

B. I. G.

225

95103

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMA
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LIX
1972

4. STRATIGRAFIE

95103

BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LIX
(1972)

4. STRATIGRAFIE

95763

BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

DEVONIAN — CARBONIFERUL INFERIOR EPIMETAMORFIC DIN POIANA RUSCĂ¹

DE

HANS G. KRÄUTNER², MIRCEA MUREȘAN², VIOLETA ILIESCU², SILVIA MÎNZATU²
ELEONORA VÎJDEA², ANCA TĂNĂSESCU², MAGDALENA IONCIĂ², ANCA
ANDĂR², ȘERBAN ANASTASE²

Abstract

Epimetamorphic Devonian-Lower Carboniferous from the Poiana Ruscă Mountains. The correlation of palynological data with isotopic ages (Pb/Pb; K/Ar) and lithostratigraphical correlations with the Paleozoic sequences from Central Europe allowed the following dating of the epimetamorphic sequence of the Poiana Ruscă Crystalline; Bătrina Series -- Lower Paleozoic (Predevonian); Govăjdia Series -- Lower Devonian; Ghelar Series -- Middle and Upper Devonian; Padeș Series -- Lower Carboniferous. The whole sequence was metamorphosed in the Sudete phase. The Hercynian tectonic deformation was developed in two synmetamorphic stages (B_1 and S_2) in the course of the sudete phase, followed during the Saale phase by a third, late deformation stage (S_3).

Formațiunile cristaline din masivul Poiana Ruscă se încadrează în două unități tectonice majore separate printr-o dislocație direcțională prealpină, reactivată parțial în mișcările laramice: unitatea mezometamorfică în sud, care include în cea mai mare parte formațiuni precambriene ale seriilor de Sebeș-Lotru și de Tincova (Cumpăna-Cozia?) și unitatea epimetamorfică în nord, alcătuită din „cristalinul de Poiana Ruscă” care constituie obiectul lucrării de față.

Noțiunea „cristalin de Poiana Ruscă” desemnează un ansamblu de depozite paleozoice terigene, carbonatice și magmatogene, alcătuit din două stive cu succesiuni specifice, separate printr-o discordanță stratigrafică și

¹ Comunicare în ședința din 18 februarie 1972.

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



metamorfozate împreună în decursul fazei sudete a orogenezei hercinice. În consecință, formațiunile cristalinelui de Poiana Ruscă reprezintă în ansamblul lor o provincie metamorfică hercinică.

În afara limitelor masivului, cristalinelui de Poiana Ruscă se extinde spre est, nord și vest sub cuvertura sedimentară a bazinelor limitrofe și reapare la zi în insula cristalină de la Rapolt. În fundamentul bazinului Strei este cunoscut în foraje și pe baza datelor geofizice (Ionescu et al., 1963, 1969) pînă la nord de Munții Sebeș. Extinderea formațiunilor cristalinelui de Poiana Ruscă se poate presupune de asemenea sub cuvertura sedimentară din zona sudică a geosinclinalului Mureșului, luându-se în considerare ivirile de roci metamorfice similare din regiunea Tisa-Ioneasca (Peltz, Peltz, 1965).

Orizontarea litostratigrafică a cristalinelui de Poiana Ruscă reprezintă rezultatul unor cercetări îndelungate, începute în 1968 în regiunea Teliuc-Ghelar (Mair et al., 1964) și sintetizate, la scara masivului, în perioada 1965—1968 (Kräutner et al.,^{3,4}, 1969). Corelarea acestor date litostratigrafice cu rezultatele studiilor palinologice și radiocronologice (K/Ar, Pb comun), precum și paralelizări cu unele formațiuni paleozoice din Europa centrală datate paleontologic, permit în prezent unele precizări asupra vârstei formațiunilor din cristalinelui de Poiana Ruscă și datarea metamorfismului acestuia.

În urma studiilor și corelărilor menționate rezultă pentru cristalinelui de Poiana Ruscă succesiunea stratigrafică redată în tabelul 1. Echivalarea subdiviziunilor stratigrafice adoptate în lucrarea de față cu diferiți termeni litostratigrafici utilizați în cercetările anterioare este indicată în tabelul 2.

Vârsta sisturilor cristaline și în special a masivelor dolomitice din cristalinelui de Poiana Ruscă a fost mult controversată, fiind legată de problema complexă a vârstei formațiunilor metamorfozate din nucleele cristaline ale orogenului alpin carpatic. Astfel, prin numeroasele afirmații și contraafirmații făcute pînă în prezent, rocilor cristaline din unitatea epi-

³ H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Prezentarea hărții 1 : 50.000 a formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Sinteza geologică a unității epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă. 1968. Arh. Inst. Geol. București.



metamorfică a masivului Poiana Ruscă li s-au atribuit aproape toate vîrstele posibile începînd din Precambrian pînă în Triasic.

Rifeanului i-a fost atribuit complexul șisturilor verzi tufogene din Poiana Ruscă, de către Dessila-Codareea (1964), pe baza paralelizării lui cu seria de Sibîșel, afirmație reluată de Mureșan (1964).

TABELUL 1

Succesiunea stratigrafică din cristalinul de Poiana Ruscă

Vîrsta	Entități litostratigrafice		
	Seria	Complexul	
		Facies nordic	Facies sudic
Carbonifer inferior	<i>Seria de Padey (Pd)</i>	Pd ₃ Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al melatufurilor acide de <i>Leșnic</i>	<i>Seria de Nădrăg (Nd)</i>
		Pd ₂ Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice de <i>Giaăna</i>	
		Pd ₁ Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de <i>Hunedoara Lunca</i>	
Devonian superior	<i>Seria de Ghelar (Gh)</i>	Gh ₂ Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice Gh ₂ ^N de <i>Bega</i>	Gh ₂ ^S de <i>Cernișoara-Floresc</i>
Devonian mediu		Gh ₁ Complexul șisturilor verzi tufogene Gh ₁ ^N de <i>Iazuri</i>	Gh ₁ ^S de <i>Ruschița-Alun</i>
Devonian inferior	<i>Seria de Govăjdia (Gv)</i>	Gv ₂ Complexul șisturilor grafitoase	
		Gv ₁ Complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase	
Pre-Devonian (Paleozoic inferior?)	<i>Seria de Bătrina (Bt)</i>		

Vîrsta precambrian-superior-paleozoic-inferioară a fost presupusă de Krätner et al.⁵, pe baza determinărilor palinologice și de vîrstă absolută existente la data respectivă: identificarea unor resturi de fito-

⁵ Op. cit. pct. 3.

