu intercalații fine de marne și nisipuri, cu lentile și intercalații fine de pietrișuri și cu concrețiuni calcaroase (fig. 2).

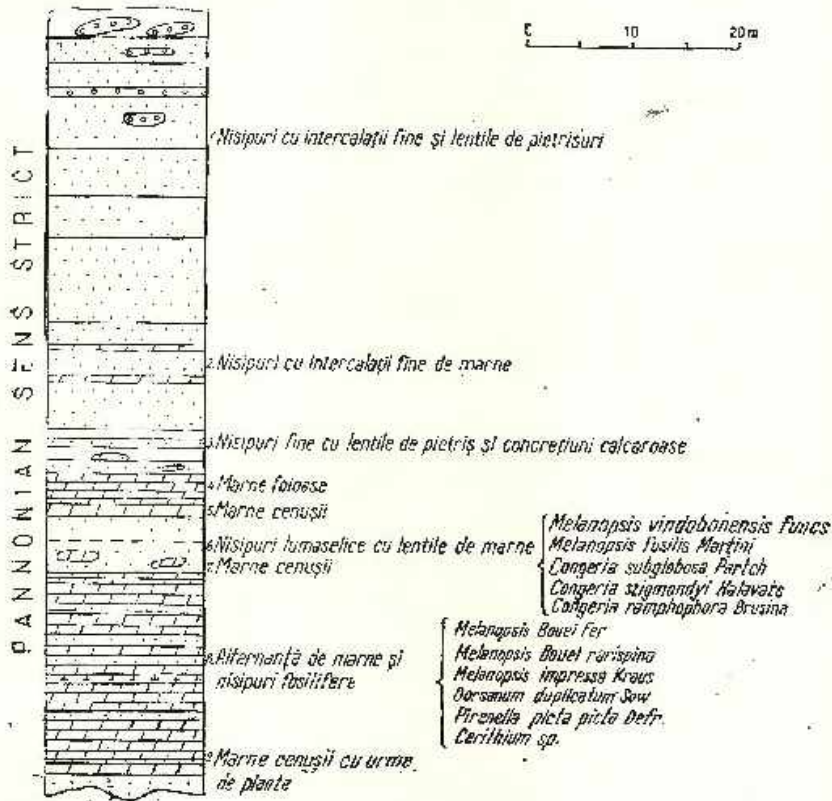


Fig. 2. — Coloana stratigrafică în Pannonianul din valea Nucilor (Săcădate est).

1, nisipuri cu intercalații fine și lentile de pietrișuri; 2, nisipuri cu intercalații fine de marne; 3, nisipuri fine cu lentile de pietrișuri și concrețiuni calcaroase; 4, marne foioase; 5, marne cenușii; 6, nisipuri lumachelice cu lentile de marne; 7, marne cenușii; 8, alternanță de marne și nisipuri fosilifere; 9, marne cenușii cu urme de plante.

Colonne stratigraphique dans le Pannonien de la vallée de Nuci (Săcădate est).

1, sables à intercalations fines et lentilles de graviers; 2, sables à intercalations fines de marne; 3, sables fins à lentilles de graviers et concrétions calcaires; 4, marnes feuilletées; 5, marnes sombres; 6, sables lumacheliques à lentilles de marne; 7, marnes sombres; 8, alternance de marnes et de sables fossilifères; 9, marnes sombres avec des traces de plantes.

Dintre formele colectate din acest punct am determinat:

Congeria ramphophora ramphophora BRUS.

Congeria subglobosa PARTSCH

Congeria szigmondy HAL.

Melanopsis fossilis fossilis MARTINI-GMELIN

- Melanopsis fossilis rugosa* H a n d m .
Melanopsis fossilis pseudoimpressa P a p p
Melanopsis impressa K r a u s s .
Melanopsis impressa posterior P a p p
Melanopsis vindobonsensis vindobonensis F u c h s
Melanopsis vindobonensis contigua H a n d m .
Melanopsis bouéi F é r .
Melanopsis bouéi multicosata H a n d m .
Melanopsis arsinovii B r u s .
Melanopsis austriaca H a n d m .
Micromelania pirenella B r u s .

Din analiza faunistică a primului punct fosilifer reiese prezența unor forme pannoniene (melanopside, congerii) alături de forme salmastre sarmatiene (*Dorsanum*, *Pirenella*).

Acest lucru ne pune problema remanierii în Pannonian a formelor sarmatiene.

Abundența melanopsidelor, forme erbivore, ne indică mediul din acei timp bogat în numeroase alge ce constituiau hrana acestor forme.

În cel de-al doilea punct fosilifer constatăm frecvența melanopsidelor și congeriilor de talie mare, care posedă o cochilie groasă fapt ce ne indică că apele aveau o temperatură ridicată și un bogat conținut în CO_2/Ca .

Existau de asemenea condiții prielnice de hrană ceea ce a dus la o înflorire a faunei din Pannonian.

Predominanța marnelor la începutul succesiunii Pannonianului indică o subsidență mai accentuată. Prezența nisipurilor și a pietrișurilor rezultă de asemenea în urma unor intense eroziuni datorate ridicării masivelor muntoase în sud. Aportul de material detritic ajunge să fie din ce în ce mai substanțial și va duce treptat la colmatarea mării pannoniene.

Încercînd o paralelizare cu alte bazine pe baza rezultatelor faunistice constatăm, referindu-ne la punctele fosilifere din valea Cașoșului că le putem paraleliza cu bazinul Vienei, cu bazinul pannonic din Ungaria, Iugoslavia și România, respectiv bazinul Silvaniei, Zarand, Caransebeș, Mehadia, cu bazinul dacic, bazinul pontocaspic și anume platforma moldovenească și platforma rusă (tab. 1).

Menționăm că formele întîlnite de noi figurează printre cele identificate de H u i c ă , H i n c u l o v (1965) în partea de nord a depresiei getice (la Schela-Gorj) și cu cele prezentate de T o n e s i (1968) pentru platforma moldovenească.



TABELUL 1
Distribuția faunistică — Sarmatian

Nr. ent.	Bazinul Vioarei	Bazinul panonic					Bazinul euximic	
		Ungaria	Jugoslavia	România				Bazinul Dacie
				Transilvania S.	Buziumi	Bz. Silvaniei		
1	+	+	+	+	+	+	+	
2	+	+	+	+	+	+	+	
3	+	+	+	+	+	+	+	
4	+	+	+	+	+	+	+	
5	+	+	+	+	+	+	+	
6	+	+	+	+	+	+	+	
7	+	+	+	+	+	+	+	
8	+	+	+	+	+	+	+	
9	+	+	+	+	+	+	+	
10	+	+	+	+	+	+	+	
11	+	+	+	+	+	+	+	
12	+	+	+	+	+	+	+	
13	+	+	+	+	+	+	+	

1. *Cordium vindobonense vindobonense* L. a. s. k.
2. *Eruilla podolica* var. *dissita* Eichw.
3. *Eruilla podolica* var. *conclina* Eichw.
4. *Eruilla trigonata* Sok.
5. *Abrus reflexa* Eichw.
6. *Iris (Paphirus) distans* (F. ichw.)
7. *Iris (Paphirus) gregarium* (Partsch)
8. *Iris (Iris) naviculatus* (R. Hóern.)
9. *Cerithium (Pithecoctenium) rubiginosum* Eichw.
10. *Pirenella plecta* picta Del.
11. *Aclinea (A.) lagonchirena lagonchirena* (Bast.)
12. *Dorsanum pseudoplicatum* Sim. et Barb.
13. *Dorsanum duplcatum* Sov.

TABELUL 2
Distribuția faunistică — Săcădate B.—Pannonian

Nr. ent.	Bazinul Vioarei	Bazinul panonic					Bazinul dacic
		Ungaria	Iugoslavia	România			
				Soceni	Caranseb.	Mehadia	
1	+	+	+	+	+	+	+
2	+	+	+	+	+	+	+
3	+	+	+	+	+	+	+
4	+	+	+	+	+	+	+
5	+	+	+	+	+	+	+
6	+	+	+	+	+	+	+
7	+	+	+	+	+	+	+
8	+	+	+	+	+	+	+
9	+	+	+	+	+	+	+
10	+	+	+	+	+	+	+
11	+	+	+	+	+	+	+
12	+	+	+	+	+	+	+
13	+	+	+	+	+	+	+
14	+	+	+	+	+	+	+
15	+	+	+	+	+	+	+
16	+	+	+	+	+	+	+
17	+	+	+	+	+	+	+
18	+	+	+	+	+	+	+

1. *Congeria rursophora rursophora* Brus.
2. *Congeria subglobosa* Partsch
3. *Congeria szigmondyi* Halay.
4. *Melanopsis fossilis fossilis* Martini-Gmellini
5. *Melanopsis fossilis rugosa* Handm.
6. *Melanopsis fossilis pseudoplicata* Papp
7. *Melanopsis impressa impressa* Krauss
8. *Melanopsis impressa posterior* Papp
9. *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs
10. *Melanopsis contigua* Handm.
11. *Melanopsis bouei* Par.
12. *Melanopsis bouei multicastrata* Handm.
13. *Melanopsis arsinovii* Brus.
14. *Melanopsis austriaca* Handm.
15. *Melanopsis marcolina doderleini* Pant.
16. *Melanopsis impressa bouellii* Mantz.
17. *Theodorus soceni* Jek.
18. *Micrometania pirenella* Brus.

Asupra paralelizării faunei de la est de Săcădate cu celelalte bazine, majoritatea formelor noastre au fost întâlnite în bazinul Vienei, bazinul pannonic din Ungaria și România, respectiv la Soceni, bazinul Caransebeș și Mehadia și numai câteva forme în bazinul pannonic din Iugoslavia și bazinul dacic (tab. 2).

Asociația faunistică întâlnită ne indică prezența Pannonianului s. str. și anume a Pannonianului inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Andráe C. (1855) Tertiäre Flora von Szákadat und Thalheim in Siebenbürgen. *Abh.d.k. geol. R.A.* II, Viena.
- Arabu N. (1950) Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvania. *D.S. Inst. Geol.* XXIV, București.
- Huică I., Hinculeț Luciana (1965) Asupra prezenței unui recif sarmatian în zona Schela-Gorj. *D.S. Com. Geol.* LI (1963—1964), București.
- Halaváts G. (1913) Der geologische Aufbau der Gegent von Ujegyháza, Holczimanyu Oltzakadat. *Jahrb. ung. geol. Anst.* Budapesta.
- Ilie M. (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Alba Iulia-Sibiu-Făgăraș-Rupea). *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Iliescu O., Hinculeț A., Hinculeț Luciana (1967) Bazinul Mehadia. Studiul geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.
- Ionesi Bica (1968) Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Papp A. (1953) Die Mollusken fauna das Pannon im Wiener Beckens. *Mitt. d.g. Ges. in Wien Bd.* XLIV, Viena.
- Paucă M., Clemens Antoaneta, Tlutiuca Silvia (1965) Cercetări geologice pe marginea de S a depresiunii Transilvaniei. *D.S. Com. Stat. Geol.* LI/1, București.
- Strauss L. (1942) Das Pannon des mittleren Westungarns (Mit. einer Karte 8 kartenskizzen und mit den Tafeln I—IV). A. Dunantúli közepso reszenek Pannonkori retegei. *Ann. Hist. Musei nationalles Hung.* Budapesta.

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINS GISEMENTS FOSSILIFÈRES SITUÉS DANS LA VALÉE DU CAȘOȘU (ZONE DE BRADU) ET À L'E DE SĂCĂDATE

(Résumé)

Les recherches en terrain effectuées dans la partie méridionale du bassin de Transylvanie, en 1968, révèlent la présence d'une riche association faunique, pour la plupart, rencontré pour la première fois dans la région, revenant aux étages du Sarmatien et du Pannonien.



La présente note inclut la liste des identifications micro-et macrofauniques effectuées sur des échantillons prélevés à trois gisements fossilifères situés à l'W de Săcădate dans la vallée du Cașoșu et à l'E de Săcădate dans la colline et dans la vallée des Nucii.

L'association faunique prélevée au gisement fossilifère situé dans la vallée du Cașoșu se trouve à la limite Volhynien-Bessarabien.

La faune prélevée aux deux autres gisements fossilifères (colline et vallée de Nucii) revient au Pannonien inférieur.

L'analyse des associations fauniques a conduit à certaines conclusions d'ordre stratigraphique et paléocécologique.

Les formes présentées dans la liste ont été parallélisées aux formes fossiles trouvées dans différentes zones du bassin pannonien et ponto-caspéen.



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA NEOGENULUI DIN BAZINUL CARANSEBEȘ¹

DE

VICTORIA LUBENESCU, VIORICA PAVNOTESCU²

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Neogene from the Caransebeș Basin. Data resulted from field research carried out within the Caransebeș basin area are presented; owing to them a rich faunal assemblage was collected, mostly in new fossiliferous localities belonging to the Tortonian, Sarmatian and Pannonian stages. Taking into account the lithological and faunal criteria, the distinction of levels has been made, as well as the parallelization with various basins.

În comunicarea de față vom prezenta rezultatele cercetărilor de teren efectuate în anul 1967 în bazinul Caransebeș, între localitățile Zăguzeni și Feneș.

Primele studii geologice întocmite, sînt datorate lui Hauser, care în anul 1856 se ocupă de prezența cărbunilor în Banat. Contribuții importante atît asupra descifrării geologiei și stratigrafiei depozitelor cit și în mod special asupra cărbunilor aduc mai tîrziu Schloenbach, Föetlerle (1869), Halaváts (1880), Schafarzík (1911) și Cantuniari (1937, 1941).

După o întrerupere de aproape 10 ani în bazinul Caransebeș încep să se execute lucrări amănunțite de prospecțiune și explorare în vederea calculării rezervelor de cărbuni și a altor substanțe minerale utile, precum și lucrări de cartare de către numeroși cercetători din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei.

Amintim lucrările de prospecțiuni seismice care au fost efectuate

¹ Comunicare în ședința din 5 martie 1968.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



de Vasiliu³, pe cele de explorare ale geologilor Plisca⁴, Elena Rarinca și Viorica Popovici (1952), pe cele de prospecțiuni ale lui Albu⁵, Pop⁶, Iliescu et al.⁷

Studii de prospecțiuni și cartare asupra depozitelor neogene au fost efectuate în ordine cronologică și de către: Dinică et al.⁸, Lubenescu et al.⁹, precum și de către Marinescu (1967).

Depozitele cele mai vechi din bazinul Caransebeș și culoarele de legătură cu bazinele învecinate aparțin Cretacicului și Danian-Paleogenului. Noi ne vom ocupa însă numai cu studiul terenurilor neogene (Tortonian, Sarmatian și Pannonian) insistând în mod special asupra elementelor noi paleontologice.

Având în vedere criteriile litologice și faunistice, am divizat Tortonianul în aceleași orizonturi care au fost identificate și în bazinul Mehadia (Iliescu et al., 1960) și anume: 1. orizontul conglomeratelor inferioare; 2. formațiunea cu cărbuni; 3. orizontul calcarelor de tip Leitha.

1. Primul termen al Tortonianului are un pronunțat caracter detritic fiind dispus pe ramele estică și vestică ale bazinului, direct peste sisturile cristalinelui getic și peste flișul de Arjana.

Pe valea Sadovița, depozitele conglomeratice care aflurează, sînt fosilifere dar nu au putut fi făcute decît determinări generice: *Pecten* sp., *Natica* sp., *Turritella* sp. și *Fusus* sp.

Din nisipurile și microconglomeratele fosilifere întîlnite în spatele bisericii Vircioara ca și pe valea Pietroasa am determinat: *Ostrea cochlear* Poli., *Ostrea crassissima* Lam., *Pecten* sp., *Cerithium (Pylocerithium) rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Turritella (Archimediella) turris* Sacco.

În vecinătatea satului Poiana, pe rama estică a bazinului, nisipurile

³ I. Vasiliu et al. Raport asupra măsurătorilor seismice făcute în bazinul Caransebeș. 1950. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ T. Plisca. Raport asupra zăcămintelor de cărbuni de la Caransebeșul Nou. 1950. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁵ C. N. Albu. Raport geologic asupra zăcămintelor de cărbuni de la Caransebeșul Nou. 1950. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁶ E. Pop. Neogenul de la nord de Caransebeș. 1955. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ O. Iliescu et al. Raport geologic asupra lucrărilor de cartare și prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Bozovici din zona Domașnea-Slatina Timiș (bazinul Mehadia-Caransebeș), regiunea Banat. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁸ A. J. Dinică et al. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (secl. Căvâran-Gîlboc). 1962. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁹ Victoria Lubenescu et al. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Lugaj. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.



și pietrișurile depuse direct peste cristalin conțin citeva nivle de marne tufacee a căror analiză micropaleontologică ne-a indicat numai fragmente de gips.

2. În continuitate de sedimentare peste orizontul conglomeratelor inferioare, se dispun depozitele formațiunii cu cărbuni găsită de noi pe ramele vestică și estică precum și în centrul bazinului, de-a lungul unui accident tectonic între localitățile Feneș și Armeniș.

Formațiunea cu cărbuni, formată predominant din marne, nisipuri și nivele de tufuri cineritice, este în întregime fosiliferă.

De pe un afluent drept al piriului Sadovița am determinat: *Anadara diluvii* (L a m.), *Cardita* (*Cardita*) *parischi* G o l d., *Chlamys* sp., *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* O l i v., *Ostrea cochlear* P o l i., *O. crassissima* L a m., *O. (Ostrea) digitalina* D u b., *Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis* (L a m.), *Dorsanum* (*Dorsanum*) *duplicatum* S o w., *Natica helicina* B r o c c., *Glycimeris pilosa deshayesi* (M a y.), *Pectunculus* sp., *Polinices* (*Polinices*) *pseudoredemptus* (F r i e d b.), *Rissoina* sp., *Terebralia bidentata bidentata* (D e f r.), *Prochus* sp., *Turritella bicarinata* d' O r b., *T. (Haustator) badensis* S a e c o., *Strombus* (*Strombus*) *coronatus* D e f r.

Probele micropaleontologice colectate de noi și determinate de Constanța Corobea de la laboratorul de Micropaleontologie al Întreprinderii Geologice de Prospectiuni conțin următoarea asociație micropaleontologică: *Nonion granosum* (d' O r b.), *Elphidium macellum* (F i c h t e l et M o l l.), *E. alvarezianum* (d' O r b.), *E. aculeatum* (d' O r b.), *E. minutum* (R e u s s.), *Discorbis sauleii* (d' O r b.), *Rotalia* sp., *Sigmoidina tenuis* (C z j z e k.), *Miliolina orbigniana* B o g d., *M. circularis* B o r n e m a n n., *M. selene* (K a r e n.), *M. consobrina sarmatica* G e r k e., *M. collaris* G e r k e et I s s a e v a., *Articulina problema* B o g d., *A. apgeronica* B o g d., *Articulina* sp.

O asociație alelăuită din forme de *Ostrea cochlear* P o l i., *O. (Ostrea) crassissima* L a m., *Cerithium* (*Pythocerithium*) *rubiginosum rubiginosum* E i c h w. și *Pirenella picta* (D e f r.) o semnalăm și pe valea Ilovița.

Dintr-o succesiune marno-argiloasă cu cărbuni, ce apare pe valea Goleț am determinat pentru prima dată numeroase forme de *Terebralia bidentata bidentata* (D e f r.).

3. Termenii superiori ai Tortonianului sînt reprezentați prin orizontul calcaros de tip Leitha, prezent în regiune sub forma unei benzi continue între localitățile Armeniș—Slatina-Timiș—Goleț—Bucșnița—Petroșnița, în jurul comunei Var și pe rama bazinului Poiana Ruscă în extremitatea sa sudică, pe valea Maciova.