TABE

Achtuarea subdiviziunilor stratigrafice ale cristalinului de Poiana

		Kräutner et al., 1969	Maier et al., 1969	Mureșan, 1968
Carbonifer inferior Seria de Padeș Pd	Pd ₃	Facies nordic Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (de Vețel) (C ₃)	Facies sudic	Complexul supe- rior al șisturilor sericito-cloritoase și al metatu- furilor acide
	Pd ₂	Complexul șisturi- lor sericito-clorito- se supradolomitice (C ₂)	?	Complexul mediu al șisturilor sericito- cloritoase (supradolomitice)
	Pd ₁	Complexul șisturi- lor sericito-cloritoa- se și al dolomitelor de Hunedoara-Lam- cani (C ₁)	Seria de Nădrag Nd	Complexul inferior al șisturilor sericito- cloritoase și al do- lomitelor
Devonian superior	Gh ₂	Complexul șisturi- lor sericito-clorito- ase cu intercala- ții de roci verzi Lufogene (B ₂)	Complexul șisturilor verzi tufogene (de Rus- chița-Alun (B')	Complexul vulca- nogen superior
Devonian mediu	Gh ₁	Complexul șisturi- lor verzi tufogene (de Arănieș-Dimbu Pascului) (B ₁)		Complexul vulca- nogen inferior
Devonian infe- rior Seria de Govâjdia Gv	Gv ₂	Complexul șisturi- lor grafitoase (A ₂)	Complexul șisturilor grafitoase	Complexul șisturi- lor grafitoase
	Gv ₁	Complexul șisturi- lor sericito-clorito- ase cuarțilice (A ₁)	Complexul șisturilor cuarțilice sericito- cloritoase	Complexul șistu- rilor cuarțoase sericito-cloritoase
Palcozoic infe- rior (?) Seria de Bătrina Bt		Complexul șisturi- lor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene	Complexul șisturilor grafitoase cu interca- lații de roci verzi tufogene	Complexul șisturi- lor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene



LUL 2

Ruscă cu diferiți termeni litostratigrafici utilizați anterior

Maier et al., 1968	Maier et al., 1968	Maier et al., 1967	Pavelescu et al., 1964	Maier et al., 1964
Complexul superior filitic (C ₁) Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide (C ₁ -D ₂)	} Complexul filitelor (C ₁)	Complexul superior al șisturilor clorito-seri- citoase	—	—
Complexul șisturilor tufogene bazice (D ₁₋₂)			Complexul șisturilor sericito-clo- ritoase supe- rioare	Complexul șistu- rilor cuarțoase cu clorit și sericit
Complexul șisturilor tufogene bazice (D ₁₋₂)	Complexul șis- turilor tufogene bazice (D ₂)	—	Complexul șisturilor verzi (tufogene)	Complexul șisturi- lor tufogene (cu zăcămintă de fier)
Complexul șisturilor grafitoase (D ₁₋₂)	Complexul șis- turilor grafi- toase	—	Complexul șisturilor grafitoase	Complexul șisturi- lor grafitoase
Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarț- lice (S-Cm ₁)	Complexul șis- turilor sericito- cloritoase cuar- țitice	—	—	Complexul șisturi- lor sericito-clori- toase cuarțoase
Complexul șisturilor gra- fitoase cu intercalații de roci verzi tufogene (S-Cm ₂)	Complexul cu- arțitelor și al șisturilor grafi- toase cu inter- calații de șis- turi tufogene	—	—	Complexul cuarț- itelor și al șisturilor grafitoase cu inter- calații de șisturi tufogene



plăncton (Ilieșcu, 1964⁶) atribuit în acea vreme Precambrianului și prima analiză de vîrstă izotopică (Pb comun -|- 760⁶ ani) asupra minereurilor de la Muncelul Mic (Vîjdea, 1964)⁷. Ulterior autorii au extins intervalul de timp în care se situează formarea cristalinului epimetamorfic pînă în Carboniferul inferior (Kräutner et al., 1969), pe baza asociațiilor microflore carbonifere puse în evidență de Ilieșcu (1964).

Vîrsta paleozoică a fost susținută de numeroși cercetători pe considerente variate. Astfel Hala v á t s (1903, 1904, 1905) atribuie dolomitelor de Hunedoara, considerate drept partea superioară a cristalinului, vîrsta devoniană. Dolomitele, filitele și cuarțitele negre (lidite) din nord-vestul masivului au fost considerate de Schafarz ik (1903, 1904, 1905, 1906) ca formațiuni paleozoice care repauzează pe șisturi cristaline mai vechi. Tot pentru dolomitele din partea de nord-vest a Munților Poiana Ruscă fusese presupusă vîrsta paleozoică și de L o e z y (1882). Rocile porfiroide din nord-estul masivului au fost atribuite Devonianului de N o p e s a (1905), pe baza paralelizării lor cu formațiunile asemănătoare din Gerneride. C a n t u n i a r i (1941) considera rocile epimetamorfice din regiunea Ruschița ca devonice, în urma paralelizării intercalațiilor de calcare cristaline cu calcarele devonice din Dobrogea. Prin paralelizarea formațiunilor dolomitice și calcaroase precum și a minereurilor de fier din Poiana Ruscă cu formațiunile ferifere și recifale silurice din Europa, Asia și America, P a p i u et al. (1963) presupun vîrsta siluriană, cu posibilitatea de a urca pînă în Devonian pentru masivele dolomitice, minereurile de fier și șisturile sincrone; șisturile inferioare dolomitelor, provenite din metamorfizarea fundamentului recifilor, autorii menționați le atribuie Cambrian-Precambrianului, iar șisturile superioare dolomitelor Devonianului.

Pentru intervalul de timp în care au luat naștere rocile cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă, C h i v u (1964) acceptă o ipoteză similară celei emise de P a p i u et al. (1963). Vîrsta paleozoică a formațiunilor cristaline din Poiana Ruscă a fost presupusă și de K o s a r e v a, B e r g h e s (1963) prin referire la evoluția geologică a spațiului carpato-balcanic în accepțiunea lui S l a v i n (1963 a, b): astfel, de exemplu, formațiunile carbonatice recifale sînt încadrate Devonianului inferior, iar șisturile verzi tufogene, Devonianului mediu și superior. Pe baze paleontologice vîrsta paleozoică (carboniferă) a fost atribuită unor formațiuni

⁶ Violeta Ilieșcu. Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secul-Doman și al șisturilor cristaline din Poiana Ruscă. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ Eleonora Vîjdea. Experimentarea unor metode de determinare a vîrstelor absolute. 1964 (manuscris).



epimetamorfice din Poiana Ruscă pentru prima dată de I l i e s c u (1964)⁸ în urma determinării unei asociații de spori carboniferi în șisturi grafitoase. Pe baza acestor asociații D e s s i l a - U o d a r c e a (1967) încadrează partea inferioară a succesiunii din Poiana Ruscă Paleozoicului inferior, iar partea superioară — situată deasupra dolomitelor de Hunedoara — Carboniferului inferior, presupunând totodată o discordanță stratigrafică între cele două formațiuni de vârste diferite. Ulterior pe baza unei noi asociații microflore, considerată carbonifer inferioară (determinată de V i o l e t a I l i e s c u), M a i e r et al. (1968) atribuie Carboniferului inferior șisturile și rocile carbonatice („complexul filitic”) corespunzătoare scriei de Padeș, Devonianului mediu, formațiunile seriei vulcanogene bazice („complexul șisturilor tufogene bazice”), remarcând asemănarea acestuia cu Devonianul mediu de tip renan; pentru partea inferioară a stivei epimetamorfice autorii acceptă formarea în Paleozoicul inferior.

În 1968 M a i e r et al.⁹, și mai recent M a i e r¹⁰, completează această schemă prin separarea unui „complex al șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide” pe care îl atribuie Devonianului superior-Carboniferului inferior. Autorii menționați consideră că peste acest complex se află dispus transgresiv „complexul superior filitic” atribuit de asemenea Carboniferului inferior, Devonianului mediu și inferior atribuie „complexul șisturilor tufogene bazice” și „complexul șisturilor grafitoase”. Cele două complexe stratigrafice inferioare din unitatea epimetamorfică sînt considerate a corespunde Silurianului și eventual Cambrianului superior.

În urma reinterpretării datelor palinologice existente și pe baza primelor datări prin metoda K/Ar efectuate de M i n z a t u et al. (1968)¹¹ asupra șisturilor cristaline din masiv, K r ä u t n e r et al. (1968)¹² atribuie: seria de Padeș intervalului Devonian superior? — Carbonifer inferior; seria vulcanogenă bazică Devonianului mediu și superior; complexe

⁸ *Op. cit.* p. 6.

⁹ O. Maier, I. Solomon, P. Zimmermann, Veichița Zimmermann. Raport geologic de sinteză în Munții Poiana Ruscă — zona sudică. 1968. Arh. I.G.P. București.

¹⁰ O. Maier. Studiul geologic și petrografic al masivului cristalin Locva. Rezumatul tezei de doctorat. 1970. București.

¹¹ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciță, Eleonora Vișdea, Elena Colios. Determinări de vîrstă prin metoda K/Ar. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciță, Anca Andăr, Eleonora Vișdea, Ș. Anastase. Determinări de vîrstă absolută a formațiunilor geologice din R. S. România. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

¹² *Op. cit.* p. 4.



A_2 și A_3 din seria de Bătrîna (în accepțiunea anterioară — reunite în lucrarea de față în seria de Govăjdia) Devonianului inferior ?-Devonianului mediu; complexul A_1 al seriei de Bătrîna (în accepțiunea anterioară) Paleozoicului inferior (pre-Devonian).

Triasicului i-au fost atribuite dolomitele de Hunedoara, de N o p c s a (1905), pe baza paralelizării cu depozitele triasice din Munții Apuseni și a considerării lor ca termen stratigrafic superior rocilor porfiroide din Poiana Ruscă, presupuse devoniene. Vîrsta triasică a dolomitelor de Hunedoara a fost acceptată și de M ö c k e l (1923).

1. Datarea palinologică

Cercetările palinologice în cristalinel de Poiana Ruscă au început din 1964 cînd I l i e s c u pune în evidență unele asociații de spori caracteristice Carboniferului inferior. Ulterior M a i e r et al. (1968) semnalează o nouă asociație microfloristică carbonifer-inferioară, determinată de asemenea de V i o l e t a I l i e s c u, în filitele seriei de Padeș din partea nordică a masivului. Reînarea determinărilor de spori în formațiunile epimetamorfice din Poiana Ruscă permite, în stadiul actual, precizarea a trei puncte fosilifere în care asociațiile palinologice (tab. 3) (vezi planșele I, II și III) dau indicații asupra vîrstei rocilor cristaline din care provin.