De pe valea Jurov și dealul Carpinu (zona Armeniș) s-au determinat : *Chlamys elegans* Andr sz ., *Ostrea cochlear* Poli ., *O. (Ostrea) digitalina* Dub ., *O. giagensis* Schloth ., *Pycnodonta leopolitana* Nied z ., *Ancilla (Baryspira) glandiformis* (L a m .), *Conus (Rhizoconus) ponderosus* S a c c o ., *C. menardi* (C. H o e r n .), *Strombus (Strombus) coronatus* D e f r ., *Glycimeris* cf. *menardi* D e s h ., *G. pilosa deshayes* (M a y .), *Echinocyatulus stellatus* (C a p e d e r), *Lithotamnium* sp.

Dintr-o serie de marnocalcare albicioase, cu intercalații de gresii, înfilnită pe valea Goleș am determinat : *Bequina (Glans) cf. rudista* L a m ., *Cardita* sp., *Chlamys scabrella* L a m ., *C. elegans* A n d r s z ., *Isocardia (Isocardia) cf. I. cor* (L i n n é), *Ostrea cochlear* P o l i ., *Pycnodonta leopolitana* N i e d z . și *Turritella bicarinata* d' O r b .

Pe valea Petroșnița orizontul calcaros este format predominant dintr-o alternanță de calcare și nisipuri fosilifere, din care am determinat următoarele forme : *Cardita* sp., *Chlamys scabrella fonnicki* (H i l b .), *C. elegans* A n d r s z ., *Ostrea cochlear* P o l i ., *O. (Ostrea) digitalina* D u b ., *Conus (Rhizoconus) ponderosus* S a c c o ; *Dentalium* sp., *Glycimeris pilosa deshayesi* (M a y .), *Natica helicina* B r o o c ., *Turritella bicarinata* d' O r b ., (*Archimediella*) *turris* S a c c o .

Ultima apariție a orizontului calcaros de tip Leitha o semnalăm pe valea Maciova, unde apar calcare recifale albicioase din care am recoltat : *Corbula (Varicorbula) gibba* O l i v i ., *Pecten (Flabellipecten) leythajanus* P a r t ., *Glycimeris pilosa deshayesi* (M a y .), *Conus* sp., *Natica* sp., *Turritella (Archimediella) turris* B a s t .

Asociația faunistică tortoniană determinată de noi și înfilnită în mare parte pentru prima dată în bazinul Caransebeș, este formată din 44 forme de lamelibranhiate, gasteropode, echinide, corali și poate fi paralelizată cu alte bazine conform tabelului anexat (tab. 1).

Orizontul conglomeratic și formațiunea cu cărbuni conțin numeroase intercalații tufacee, lipsite de microfaună ori cu elemente neconcludente, conținând forme de *Rotalia*, care alături de genurile *Elphidium* și *Nonion*, nu pot indica decât caracterul salmastru al depozitelor, neconstituind un argument pentru o precizare de vîrstă. Am atribuit totuși vîrsta Tortonian inferior celor două orizonturi bazale ale Tortonianului deoarece se găsesc în continuarea celor de la Mehadia, de unde s-au recoltat numeroase probe a căror bogată asociație micropaleontologică (peste 80 exemplare) este paralelizabilă cu zona T₁.

Menționăm și o microfaună marină considerată de P o p (1954) de tip Tortonian inferior de la Delinești, localitate situată ceva mai la nord.



Remarcăm și faptul că în forajele executate la Illova, Vircioirova și Caransebeșul Nou, din diverse intercalații tufacee, se menționează microfaună fără a fi însă determinată.

În ceea ce privește asociația faunistică a orizontului calcaros de tip Leitha a fost încadrată la Tortonianul superior.

Depozitele bugloviene au fost întâlnite pe valea Var și în zona Slatina Timiș.

Într-un afluent, pe valea Var, depozitele bugloviene sînt reprezentate prin marne albăstrui, fosilifere, cu intercalații de marnocalcare albicioase, ce se dispun transgresiv peste cristalinelul getic al munților Țarcu-Godeanu și suportă depozite pannoniene. Fauna pe care am determinat-o conține: *Cardium pseudomulticostatum* Z h i z h ., *Ohlamys* sp., *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* O l i v i ., *Abra reflexa* (E i c h w .), *Turritella* sp.

Microfauna determinată de Maria Tocorjescu, este foarte bogată în exemplare asemănătoare cu cele întâlnite în Tortonianul superior de la Lăpugiu: *Asterigerina planorbis* (d'Orb.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *C. pseudoungerianus* (Cush.), *C. floridanus* (Cush.), *C. lobatulus* (Walker et Jacob), *C. conoideus* (Czjek), *Amphistegina lessoni* (d'Orb.), *Bulimina acculleata* d'Orb., *Unigerina asperidea* (Czjek), *U. laviculata* (Coryel et Rivero), *Globigerinoides trilobus imaturus* LeRoy), *G. bisphaericus* Todd., *G. trilobus trilobus* (Reuss), *G. conglobatus* (Bradý), *Cutapsidrax dissimilis* (Cush. et Bermudy), *Elphidium macellum* (Fichtell et Moll.), *Nonion pompilioides* (Fichtell et Moll.), *Loxostoma digitale* (d'Orb.) *Spiroplectamina* sp., *Reussella pulchra* Cush., *Cassidulina crassa* d'Orb., *Gyroldina danvilensis* Howe et Wallence, *Epistomina elegans* (d'Orb.), *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Virgulina schreibersiana* Czjek, *Pullenia* sp., *Guttulina problema* d'Orb., *Ceratobulimina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina communis* (d'Orb.). Fauna de la Var cu fosile tortoniene de facies marin alături de câteva forme de *Syndesmia* și o microfaună în care distingem și forme mai noi de apă salmastră ne conduce în a atribui depozitelor de aici vîrsta Buglovian.

În continuitate de sedimentare, peste orizontul calcaros de tip Leitha, la W de Slatina Timiș și N de Armeniș, se dispun, pe cîteva metri grosime, marne cenușiu-vineții, stratificate, sfărîmicioase cu: *Syndesmia*, *Ervilia*, *Acteocina lajonkaireana* Bast., și rare hidrobiu, considerate de noi ca aparținînd Buglovianului, deoarece sînt identice cu cele bugloviene separate în bazinul Mehadia.

TABLE

Distribuția faunei

Numele speciei	Frecvența	Faciesuri	Italia	Austria	Polonia
1	2	3	4	5	6
Algae					
<i>Lithothamnium</i>	+	c		+	
Anthozoare					
<i>Mellissastraea reussiana</i> E.H.	x	c		+	
Viermi	x	c		-	
Bivalvae					
<i>Anadara diluvii</i> L a m.	-	a			
<i>Glycymeris</i> cf. <i>menardi</i> Desh.	+	c			-
<i>Glycymeris pilosa deshayesi</i> (May.)	-	c		+	+
<i>Glycymeris</i> sp.	+	c			
<i>Pecten (Flabellites) teuthajanus</i> Part.	+	c	+	-	
<i>Flabellites</i> cf. <i>solarium</i> L a m.	+	c	+	+	-
<i>Chlamys latissima nodosiformis</i> Serr.	-	c			
<i>Chlamys scabrella</i> L a m.	x	c	-	+	+
<i>Chlamys scabrella formiki</i> (Hilb.)	x	c		+	
<i>Chlamys elegans</i> Andr sz.	-	c	+		
<i>Ostrea cochlear</i> Poli.	+	cc		+	-
<i>Ostrea (Ostrea) digitalina</i> Dub.	+	c			
<i>Ostrea crassissima</i> L a m.	x	c			+
<i>Pycnodonta leopolitana</i> Nied z.	+	c			+
<i>Cardita (Cardita) partzchi</i> Gold.	x	c			+
<i>Begutina (Glans) cf. rudis</i> L a m.	+	c		+	
<i>Cardium pseudomulticostatum</i> Zhizh.	x	a			
<i>Isocardia (Isocardia) cf. cor</i> (Linné)	x	c			-
<i>Pitaria (Parachione) cf. italica</i> Defr.	x	c	-		
<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> Olivi	-	c			+
Gastropoda					
<i>Rissoina</i> sp.	x	a		+	+
<i>Terebratalia bidentata bidentata</i> (Defr.)	+	a			-
<i>Cerithium (Ptychocerithium) rubiginosum rubiginosum</i> Eichw.		a			+
<i>Trochus</i> sp.				-	
<i>Turritella (Maustator) badensis</i> Sacco	+	c		+	
<i>Turritella bicarinata</i> d'Orb.	+	c	-		+
<i>Turritella (Archimediella) turris</i> Sacco	-	c	-	+	+
<i>Polinices (Polinices) pseudoredemptus</i> (Friedb.)	-	c		+	+
<i>Natica helicina</i> Broc.	-	a	+		+
<i>Strombus (Strombus) coronatus</i> Defr.	x	c	+	-	
<i>Ancilla (Baryspira) glandiformis</i> (L a m.)	x	a		-	+
<i>Conus (Rhizoconus) ponderosus</i> (Brocc)	x	c		+	+
<i>Conus menardi</i> (C. H ö b e r n.)	+	c		+	
<i>Dorsanum (Dorsanum) duplicatum</i> Sow.	x	a	+	-	
Schaphopoda					
<i>Dentalium badense</i> Partsch	x	c	-	+	-
Echinodermata					
<i>Echinocyathus stellatus</i> (Cape der)	x	c	+		

a = argile; c = facies calcaree de tip Laita. Frecvența: - = forme foarte frecvente; x - forme slab reprezentate.



Volhinianul prezintă un pronunțat caracter detritic, fiind reprezentat printr-o varietate de roci de la conglomerate poligene cu intercalații de nisipuri la nisipuri, marne și argile.

Dintre elementele paleontologice noi atragem atenția asupra formelor întâlnite în complexul nisipos de pe valea Cornuțel: *Cardium* cf. *transcarpaticum* Gristch. și *C. lithopodolicum* Dub.

De pe văile Jurov, Sadovița, Ilovița și Seccaș, unde se dezvoltă o alternanță de pietrișuri, nisipuri și marne, am recoltat: *Ervilia dissita podolica* Eichw., *Cerithium (Pythocerithium) rubiginosum rubiginosum* Eichw. și *Acteocina lajonkaireana* Bast.

În Bessarabian se menține același caracter detritic, dar depozitele iau o dezvoltare mult mai mare ca urmare a transgresiunii care a atins apogeul în acest timp.

De pe valea Armeniș am colectat următoarele forme: *Cardium plicatum plicatum* Eichw., *Ervilia dissita podolica* Eichw., *Irus (Irus) naviculatus* (R. Höern.), *Dorsanum (Dorsanum) corbicanum* d'Orb., *Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi frauenfeldi* (R. Höern.), *Ocenebrina sublavata* Bast., *Pirenella picta picta* (Defr.).

Probele micropaleontologice conțin asociații caracteristice Sarmatianului mediu: *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Elphidium alvarezianum* (d'Orb.), *E. macellum* (Fichtell et Moll.), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Asterigerina planorbis* (d'Orb.), *Bulimina elongata* (d'Orb.), *Miliolina akneriana* d'Orb., *Bolivina scalprata* Schwager var. *miocenica* Macfadyen, *Teinostoma woodi* Höernes, *Spaniodontella intermedia* Andrsz.

O succesiune bogat fosiliferă am găsit și pe valea Sadovița, de unde am determinat: *Ervilia dissita podolica* Eichw., *Cardium latissulcum* Münster., *Irus (Paphirus) dissitus* (Eichw.), *I. (Irus) naviculatus* (R. Höernes), *Cerithium (Pythocerithium) rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Pirenella picta picta* (Defr.), *P. disjuncta disjuncta* Sow., *P. nodosoplicata* Höern., *Gibulla hoernesii* Jek.

Din partea superioară a depozitelor bessarabiene am colectat probe micropaleontologice care au fost determinate de Zorela Munteanu și care cuprind: *Kotalia beccarii* (Linné), *Leptocythere parva* Triebel, *Cypris* sp. și fragmente de *Paracypris*.

Lista de forme determinate de cercetătorii anteriori, Albu, Pop precum și cea citată din forajele ISEM se reduce la fosile determinate generic și doar câteva determinate specific.

Pe baza asociațiilor de *Ervilia dissita* Eichw., *Cerithium (Pythocerithium) rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Acteocina lajonkaireana*

Bast. și *Cardium transcarpaticum* am atribuit vârsta volhiniană depozitelor ce apar în bază.

Formele de *Irus* (*Irus*) *naviculatus* prezente alături de o faună bogată de *Pirenella* și buccinide, precum și asociația microfaunistică de tipul zonei micropaleontologice de la exteriorul Carpaților S₂ ne-au îndreptățit în a atribui vârsta bessarabiană pentru depozitele de deasupra celor volhiniene. Au fost determinate 18 forme de lamelibranhiate și gasteropode, care au fost paralelizate cu cele întâlnite în alte bazine (tab. 2).

TABELUL 2

Distribuția faunei sarmațiene

Numele speciei	Austria	Polonia	U.R.S.S.			R.S.R.				
			R.S.S. Ucrainiană	R.S.S. Moldovenească	Grinseea Căveaz	Mehadia	Lușoi	Soceni	Moldova	Bazinul Dacic
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Bivalvae										
<i>Cardium lithopoditicum</i> Dub.			+	+	+				×	
<i>Cardium plicatum plicatum</i> Eichw.				-					×	
<i>Cardium latifolium</i> Münster.	+			-		+				
<i>Cardium</i> cf. <i>transcarpaticum</i> Grisch.					+	+				
<i>Ervilia dissita podolica</i> Eichw.	+	+	+	+	+		+	+	+	+
<i>Irus</i> (<i>Irus</i>) <i>naviculatus</i> (R. Höern.)	+		+	+	+	+	+	+	×	×
<i>Irus</i> (<i>Paphirus</i>) <i>dissitus</i> (Eichw.)				+		+		+	×	+
<i>Abra reflexa</i> (Eichw.)	+	+	+	+	+	+				+
Gastropoda										
<i>Cerithium</i> (<i>Ptychocerithium</i>) <i>rubiginosum rubiginosum</i> Eichw.	+	+		+	+	+	+	+	×	+
<i>Pirenella disjuncta disjuncta</i> Sow.	-	+		+		+				
<i>Pirenella picta picta</i> (Deir.)	+	+								+
<i>Pirenella nodosoplicata</i> Höern.						+		+		+
<i>Hydrobia</i> (<i>Hydrobia</i>) <i>frauenfeldi frauenfeldi</i> (Höern.)	+	+				+		+		
<i>Buccinum duplicatum</i> Sow.	+		+	+	+	+		+	+	+
<i>Gibulla hoernsi</i> Jek.	+		+	+	+	+		+	+	+
<i>Dorsanum</i> (<i>Dorsanum</i>) <i>corbiarulum</i> d'Orb.				+	+	+		+		+
<i>Acteocina iajonkairana</i> Bast.	+	+		+	+	+	+	+		+
<i>Ocenebrina sublavata sublavata</i> Bast.	+	+	+	+		+		+		+

Depozitele paunoniene, ocupă jumătatea nordică a bazinului Caransebeș, dispunându-se atît în continuitate de sedimentare peste cele bessarabiene cît și transgresiv peste termeni mai vechi, Tortonian, Cretacic și chiar cristalin.

În urma descoperirii de noi puncte fosilifere cu un bogat conținut faunistic precum și analizării a celor 40 probe micropaleontologice depozitele au fost atribuite Pannonianului *s. str.*

Inerentele dificultăți prezente întotdeauna în studiul Pannonianului — lipsa de profile continui, frecvențele alunecări, sărăcia și proasta conservare a mai multor fosile cantonate în special în depozite marnoase au fost remarcate și în bazinul Caransebeș. Totuși pe baza rezultatelor faunistice, microfaunistice și a celor litologice am încercat să orizontăm depozitele pannoniene și să le paralelizăm cu cele existente în alte bazine. Am separat: 1. complexul nisipos cu pietrișuri; 2. complexul marnos argilos.

Depozitele de mai sus reprezintă de fapt două faciesuri ale Pannonianului inferior.

1. *Complexul nisipos cu pietrișuri* este dispus în apropiere de rama muntoasă direct peste cristalin sau termeni mai vechi. În constituția litologică predomină nisipurile gălbui, pietrișurile poligene, uneori slab cimentate și subordonat intercalații de marne.

Primii termeni ai Pannonianului s-au întâlnit în continuitate de sedimentare peste Bessarabian fiind alcătuiți dintr-un pachet de marne cenușiu-negricioase cu lentile de pietrișuri cu rare congerii și o bogată asociație faunistică în care alături de ostracode apar lamelibranhiate mici și frecvent *Orygoceras*.

Cităm după Z o r e l a M u n t e a n u care a efectuat analize micropaleontologice: *Limnocypris trapezoidea* Z a l., *Loxococoncha mülleri* M e h e s., *Leptocytere* sp., *Cypris candida* M ü l l e r i., *Xestoleberis* sp., *Hydrobia mucronata* J e k., *Valvata politioanei* J e k., *V. simplex* F u c h s., *V. moesiensis* J e k., *Caspia* sp., *Mohrensternia soceni* J e k., *Orygoceras fuchsi* K i t t l., fragmente de cardiacee.

Pe valea Ilova depozitele pannoniene stau peste formațiunea cu cărbuni și conțin: *Melanopsis fossilis* (M a r t i n i - G m e l i n), *M. vindobonensis* F u c h s și mici forme de *Congeria* sp. Din stratele de deasupra am colectat, în afară de fragmente de melanopside, cardiace, congerii și numeroase planorbide.

Probele micropaleontologice colectate pe valea Ilovița, afluent drept al văii Ilova, conțin: *Spaniodontella intermedia* A n d r s z., *Loxococoncha micans* T r i e b l., *Limnocypris trapezoidea* Z a l., *Paracypris acuminata* Z a l., *Cyprideis torosa* T. R. J o n e s, *Orygoceras fuchsi* K i t t l.

Un punct fosilifer bogat, cuprinzând forme de congerii și melanopside, am întâlnit pe valea Bolvașnița, la ieșirea din satul Virciorova: *Congeria ramphophora* B r u s., *Limnocardium promullistriatum* J e k e-

lius, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs și *M. fossilis* (Martini-Gmelin).

Din intercalațiile marnoase ale orizontului nisipos, ce apar în jurul comunei Virciorova, s-au recoltat o serie de probe micropaleontologice al căror conținut microfaunistic este reprezentat prin fragmente de ostracode cu valva subțire și forme de *Haplophragmoides*.

Exemplare de *Melanopsis fossilis* (Martini-Gmelin), *M. vindobonensis* și melanopside mici, am găsit și într-un punct fosilifer de conglomerate de lângă Turnu-Rueni.

În jurul comunei Var, orizontul nisipos cu petrișuri este reprezentat în mare parte prin petrișuri, bolovănișuri și nisipuri slab cimentate cu rare intercalații marnoase. Dintr-o probă micropaleontologică determinată de Maria Toerjescu menționăm: *Orygoceras* sp., *Candona lactea* Baird., *Paracyprina acuminata* (Zal.) P. balcanica Zal.

2. *Complexul marnos-nisipos*, format în special din marnă și nisipuri, conține la partea superioară frecvente lentile de petrișuri, care înlocuiește treptat marnă și nisipurile. Pe valca Vălișoara cît și pe valca Bolvașnița, marnă cenușii care predomină sînt fosilifere și conțin: *Congerina banatica* R. Höern., *Limnocardium* sp., *Gyraulus* sp., *Theodoxus* sp., *Radix* sp., și *Orygoceras scolecostomum* Brus.

O bogată asociație faunistică și microfaunistică am întîlnit și pe valca Groapa Copacului, într-un pachet de marnă cenușii cu rare intercalații de nisipuri: *Melanopsis fossilis rugosa* Handm., *M. vindobonensis* Fuchs, *M. bouéi multicostata* Handm., *M. stricturata* Brus., *M. pseudopygmaea* Jek., *M. bouéi* Fer., *M. senatoria* Handm., *Melanoptychia turita* Jek., *Theodoxus zographi petralbensis* Jek., *T. timisensis* Jek., *Pirenella picta* Defr., *Goniochylus variabilis* Lör. Din probele micropaleontologice determinate de Constanța Corobea cităm: *Botivina* sp., *Rotalia bassleri* Cush. et Cahill., *Haplophragmoides* sp.

Depozite marnoase, cu fine intercalații de nisipuri, remarcăm de asemenea pe valca Bolvașnița (lângă satul Cîrpa) și pe afluentul său stîng, pîrîul Pleșiu de unde am determinat: *Congerina banatica* R. Höern., *Limnocardium* (*Bosphoricardium*) *banaticum* Fuchs., *Paradaena* sp., *Radix* (*Velutinopsis*) *velutina* Desh., *Provalenciennesia* sp., *Planorbis cf. constans* Brus.

Pe valca Zlăgnei într-un pachet marnos am întîlnit frecvent specia *Paradaena lenzi* R. Höern.



Pannonianul se dezvoltă sub un facies marnos și pe valea Maciova și Peștera, de unde am colectat câteva exemplare de *Congeria banatica* R. Höern., *Paradaena* sp., *Radix* sp., *Teinostoma* sp. și fragmente de *Paracypria*.

Formele fosile întâlnite de noi în cele două complexe descrise mai sus sînt prezente în majoritate în bazinul Vienei, în Ungaria și în Serbia precum și la Soceni în Pannonianul *s.str.*

Din cele 25 de forme de lamelibranhiate și gasteropode determinate, 21 sînt comune cu cele întâlnite de J e k e l i u s la Soceni și 12 sînt menționate de A. P a p p în bazinul Vienei (tab. 3).

TABELUL 3
Distribuția faunei pannonice

Denumirea formei	România				Bazinul Vienei	Baz. Pannonic	
	Bazinul Mehadia	Bazinul Ingoj	Bazinul Soceni	Baz. Dacic		Ungaria	Iugoslavia
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Congeria banatica</i> R. Höern.		-			+	+	
<i>Congeria ramphophora</i> BRUSS.	+		-			+	
<i>Limnocardium</i> cf. <i>banaticum</i> FUCHS						+	+
<i>Limnocardium promultistriatum</i> Jek.			-		-		
<i>Paradaena lenzi</i> Höernes		+				+	
<i>Replidacna carpatina</i> Jek.			-				+
<i>Pronalenciennesia</i> sp.							+
<i>Theodoxus timisensis</i> Jek.			-				
<i>Theodoxus zografi petraltensis</i> Jek.			-				
<i>Valvata simplex</i> Fuchs		+	+		+	+	
<i>Orygoceras fuchsi</i> Kittl			+		+		
<i>Orygoceras scotecostomum</i> BRUSS.			+				
<i>Goniochyllus variabilis</i> Lër.			+				
<i>Melanopsis fossilis rugosa</i> HANDM.			-		-	-	
<i>Melanopsis fossilis fossilis</i> M. G. M.	+	+	+		+		
<i>Melanopsis vîndobonensis</i> Fuchs			+		+	-	
<i>Melanopsis bouéi multicostrata</i> HANDM.	-		+		+		
<i>Melanopsis stricturala</i> BRUSS.			+				
<i>Melanopsis</i> cf. <i>sturi</i> Fuchs			+		+	+	
<i>Melanopsis pseudopygmaea</i> Jek.			-				
<i>Melanopsis austriaca</i> HANDM.			-				
<i>Melanopsis senatoria</i> HANDM.					+		
<i>Melanopsis bouéi</i> Ferr.				+	+	+	
<i>Melanoplychia turrila</i> Jek.			+				
<i>Pirenella picta</i> DeFr.			+				
<i>Radix (Velutinopsis) velutina</i> Desh.				-			

Numai trei forme: *Radix (Velutinopsis) velutina* (Desh.), *Melanopsis bouéi* Ferr. și *Pirenella picta* DeFr. (Ștefănescu, 1896;

Wenz, 1942) se întâlnesc în bazinul Dacic, două *Provalenciennesia* și *Limnocardium* (*Bosphoricardium*) *banaticum* Fuchs., în Pontianul inferior din Serbia, (Stefanovič, 1955) și 8 forme în Pannonianul din Ungaria (L. Strauss, 1942).

Asociația de *Melanopsis vindobonensis* Fuchs., *M. fossilis* (Martini-Gmelin), *Congeria ramphophora* Bruss. și *Orygoceras* este tipică zonelor C + D.

Zona A + B separată de Papp în bazinul Vienei nu are reprezentanți faunistici în sectorul cercetat de noi. În afară de câteva forme de congerii și de o asociație faunistică în care predomină forme de *Orygoceras fuchsi* Kittl alături de ostracode, *Lincocypris trapezoides*, *Loxococoncha mülleri*, *Cypris candida* Triebel. și de gasteropode mici, o altă faună nu am întâlnit.

Remarcăm că în unele sectoare Pannonianul inferior este probabil depășit de transgresiunea Pannonianului mediu.

În bazinul Mehadia situat la sud de zona prospectată de noi, Iliescu (1963) menționează un pachet de pietrișuri slab cimentate, conglomerate poligene slab cimentate, nisipuri albicioase-gălbui în bancuri metrice, nefosilifere, dispuse în continuitate de sedimentare peste formațiunile Sarmatianului mediu.

Din baza acestui pachet Pop citează formele de *Mastra* sp., *Pirenella picta* Defr. și *Cerithium* (*Pithocerithium*) *rubiginosum* Eichw. La partea superioară a seriei de pietrișuri Iliescu menționează o bogată faună de congerii și melanopside.

S-ar putea atribui Bessarabianului, complexul de pietrișuri fosilifere din bază, cel nefosilifer termenilor bazali ai Pannonianului (zonele A + B), iar pachetul superior de pietrișuri Pannonianului mediu ceea ce ar demonstra o perfectă continuitate de sedimentare.

Problema ar putea fi total elucidată printr-un studiu microfaunistic mai amănunțit al termenilor inferiori ai Pannonianului, studiu care se va face într-un viitor apropiat.

BIBLIOGRAFIE

- Cantuniaru St. (1937) Etudes géologiques dans le Monts Poiana Ruscă. I Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană. C.R. Inst. Géol. Roum. XXI, București.
 — (1941) Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. II Bassin de Rusca. Région de Ruschila (Dép. de Severin). III Le versant sud de la crête Poiana Lungă-Măgura. C.R. Inst. Géol. Roum. XXVI, București.



- Föetterle Fr. (1869) Die geol. Verhältnisse der Gegandzwischen Topletz, Mehadia, Kor-
nia und Petrik. Budapest.
- Halávyats L. (1880) Zur geol. Kenntnisse des Szöreenyer Komitates. *Földt. Közl.* X, Budapest.
- Häner K. (1856) Kalksteine aus dem Banate, Steinkohlen aus der banater Militärgrenze.
Jahrb. d.k.k. geol. R.A. Wien.
- Iliescu O. (1963) Prezența Pliocenului în bazinul Mehadia. *D.S. Com. Geol.* XI, VI, București.
- Hinculov A., Hinculov T. u. c. i. a. n. a (1968) Studiul geologic și paleontologic al bazinului
Mehadia. *Mem. Inst. Geol.* 9, București.
- Marinescu F. (1967) Asupra faunei cu *Congeria* banatica de la Virciorova-Caransebeș.
Stud. cerc. geol. geogr. XII/2, București.
- Pop E. (1954) Bazinul neogen al Caransebeșului între Poarta și Caransebeș. *D.S. Com. Geol.*
XXXVIII, București.
- Schafarzik Fr. (1911) Über die Reambulation in der Umgebung von Bercasca und im
Almasbecken im Sommer. *Jahrb. d.k.k. geol. Anst.* f. 1911, Budapest.
- Schloebach V. (1859) Die Umgebung von Petrik, Mehadia, Pallasch und Prigor in Banater
Grenzregiment. *Verh. d.k.k. geol. R.A.* Budapest.
- Stevanovic P. M. (1955) Pontische Stufe in engeren Sinne; obere Congerianschichten Ser-
biens und der angrenzenden Gebiete. *Serbische Akademische Wissenschaften.* B.D.C.LXXXVI
Belgrad.
- Șelănescu S. a. b. b. a (1896) Études sur les Terrain tertiaires de Roumanie. Contribution a
l'étude des faunes Sarmatiques pontique et levantine. *Mém. Soc. géol. Fr. Mem.* 15, Paris.
- Wenz W. (1942) Die Mollusken des Pliozäns des rumanischen Erdöl-Gebiete. *Senckenbergiana.*
Frankfurt am Main.

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DU NÉOGÈNE DU BASSIN DE CARANSEBES

(Résumé)

Les auteurs présentent le résultat des recherches effectuées dans le bassin de Caransebeș (E du Banat) en 1967. On a récolté une riche association faunique, pour la plupart rencontrée pour la première fois, revenant aux étages du Tortonien, Sarmatien et Pannonien.

L'ouvrage contient les listes de faune élaborées à partir de 35 déterminations ainsi que les résultats des analyses micropaléontologiques effectuées sur environ 80 échantillons.

Des arguments lithologiques et fauniques nous ont autorisé à faire des séparations d'horizons dans le Tortonien, Sarmatien, Burdigalien et Pannonien inférieur.

L'ouvrage contient également toute une série de parallélisations avec la faune présente dans d'autres bassins.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

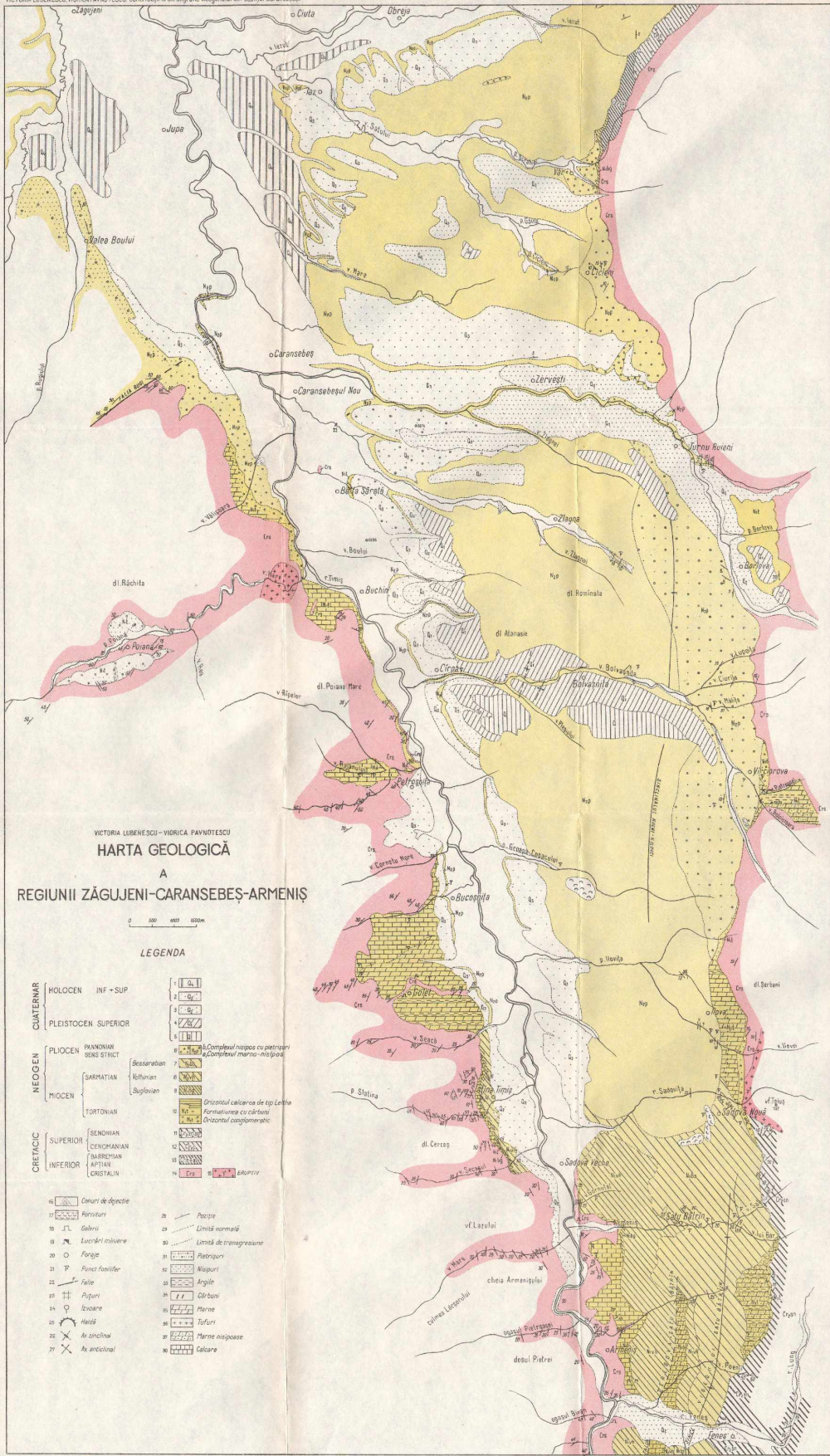
Carte géologique de la région de Zăgajeni-Caransebeș-Armoniș.

Quaternaire: 1, Holocène supérieur; 2, Holocène inférieur; 3, 4, 5, Pléistocène supérieur. Néogène: Pliocène: Pannonien s. str.: 6 a, complexe marno-sableux; 6 b, complexe



sabloux à graviers: Miocène; Sarmalien: 7, Bessarabien; 8, Volhynien; 9, Buglowien. Tortonien: 10, horizon conglomératique, formation à charbons, horizon calcaire de type Leita. Crétacé: supérieur: 11, Sénonien; 12, Cénomanién; inférieur: 13, Barrémien + Aptien; 14, cristallin; 15, éruptif; 16, cônes de déjection; 17, éboulements; 18, galeries; 19, exploitations minières; 20, forages; 21, gisement fossilifère; 22, faille; 23, puits; 24, sources; 25, terril; 26, axe de synclinal; 27, axe d'anticlinal; 28, position; 29, limite normale; 30, limite de transgression; 31, graviers; 32, sables; 33, argiles; 35, charbons; 34, marnes; 36, Lufs; 37, marnes sableuses; 38, calcaires.





4. STRATIGRAFIE

OBSERVAȚII ASUPRA TORTONIANULUI DE PE VALEA
BANCULUI (SUD DE BAIJA-MARE)¹

DE

GHEORGHE MĂRGĂRIT, MARIA MĂRGĂRIT²

Abstract

Considerations on the Tortonian from the Bancui Valley (South of Baia-Mare). The Tortonian to be found in the neighbourhood of the Chioarul Valley starts with a level of breccias and microconglomerates within which there are included crystalline schist blocks about 0,25-1,50 m in diameter, represented by graphitic quartzites, chlorite- and biotite-bearing quartzites, quartzite-muscovite, quartzite-biotite, chlorite-micaeous schists, micaschists with garnets, graphite, biotite, etc. This level is overlain by grey marls, whitish calcareous gritstones displaying a tuffogenous aspect and limestones with *Lithothamnium*. Taking into account the microfaunal assemblage of the marly level, it may be presumed that all these deposits should be assigned to the Upper Tortonian.

Executând câteva profile de recunoaștere în bazinul văii Chioarului — extremitatea sudică a bazinului Baia-Mare — și insistând asupra văii Bancului (afluent stîng al văii Birsăului), am reușit să sesizăm câteva lucruri interesante cu privire la alcătuirea litologică a Tortonianului, precum și la raporturile acestuia cu formațiunile paleogene.

Faptul că aceste probleme au fost trecute cu vederea de diferiți cercetători sau au fost tratate sumar și interpretate altfel de la un autor la altul, ne-a determinat să încercăm o descriere mai completă și o explicație a fenomenelor geologice care au dus la actuala configurație.

Date geologice generale asupra acestei regiuni se cunosc de mai bine de 100 ani și aparțin lui Fr. Hauer și G. Stache (1863—1865), K. Hofmann (1891), A. Koch (1894—1900) și S. Jaskó (1941—1942), dar prima lucrare care se referă la Miocenul dintr-o regiune

¹ Comunicare în ședința din 7 februarie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Caf. Griviței nr. 64, București.



limitrofă celei de care ne ocupăm (Țicău-Iadăra), aparține lui Saulea, Bărbulescu (1957), în care menționează prezența a două orizonturi în cadrul Tortonianului și anume un orizont nisipos, considerat de vîrstă tortonian-inferioară și altul în fațes de Leitha, care trebuie să revină Tortonianului superior.

Date importante referitoare la Tortonianul din bazinul Chioarului sînt consemnate într-o serie de rapoarte întocmite de Chiriac³, Ioniță⁴, Paucă et al.⁵, Lăcătușu⁶ etc. în care unii autori opinează pentru împărțirea acestuia în două, iar alții în trei complexe litologice.

Dintre aceștia menționăm pe Ioniță, care ocupîndu-se de geologia văii Chioarului, consideră că se pot separa în cadrul Tortonianului trei pachete litologice: unul bazal, denumit al gresilor tufitice și aleuritelor (20—40m), unul median al tufului dacitic (40—50 m) și altul superior, al calcarului de Leitha (20 m).

La vest de localitatea Valea Chioarului, pe versantul drept al văii Bancului, după unii autori valea Runcului, aproape de confluența cu valea Bîrsăului, se întîlnesc calcare albicioase-gălbui, cu numuliți mici și corali, pe care le atribuim seriei calcareoase eocen-superioară. Spre amont, aflorează marne și marne nisipoase cenușiu-gălbui sau vineții, fine, fin nufcafer, nefosilifere, cu spărtură concoidală, foarte slab stratificate, cu căderi spre vest și o grosime de 1—1,50 m.

În baza marurilor se individualizează un nivel de breccii și conglomerate mărunte, în a căror matrice sînt prinse haotic blocuri mari de cristalin, angulare sau foarte puțin rulate, cu diametrul de 0,25-1,50 m. Acestora li se alătură blocuri de gresii calcareoase gălbui-cenușii, foarte dure.

³ M. Chiriac. a) Raport asupra regiunii Hîstoci-Valea Morii-Șomeța Mare. 1952. Arh. Com. Stat. Geol. București.

b) Raport asupra regiunii Perii Vadului-Toplița-Văraieg. 1956. Arh. Com. Stat. Geol. București.

c) Raport asupra prospecțiunilor pentru bentonite la Valea Chioarului. 1962. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ S. Ioniță. Raport geologic asupra regiunii Vărai-Curtuiș-Mireș-Lăpușel-Șomeța. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁵ M. Paucă, Elena Mateescu, Aura Naghel, Antoaneta Perianu, D. Iostocescu, M. Gheorghian, Doina Gheorghian, Magdalena Radu, A. Naghel, Elena Căruțașu. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Baia-Mare și împrejurimi. 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁶ A. Lăcătușu. Prospecțiuni geologice pentru nisipuri cuarțoase în zona Văleni-Șomeța. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În dreptul primului afluent stîng al văii Bancului, affloază din nou depozite marnoase, albastrui, peste care în versantul stîng se aşază gresii calcareoase cu aspect tufaceu, grosiere, albicioase, slab stratificate în bancuri de 1 m grosime, nefosilifere, care vin în contact tectonic cu partea superioară a calcarelor eocen-superioare. Peste acestea, în ambii versanţi ai văii urmează calcare cu *Lithothamnium*.

Ionişă (1960)⁷ menţionează prezenţa unor blocuri de cristalin pe versantul stîng al văii Untului şi pe valea Runcului, în apropierea unei fracturi situată la vest de falia Birsăului, dar nu aminteşte nimic despre ele atunci cînd tratează cristalinul sau Tortonianul.

Paucă et al.⁸ arată că în afară de cristalinul Ţicăului şi Prelucii, se mai cunoaşte încă o apariţie pe valea Bancului, lângă localitatea Valea Chioarului (reprezentată prin micaşisturi cu granaţi şi paragnaise cu biotit), pe care o consideră ca un lambou scos din fundament pe o linie de falie.

Lăcătuşu⁹, semnalează prezenţa blocurilor de micaşisturi cu granaţi în aluviunile de pe valea Bancului, la aproximativ 400 m amont de confluenţa acesteia cu valea Birsăului.