Pct. 1 Iazuri (foraj 15) — calcar stratificat intercalat în sisturile verzi lufogene ale complexului inferior (Gh_1^N) din seria de Ghelar;

Pct. 2 Crivina — Valea Lungă (asociația semnalată de M a i e r et al., 1968) — filit sericito intercalat în rocile dolomitice din partea inferioară a dolomitelor de Hunedoara-Luncani (partea inferioară a complexului Pd_1 din seria de Padeș);

Pct. 3 Valea Bisericii (afluent drept al văii Runcului în dreptul localității Runc) — filit sericito-grafito cu urne organice macroscopice, nedeterminabile, intercalat în orizontul superior al dolomitelor de Hunedoara, în zona de îndințare dintre rocile carbonatice și sisturi (partea superioară a complexului Pd_1 din seria de Padeș).

La acestea se adaugă un al patrulea punct fosilifer, care nu dă indicații directe asupra rocilor gazdă întrucît conține o asociație migrată pe un plan de falie.

Pct. 4 Valea Govăjdia (în zona confluenței cu valea Inorii, în aval de tunelul Ghelar-Teliuc) — brenci tectonică (de falie) în sisturile grafitoase din partea bazală a complexului inferior (Gh_1^S) din seria de Ghelar.

De asemenea s-au pus în evidență în cîteva probe din seria de Ghelar și în seria de Padeș resturi fosile ale unor organisme fitoplanctonice, de circulație stratigrafică relativ largă, care indică sedimentarea în mediu marin a formațiunilor celor două serii.



TABELUL 3

Conținutul microfioristic al formațiilor cristaliniene de Pădina Buză

Seria de Complexul Ghif	Seria de Pădina Complexul Păd.		Brecie de falie	Unitati taxonomice	Devonian						Carbonifer				Permian			
	Partea infer.	Partea super.			Coblențian	Stegian	Wielan	Wielan	Wielan	Wielan	Wielan	Wielan	Wielan	Wielan		Wielan	Wielan	Wielan
Pel. 1 Iazuri	Pel. 2 Grivina	Pel. 3 V. Biseri- cif	Pel. 4 V. Givă- da															
+			+	<i>Leiotriletes</i> sp.														
			+	<i>L. adnatales</i> Pot. - Krem p.														
			+	<i>L. sphaerotrangulus</i> (Loose) Pot. - Krem p.														
			-	<i>L. subinertus</i> (Walz.) Ish.														
			-	<i>Waltispora</i> sp.														
			-	<i>Savittisporites</i> cf. nuz (Bull. Will.) Sullivan														
			-	<i>Verrucosisporites</i> sp.														
			+	<i>Convolvispora</i> sp.														
			+	<i>Ahrensisporites</i> sp.														
			+	<i>Leiotriletes gularis</i> Pot. - Krem p.														
			+	<i>L. cf. adnatus</i> Koszarko														
			+	<i>Dicyletriletes trisialis</i> Naum.														
			+	<i>Tyospora</i> sp.														
			+	<i>Granulatisporites</i> sp.														
			+	<i>Punctatisporites</i> sp.														
			+	<i>Acanthotriletes</i> sp.														
			+	<i>Retusotriletes</i> sp.														
			+	<i>Emphanisporites</i> sp.														
			+	<i>Leiotriletes simplex</i> Naum.														
			+	<i>L. minutus</i> (Knox) Pot.														
			+	<i>L. cf. marginalis</i> Mc. Gregor														
			+	<i>Geminispora</i> sp.														
			+	cf. <i>Archaeozonotriletes</i> sp.														

a) Cariera din drumul Teliuc-Ghelar (la est de Ghelar). Calcare din orizontul calcar alb-dolomit negru (complexul Gh₂^S din seria de Ghelar).

b) Valea Ciulpăz (Groși). Șist sericito-grafitos din baza orizontului Tomcești-Groși (partea superioară a complexului Gh₂^N din seria de Ghelar).

c) Mina de taie Govăjdia. Steatit cenușiu intercalat în dolomitte de Huncdoara (complexul Pd₁ din seria de Padeș).

Asociația identificată în calcarele din seria de Ghelar (vulcanogenă bazică) de la Iazuri (pct. fosilifer 1) se încadrează în Devonian (tab. 3). Întrucît formele *Emphanisporites* sp. și *Retusotriletes* sp., caracteristice pentru Devonian în general, apar asociate cu *Leiotriletes minutus* (K n o x.) P o t. și *Geminospora* sp., cunoscute în Devonianul inferior și mediu și cu *Leiotriletes cf. marginalis* M c . G r e g o r, dezvoltat cu precădere în Devonianul mediu, se poate preciza încadrarea complexului, șisturilor verzi tufozene (Gh₁) în Devonianul mediu.

Conținutul microfioristic pus în evidență în partea bazală și mediană a seriei de Padeș (tab. 3) (punctele fosilifere 2, 3 - valea Crivina și valea Bisericii) indică vîrsta carboniferă prin asociația formelor *Leiotriletes gulaferus* P o t. K r e m p., *Ahrensiporites* sp. și *Lycospora* sp., asociație care acoperă întregul interval al Carboniferului. Avînd în vedere pe de o parte vîrsta K/Ar de 320 m.a. (faza sudetă) obținută pentru metamorfismul cristalinelui de Poiana Ruscă, iar pe de altă parte dispunerea transgresivă a molasei hercinice nemetamorfozate, începînd cu Westfalianul peste formațiunile metamorfozate din Banat (N ă s t ă s e a n u et al., 1971), atribuim seria de Padeș în întregime Carboniferului inferior.

În concluzie se realizează în acest fel pe profilul succesiunii litologice din dezvoltarea în faciesul nordic al seriilor de Ghelar și de Padeș, trei nivele de referință care prin poziția lor indică situarea în Devonianul mediu a părții inferioare a seriei de Ghelar (complexul Gh₁) și faptul că seria de Padeș se repartizează în întregime Carboniferului inferior. Întrucît între cele două serii cristaline există continuitate de sedimentare, rezultă că partea superioară a seriei de Ghelar (complexul Gh₂^N) corespunde Devonianului superior.

Prezența Carboniferului inferior în cristalinelui de Poiana Ruscă este confirmată și de asociația microfioristică exclusiv carboniferă indentificată în breșia de falie din formațiunile devoniene ale seriei de Ghelar de pe valea Govăjdia (pct. fosilifer 4). Materialul analizat se caracterizează, spre deosebire de celelalte trei probe, printr-un conținut de spori foarte bogat și bine conservat. Presupunem că este vorba de o levigare și concentrare a unor spori din formațiunile carbonifere inferioare ale seriei de Padeș.



În această ipoteză circulația sporilor pe planul de falie, datorată transportului tectonic și a levigării prin apele meteorice descendente, se poate aprecia, în urma reconstituirii stivei de formațiuni cristaline erodate, la minimum 300—400 m.

Luînd în considerare pe de o parte conservarea bună a sporilor iar pe de altă parte prezența formei *Leiotriletes adnatooides* citată în Carboniferul superior (Namur-Stefanian) nu este exclus ca asociația amintită să provină în parte dintr-o acoperitură sedimentară carbonifer-superioară transgresivă pe cristalinul de Poiana Ruscă, actualmente erodată. Acest punct de vedere este sprijinit de altfel și de asemănarea conținutului microflorei stic al probei 4 cu cel cunoscut în Carboniferul superior de la Secu-Doman.

2. Datarea cu izotopii plumbului

Probele luate în studiu în vederea determinării vârstei izotopice provin din minereurile de blendă și galenă exploatare la Muncelul Mic (probele 4, 5, 6, 7) și din ivirile de galenă, baritină și fluorină de la Românești (probele 1, 2, 3).

Zăcămintul de la Muncelul Mic este legat genetic de magmatismul acid care a generat rocile metarodolite și metakeratofirice din complexul superior (Pd_3) al seriei de Padeș. Minereul apare într-o legătură spațială strînsă cu produsele intrusive și extrusive ale acestui magmatism, localizate în partea superioară a seriei de Padeș (Pd). Din punct de vedere genetic reprezintă o concentrație hidrotermală filoniană și de impregnație, recristalizată și parțial mobilizată în decursul metamorfismului regional al cristalinului de Poiana Ruscă (Krautner, 1963). Minereul de la Românești (probele 1, 2, 3) este reprezentat prin filonașe și cuiburi de galenă asociate cu fluorină, baritină și cuarț, localizate într-o breacă premetamorfică constituită din sisturi cuarțitice sericito-cloritoase și cuarțite negre din complexul superior al seriei de Ghelar (Gh_3^2). Caracterile structurale ale minereului care atestă o origină premetamorfică și poziția geologică permit presupunerea unei afiliații a acestei mineralizații hidrotermale față de magmatismul acid manifestat în timpul formării complexului superior (Pd_3) din seria de Padeș (Mureșan, 1964).

Proba 8 a fost recoltată din minereul ankeritic exploatat în cariera Teliuc. Ea reprezintă o concentrație locală de galenă formată prin mobilizarea sinmetamorfică a plumbului din minereul sideritic și ankeritic cu galenă întâlnit sporadic în zăcămintul Teliuc.

Minereul acestui zăcămint provine din metamorfizarea regională a unei acumulări vulcanogen-sedimentare de carbonați de fier, asociată metațufurilor diabazice și spiliteice din complexul inferior (Gh_1^2) al seriei de Ghelar.

Intrucît probele analizate provin în totalitate din concentrații premetamorfice de minereu, datarea lor prin izotopii plumbului poate da indicații asupra vârstei formațiunilor din cristalinul de Poiana Ruscă.



TABELUL 4

Compoziția izotopică a plumbului din galene

		204 %	206 %	207 %	208 %
1	Românești 5	1,357	24,942	21,505	52,181
2	Românești M ₁	1,367	24,782	21,542	52,289
3	Românești M ₂	1,354	25,112	21,637	51,911
4	Muncelul Mic 6	1,387	25,432	21,753	51,403
5	Muncelul Mic 7	1,369	25,252	21,596	51,784
6	Muncelul Mic C ₁ ⁺	1,363	25,207	21,347	51,986
7	Muncelul Mic G ₂ ⁺	1,361	25,015	21,471	52,158
8	Teliuc 10	1,371	24,725	21,809	52,128

* Probe colectate de A. Garău.

Analizele izotopice (tab. 4) au fost efectuate cu spectrometrul de masă MI-1305. Plumbul s-a extras din galenă sub formă de iodură. Abundențele izotopice relative ale plumbului au fost determinate cu o eroare de 1 %.

Deși pentru minereurile cu galenă analizate situația geologică implică acceptarea unor vârste apropiate, parțial chiar identice (probe din același zăcămint), rezultatele obținute pun în evidență lipsa unei omogenități în constituția izotopică a plumbului din probele luate în studiu, fapt care determină o dispersare a punctelor reprezentative în diagramele din figurile 1 și 2. Într-o oarecare măsură acest lucru se datorește desigur abaterii de până la 1 % dată de aparatura utilizată pentru determinarea abundențelor izotopice relative prin metoda monoradială folosită. Gruparea probelor în funcție de compoziția lor izotopică după cele trei surse de proveniență, indică însă realitatea existenței unei diferențieri izotopice în materialul analizat.

Astfel, se constată în galena de la Teliuc (proba 8) un exces de plumb 207 (fig. 1, 2) care conduce la vârste-model aberante (tab. 5), în timp ce galenele de la Muncelul Mic și Românești prezintă abundențe izotopice apropiate de banda de creștere ($\mu = 8,99 \pm 0,7$), a raportului $\frac{207 \text{ Pb}}{204 \text{ Pb}} : \frac{206 \text{ Pb}}{204 \text{ Pb}}$, determinată de evoluția raportului $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ în decursul timpului geologic.