Cercetînd cu atenţie profilul văii Bancului, se observă că blocurile de cristalin sînt înscimentate într-o masă conglomeratică, de culoare vinee şi deci prezenţa lor nu este legată de sistemul de fracturi existente în regiune (vezi fig.).

Studiul macroscopic şi microscopic al acestor blocuri a permis identificarea mai multor tipuri petrografice şi anume: cuarţite grafitoase, cuarţite cu clorit şi biotit, şisturi cuarţito-biotitice, şisturi clorito-micacee, micaşisturi cu granaţi, micaşisturi cu granaţi, grafit şi biotit.

Cuarţitele grafitoase prezintă zone cuarţoase şi pelicule de grafit. Se mai observă cristale de magnetit şi hematit; deci cuarţitele au caracter itabritic. Culoarea cuarţitelor este negricioasă sau cenuşiu-argintie. În secţiuni subţiri se observă aceleaşi benzi de cuarţ şi pelicule de grafit; cuarţul este inechigranular, cu contururi zimţate; de asemenea rare lamele de muscovit şi pelicule de oxizi de fier. Roca are o structură granolepido-blastică şi textură rubanată.

Cuarţitele cu clorit şi biotit au 95% din masa de bază alcătuită din cuarţ, în rest fiind feldspaţi plagioclazi maclaţi (macle albit-Karlsbad). Acestea prezintă concentraţii locale de cuarţ macrogranular, cu ouşoară

⁷ *Op. cit.* pct. 4.

⁸ *Op. cit.* pct. 5.

⁹ *Op. cit.* pct. 6.

structură în pavaj. În jurul elementelor de cuarț și feldspați se observă lamele de clorit care mulează nucleul, avînd deci un caracter evident detritic. Structura este granoblastică iar textura masivă orientată.

Șisturile cuarțito-muscovitice au masa de bază alcătuită din cuarț și lamele de muscovit, culoarea cenușiu-argintie și sînt ușor microcutate. La microscop apar granule de cuarț, feldspați plagioclazi și lamele de muscovit, masa de bază fiind dată de cuarț (95%); granulele de cuarț sînt alungite și prezintă extincție ondulatorie. Local se observă fenomene de zdrobire și recristalizare ale cuarțului; structura este granoblastică și textura șistoasă.

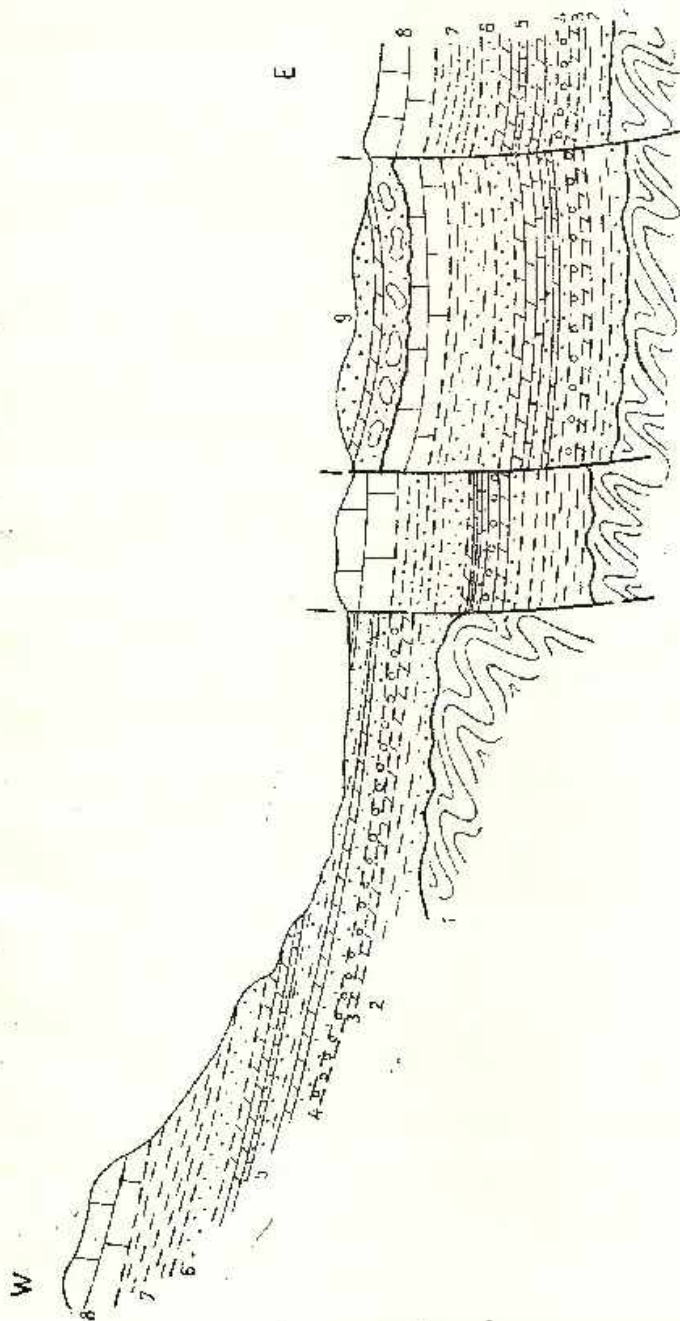
Șisturile cuarțito-biotitice sînt alcătuite din benzi de cuarț, biotit și muscovit; în masa de bază mai apar cristale prismatice de zoizit și feldspați plagioclazi. Biotitul este transformat în clorit și deci prezintă caracter retromorf. Roca prezintă structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

Șisturile clorito-micacee sînt alcătuite din zone de clorit și mică, alterînd cu zone de cuarț; cloritul se prezintă în varietatea penin și clinoclor. Granulele de cuarț au conture rotunjite și sînt prinse într-o matrice de clorit. Roca are o structură lepidoblastică cu trecere spre granoblastică și textură șistoasă.

Micașisturile cu granați sînt alcătuite din fenoblaste de granați și cuarț, plus lamele de muscovit și biotit; ca minereu apare pirita limonizată. Granatul este perfect izotrop și înconjurat de biotit. Pe crăpăturile prezente în masa granatului se observă depuneri de limonit, iar ca incluziuni, cuarț și biotit. Structura este granoblastică, chiar porfiroblastică, imprimată de granați și textura șistoasă. Biotitul și granații nu sînt cloritizați.

Micașisturile cu granați, grafit și biotit se prezintă la microscop ca o masă alcătuită din granule de granați, lamele de biotit și pelicule de grafit, acestea din urmă destul de uniforme și în cantități mari. Marginile granaților au aspect ciuruit, dat de incluziunile de cuarț cu contururi perfect rotunjite. Pe unele fisuri din granați au pătruns granule de cuarț care, prin caracterul lor, s-ar părea să fie mult mai noi față de restul cuarțului.

Aceste micașisturi sînt destul de zdrobite, afectate de mișcări dinamice care au determinat contorsionarea elementelor micacee, precum și dispunerea materialului grafitos sub formă bizară. Sînt porțiuni alcătuite, în principal, numai din grafit, în timp ce alte zone numai din cuarț și feldspați plagioclazi, care au un caracter destul de omogen. Uneori, se ob-



Profilul geologic al văii Bâncului.

1, sistini cristalini; 2, argile văgășe inferioare; 3, orizontul cu *Arenaria* și *Ischyrodon escherichyi*; 4, orizontul cu *Nemoralites perforatus*; 5, orizontul marilor canali; 6, orizontul creștii de Kovoși; 7, argile văgășe superioare; 8, șeie calcareasă; 9, Turcomanșel.

Coupe géologique dans la vallée de Bâncu.

1, schistes cristallins; 2, argile văgășe inférieures; 3, horizon à *Arenaria* et *Ischyrodon escherichyi*; 4, horizon à *Nemoralites perforatus*; 5, horizon des marnes somâreș; 6, argile văgășe supérieures; 7, argile hârlăoșe superieures; 8, șeie calcare; 9, Turcomanșel.

servă că benzile de grafit și muscovit sînt rupte după plane pe care a pătruns biotitul. Față de celălalt tip de micașist, la acesta, caracterul diaforitic este evident.

Toate tipurile de roci descrise mai sus fac parte din mezonă și provin dintr-un material inițial reprezentat prin gresii feldspatice micașice, nisipuri și argile.

În afară de micașisturile cu granați și itabirite, la toate se observă un metamorfism retrograd, exprimat de cloritizarea granaților și biotitului.

Peste acest nivel breicios-conglomeratic urmează marne și marne nisipoase cenușiu-vineții în stare proaspătă și gălbui cînd sînt alterate; conținutul lor micropaleontologic¹⁰ cuprinde: *Nonion comune* (d'Orb.), *Martinotiella communis* (d'Orb.), *Discorbis saulcii* (d'Orb.), *Spiroplectammina carinata* (Cush.), *Rotalia beccarii* (Linné), *Glandulina laevigata* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Robulus intermedius* (d'Orb.), *Virgulina schreibersiana* (Czjzek), *Textularia subangulata* (d'Orb.), *T. subplana* (Cush.), *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtell et Moll.), *Asterigerina planorbis* (d'Orb.), *Dentalina consobrina* (d'Orb.), *D. dispar* (Reuss), *Siphonodosaria* sp.

Ținînd seama de această asociație microfaunistică de vîrstă tortonian-superioară, reiese că trebuie reconsiderată vîrsta diverselor orizonturi separate în cadrul Tortonianului de către antecercetători, în sensul că toate acestea ar reveni Tortonianului superior, iar nivelul de conglomerate, gresii tufacee și calcare cu *Lithothamnium*, să revină, probabil, părții inferioare, mediane și superioare a Tortonianului superior.

Deoarece acest punct de vedere nu corespunde nici cu interpretarea dată mai recent de Popescu (1964), conform căreia limita Helvețian-Tortonian s-ar plasa undeva în cuprinsul stratelor de Hida și nu la baza tufului de Dej și nici cu interpretările mai vechi, enunțate anterior, reiese că problema stabilirii cu certitudine a vîrstei acestor formațiuni rămîne deschisă.

Trebuie reținut faptul că situația existentă pe valea Bancului este asemănătoare cu cea întîlnită în împrejurimile Clujului, deoarece și aici Tortonianul începe cu un nivel de conglomerate urmat de o zonă alcătuită din alternanțe de marne și gresii, peste care se așază tufurile dacitice.

¹⁰ Determinări efectuate de Maria Tocorjescu.

Totuși, sînt frecvente cazurile cînd se întîlnesc numai o parte din acești termeni (cele trei nivele ale Tortonianului), datorită depășirii termenilor inferiori de către cei superiori.

Din datele expuse mai înainte, se desprind următoarele concluzii:

Depozitele tortoniene de pe valca Bancului, încep cu un nivel breicios-conglomeratic, peste care se așază un nivel de gresii tufacee și altul de calcare cu *Lithothamnium*, ultimele două nivele fiind cunoscute și din lucrările anterioare.

În cadrul nivelului bazal, breicios-conglomeratic, se întîlnesc numeroase blocuri de cristalin cu diametrul de 0,50-1,50 m, blocuri de calcare și gresii calcaroase eocene, angulare sau slab rulate, insedimentate într-o matrice microconglomeratică cenușie.

Studiul macroscopic și microscopic al blocurilor de cristalin ne-a permis să identificăm opt tipuri petrografice față de două cîte erau cunoscute în prezent și anume: cuarțite grafitoase, cuarțite cu clorit și biotit, șisturi cuarțito-muscovitice, șisturi cuarțito-biotitice, șisturi cloritomicacee, micașisturi cu granați, micașisturi cu granați, grafit și biotit.

Caracterul angular sau slab rulat al blocurilor de cristalin denotă pe de o parte un transport redus, iar pe de altă parte că fundamentul cristalin era foarte aproape de suprafață, dacă nu chiar la zi.

Alcătuirea litologică a Tortonianului de pe valea Bancului, precum și caracterul transgresiv al acestuia peste formațiunile paleogene, sînt similare cu situația existentă în diferite puncte ale bazinului Transilvaniei și îndeosebi cu cea din nord-vestul Clujului, întregind astfel imaginea paleogeografică a acestui ținut din timpul Tortonianului.

BIBLIOGRAFIE

- Marinescu Fl., Marinescu Josefina (1962) Contribuții la cunoașterea Paleogenului din colțul de nord-vest al masivului Preluca. *D.S. Com. Geol.* XLIII, București.
- Mézáros N., Ghiurcă V. (1965) Paleogenul dintre masivele Țicău și Preluca. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol. geogr.* 2, Cluj.
- Popescu G. h. (1964) Zona cu Orbulina în Miocenul din nord-vestul bazinului Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geog. geogr. seria geol.* 1, București.
- Saulea Emilia, Bărbulescu Aurelia (1957) Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Țicău-Iadára (bazinul Baia-Mare). *An. Univ. Parhon, seria Șt. Naturale.* 15, București.



OBSERVATIONS SUR LE TORTONIEN DE LA VALLÉE DU BANC (SUD DE BAIJA-MARE)

(Résumé)

À l'occasion des investigations géologiques dans le bassin de la vallée de Chioaru, les auteurs ont mis en évidence la présence d'un niveau de brèches conglomératiques à la partie basale du Tortonien qui affleurent dans la vallée du Banc. On y rencontre bon nombre de blocs de cristallin anguleux ou faiblement roulés, dans lesquels on a pu identifier à l'œil nu et dans les coupes minces les types pétrographiques suivants: quartzites graphitieux, quartzites à chlorite et biotite, schistes quarzite-muscovitiques, schistes quarzite-biotitiques, schistes chlorito-micacés, micaschistes à grenats, graphites, biotite etc.

À l'avis de Paucă (1961) ces blocs représenteraient un lambeau de cristallin arraché au soulèvement de la région et entraîné le long des lignes de fractures. Lăcătușu (1965) relève leur présence dans les alluvions de la vallée du Banc alors que Ioniță (1960) ne fait que les signaler.

Les recherches en terrain portent à conclure que ces blocs de dimensions fort variées et avec une disposition chaotique ont été déposés dans le niveau basal, brêcheux conglomératique du Tortonien, n'ayant aucune liaison avec le système de fractures existantes dans la région.

Reposant sur ces conglomérats on rencontre des marnes gris violacé qui renferment une association microfoune qui indique le Tortonien supérieur. Aussi doit-on reconsidérer le problème de l'âge des trois complexes lithologiques existant dans le Tortonien de la partie basale de la vallée de Chioaru, notamment: si jusqu'à présent ne revenaient au Tortonien supérieur que les calcaires à *Lithothamnium*, alors que le reste des dépôts sous-jacents revenaient au Tortonien inférieur, la microfoune rencontrée plaide à attribuer tous ces complexes lithologiques du Tortonien de cette zone seulement à la partie supérieure de cet étage.



4. STRATIGRAFIE

STUDII BIOSTRATIGRAFICE ȘI MINERALOGICE ASUPRA FORMAȚIUNII TORTONIENE DE PE VERSANTUL NORD- VESTIC AL MASIVULUI POIANA-RUSCĂ (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE

JOSEFINA STANCU, ANTON POPESCU²

Abstract

Biostratigraphical and Mineralogical Studies of the Tortonian Formation from the Northwestern Slope of the Poiana Ruscă Massif (South Carpathians). The Upper Tortonian formation from the northwestern slope of the Poiana Ruscă crystalline massif is constituted both of deposits under the detrital-littoral facies and open sea deposits under a muddy facies. The biostratigraphical study evidenced paleoecological conditions similar to those of the present-day subtropical seas with a normal salinity, quiet and well-oxygenated waters. A hypothesis is expressed as regards the connection between the volcanic manifestations and the bulky death of organisms. The presence of some augite and biotite-bearing andesites and trachytoid andesites is pointed out. The study of heavy minerals set forth a paragenesis composed of: opaque minerals-epidote-green hornblende-staurolite-zoisite + clinozoisite.

Regiunea cercetată se situează pe versantul nord-vestic al masivului Poiana Ruscă, în perimetrul delimitat de localitățile Margina-Românești-Pietroasa-Coșevița (județul Timiș). Obiectivul principal al studiilor efectuate în acest sector în vara anului 1967 a fost delimitarea unor depozite tortoniene, nesemnificate până în prezent în regiune, precum și caracterizarea lor din punct de vedere biostratigrafic și mineralogic.

Perimetrul studiat, alcătuit din depozite neogene și cuaternare argilo-detritice, constituie prelungirea spre vest a bazinului tortonian de la Coșteiu de Sus-Lăpușiu de Jos-Crivina, mulind rama de NW și de

¹ Comunicare în ședința din 28 februarie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



N a masivului cristalofilian Poiana Ruscă. Acest relief colinar variază între 175-400 m, constalându-se o creștere gradată a înălțimilor spre S și SE, către limita cu formațiunile cristalofiliene. Principalul curs de apă din regiune este râul Bega, care drencază o serie de piraie de importanță secundară cum sînt: valca Icu, valea Năndrească, valea Homoșdia etc.

Regiunea prezentată nu a format în trecut obiectul unor cercetări de detaliu. Schafarzik (1905) și Schreter (apud. Papp, 1915) fac o serie de referințe la depozitele neogene de pe versantul nordic al văii Bega, în lucrări comprehensive cu referințe îndeosebi la șisturile cristalofiliene. Kadie (1905) se referă în mod special la aceste formațiuni în regiunea Curtea-Făget. În ultimele două decenii depozitele neogene au fost studiate, doar tangențial, de către cercetătorii care s-au ocupat de formațiunile cristalofiliene ale masivului Poiana Ruscă: Papiu³, Popescu (1964), Urcan⁴, Mureșan⁵. Ultima lucrare asupra regiunii, contribuind efectiv la descifrarea biostratigrafiei acestor depozite, se datorește cercetătorilor Stancu, Popescu (1967)⁶.

Considerații geologice

În perimetrul menționat se constată o puternică dezvoltare a depozitelor tortonian-superioare, care mulează în partea de sud a regiunii formațiuni cristalofiliene, constituite în principal din șisturi epizonale asociate cu dolomite reefogene. Pe culmi se întîlnesc petece de pietrișuri cuaternare, atribuite Pleistocenului superior, iar în raza localității Curtea a fost conturat un mic corp andezitic pus în loc anterior acumulării depozitelor tortoniene superioare.

Roci cristalofiliene. Fundamentul regiunii, reprezentat prin carbonatite cristaline, apare la zi în zona meridională a perimetrului, urmărind în linii mari o porțiune a cursului mediu al văii Bega, între valea Negrilii și localitatea Românești. În acest sector aflurează, în deschidere aproape continuă, dolomite cristaline fin pînă la mediu-granulare, cenușii

³ C. V. Papiu. Rapoarte geologice miniere. 1946-1949. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ T. Urcan. Asupra prospecțiilor pentru minereuri neferoase executate în partea de SW a Munților Metaliferi, zona Bulza-Coștelei de Sus-Lăpușiu. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ M. Mureșan. Prezentarea hărții geologice a părții de NW a masivului Poiana Ruscă. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ Josefina Stancu, A. Popescu. Studii biostratigrafice în depozitele neogene din partea de NW a munților Poiana Ruscă (județul Timiș). 1967. Arh. Inst. Geol. București.



sau albe, orientate pînă la masive, cu intercalații subordonate de dolomite negre stratificate. Studiul optic al acestor dolomite a pus în evidență o masă carbonată, pigmentată cu minuscule granule de grafit, provenind din metamorfozarea substanței organice primare. Uneori în dolomitele negre, bine stratificate, se observă o individualizare a grafitului pe planele de șistozitate, care în felul acesta devin deosebit de evidente. În general aspectul microscopic al acestor roci este extrem de monoton, prezența cu totul incidentală a unor granule de cuarț, feldspat plagioclaz, pirită sau zircon nefiind în măsură să creeze o variație mineralogică notabilă.

Originea acestor formațiuni carbonatate, preponderent dolomitice, trebuie atribuită metamorfozării în condiții de epizonă a unor vechi acumulări organogene calcaro-dolomitice recifal-recifogene, procesul metamorfic avînd loc în cadrul fazei hercinice.