TABELUL 5

Raportele izotopice ale plumbului și urstiele model

	206		207		208		207		10 ⁶ ani Model H-H*		10 ⁶ ani Model H-H* t ₀ = 4,56 · 10 ⁹ h		10 ⁶ ani Model R-R-S* t ₀ = 4,56 · 10 ⁹ h		10 ⁶ ani grafic 206/207 - 206/204** t ₀ = 4,55 · 10 ⁹ h		
	206	204	207	204	208	204	207	208	206	207	10 ⁶ ani Model H-H*	206	207	10 ⁶ ani Model R-R-S*	206	207	
1 Românești	18,380		15,817		38,453		0,478		1,159		400		270		290		315
2 Româneșu	18,132		15,761		38,258		0,471		1,150		550		310		400		380
3 Românești	18,546		15,980		38,939		0,484		1,160		505		300		275		365
4 Muncelul Mic	18,950		15,685		37,060		0,455		1,169		300		90		170		150
5 Muncelul Mic	18,445		15,775		37,826		0,487		1,169		344		130		170		170
6 Muncelul Mic	18,487		15,729		38,126		0,485		1,175		280		40		100		215
7 Muncelul Mic	18,378		15,774		38,320		0,479		1,165		350		180		215		245
8 Telinc	18,034		15,907		38,022		0,474		1,134		780***		600***		570***		620***

* t₀ = 9,50 Media valorilor pentru meteorizii Henbury și Canyon Diablo (Patterson, 1960)
b₀ = 10,36** t₀ = 9,56 (Marthy și Patterson, 1962)
b₀ = 10,42*** Plumb anomal de tip B.
° Probe colectate de A. Gurău.

Fig. 1. Grafice $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ cu izocrone pentru valori diferite t_0 , a_0 , b_0 .
 Graphiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à isochrones pour des valeurs différentes t_0 , a_0 , b_0 .

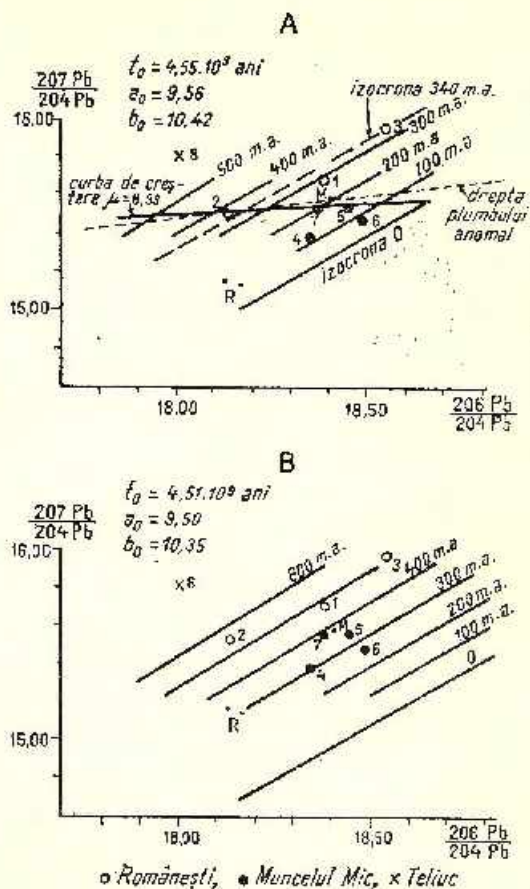
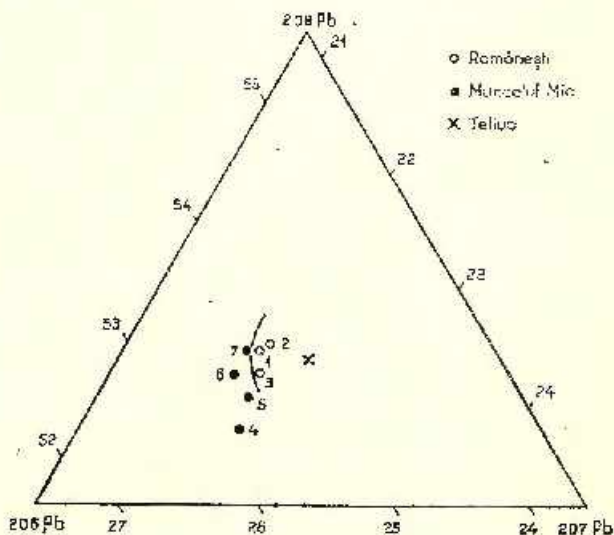


Fig. 2. — Compoziția izotopică a plumbului din galene.

Composition isotopique du plomb des galènes.



Avem în acest fel o indicație asupra faptului că metalogeneza asociată magmatismului bazic din seria de Ghelar și cea afiliată magmatitelor acide din seria de Padeș sînt legate de surse care au evoluat un timp în domenii cu grade diferite de contaminare a plumbului primar cu plumb radiogenic.

Galenele de la Muncelul Mic se diferențiază la rîndul lor de acelea de la Românești datorită conținutului mai ridicat în ^{206}Pb , iar pe de altă parte datorită tendinței de descreștere a ^{208}Pb (fig. 2). Pe lângă diferențierea datorită raporturilor izotopilor radiogeni proveniți din ^{235}U și ^{238}U se remarcă deci și o tendință de diferențiere pe baza plumbului rezultat din desintegrarea ^{232}Th . În cazul în care contaminarea nu se explică printr-un fenomen petrecut în decursul procesului de punere în loc a mineralizației (contaminare crustală premetamorfică sau contaminare în decursul mobilizării sinmetamorfice a zăcămintului Muncelul Mic), consanguinitatea minereurilor de la Muncelul Mic și Românești trebuie pusă sub semnul întrebării.

Din cele arătate rezultă că, cel puțin în parte, plumbul din Poiana Ruscă nu a evoluat într-un sistem închis pînă în momentul fixării lui în galenele din zăcămintele menționate. Fiind deci vorba de un plumb anomal, modelele de calcul ale vîrstelor geologice bazate pe un singur stadiu de evoluție nu sînt aplicabile. Vîrstele, în parte aberante, obținute prin diferite modele (tab. 5), confirmă de altfel această concluzie.