Roci eruptive. Apariția restrînsă a rocilor eruptive din cadrul perimetrului cercetat pare să fie datorată nu atît dezvoltării lor foarte reduse, cît în special extinderii ample a depozitelor tortoniene, care le maschează aproape în totalitate, permițîndu-le să afloreze într-un singur sector, spre SE de localitatea Curtea. În regiune au fost identificate două tipuri distincte de roci andezitice :

A) *Andezite cu sanidin și biotit (andezite trahitoide).* Cel mai caracteristic afloriment de andezite cu sanidin și biotit a fost identificat la NE de punctul denumit *Balta Caldă*. Aici se dezvoltă o puternică placă de andezite albicioase pînă la cenușii, apreciabil alterate, străpunse de un corp de andezite roșii-vioacee cu aspect masiv. Studiul microscopic al primului tip de andezite a scos în evidență următoarele caractere : roca este alcătuită dintr-o masă fundamentală bine orientată și aproape total caolinizată, în care se dezvoltă fenocristale de feldspați și de biotit, dispuse riguros după direcția de curgere a lavei. Dintre feldspați, ponderea principală o au plagioclazii, feldspații potasici fiind reprezentați prin cantități subordonate de sanidin.

Plagioclazii sînt foarte proaspeți, de regulă idiomorfi sau subidiomorfi, în fenocristale submilimetrice, maclate albit-Karlsbad și perichin și evidențiază un conținut de anortit variînd între 24-45 %, deci de la un oligoclaz bazic la un andezin. Granulele prezintă o vagă zonare, dar fără variații ale chimismului în cadrul cristalului. Fenomenul se explică prin procesele de contracție ce au avut loc în timpul răcirii rapide a lavei.



Un fapt demn de menționat este absența oricărui indiciu de resorbție magmatică. În cristalele de plagioclaz au fost identificate minuscule incluziuni de sfen și biotit. În masa fundamentală se pot observa frecvente microlite de plagioclaz, cu atât mai acide cu cât prezintă dimensiuni mai reduse.

Subordonat apar fenocristale de sanidin cu dimensiuni comparabile celor întâlnite la plagioclazi, adică între 0,10/0,02-2,00/0,50 mm. Sint de asemenea idiomorfe, lipsite de resorbții magmatice și niciodată maclate.

Biotitul, în genere idiomorf, proaspăt, apare de asemenea larg dezvoltat, uneori atingând 2-3 mm.

Prin corelarea citorva dintre elementele redată mai sus se pot trage două concluzii: (1) lava se caracteriza printr-o accentuată fluiditate, atestată de orientarea evidentă a masei fundamentale precum și a fenocristalelor; (2) cristalizarea a avut loc foarte rapid. În sprijinul ultimei afirmații notăm prospețimea cristalelor (în opoziție cu intensa alterare a masei fundamentale), idiomorfismul lor, absența fenomenelor de resorbție magmatică precum și aspectele ușor zonate ale unora dintre fenocristalele de plagioclaz.

O probă recoltată din aceeași rocă, de la o distanță de 40 m de punctul precedent, relevă caractere mineralogice apropiate, reprezentând totuși o oarecare individualitate. Astfel se constată o cantitate mai mică de sanidin, precum și un grad de alterare al masei fundamentale mult mai scăzut în comparație cu proba precedentă. Microlitele de plagioclaz sint mai numeroase (multe dintre ele fiind filiforme), bine orientate, imprimând rocii o pregnantă textură fluidală. Microlitele au caracter mai acid, conținând în jurul a 20% An. Primele cristale separate sint așadar cele cu o bazicitate mai ridicată. Și în cazul acesta se remarcă un raport direct între dimensiunile microlitelor și bazicitatea lor. Apare destul de evidentă concluzia că această probă provine dintr-un nivel inferior (situat însă în imediata apropiere a primului nivel), distanța de verticală fiind, probabil, de ordinul citorva metri, a cărui răcire a avut loc ceva mai lent.

În andezitele cu sanidin și biotit raportul între pastă și fenocristale variază între 65-70 : 35-30, în cadrul fenocristalelor raportul dintre componente oscilând între următoarele limite: 55-70% plagioclaz, 25-35% biotit, 5-10% sanidin. Structura este hipocristalină, iar textura, fluidală. Componența mineralogică, caracterele optice, precum și modul de zăcămint apropiat acest andezit de familia trahitelor, încît considerăm că denumirea de andezit trahitoid exprimă suficient de corect caracterele petrografice ale rocii descrise.

B) *Andezitul cu augit și biotit* aflorează în același punct, contrastând cu tipul precedent atât prin culoarea sa violacee cit și prin textura masivă. Punerea în loc a andezitului cu augit și biotit a determinat un minor efect tectonic, manifestat prin ușoara curbare a plăcii de andezit trahitoid în sectorul în care s-a exercitat presiunea ascensională a magmei.

Din punct de vedere optic apare constituită dintr-o masă fundamentală holocristalină, inițial feldspatică, puternic caolinizată, în care plutesc numeroase fenocristale de feldspați plagioclazi, augit și biotit, cu dimensiuni de ordinul a 0,15-2,00 mm. În pastă se pot observa pe alocuri pseudomorfoze de opacit după minerale femice de dimensiuni reduse.

Feldspații sînt în genere subidiomorfi, adesea zonați, afectați de caolinizări mai mult sau mai puțin avansate. Fenocristalele zonate sînt mult mai bazice în centru, motiv pentru care alterarea s-a produs centrifug, periferia cristalelor apărînd mult mai proaspătă decît zonele interne. Caracterul plagioclazului variază între un oligoclaz bazic și un andezin acid (25 pînă la 36 % An), fiind mult mai frecvente cristalele cu o bazicitate mai scăzută (între 25-28 % An).

Augitul apare sub formă de fenocristale idiomorfe, afectate de slabe coroziuni magmatice, uneori opacitizate periferic, alteori integral. Se pare că aceste opacitizări constituie efectul unui ușor proces de auto-metamorfism, produs în timpul ascensiunii magmei.

Biotitul se prezintă larg dezvoltat, uneori cu conture hexagonale, cu pleocroism puternic și resorbții magmatice evidente. Manifestă, ca și augitul, frecvente opacitizări periferice.

În acest tip de andezite masa fundamentală constituie 55-60 % din rocă, raportul între fenocristale fiind 60 % feldspat, 30 % augit, 10 % biotit. Roca prezintă structură porfirică și caracter mai mult sau mai puțin sub-vulcanic, cu textură masivă.

În corpul andezitelor cu augit și biotit apar filoane sporadice, verzui sau roșietice, cu grosimi de 2-10 cm, reprezentînd venituri ceva mai noi, dar probabil penecontemporane cu punerea în loc a corpului principal. Micro- și macroscopic se recunosc fragmente milimetrice și submilimetrice de roci preexistente, sub formă de anclave în masa sticloasă. Forma lui de zăcămint ca și caracterul acestor mici anclave, conduce la supoziția că andezitul care formează aceste filoane reprezintă ultima manifestare vulcanică din sectorul cercetat, determinată de apariția unor fisuri tectonice profunde în masa andezitului cu augit. Pe aceste fisuri s-a insinuat lava ce a înglobat materialul clasic întîlnit în cale și consolidarea ei rapidă

a determinat caracterul vitros cu anclave și fragmente ce imprimă la microscop aspectul unui material piroclastic (tufolavă).

Caracterele petrografice ale acestor andezite — evident mai recente decît rocile banatitice — precum și faptul că sînt acoperite de depozitele argilo-detritice tortonian-superioare, ne îndreptășesc să afirmăm că punerea în loc a andezitului cu sanidin și biotit și apoi a andezitului cu augit s-a produs în timpul Neogenului, înainte de acumularea argilelor slab marnoase și a nisipurilor tortonian-superioare dezvoltate în cadrul perimetrului cercetat.

Corelînd datele de teren și laborator cu concluziile obținute de Peltz et al. (1969) în regiunea Groși-Bulza-Fintoag cu privire la vîrsta andezitelor cu biotit din această zonă, considerăm că andezitele întîlnite în perimetrul nostru pot fi atribuite Tortonianului superior, fiind situate în „biozonă cu *Vatulineria saulcii*”.

Notăm existența în cadrul perimetrului în punctul denumit Balta Caldă, a unui izvor de apă hipotermală cu temperatură constantă în tot timpul anului. Se poate presupune existența unei corelații între termalitatea acestor ape și manifestațiile vulcanice legate de ultimele faze eruptive andezitice din regiune.

Roci sedimentare. Tortonian. În zona cercetată se semnalează pentru prima oară prezența depozitelor tortoniene, precum și dezvoltarea acestora spre S și W de localitățile Lăpuși și Coștei. Formațiunea tortoniană este bine dezvoltată în întreg bazinul văii Homoșdia (valea Cerat, valea Țîntari etc.) precum și pe văile Icuș, Năndrească și Pîrîul cu Oase, tributare râului Bega.

Depozitele Tortonianului îmbracă două faciesuri distincte: unul litoral-conglomeratic, dezvoltat în sudul regiunii, în apropierea ramei cristalofiliene a masivului Poiana Ruscă, și un altul de adîncime mai mare, argilo-marnos, cu o completă dezvoltare în bazinul văii Homoșdia.

Faciesul conglomeratic este localizat numai în sudul perimetrului cercetat, transgresiv peste formațiunile cristalofiliene. Seria debutcăză prin puternice bancuri de conglomerate polimictice slab sortate. Relațiile formațiunilor sedimentare cu cele ale fundamentului cristalofilian sînt vizibile în văile Negrîlii și Băneșului. Conglomeratele sînt constituite din fragmente subrotunjite pînă la rotunjite, cu diametrul variînd între 4-25 cm, dimensiunea medie fiind de ordinul a 6-8 cm. Predominarea materialului cristalofilian este categorică: fragmente de cuarț alb sau cenușiu, cuarțite albe și negre, șisturi cloritoase, sericitoase, sericito-cloritoase

și sericito-grafitoase, dolomite și, subordonat, calcare cristaline, prinse într-un liant marno-nisipos de regulă slab consolidat. Gradul redus de agregare face ca aceste conglomerate să treacă treptat la pietrișuri. Cu totul accidental au fost întâlnite, în conglomerate, fragmente subrotunjite până la rotunjite de andezite piroxenice.

În această zonă litorală coloana litologică se continuă cu trei nivele de nisipuri cineritice bine individualizate, de culoare alb-cenușie sau verzui, grosiere în bază și din ce în ce mai fine spre partea superioară, dispuse în alternanță cu pietrișuri și nisipuri. Primul nivel cineritic prezintă o grosime de peste 1,50 m și relevă un abundent microconținut în care predomină forme de globigerine mici. Grosimea celorlalte nivele piroclastice variază între 0,50-0,35 m.

În cadrul acestor nivele nisipoase cineritice au fost observate intercalații centimetrice de tufite, tufuri albe, fin-granulare, cu porțiuni lenticulare bentonitizate, precum și nisipuri în care materialul cineritic este evident subordonat. Frecvent se constată treceri de la nivelele nisipoase cineritice, la nisipuri autentice, lipsite de material piroclastic. În masa depozitelor tortoniene argilo-marnoase au fost identificate numai două dintre cele trei nivele nisipoase, cineritice, nivelul inferior fiind fie mascat de depozitele pelitice, fie efilat de la sud către nord.

Entitatea superioară a faciesului conglomeratic este constituită dintr-o succesiune de nisipuri cenușii sau gălbui, slab micacee, fine până la medio-granulare, evidențiind către coronamentul formațiunii, texturi încrucșate și intercalații de pietrișuri mărunte.

Faciesul argilo-marnos prezintă cea mai mare extindere în cadrul formațiunii tortoniene, fiind corespondentul de larg al faciesului conglomeratic. Seria este foarte monotonă din punct de vedere litologic: argile slab marnoase cenușii cu nivele decimetrice până la metrice argilo-nisipoase, intercalații nisipoase net subordonate, precum și cele două nivele nisipoase cineritice menționate anterior. Formațiunea se încheie cu un nivel de 1 m de nisipuri cuarțoase albe. Acest facies prezintă un deosebit interes paleontologic prin faptul că deține întregul ansamblu faunistic recoltat.

Termenul inferior al faciesului argilo-marnos este constituit din argile slab-marnoase, cenușii-albăstrui, compacte, cu spărtură concoidală, cu urme de plante (în special impresiuni de frunze de *Cinnamomum*, *Myrica* și *Castanea*) și frecvente molaie sau forme întregi de *Brissopsis* și cochilii de *Turritella*, *Corbula*, *Nucula*. Această entitate litologică a fost

întâlnită doar acolo unde eroziunea a săpat mai profund : pe văile Cerat și Țințari, afluenți ai văii Homosdia.

În succesiunea litologică se dezvoltă argile slab marnoase cenușii, cu aspect stratificat, din ce în ce mai nisipoase spre partea superioară, unde alternanțele psamitice devin tot mai frecvente substituind treptat materialul pelitic. În masa acestor argile apar numeroase concrețiuni elipsoidale limonitice diagenetice, milimetrice pînă la centimetrice. Pachetul argilo-detritic conține și cele două nivele de nisipuri cineritice menționate în cadrul faciesului conglomeratic, în continuare dezvoltându-se nisipuri cuarțoase albe, fin granulare, în grosimi de 5-7 m. Sedimentarea se încheie cu nisipuri galbene cu structură încrucișată, separate de nisipurile albe printr-un nivel (3 cm) de argilă neagră, cu un abundent detritus vegetal (cariera din Dealul Mare).

Argilele slab marnoase sînt depozitele gazdă ale faunei tortoniene. Au fost întîlnite cuiburi fosilifere deosebit de bogate, cu faună foarte variată, în care participă : briozoare, brahiopode, moluște, ostracode, decapode, pești (Pirul cu Oase, valca Țințari și valea Cerat).

Subliniem faptul că în cele trei zăcăminte amintite, în afara genurilor *Murex* și *Ostrea* (care s-au recoltat numai din Pirul cu Oase), există un conținut macropaleontologic asemănător, diferențele constînd doar în numărul de specimene.

În afara acestei faune autohtone (în sensul Craig și Hallam, 1963), lipsite de sortare mecanică și acumulate pe spații restrînse, în zăcămintele fosilifere bogate, în cadrul aceleiași serii argilo-marnoase se întînesc și genuri dispersate în întreg nivelul pelitic, însă bine reprezentate numeric și în punctele fosilifere menționate. Această asociație de forme caracteristice, cu largă răspîndire areală, este constituită în ordinea frecvenței din genurile : *Heterostegina*, *Brissopsis*, *Aporrhais*, *Turritella*, *Nucula*, *Nassa*, *Ringicula*. Dacă ultimele cinci genuri pot lipsi, heterosteginele și echinodermele sînt întîlnite în toate punctele fosilifere de pe afluenții văilor Icu și Năndrească.

Microfauna, la fel de bine conservată ca și macrofauna, a fost determinată de Gheorghian⁷. În Pirul cu Oase, din același nivel cu fauna de moluște au fost recoltate : *Spiropleclammina carinata* (d'Orb.), *Quinqueloculina akneriana* (d'Orb.), *Pyrgo lunula* d'Orb., *Signoilina haidingeri* (d'Orb.), *Triloculina trigonula* d'Orb., *Pseudoglandulina laevigata* (d'Orb.), *Robulus carinatus* (d'Orb.), *Loxostomum sinuosum*

⁷ Mihaela Gheorghian. Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiselefi nr. 2, București.



Cush., *Bulimina ovata* d'Orb., *Valvulineria saulcii* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *Heterostegina* sp., *Globigerina pacifica* (Cushm.), *G.* sp., *Globigerinoides bisphericus* Todd., *G. trilobus* (Reuss), *Orbulina suturalis* Bronn., *O. universa* d'Orb., *Eponides coryelli* Cushm., *Amphistegina mamilla* d'Orb., *Nonion communis* (d'Orb.).

Microconținutul analizat din probe recoltate de pe valea Cerăt este constituit din : *Spiroplectammina carinatu* (d'Orb.), *Textularia abbreviata* d'Orb., *Martinottiella communis* (d'Orb.), *M. victoriensis* (Cushm.) *Sigmoidopsis schlumbergeri* (Silvestri), *Adelosina laevigata* d'Orb., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Nodosaria badenensis* d'Orb., *N. hirsuta* d'Orb., *N. irregularis* d'Orb., *Dentalina adolphina* d'Orb., *Dimorphina tuberosa* d'Orb., *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *Cribronion dollfusi pseudoelphidiiformis* G.I.G., *Heterostegina* sp., *Globigerina apertura* Cushm., *Cibicides floridanus* Cushm., *C. lobatulus* (Walk. & Jae.), *C. pseudoungerianus* Cushm., *Gyroïdina soldanii octacamerata* Cushm. & Hanna, *Höglundina elegans* d'Orb.

Microconținutul analizat în această zonă se poate corela cu microfauna cantonată în depozitele sinerone de la Lăpugiu de Sus și Coștei; se poate sublinia chiar că asociațiile de pe valea Cerăt sînt aproape identice cu cele de la Coștei, aparținînd biozonei cu *Valvulineria saulcii*. Ansamblul faunei determinate în zona de lucru a condus la stabilirea precisă a vîrstei acestor depozite, care trebuie atribuite în mod indubitabil Tortonianului superior.

Dușă (1966), într-un teritoriu alăturat regiunii pe care o prezentăm, separă în cadrul Tortonianului două faciesuri distincte : un facies reefal și un facies pelitic, marno-argilos. Sub acest aspect subliniem faptul că analizele calcimetrice executate asupra probelor recoltate din zona Margina-Românești-Pietroasa-Coșevița, provenind din același facies pelitic, indică conținuturi de CaCO₂ cuprinse între 3-6 %, ceea ce situează aceste roci în categoria argilelor slab marnoase.

Considerăm că faciesul reefal, conturat de Dușă într-un sector situat la nord-est de regiunea de care ne-am ocupat, și constituit litologic din calcare reefale, gresii și microconglomerate, conglomerate, reprezintă un echivalent al faciesului conglomeratic, amintit în bazinele văilor Băneșului și Negrii.

Depozitele tortoniene prezintă în genere o dispoziție monoclinală, cu căderi de 5-7 °N în zona centrală a bazinului și de 11-15°N în apropierea fundamentului cristalofilian. Grosimea seriei se cifrează la aproximativ



150 m în zona faciesului argilo-marnos și de aproximativ 75 m în sectoarele meridionale, în care dezvoltarea faciesului conglomeratic este maximă.

Considerații paleontologice

Prezentarea faunei tortoniene. Întrucât depozite tortoniene nu au fost pînă în prezent recunoscute în această zonă, nu ne găsim în posesia vreunui inventar privind conținutul lor paleontologic. Menționînd totodată faptul că materialul recoltat nu este studiat în întregime, prezentăm în continuare asociația faunistică determinată:

Spongieri

Cliona sp.

Vicrii

Serpula sp.

Ditrupea cornea (Linné)

Brizoare

Cyclostomata

Crisia elongata Milne-Edwards

Crisia hoernesii Reuss

Crisia sp.

Lichenopora deformis Reuss

Teroia irregularis Meneghini

Cheilostomata

Cupuladria haidingeri Reuss

Cupuladria canariensis (Busk.)

Brahiopode

Cistella subcuneata (Boettg.)

Cistella sp.

Lamelibranchiate

Nucula (*N.*) *nucleus* L.

Leda (*Lembulus*) *fragilis* (Chemn.)

Anadara diluvii (Lam.)

Limopsis (*Pectunculina*) *anomala* Eichw.

Glycymeris sp.

Amussium (*A.*) *cristatum badense* Font.

Chlamys elegans (Andrz.)

Ostrea (*O.*) *digitalina* (Dub.)



- Loripes* (L.) *dujardini* (Desh.)
Linga (*Bellucina*) *agasizzi* (Micht.)
Cardium (*Bucardium*) *hians danubianum* May.
Cardium (*Parvicardium*) *papillosum* Poli
Pitaria (*Cordiopsis*) *islundicodes* (Brocchi)
Venus (V.) *basteroti* Desh.
Venus multilamella Lam.
Venus sp.
Solecortus (*Zozia*) *antiquatus vindobonensis* C. Meznerics
Tellina (*Peronaea*) *planata* L.
Corbula (*Variocorbula*) *gibba* Olivi
Cuspidaria (U.) *cuspidata* Olivi

Gasteropode

Ordinul Prosobranchia

- Teinostoma minimum* Boettg.
Teinostoma woodi Hörnes
Teinostoma woodi frequens Boettg.
Skenea subnitida (Boettg.)
Adeorbis (A.) *quadrifasciatus miotaurinensis* Sacco
Adeorbis (A.) *planorbillus* Duj.
Hydrobia immutata Fraunfeld
Rissoa (*Alvania*) *montagui miocaenica* Sacco
Rissoa (*Gingula*) *peculiaris* Boettg.
Turritella subangulata Brocchi
Turritella bicarinata Eichw.
Turritella bicarinata Eichw. var.
Turritella turris Bast.
Solarium (*Nipteraaxis*) *marthae* Boettg.
Pseudomalaxis quinquangularia (Boettg.)
Pseudomalaxis croniculum (Boettg.)
Caecum trachea (Montagu)
Caecum glabrum (Montagu)
Bittium reticulatum (da Costa)
Bittium spina (Partsch.)
Scala (*Uathratus*) *frondicula spinosa* Bonelli
Scala (U.) *kostejana* (Boettg.)
Acirsa (*Hemiarcisa*) *drevermanni* Boury
Eulima (*Eulima*) *polita subrevis* d'Orb.
Eulima (E.) *glaber sulcatus* Denovan

- Eulima* E.) *trula* (Boettg.)
Nisso terebellum Chemn.
Eulimella (*Eulimella*) aff. *acicula* Philipp
Eulimella (*Syrnola*) *weneri* (Boettg.)
Turbonilla spiculum (Eichw.)
Turbonilla aff. *lanceiformis* Boettg.
Turbonilla hugnarica Boettg.
Turbonilla alpina Sacco
Chrisallida longula (Boettg.)
Odostomia plicata (Mtg.)
Odostomia dispar Boettg.
Odostomia marie Boettg.
Odostomia perrera Boettg.
Capulus sulcosus (Brocchi)
Aporrhais pespelecani (Linné)
Aporrhais pespelecani alatus (Eichw.)
Rostellaria denudata Grateloup
Natica (*Natica*) *millepunctata* Lam.
Natica (*Lunatic*) *catena helicina* Brocchi
Natica (*Polynices*) *redempta* Michelotti
Cassidaria (*Cassidaria*) *echiophora* Lam.
Cassidaria (C.) *variabilis* Bell-Micht.
Phalium (*Semicassis*) *saburon miolaevigatum* Sacco
Pirula sp.
Murex (*Tubicauda*) *spinicosta* Bronn.
Columbella (*Atilia*) *petersi* Hoernes et Auing.
Columbella (*Macrurella*) *nassoides* (Grat.)
Nassa (*Tritia*) *limita* (Chemn.)
Nassa (T.) *restitutiana* (Font.)
Nassa (T.) *restitutiana hoernesii* Mayer
Nassa (T.) *laevissima kostejana* Boettg.
Nassa (T.) *hypertrophica* Boettg.
Nassa (T.) *karreri* Hoern. et Auing.
Ancilla (*Ancilla*) *obsoleta* Brocchi
Ancilla (*Baryspira*) *glandiformis* Lam.
Ancilla (B.) *glandiformis conoidaea* (Desh.)
Ancilla (B.) *glandiformis elongata* (Desh.)
Mitra grateloupi d'Orb.
Mitra (*Vexillum*) sp.



- Voluta (Athleta) ficulina rarispina* Lam.
Terebra (Terebra) bistrata exbistrata Sacco
Terebra (Subula) fuscata modesta Tristan
Clavatula asperulata suturalis Andrz.
Drillia sigmoidea (Bronn.)
Drillia allionii Bellardi
Pleurotoma annae Hoern. et Auing.
Pleurotoma coronata lapugiensis Hoern. et Auing.
Pleurotoma badensis R. Hoern.
Mangelia sandleri Partsch.
Genota ramosa Bast.
Conus (Conolithus) dujardini Desh.
Conus (Leptoconus) mercati miocuenicus Sacco
Conus (Chelyconus) miocoestavensis Sacco

Ordinul Opisthobranchia

- Acteon semistriatus* Férussac
Acteon inflatus Borson
Acteon tornatilis L.
Ringicula (Ringiculina) auriculata laevigata (Eichw.)
Ringicula (R.) auriculata ventriosa (Sow.)
Acteocina lajonkaircana Bast.
Retusa (Retusa) truncatula (Brug.)
Retusa (R.) latesulcata (Boettg.)
Scaphander lignarius L.
Sabatia callifera Boettg.
Atys miliaris Brocchi

Ordinul Pulmonata

- Ellobium pretiosa* (Boettg.)

Ordinul Pteropoda

- Vaginella depressa* Daudin
Vaginella austriaca Kittl
Vaginella sp.
Spiratella tarchanensis Kittl
Spiratella aff. *konkensis* Zhizhenko
Spiratella sp.

Scafopode

- Dentalium (Dentalium) michelotti michelotti* Hoern.
Dentalium (D.) sp.
Dentalium (Antalis) badense badense Partsch.



Dentalium (A.) novemcostatum mutabile Dod.
Dentalium (A.) vitreum Schröt.
Dentalium (A.) hexagonulus Schröt.
Fustiaria jani jani (Hoern.)
Gadila transsylvanica (Boettg.)
Gadila miocenica (Boettg.)
Gadila hoernesii Boettg.
Gadila sp.

Echinoide

Brissopsis otnangensis R. Hoernes
Schizaster aff. *latipetalus* Vádasz

Ostracode

Loxococoncha ornata Schneider
Cytheridae acuminata (Rognet)
Palunia ruida (Ruggieri)
Hermanites haidingeri (Reuss)

Malacostracee

Dairia sp.

Pești

Scolpelus splendens Proch.
Scolpelus debilis (Koken)
Gobius vicinalis (Koken)
Phycis tenuis (Koken)

Analiza faunei. Inventarul faunistic prezentat însumcăză 191 specii, din care: foraminifere — 40 sp.; spongieri — 1 sp.; viermi — 2 sp.; brizoare — 7 sp.; brahiopode — 2 sp.; lamelibranhiate — 20 sp. (11 familii); gasteropode — 96 sp. (35 familii); scafopode — 11 sp.; echinoide — 2 sp.; ostracode — 5 sp.; decapode — 1 sp.; pești (identificați numai după sagite) — 4 sp.

Din cele arătate mai sus rezultă predominarea gasteropodelor ca număr de specii, urmând în ordine foraminiferele, lamelibranhiatele, scafopodele, etc. Dacă ne referim însă la numărul indivizilor, pe primul loc în ordinea participării se clasează lamelibranhiatele, urmate de gasteropode, scafopode, echinoide, foraminifere, brizoare, celelalte grupe fiind subordonate, pe ultimul loc situându-se viermii. Au mai fost recoltate și un număr de piese accesorii sau separate, ca: opcreule de *Natica*, spiculi monoaxoni și numeroase radiole.



Foraminiferele. Microconținutul bogat al zăcămintelor fosili-
fere cercetate este constituit în primul rând prin forme bentonice (sub-
ordonat aglutinante), precum și din forme planctonice. Se remarcă
talia mare a majorității specimenelor de miliolide și heterostegine, pri-
mele depășind 2 mm în diametru iar ultimele atingând 15 și chiar 17,5 mm.
Cele două grupe menționate, cu pronunțate afinități pentru faciesurile
recifale, atestă, prin prezența lor în faciesul argilo-marnos, existența
unor condiții optime și în zona infralitorală a bazinului.

Viermii, reprezentați prin cele două genuri amintite, se întâlnesc
foarte rar.

Briozoarele prezintă o redusă variație de specii. *Cupuladria hai-
dingeri* este forma cu frecvența cea mai ridicată. Se constată o situație
similară celei întâlnite în bazinul Caransebeș (Delinești și Zorlenț), sesizată
de Giurcă (1966), și anume predominarea numerică a speciilor de Cy-
elostomate față de Cheilostomate, care primează prin număr de indivizi.

Brahiopodele, cu cochilii fine și talie redusă, se întâlnesc sporadic
și întotdeauna cu ambele valve.

Lamelibranchiatele, în marea majoritate cu valve subțiri, rotunjite,
au fost frecvent întâlnite cu ambele valve. Genul care predomină în an-
samblul bivalvelor este *Amussium*, urmat în ordine numerică, de: Vene-
ridae, Corbulidae și reprezentanți ai taxodontelor. Genul *Ostrea* este re-
prezentat doar printr-un singur individ adult, cu cochilia fină, rotun-
jită și aproape lisă și prin trei exemplare nedezvoltate.

Gasteropodele identificate se grupează în 4 ordine, o predominare
numerică remarcabilă întâlnindu-se la familiile Turritellidae, Aporrhaidae,
Fulimidae, Nassidae, Naticidae, Volutidae, Retusidae, Cavolinidae,
Ringiculidae. Este notabilă observația că din marea familie a Cerithi-
daelor, destul de larg răspândită în apele mării tortoniene, în acest sector
este prezent numai genul *Bittium*, cu un mare număr de indivizi pentru
cele două specii determinate. Aceeași remarcă este valabilă și pentru
Muricidae (un singur exemplar) și Cassidaridae.

Între scafopode se impune familia Syphonodentaliidelor, față de
cea a Dentaliidelor. Din ultima familie sînt întâlnite foarte rar forme ro-
buste, ca *Dentalium michelottii* sau *D. badense*, în schimb abundă genul
Fustiaria (mai ales specia *F. jani*).

Echinoidele nu manifestă variații de genuri și specii, în schimb
în faciesul argilo-marnos al Tortonianului din această zonă genul *Brissop-
sis* înscrie o puternică participare atât pe orizontală cât și pe verticală,
în afară de exemplarele bine conservate găsindu-se și numeroase plăci



și radiole. Echinoidele determinate prezintă o talie mai mică decât a exemplarelor recoltate de Givulescu, Dușa (1960) dintr-un sector situat la nord-estul regiunii studiate de noi.

Ostracodele, destul de abundente, frecvent întâlnite cu ambele valve, au talii reduse. Predomină formele ornamentate cu țepi fini, cele lise perforate fiind subordonate numeric.

Resturi de decapode au fost recoltate pe Pîrîul cu Oase și pe valea Cerăt: articole de *Dairia* sp. (fie clești cu ambele articole, fie numai pollux sau index).

Peștii sînt semnalati prin prezența otolitelor (numai sagite) precum și prin numeroase vertebre fine, unele păstrînd apofizele transverse în perfectă stare.

În zăcămintele amintite s-a putut separa o gamă variată de exemplare care ilustrează serii ontogenetice aproape complete. Așa au putut fi *Nassa* stabilite la genurile *Amussium*, *Venus*, *Loripes*, *Natica catena helicina*, *hipertrophica*. La exemplarele embrionare de *Ostrea* se poate observa, în afară de prodisoconea, extinderea hialină a periostracumului.

Biotopurile din Ogașul cu Oase și vălele Țîntari sau Cerăt conțin forme bentonice sesile și libere, precum și forme nectonice și planctonice. Formele planctonice conțin, la rîndul lor, indivizi microplanctonici, mezoplanctonici și macroplanctonici. Apele erau populate cu numeroase forme ierbivore, carnivorele fiind subordonate.

Ansamblul faunistic discutat prezintă o largă dezvoltare în zăcămintele fosilifere din punctele Pîrîul cu Oase, valea Țîntari și valea Cerăt, dar asociații cu *Brissopsis*, *Amussium*, *Venus*, *Leda*, *Turritella*, *Nassa*, *Ringicula*, sînt distribuite și în restul punctelor fosilifere întîlnite.

În concluzie considerăm că biomasa era constituită din:

- (1) Genuri caracteristice: *Brissopsis*, *Amussium*, *Turritella*, *Aporrhais*, *Heterostegina*, *Eulimidae*.
- (2) Genuri subordonate: *Scalidae*, *Capulus*, *Conus*, *Cavolinidae* etc.
- (3) Genuri întîmplătoare: *Murex*, *Cassidaria* și *Ostrea*.

Aspectele morfologice și gradul de conservare al faunei. Fauna studiată cuprinde de regulă indivizi de talie mică și medie, cu slabe tendințe de nanism, observate la *Corbula*, *Nucula*, *Leda* etc. Genurile cu talie mare sînt puține și reprezentate uneori numai printr-un singur specimen (*Murex*, *Cassidaria*, *Ostrea*) sau prin două-trei exemplare, cum este cazul genurilor *Conus* și *Pyrula*. Excepție face doar specia *Ancilla glandiformis*, bine reprezentată numeric.

Gradul de conservare al populației este mai mult decât satisfăcător; multe dintre forme păstrează încă unele structuri morfologice delicate, cum este cazul briozoarelor, echinoidelor, denticulii aripioarelor în perfectă stare la *Amussium*, precum și alte detalii ornamentale la celelalte grupe.

Fauna colectată nu excelează printr-o ornamentație sculpturală încărcată; lamelibranhiatele sînt în general lise, cu cochilia fină, iar dintre gasteropode *Aporrhais* se remarcă prin lungimea și finețea țepilor orali. Cele mai multe gasteropode au păstrat spirele inițiale nealterate; s-au putut observa astfel formele embrionare homaeostrophice (panicispirate, „goutte de suif” și polygire) și heterostrophice la diversele genuri ca *Voluta*, *Turbonilla*, *Acteon*, *Solarium*, *Eulinella*, *Odostomia*.

Valvele lamelibranhiatelor sînt în general neseperate, ermetic închise. La indivizii genului *Nucula* 80 % dintre exemplare păstrează ambele valve, la genul *Corbula* procentajul atinge 70 %, scăzînd la cea 50 % în cazul genurilor *Amussium*, *Venus*, *Chlamys* și *Pectunculina*.

Stadii gerondice nu sînt întîlnite la nici unul dintre indivizii populației. De asemenea nu s-au înregistrat nici coroziuni pe suprafața cochiliilor, denotînd lipsa unui transport și a unei sortări mecanice.

În afară de perfecta prezentare sculpturală, demnă de menționat este menținerea ornamentației colorate la unele cochilii de moluște. În cuiburile fosilifere din Pirîul cu Oase și valea Țințari s-au remarcat, pe unele exemplare de *Natica millepunctata*, numeroase puncte brune, la *Natica catena helicina* speciimencle mature prezintă alternanțe de benzi albe și brune, în special pe ultimul anfract, iar la acelea tinere benzile brune sînt evidente în apropierea suturilor inferioare ale cochiliei și în jurul regiunii ombilicale. Ornamentații cu cordoane brune, zonare, apar pe cochiliile tinere de *Ancilla obsoleta*, iar la unele exemplare de *Acteon tornatilis* sînt remarcate trei șiruri de carouri brune, dispuse pe ultimul anfract. Ornamentație colorată a mai fost întîlnită și la unele exemplare de *Nassa*, *Ringicula* și *Pectunculina*. S-a remarcat că ornamentația colorată este cu atît mai evidentă cu cît exemplarele sînt recoltate din porțiunile mai depărtate de zonele superficiale expuse degradării.

Considerații paleoecologice

Temperatura. Condițiile de temperatură existente la data acumulării resturilor fosile menționate au fost deduse în funcție de răspîndirea genurilor cu cel mai mare număr de specii și, în primul rînd, cu cel mai mare număr de indivizi. Astfel *Turritella*, *Cassis*, *Ancilla*, *Brissopsis*, precum și majoritatea foraminiferelor, au astăzi numeroși reprezentanți cu largă



dezvoltare în mările calde. Brizoarul *Cupuladria canariensis*, de asemenea prezent în mările actuale, ne furnizează relații în legătură cu limitele gradientelor calorice preferate, care sînt cuprinse între 23° și 31°C. Heterosteginele și miliolidele de talie mare, care în majoritatea cazurilor reclamă faciesuri recifale, deci o temperatură ridicată, sînt bine dezvoltate și în depozitele de adîncime mai mare din zona de care ne-am ocupat. Reprezentanți ai Conidaelor, precum și unele specii de Pleurotomidae, dovedesc de asemenea condiții de temperatură ridicată pentru apele în care viețuiau. Referințe în legătură cu acest factor abiotic ne mai sînt furnizate și de fauna ichtiologică determinată; genurile *Scopelus* și *Phycis* nu populează astăzi decît apele mărilor subtropicale și tropicale. Din toate aceste date rezultă că asociația faunistică prezentată trăia într-un climat cald, subtropical, foarte favorabil dezvoltării ample a majorității formelor marine cunoscute la nivelul Tortonianului superior.

Adînceimea. Este cunoscut faptul că marea tortoniană a avut o adîncime relativ scăzută. Fauna autohtonă studiată se dezvoltă într-un domeniu marin ceva mai îndepărtat de zona litorală, într-o zonă sublitorală (infralitorală), lipsită de curenți puternici sau de valuri mari. Aceste fapte sînt ilustrate de finețea cochiliilor de lamelibranhiate (*Amusium*, *Cuspidaria*) sau de transparența Vaginellelor, precum și de lungimea spinilor orali ai Aporrhaidelor.

Reprezentanții actuali ai majorității formelor întîlnite în depozitele tortoniene preferă adîncimi cuprinse între 20 și maximum 184 m (*Natica millepunctata* se dezvoltă pînă la 90 m adîncime, Hydrobiidaele pînă la 52 m, *Caecum trachea* în jur de 45 m, *Scala* 73 m, Pleurotomariidaele 50-150 m, *Cupuladria* 100 m, *Aporrhais* 100-184 m). Se poate conchide că zona de dezvoltare a faunei studiate era sublitorală, cuprinsă între 20 și maximum 150 m adîncime, la o oarecare distanță de țărm, cu ape liniștite și cu rată de sedimentare redusă. În acest domeniu puterea curenților era foarte scăzută, fapt atestat de depunerea în zăcămint a pteropodelor (adevărate lunasele de Cavolinidae și Spiratellidae).

Tot în zona infralitorală se înscrie dezvoltarea genurilor de pești pelagici și abisali: *Scopelus* și *Phycis*.

Luminozitatea. În zona marină în care s-au acumulat depozitele studiate era optimă. Dezvoltarea abundentă a plantelor ce serveau drept hrană speciilor ierbivore (*Aporrhais*, *Turritelia* etc.) sau drept suport altor specii (*Odostomia*, *Tekinostomia*, *Bissoina* etc.), conduce la concluzia că



bazinul era situat într-o zonă eufotică. Tot în legătură cu dezvoltarea în condiții eufotice sînt explicate și ornamentațiile colorate la genurile *Natica*, *Acteon*, *Nassa*, *Ancilla* etc.

Aerația. Slabii curenți permanenți facilitau dezvoltarea în substratul bazinului a unei vegetații luxuriante, de care depindea existența animalelor bentonice.

Salinitatea. Larga participare a formelor stenohaline ce se dezvoltă în bazinul marin, conduce la concluzia că apele prezentau o salinitate normală. Reprezentanți ai grupelor de briozoare, brahiopode, echinoide, moluște (*Ancilla*, *Aporrhais*, *Turritella*, *Nucula*, *Chlamys*, *Amusium*), confirmă această supoziție, echivalenții actuali ai echinoidelor precum și ai genului *Cupuladria canariensis* prezentînd o dezvoltare optimă în apele cu o salinitate de 35 ‰.

Factorul edafic. Substratul bazinului era vazos, preferat de genurile: *Brissopsis*, *Schizaster*, *Natica*, *Pleurotoma*, *Turritella*, *Aporrhais* etc., precum și de formele săpătoare ca *Solecurtus*, *Cuspidaria* și scafopode, ce trăiau afundate parțial sau total în mîl. Apariția cu totul sporadică a genului *Ostrea* precum și slaba participare în biomasa bazinului a brizoarelor trebuie pusă pe seama absenței unui substrat solid, necesar fixării acestor forme.