Deși situația geologică indică vîrste apropiate¹³ pentru minereurile de la Românești și Muncelul Mic, totuși rapoartele izotopice determinate se grupează pe graficul $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 1) în două domenii diferite de vîrstă. Trebuie să admitem deci fie (a) o contaminare radiogenă selectivă la unul din cele două zăcăminte, situație în care putem obține indicații de vîrstă asupra plumbului necontaminat prin graficul izocronelor I - II, sau (b) o contaminare radiogenă (plumb anomal), comună ambelor grupe de minereu în care caz se poate apela la modelul bistadial Kanasevich pentru a obține indicații asupra timpului de formare al galenelor analizate.

a) Modelul Holmes - Houtermans admite după timpul de formare a plumbului primitiv (t_0) apariția unor diferențieri regionale în rapoartele U/Pb și Th/Pb . Acest fapt se concretizează prin variabilitatea rapoartelor izotopice în minereuri de plumb de aceeași vîrstă. Rapoartele izotopice ale galenelor sincrone se mențin însă într-o relație liniară, care transpusă într-un grafic de coordonate $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, constituie o izocronă. Kanasevich (1968) demonstrează însă că în unele cazuri

¹³ Intervalul de timp corespunzător formării seriei de Padeș.



relația liniară constatată în cadrul unui grup de galene cogenetice este dată de erori survenite în determinarea ^{204}Pb , și deci nu reprezintă izocrone în sensul Holmes-Houtermans. Întrucât însă liniile de eroare ale ^{204}Pb formează un unghi mic cu izocronele II—II ele pot da indicații asupra vârstei izotopice, în special în banda de creștere în domeniul căreia erorile sînt minime.

În graficul izocronelor calculat pentru vîrsta plumbului primitiv ($t_0 = 4,55 \cdot 10^9$ ani, probele de la Românești se grupează între izocronele $300 - 360 \cdot 10^6$ ani (media = $340 \cdot 10^6$ ani), sau între liniile de eroare pentru ^{204}Pb care intersecționează curba de creștere în dreptul raporturilor izotopice corespunzătoare vîrștelor menționate. În această accepțiune plumbul minereului de la Muncelul Mic ar reprezenta un plumb anomal de tip J. Ca termen de comparație au fost plasate în diagramele din figura 1 rapoartele izotopice ale plumbului din zăcămintele clasice de la Rammelsberg și Meggen, a căror formare în Devonianul mediu este bine argumentată paleontologic. Se remarcă asemănarea compoziției izotopice a plumbului de la Muncelul Mic în special față de cea a plumbului de la Meggen. Punctele reprezentative pentru Muncelul Mic, Meggen și Rammelsberg se plasează în același domeniu de vîrște scăzute, aberante. Dacă în schimb admitem valoarea inițială utilizată de H—H pentru vîrșta plumbului primitiv ($t_0 = 451,10^9$ ani) sistemul de izocrone se deplasează în așa fel încît grupul probelor de la Muncelul Mic, împreună cu cele de la Rammelsberg și Meggen se situează între izocronele $270 - 380 \cdot 10^6$ ani (media = $340 \cdot 10^6$ ani). Plumbul din galenele de la Românești ar reprezenta în acest caz, în accepțiunea II—H, un plumb anomal de tip B.

Concluzia care rezultă din ambele variante de interpretare este că vîrșta reală a galenelor analizate trebuie admisă în intervalul de $300 - 340 \cdot 10^6$ ani.

b) Modelul bîstadial Kanasevich, aplicabil la plumburile anormale care au evoluat în decursul timpului geologic succesiv în două sisteme închise, cu raporturi diferite U—Th—Pb, se bazează pe corelația liniară a raporturilor izotopice ale plumburilor anormale. Dreapta plumbului anomal, mediată printr-un grup de probe, intersecționează curba de creștere în două puncte: la t_1 corespunzător modificării raportului U—Th—Pb în sistem și la t_2 corespunzător momentului de fixare a plumbului în minereu. În accepțiunea că atât galenele de la Muncelul Mic cît și cele de la Românești conțin plumb anomal, poate fi mediată o dreaptă a acestuia (fig. 1 A). Intersecția acestei drepte cu curba de creștere în domeniul vîrștei de $300 \cdot 10^6$ ani ar îndreptăți acceptarea acestei vîrște pentru timpul de formare al minereurilor de la Muncelul Mic și Românești.



În concluzie se poate afirma că galenele analizate aparțin unei metalogeneze a ciclului hercinic, desfășurată după toate probabilitățile în intervalul de timp $300 - 340 \cdot 10^6$ ani. Avînd în vedere legătura genetică dintre minereurile de la Muncelul Mic (și probabil cele de la Românești) cu rocile magmatogene acide din seria de Padeș, acestea din urmă pot fi deci atribuite de asemenea ciclului hercinic, punerea lor în loc situîndu-se în Carboniferul inferior.

3. Datarea K^{40}/Ar^{40}

Majoritatea probelor analizate au fost colectate din foraje sau lucrări miniere, pentru a asigura prospețimea necesară unor determinări în condiții bune. Un număr mare de eşantioane provine de aceea din zona sudică a cristalinelui de Poiana Ruscă, unde se concentrează majoritatea forajelor. Pentru a asigura totuși o distribuție spațială cît mai omogenă a probelor, au fost analizate și unele eşantioane colectate de la suprafață din zona nordică a masivului. În acest fel repartitia neomogenă a probelor se referă în special la numărul determinărilor de vîrstă și mai puțin la distribuția lor spațială.