Natura factorului edafic a determinat ornamentația ștearsă a gasteropodelor. O adaptare specială se întîlnește la genul *Aporrhais*, la care dezvoltarea spinilor orali este remarcabilă. Tot substratului vazos i se datorește în mare măsură și buna conservare a faunei. Au fost observate detalii sculpturale de mare finețe, păstrate din aceleași motive, nu numai la indivizii maturi, ci și la formele intermediare din seriile ontogenetice.

Bioceenoza. În bazinul marin în care s-a dezvoltat fauna prezentată nu au fost recunoscuți indivizi care să ateste îmbătrînirea speciilor, la nici o formă neînregistrîndu-se vreun stadiu gerondic. Moartea organismelor nu a fost pricinuită, așa cum s-ar părea la prima vedere, de perforațiile („borings”) profunde sau superficiale provocate de gasteropodele carnivore (ex. la cochiliile de *Corbula*, *Venus*, *Pleurotoma*) sau de spongieri și nici de urmele lăsate de alga *Girvanella* pe unele forme embrionare de *Natica helicina* și pe rare exemplare de *Vaginella*, ci de factori nocivi surveniți brusc.

Atît factorii biotici cît și interferența celor abiotici au favorizat o dezvoltare normală, pînă în momentul cînd biomasa a fost probabil afectată masiv de factori nocivi. Pentru explicarea acestei situații avansăm ipoteza conform căreia acești factori ar fi fost reprezentați prin erupții vulcanice, al căror material se decanta în bazin. Schimbările bruște ale unora dintre factorii abiotici — variația pH-ului, trecerea în soluție a unor ioni nocivi, eventuala creștere a temperaturii etc. — au determinat moartea în masă a comunității fosile descrise, fenomen atestat de absența sortării mecanice a materialului fosilifer și, în special, de prezența valvelor de lamelibranhiate ermetic închise. Nivelele cineritice, situate la partea superioară a orizonturilor fosilifere, argumentează în acest sens.

Relații paleogeografice

Stabilirea „biozonei cu *Valvulineria sauleii*” în depozitele tortonian-superioare din perimetrul Margina-Românești-Pietrosua-Cușevița face posibilă corelarea acestei formațiuni cu regiunea imediat apropiată, zona Coștei, precum și cu zone mai îndepărtate, ca: orizontul „marnelor cu *Spirialis*” (T_2^b) din Subcarpați și zona meridională a depresiunii Transilvaniei (sectoarele Cisnădioara și valca Steaza-Buda-Cacova). Corelarea regiunii studiate cu sectorul Coștei-Lăpugiu este facilitată și de cele 50 specii de moluște comune ambelor teritorii. Este de asemenea posibilă echivalarea acestei formațiuni cu unele depozite din domeniul Paratethysului central, și anume cu entitatea superioară a seriei de Devin.

Absența în zăcămintele studiate a genurilor *Cerithium*, *Potamides*, *Murex*, *Trochus*, *Fissurella*, *Cymatium*, *Fusus*, dar foarte frecvente în punctele Coștei-Lăpugiu constituie un argument convingător în favoarea situării cuiburilor fosilifere din Pirul cu Oase, valca Cerăt și valea Tîmpari într-o zonă mai distanțată de țărîm — un echivalent de larg al faciesului recifal marginal — sincronă cu evoluție cu zăcămintele fosilifere clasice menționate mai sus.

Date granulometrice și mineralogice

În vederea obținerii unei caracterizări mai complete a depozitelor argilo-detritice din cadrul perimetrului, au fost efectuate studii granulometrice și mineralogice pe un număr de 14 probe: 5 (probele 8, 10, 28, 30, 261) provenind din argilele cenușiu-albăstrui, slab marnoase, bazale, 4 (probele 21, 22, 23, 24) din nivelul nisipurilor albe, superioare, cu prezență foarte constantă în regiune, iar restul de 5 (probele 7, 31, 32, 33, 36) din



nisipurile gălbui, mai mult sau mai puțin argiloase, uneori cu adaosuri de material piroclastic, amplasate în porțiunea mediană a coloanei stratigrafice.

Examenul granulometric și mineralogic al probelor recoltate privește materialul aleuro-psamitic din domeniul delimitat de valorile 0,063-1,00 mm, concluziile obținute referindu-se exclusiv la acest interval granulometric. Acest domeniu a fost împărțit în patru clase granulometrice: 1 — clasa foarte fină (siltitică: între 0,063-0,10 mm); 2 — clasa psamitică fină (0,10-0,25 mm); 3 — clasa psamitică medie (0,25-0,50 mm); 4 — clasa psamitică grosieră (0,50-1,00 mm).

În linii generale în cele 14 probe studiate se constată următoarele raporturi între clasele granulometrice: în primul grup de probe (8, 10, 28, 30, 261) predomină evident clasa foarte fină, această stare de fapt exprimându-se prin inegalitățile: $1 > 2 > 3 > 4$ și $1 > 2 + 3 + 4$, caracteristice rocilor argiloase cu adaosuri de material siltitic.

Al doilea grup de probe (7, 31, 32, 33, 36) este caracterizat (cu excepția probei 31, aleuro-argiloasă) prin relația $2 > 1 + 3 + 4$, caracteristică nisipurilor fine, în timp ce pentru ultimul grup (probele 21, 22, 23, și 24) sînt semnificative inegalitățile: $1 > 3$ și $2 > 1 + 3 + 4$, caracteristice nisipurilor foarte fine și cu un avansat grad de sortare.

Studiul mineralelor grele. A fost efectuat pe cele 4 clase granulometrice amintite, procentajul pe întreaga probă a fiecărei specii minerale calculându-se printr-o relație aplicată la acest domeniu de Popescu în anul 1967⁸:

$$X_N = \frac{\sum_{i=1}^4 (x_i \cdot f_i)}{f}$$

în care X_N = procentajul mineralogic pe întreaga probă, x_i = procentajul de mineral din clasa i ($i = 1, 2, 3$ sau 4), f_i = greutatea fracției grele din clasa i , f = greutatea totală a fracției grele ($f = f_1 + f_2 + f_3 + f_4$).

În majoritatea probelor se observă o concentrare maximă de minerale grele (atît cantitativă cît și calitativă) în clasa foarte fină, cantități apreciabile de fracție grea în clasa fină, în timp ce în clasa medie procentajele de minerale grele se reduc uneori pînă la dispariție. Clasa grosieră este, de regulă, total lipsită de fracție grea. În urma studiului optic al celor 14 probe au fost identificate următoarele 16 specii minerale, enumerate

⁸ A. Popescu. Studii sedimentologice asupra depozitelor pannoniene de pe versantul vestic al munților Gurghiuului, între valca Gurghiuului și valca Nirajutui. 1967. Arh. Inst. Geol. București.



în ordinea importanței cantitative: minerale opace-epidot-hornblendă verde-staurolit-zoizit + clinozoizit-turmalină brună-hornblendă brună-almandin-sillimanit-augit-disten-zircon-rutil-hipersten-anatas.

În continuare redăm pe scurt descrierea optică a acestor minerale, în ordinea enunțată mai sus:

Mineralele opace sînt reprezentate în principal prin oxizi de fier (hematit și magnetit) și pirit, nefiind însă exclusă prezența, subordonată evident, a amfibolilor și piroxenilor, total opacizați, dar păstrînd încă conture mai mult sau mai puțin prismatice. O oarecare cantitate de marcasiit a fost recunoscută în proba 28 (complexul argilos bazal), reprezentat prin granule aproape sferice, izolate sau compuse, cu structură fibroradiară și culoare auriu-verzuie. Granulele de minerale opace apar de regulă colțuroase pînă la subcolțuroase și sînt cantonate, în majoritatea probelor, în clasa foarte fină și fină, cu o participare preferențială în clasa 0,063-0,10 mm.

Epidotul este colțuros sau subcolțuros, uneori prismatic-colțuros, incolor pînă la verzui, foarte ușor pleocroic. Prezintă procentaje aproximativ egale în clasa foarte fină și fină, fiind foarte slab reprezentat în clasa medie.

Hornblendă verde apare preponderent prismatic-colțuroasă, uneori parțial cloritizată, fiind unul dintre mineralele mai reprezentative pentru zona examinată. Ca și în cazurile precedente, se observă participări mai mult sau mai puțin egale în clasele 0,063-0,10 și 0,10-0,25 mm, cu un vag excedent procentual în clasa fină.

Staurolitul este unul dintre mineralele cele mai constante pentru regiune. Prezintă întotdeauna forme foarte colțuroase precum și frecvente indicii de corodare, evidențiată prin apariția, la unele granule, a unui relief mamelonar sau în trepte. Prin trecerea de la clasa foarte fină la clasele fină și medie se observă întotdeauna creșteri cantitative evidente.

Zoizitul și clinozoizitul sînt în genere colțuroase pînă la subcolțuroase, fiind, desigur, legate de aceleași surse care au generat epidotul. Manifestă o ușoară preferință pentru clasa foarte fină, în care se pot infiltra uneori în cantități apreciable (11,16 % în proba 28; 13,18 % în proba 8). În clasa fină a probei 36 a fost observat clinozoizit maclat.

Turmalina brună apare de regulă în prisme mai mult sau mai puțin colțuroase, uneori subidiomorfe, proaspete, cu nuanțe pal-gălbui pînă la brune și pleocroism accentuat. Este prezentă în clasele 0,063-0,10 și 0,10-0,25, cu o foarte vagă tendință de concentrare în clasa fină.



Hornblenda brună este în genere prismatic-colțuroasă, colorată în nuanțe brun-deschise, uneori slab cloritizată. Are o distribuție procentuală foarte neregulată, cu variații mari de la o probă la alta (0,35 % în proba 33 ; 24,18 % în proba 30 ; 0 % în proba 32 etc.) și manifestă o ușoară afinitate pentru clasa fină. La unele granule au fost observate efecte de coroziune magmatică (proba 261, clasa fină).

Granatul prezintă o slabă dar constantă participare procentuală, depășind 10 % doar într-o singură probă (proba 28 : 12,80 %). Ca și celelalte specii minerale, apare în clasa foarte fină și în cea fină, în clasa medie având participări cu totul reduse sau chiar nule. Îmbracă forme subcolțuroase până la colțuroase (foarte rar subrotunjite : proba 32, clasa fină) și se concentrează de preferință în clasa fină. Granatul este reprezentat în principal prin almandin, subordonat apărând și granat incolor.

Sillimanitul se dezvoltă în prisme fibroase, aciculare, incolore sau pal-albăstrui, uneori ușor torsionate. În coloana stratigrafică se observă o descreștere procentuală a acestui mineral pe măsură ce ne apropiem de coronamentul formațiunii : 5,33 % în complexul bazal argilos, 1,48 % în intercalațiile nisipoase prezente în complexul argilo-detritic, cuprins între argilele bazale și nisipurile albe superioare, absent în nivelul nisipurilor albe (procentaj global - 2,27 %).

Augitul, foarte slab reprezentat în probele studiate, se concentrează în special în clasa 0,10-0,25 mm. Uneori este bine reprezentat și în clasa medie, cum este cazul probei 8 : 19,36 %. Apare în granule scurt-prismatice, colțuroase, uneori alterate, fiind mai frecvent în nivelele inferioare ale depozitelor tortoniene.

Distenul, prismatic-colțuros, incolor până la albăstrui-pal, evidențiază o sensibilă creștere cantitativă de la clasa foarte fină la cea fină și o ușoară tendință de concentrare în nivelul nisipurilor albe (0,75 % în complexul bazal argilos, 1,21 % în zonele argilo-detritice intermediare, 3,22 % în nisipurile albe. Procentaj global - 1,73 %).

Zirconul apare în granule cu morfologie dominant prismatică, numărul formelor prismatic-colțuroase depășind mult pe al celor idiomorfe sau subrotunjite. Arată o deosebită afinitate pentru clasa 0,063-0,10 mm, prezența sa în clasa fină reducându-se la cantități extrem de scăzute.

Rutilul, ca și zirconul, este cantonat preponderent în clasa foarte fină, prezentând forme prismatic-subcolțuroase, rareori subrotunjite. În câteva preparate a fost identificată varietatea nigrin, iar în proba 33 (clasa fină) a fost recunoscută o maclă „în genunchi”. Participarea acestui mineral la constituirea fracției grele este extrem de redusă (procentaj regional



= 0,80%), totuși semnificativă prin variația constantă pe verticală (0,06% în complexul argilos bazal, 0,62% în complexul argilo-detritic intermediar, 1,73% în nisipurile albe superioare).

Hiperstenul, foarte rar întâlnit în regiune (procentaj regional de ordinul a 0,16%), apare în prisme cu terminații colțuroase și cu pleocroism evident. A fost recunoscut în numai 4 din cele 14 probe prelucrate (8, 21, 24 și 261). Manifestă o concentrare preferențială în clasa 0,10-0,25 mm.

Anatasul este practic neglijabil cantitativ, constituind doar 0,04% din procentajul global. Îmbracă forme prismatic-colțuroase, colorate intens în galben sau albastru, cu relief accentuat și culori de birefrință caracteristice.

Examenul informativ al fracției ușoare a pus în evidență cantități mari de cuarț și muscovit, feldspații plagioclazi apărând în mod sporadic. În probele 7 (în special) și 8 au fost recunoscute importante cantități de sticlă vulcanică acidă, în granule incolore, izotrope, foarte colțuroase, prezentând frecvente incluziuni fluide.

Redăm — în ordine descrescândă — procentajele celor 16 specii de minerale grele identificate în depozitele tortoniene din regiune, atât global (regional) cât și pe coloana stratigrafică, în limitele de precizie impuse de numărul restrins de probe prelucrate (14) (vezi tabelul).

TABEL.

Specia minerală	A	B	C	Procentaj mediu regional %
	(Complex argilo-marnos bazal, pr. 8, 10, 28, 30, 261) %	(Complex argilo-detritic intermediar, pr. 7, 31, 32, 33, 36) %	(Nisipuri albe superioare) pr. 21, 22, 23, 24) %	
1 Epidot	23,27	28,30	12,06	21,21
2 Hornblendă verde	14,91	11,66	0,18	8,93
3 Minerale opace	14,47	24,78	47,48	28,91
4, 5 Zoizit + clinozoizit	13,30	6,72	2,90	7,64
6 Hornblendă brună	11,00	7,42	1,01	6,48
7 Staurolit	5,78	2,81	16,95	8,51
8 Sillimanit	5,33	1,48	—	2,27
9 Almandin	4,45	2,75	0,26	2,48
10 Turmalină brună	3,78	7,21	11,40	7,46
11 Augit	1,48	4,04	0,29	1,94
12 Zircon	0,99	1,00	2,34	1,44
13 Bisten	0,75	1,21	3,22	1,73
14 Hipersten	0,32	—	0,16	0,16
15 Anatas	0,10	—	0,02	0,04
16 Rutil	0,06	0,62	1,73	0,80
	100,00	100,00	100,00	100,00

Din studiul granulometric și mineralogic al celor 14 probe recoltate din depozitele argilo-detritice se desprind următoarele elemente cu caracter general :

Materialul psamitic intercalat în argilele și pietrișurile formațiunii tortoniene este reprezentat prin nisipuri fine, în care predominarea clasei 0,10-0,25 este evidentă, clasa imediat următoare (cantitativ) fiind corespunzătoare intervalului granulometric 0,063-0,10 mm. În intervalul granulometric 0,063-1,00 mm au fost determinate cantități de minerale grele în genere scăzute, cifrate în medie la 0,50-1,50 %.

Studiul optic al fracției grele a condus la identificarea următoarelor 16 specii minerale : minerale opace (28,91 %), epidot (21,21 %), hornblendă verde (8,93 %), staurolit (8,51 %), zoizit + clinozoizit (7,64 %), turmalină brună (7,46 %), hornblendă brună (6,48 %), granat (2,48 %), sillimanit (2,27 %), angit (1,94), disten (1,73 %), zircon (1,44 %), rutil (0,80 %), hipersten (0,16 %), anatas (0,04 %).

Pentru regiunea studiată și deci pentru totalitatea depozitelor tortoniene, parageneza caracteristică este reprezentată prin următoarele minerale grele : minerale opace-epidot-hornblendă verde-staurolit-zoizit + clinozoizit. Aceste 6 specii minerale constituie peste 75 % din cantitatea totală a mineralelor grele identificate.

În ceea ce privește grupa R.T.Z. (minerale rezistente : rutil + turmalină + zircon), se constată o creștere procentuală în progresie geometrică pe măsură ce urcăm în coloana stratigrafică, creștere ilustrată prin procentajele următoare : 4,83 % în grupa A, 8,83 % în grupa B și 15,47 % în grupa C, contribuția globală (regional) fiind de ordinul a 9,70 %.

Prezența sticlei vulcanice în fracția ușoară a unora dintre probe precum și existența în cadrul perimetrului a unor intercalații de tufuri și nisipuri cu material piroclastic evidențiază fenomene vulcanice explozive sincrone cu sedimentarea depozitelor tortoniene, amploarea acestor manifestații piroclastice scăzând vertiginos în intervalul de timp echivalent acumulării nivelului nisipurilor albe superioare.

BIBLIOGRAFIE

- Boettger O. (1896, 1901, 1904, 1905) Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostež in Banat. *Verh. v. Mitt. Siebenb. Ver. Naturw.* 36, 51, 54, Hermannsdl.
- Cleha I., Senes J. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. *Geol. Zbornik. Geol. Carpathica Slovenska Akad. Vied.* 29, Bratislava.



- Csepreghy Meznerics I. (1966) Les mollusques des sédiments miocènes marins de la Montagne de Tokay (N—E Hongrie). *Ann. Hist. nat. Mus. Nat. Hung.* 58. Budapesta.
- Dușa A. (1958) Citeva date noi asupra geologiei regiunii Lăpușiu de Sus-Dobra-Coștei. *Studia Univ. Babeș-Bolyai*, III. 5. ser. II, 1, Cluj.
- (1965) Studii geologice pe valea Mureșului în regiunea Valea Mare-Pojoga-Coștei de Sus-Bulza, cu privire specială asupra stratigrafiei depozitelor mezozoice și terțiare. Auto-referat. București.
- Gheorghian M. (1967) Considerații asupra genului *Spiralis*. *D.S. Inst. Geol.* I, III/2, (1965—1966), București.
- Giurea V., Fioresi N. (1966) Briozoarele tortoniene de la Delinești și Zorleniu Mare. *Stud. cerc. geol.* Ed. Acad. R.S.R. 1, II, București.
- Givulescu R., Dușa A. (1960) Zwei für das Torton von Coștei Nemeșesti (Bazinul Hunedoara, Rumänien) Neue Echniden. *Geologie Jahrb.* 9, H. 8, Berlin.
- Kadic O. (1905) Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes an der oberen Bega in der Umgebung von Facset, Kostej und Kuriya. *Jahresb. k. ung. geol. R.A.f.*, Budapesta.
- Papiu G. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, XL (1952—1953,) București.
- Papp K. (1919) Der Eisenerz und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. I. Eisenerze. Budapesta.
- Peltz S., Peltz Margareta, Urcan T. (1960) Contribuții la cunoașterea vulcanismului Neogen din regiunea Groși-Bulza-Fîntoag (extremitatea sud-vestică a M. Metaliferi). *D.S. Com. Stat. Geol.*, LVII, București.
- Popescu A. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Lunca-Tomești. *D.S. Com. Geol.*, XLIX, București.
- Schafarzik Fr. (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lunkány und Pojén, sowie des Kornyalales bei Nadrág. *Jahresb. k. ung. geol. R.A.f.* Budapesta.
- Strausz L. (1966) Die Miozän-Mediterranen Gasteropoden Ungarus. *Akad. Kiadó.* Budapesta.
- Zilch A. (1934) Zur Fauna des Mittelmiozäns von Kostej (Banat). *Senken. Bd.* 16, 4/6, Frankfurt a. Main.
- Winchell Al. N. (1959) Elements of optical mineralogy (New York, John Wiley and Sons. Inc.).

ÉTUDES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET MINÉRALOGIQUES CONCERNANT LA FORMATION TORTONNIENNE DU VERSANT NW DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Dans cet ouvrage sont consignés les résultats des études biostratigraphiques, pétrographiques et minéralogiques (minéraux lourds) concernant les dépôts argilo-sédimentaires d'âge néogène situés sur le bord NW du massif cristallin de Poiana Ruscă (Banat, Roumanie). Sont entamées des discussions sur la présence et les contours d'une formation tortonienne supérieure caractérisée par l'existence de deux faciès synchrones : le faciès conglomératique, littoral, développée dans les zones limitrophes du bassin, et le faciès argilo-marneux, de large.



Le matériel paléontologique étudié contient 191 espèces, récoltées exclusivement du faciès vaseux, largement étendu dans la zone centrale du bassin. Les espèces identifiées sont des foraminifères, spongiaires, vers, bryozoaires, brachiopodes, mollusques, échinoïdes, ostracodes, décapodes et poissons. L'association faunique reconnue relève les caractères des paramètres paléocéologiques suivants: température, profondeur, salinité, luminosité, substratum, biocénose. Les données obtenues conduisent à conclure que la faune mentionnée s'était développée dans une zone euphotique, dans des eaux marines à salinité normale et température correspondant au climat subtropical. Du point de vue bathimétrique, le biotope caractérisait un domaine compris entre 20 et 150 m de profondeur. Le substratum vaseux du bassin offrait des conditions optimales de développement pour les échinoïdes (*Briisopsis*), lamellibranches (*Solecurtus*, *Cuspidaria*) et scaphopodes (*Gadila*, *Fustiaria jani*).

L'analyse biostratonomique du gisement faunique ainsi que les recherches en laboratoire ont conduit à présumer que la mort en masse de l'association faunique étudiée pourrait être mise sur le compte d'une activité volcanique intense, attestée par les intercalations luffacées rencontrées vers la partie supérieure de l'horizon fossilifère, ainsi que par la composition de la fraction lourde des argiles sableuses rencontrées dans ce niveau.

La mise en évidence dans cette région de la „biozone à *Valvulineria sautoii*” ainsi que l'analyse de l'ensemble macrofaunique permettent la mise en parallèle de ces dépôts avec des gisements plus ou moins éloignés, tels ceux de la : zone de Coștei, de la zone méridionale de la dépression de Transylvanie, de l'horizon des „marnes à *Spiralis*” des Subcarpathes ou avec la série de Devin de la Paratéthys centrale.

Par l'étude granulométrique on a établi, d'une part le caractère finement granulaire du niveau des sables blancs situés dans la partie supérieure de la formation tortonienne, et d'autre part le degré de triage avancé de ces dépôts psammiliques.

Dans l'intervalle granulométrique de 0,063 à 1,00 mm on a identifié 16 variétés de minéraux (en ordre décroissant) : minéraux opaques, épidote, hornblende verte, staurotide, zoizite + clinozoizite, tourmaline brune, hornblende brune, almandin, sillimanite, augite, disthène, zircon, rutile, hipersthène, anatase. La paragenèse caractéristique à la formation tortonienne supérieure de cette région est constituée de : minéraux opaques-épidote-hornblende verte-staurotide-zoizite + clinozoizite.

Les roches éruptives découvertes dans cette région sont représentées par des andésites massives (avec augite et biotite) subvolcaniques et par des andésites à sanidine et biotite (andésites trachytoïdes) à texture fluidale. Les premières sont plus récentes et recourent les dernières, entraînant de faibles effets tectoniques manifestés par une légère incurvation de la plaque des andésites trachytoïdes. La mise en place des roches andésitiques a eu lieu au cours d'une étape qui a précédé l'accumulation des dépôts tortoniens supérieurs décrits.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Margina-Roniânești-Pietroasa-Coșevița (département de Timiș).

Quaternaire : 1, Holocène supérieur — dépôts alluvionnaires (alluvions + terrasses) ; 2, Pléistocène supérieur — argiles rougeâtres, cailloux, graviers. Néogène : 3, Tortonien supérieur — conglomérats, graviers, sables, argiles marneuses, tuffites ; 4, Tortonien ? — roches magmatiques (andésites à augite et biotite et andésites à sanidine et biotite). Paléozoïque : 5, roches métamorphiques (dolomies épizonales) ; 6, gisement fossilifère : invertébrés ; 7, gisement fossilifère : flore ; 8, source d'eau thermalic ; 9, carrière en exploitation ; 10, limite géologique ; 11, point de prélèvement des échantillons.

Colonnes stratigraphiques synthétiques.

A) Faciès argilo-marneux : 1, dolomies cristallines ; 2, andésites à biotite et augite ; 3, argiles marneuses ; 4, 6, 8, argiles marneuses sableuses ; 5, 7, niveaux tuffacés ; 9, sables blancs ; 10, argiles noires à détritrus végétal ; 11, sables jaunâtres à texture torrentielle et à lentilles de graviers fins ; 12, argiles rougeâtres à concrétions limonitiques ; 13, cailloux et graviers, à rares intercalations lentiformes sableuses ; 14, alluvions. B) Faciès conglomératique : 1, dolomies cristallines ; 2, andésites à biotite et augite ; 3, 5, conglomérats et graviers ; 4, 6, 8, niveaux tuffacés ; 7, graviers et conglomérats à intercalations sableuses ; 9, graviers à intercalations sableuses ; 10, sables blancs ; 11, cailloux et graviers à rares intercalations lentiformes sableuses.

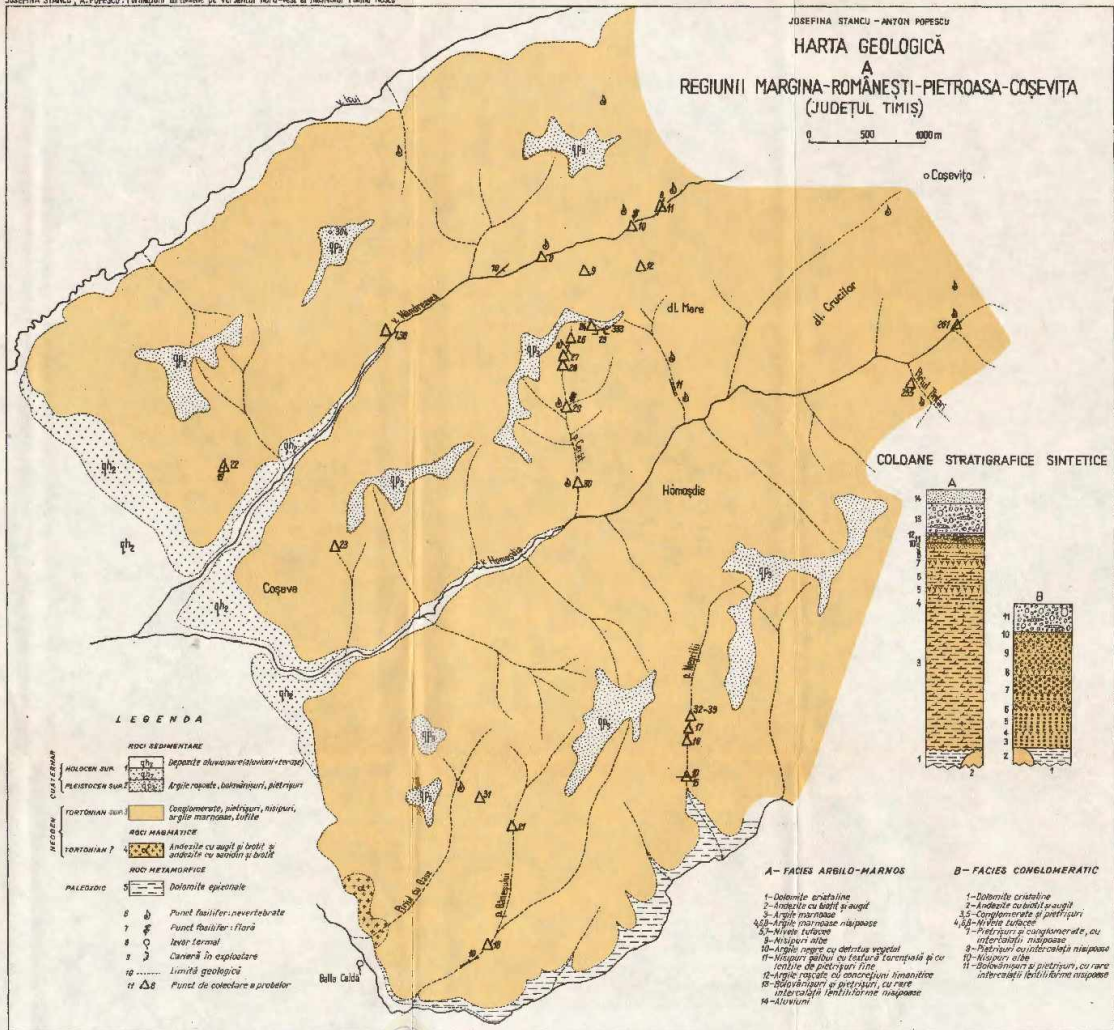


JOSEFINA STANCU - ANTON POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII MARGINA-ROMĂNEȘTI-PIETROAȘA-COȘEVITA
(JUDEȚUL TIMIȘ)

0 500 1000 m

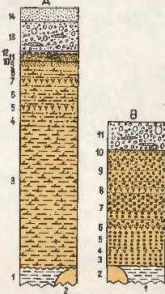
o Coșevita



LEGENDA

- ROCI SEDIMENTARE**
- MIOLocen surs (sh) Depozite olivino-silicioase (terazi)
 - PLEISTOCEN surs (sh) Argile roșii, bolovănișuri, pietrișuri
 - PORTONIAN surs (sh) Conglomerate, pietrișuri, nisipuri, argile marroonice, bolite
 - ROCI MARGINALE
 - PORTONIAN ? (sh) Interite cu augi și bolți și argilite cu nisipuri și bolți
 - ROCI METAMORFICE
 - PALEOZOIC (sh) Dolomite epiceolite
- ROCI METAMORFICE**
- 5 ⬢ Punct fosilifer, nevertebrate
 - 7 ⬢ Punct fosilifer - floră
 - 8 ⬢ Izvoare termale
 - 9 ⬢ Cămină în exploatare
 - 10 Limită geologică
 - 11 ⬢ Punct de colectare a probelor

COLDANE STRATIGRAFICE SINTETICE



A - FACIES ARBILDO-MARNO

- 1 - Dolomite cristalină
- 2 - Argilite cu bolți și augi
- 3 - Argile marroonice
- 4, 5 - Argile olivinoase nisipoase
- 6 - Nisipuri terțiar
- 7 - Nisipuri albe
- 8 - Argile negre cu detritus vegetal
- 9 - Nisipuri nisipoase cu detritus vegetal și cu lentile de pietrișuri fine
- 10 - Nisipuri nisipoase cu conchegii himandice
- 11 - Bolovănișuri și pietrișuri, cu rare intercalații terțiaro-nisipoase
- 12 - Aluviuni

B - FACIES CONGLOMERATIC

- 1 - Dolomite cristalină
- 2 - Argilite cu bolți și augi
- 3, 5 - Conglomerate și pietrișuri
- 4, 6 - Argile terțiar
- 7 - Pietrișuri și conglomerate, cu intercalații nisipoase
- 8 - Pietrișuri cu intercalații nisipoase
- 9 - Nisipuri albe
- 10 - Bolovănișuri și pietrișuri, cu rare intercalații terțiaro-nisipoase
- 11 - Bolovănișuri și pietrișuri, cu rare intercalații terțiaro-nisipoase
- 12 - Aluviuni

C U P R I N S

Pag.

PALEOZOIC

- | | |
|--|-----|
| 1. Mureșan M. Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfizat, în facies continental, în zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali | 5. |
| 2. Năstăsescu S., Bițoianu Cornelia. Devonianul de la Drencova (Banat) | 19. |

MEZOZOIC

- | | |
|---|-----|
| 3. Bleahu M., Patrăliuș D., Tomescu Camelia, Bordea Jose-
fina, Panin Ștefana, Rădan Silviu. Date noi asupra stratigrafiei
depozitelor triasice din Munții Apuseni | 29. |
| 4. Diaconu M., Dragăstan O. Date noi asupra depozitelor triasice din Pă-
durea Craiului (Munții Apuseni) | 43 |
| 5. Kusko M., Savu Gh. M., Popescu R. B., Morariu D. Prezența Vra-
conianului superior peste gresile și conglomeratele de Postăvaru | 51 |
| 6. Mureșan M. Asupra prezenței depozitelor mezozoice continentale pre-vracono-
cenomaniene (albiene?) în cuprinsul unității epimetamorfice a masivului Poiana
Ruscă | 59 |
| 7. Ștefănescu M., Ștefănescu Marina. Calpionellele din stratele de
Sinaia de pe valea Izvorului (sud de orașul Sinaia). | 75 |
| 8. Tocorjescu Maria, Olteanu R., Orășanu Th. Prezența unor
depozite cenomaniene în regiunea Panc, Siliște, Lăpuș de Sus (culoarul Mu-
reșului) | 83. |

NEOZOIC

- | | |
|---|------|
| 9. Chiriac M. Răspîndirea și faciesurile Tortonianului în Dobrogea de sud | 89. |
| 10. Istocescu D. Stratigrafia depozitelor pliocene din extremitatea vestică a ba-
zinului Crișului Alb | 112 |
| 11. Lubenescu Victoria. Asupra prezenței unor puncte fosilifere pe valea Cașo-
șului (zona Bradu) și la est de Săcădalc | 131 |
| 12. Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorela. Contribuții la stra-
tigrafia Neogenului din bazinul Caransebeș | 141 |
| 13. Mărgărit Gh., Mărgărit Maria. Observații asupra Tortonianului de
pe valea Bancului (sud de Baia-Mare) | 157 |
| 14. Stancu Josefina, Popescu A. Studii biostratigrafice asupra formațiunii
ortonienice de pe versantul nord-vestic al masivului Poiana Ruscă (Carpații Meri-
dionali) | 165. |



88822

CONTENU

(Résumés)

Page

PALÉOZOÏQUE

- | | |
|---|----|
| 1. Mureşan M. Sur la présence du Paléozoïque supérieur nonmétamorphisé sous faciès continental, dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales | 16 |
| 2. Năstăsescu S., Biţoianu Cornelia. Dévonien de Drencova (Banat) | 26 |

MÉSOZOÏQUE

- | | |
|--|----|
| 3. Bileabu M., Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Josefiua, Panin Ştefana, Rădan Silviu. Nouvelles données sur la stratigraphie des dépôts triasiques des Monts Apuseni | 39 |
| 4. Diaconu M., Dragastan O. Nouvelles données concernant les dépôts triasiques de Pădurea Craiului | 49 |
| 5. Kusko M., Savu Gh. M., Popescu R. B., Morariu D. La présence du Vraconien supérieur sur les grès et les conglomérats de Postăvaru | 57 |
| 6. Mureşan M. Sur la présence des dépôts mésozoïques continentaux pré-vraconocénomaniens (albiens?) dans l'unité épimétamorphique du massif Poiana Ruscă | 70 |
| 7. Ştefănescu M., Ştefănescu Marina. Les Calpionelles des couches de Sinaia de la vallée Izvorul (sud de la ville Sinaia) | 80 |
| 8. Tocorjescu Maria, Olteanu R., Orăşanu Th. La présence de certains dépôts cénomaniens dans la région de Panc, Sălişte et Lăpuşiu de Sus (couloir du Mureş) | 87 |

NÉOZOÏQUE

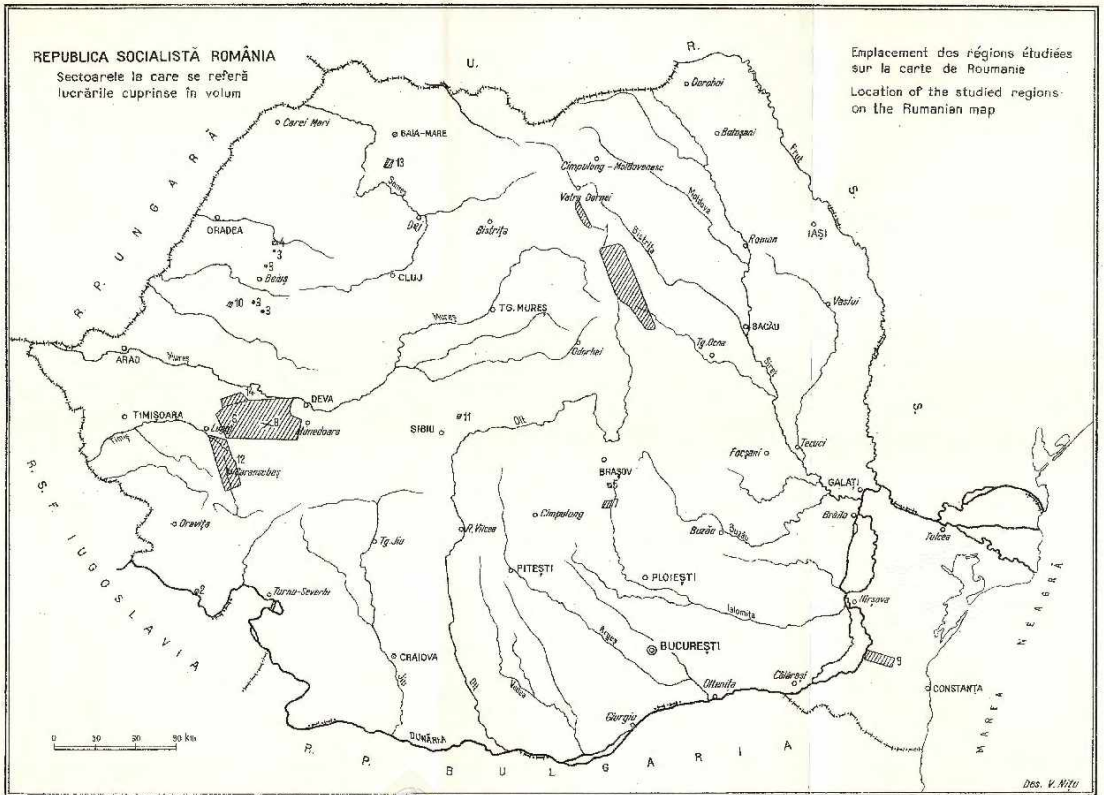
- | | |
|--|-----|
| 9. Chiriac M. La répartition et les faciès de Tortonien en Dobrogea du sud | 111 |
| 10. Istocescu D. Stratigraphie du Pliocène de l'extrémité occidentale du bassin du Crişul Alb | 128 |
| 11. Lubenescu Victoria. Sur la présence de certains gisements fossilifères situés dans la vallée du Gaşoşu (zone de Bradu) et à l'E de Săcădate | 138 |
| 12. Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica. Contributions à la stratigraphie du Néogène du bassin de Caransebes | 154 |
| 13. Mărgărit Gh., Mărgărit Maria. Observations sur le Tortonien de la vallée du Banc (sud de Baia-Mare) | 164 |
| 14. Stăncu Josefiua, Popescu A. Études biostratigraphiques et minéralogiques concernant la formation tortonienne du versant NW du massif de Poiana Ruscă (Carpates Méridionales) | 190 |



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie
Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA PRITZ
Tehnoredactor și corector: GEORGETA BORILEA
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, MARIANA SAULEA
Ilustrația: V. NIȚU

*Dea la cules : aug. 1979. Bun de tipar: nov. 1979. Tiraj: 1000 ex. Uriele
serie I.A. Format: 70×100/32. Căli de tipar: 12¹/₄. Comanda 288. Pentru
bibliotecă indicele de clasificare: 55(555).*

Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Drezeianu, nr. 23-25, București,
România







INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SEANCES

TOME-LVI

1968-1969

4. STRATIGRAPHIE