Determinarea argonului radiogenic s-a realizat prin metoda volumetrică, în majoritatea cazurilor pe probe integrale și în unele cazuri pe lamele de querbitit proaspete și bine individualizate. La calcularea vîrstelor s-au folosit următoarele constante: $\lambda\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ ani⁻¹; $\lambda\alpha = 0,557 \cdot 10^{-10}$ ani⁻¹; $K^{40}/K = 1,20 \cdot 10^{-4}$.

Interpretarea vîrstelor izotopice K/Ar pentru rocile prealpine din teoriile carpatice întîmpină dificultăți cauzate de evoluția tectonică și metamorfică polifazică a subasmentului formațiunilor alpine, nefavorabilă unor determinări de vîrstă prin metode bazate pe reținere de gaze în roci. Regenerările alpine și prealpine permițînd difuzarea și eliberarea argonului în decursul unor faze succesive de metamorfism și deformare tectonică, au întîrziat, pentru volume considerabile de roci, vîrstele izotopice K/Ar obținute prin modul de calcul curent, bazat pe raportul K/Ar existent în rocă în momentul determinării.

Plecînd de la relația

$$^{40}Ar = \lambda e/\lambda \cdot ^{40}K(e^{\lambda t} - 1)$$

în care $\lambda e/\lambda$ este factorul de proporționalitate a descompunerii ^{40}K în ^{40}Ar în unitatea de timp, determinările curente de vîrstă izotopică raportează cantitatea de ^{40}Ar identificat în rocă la conținutul în K . Acest procedeu implică admiterea: a) lipsei totale a ^{40}Ar în rocă la timpul inițial și b) reținerii în întregime a ^{40}Ar produs prin descompunerea ^{40}K , de la formarea mine-



ralului pînă în prezent. În natură însă, și în special în formațiunile regenerare, cele două presupunții de obicei nu sînt îndeplinite. De aceea vîrstele astfel obținute, denumite de H a r p e r (1970) „vîrste model K/Ar”, reprezintă în realitate în majoritatea cazurilor vîrste aparente.

Pentru a satisface condițiile din natură trebuie introdus în relație un termen care să reflecte evoluția complexă a modificărilor concentrației de argon din rocă. H a r p e r (1970) propune de aceea formularea:

$$^{40}\text{Ar} = \lambda e/\lambda \cdot ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) + \text{Ar}_{\Delta}$$

în care Ar_{Δ} reprezintă diferența în concentrația de argon existentă în rocă în momentul determinării, față de cantitatea de ^{40}Ar eliberată prin descompunerea K de la formarea mineralului pînă în prezent:

$$\text{Ar}_{\Delta} = \text{Ar}_{\text{existent în rocă}} - \text{Ar}_{\text{din descompunerea K}}$$

Dacă valoarea Ar_{Δ} este negativă vîrsta model va fi mai mică, iar dacă Ar_{Δ} este pozitiv vîrsta model va fi mai mare față de vîrsta reală. În cazul în care $\text{Ar}_{\Delta} = 0$, vîrsta model exprimă vîrsta reală a rocii sau a mineralului.

Pentru determinarea valorii Ar_{Δ} , H a r p e r (1970) propune o soluție grafică care pornește de la presupunerea că într-un grup de probe cogenetice, care au avut aceeași evoluție geologică, valoarea argonului pierdut sau cîștigat rămîne constantă, indiferent de conținutul în K. Într-o reprezentare diagramatică a raportului K/Ar punctele reprezentative ale probelor cogenetice se vor înscrie deci pe o dreaptă a cărei intercepție, pozitivă sau negativă, cu abscisa Ar indică valoarea Ar_{Δ} . Panta dreptei reprezintă expresia $(e^{\lambda t} - 1)$ și este deci proporțională cu timpul. O astfel de dreaptă este denumită de H a r p e r (1970) izocronă iar vîrstele calculate din panta izocronci — vîrste izocron K/Ar.

Vîrstele model K/Ar și vîrstele izocron K/Ar sînt echivalente în cazul în care $\text{Ar}_{\Delta} = 0$ și deci izocrona interceptează abscisa argonului la 0. În cazul unei intercepții negative sau pozitive vîrstele izocron K/Ar vor fi respectiv mai mari sau mai mici față de vîrstele-model K/Ar.

Deși promiza de la care se pleacă în calcularea vîrstelor izocron K/Ar — valoarea constantă a Ar_{Δ} într-un grup de probe cogenetice, indiferent de conținutul lor în K — pare insuficient fundamentală, aplicabilitatea ei a fost confirmată prin exemplificările existente pînă în prezent. În diagramele construite pentru cîteva regiuni orogene de pe glob, punctele reprezentative se înscriu pe izocrona cu intercepție negativă sau 0. Pierderile de argon se cifrează de regulă la valori de ordinul pînă la $1-3 \text{ cm}^3/\text{g}^{-4}$ (H a r p e r, 1970).

În datarea vîrstei izotopice a cristalinelui de Poiana Ruscă nu ne limităm de aceea la discutarea obișnuită a vîrstelor aparente obținute prin modelul K/Ar, ci luăm în considerare de asemenea vîrstele izocron K/Ar ale probelor analizate. O astfel de analiză pare îndreptățită în special dacă se are în vedere faptul că formațiunile cristalinelui de Poiana Ruscă reprezintă, din punct de vedere al metamorfismului și al evoluției tectonice, un ansamblu cogenetic îndeplinind în consecință condiția necesară determinării vîrstei izocron K/Ar.

Reprezentarea grafică a raportului K/Ar pentru probele analizate din cristalinul de Poiana Ruscă (fig. 3) arată o grupare a punctelor repre-



zentative în jurul mai multor linii izocron. Se conturează astfel o izocronă de $325 \cdot 10^6$ ani cu interceptia $Ar_{\Delta} = 0$, pe care se plasează probele a căror vîrstă model K/Ar corespunde cu vîrsta izocronă K/Ar. Media vîrstelor model K/Ar pentru cele trei determinări este de $327 \cdot 10^6$ ani. Majoritatea puncte

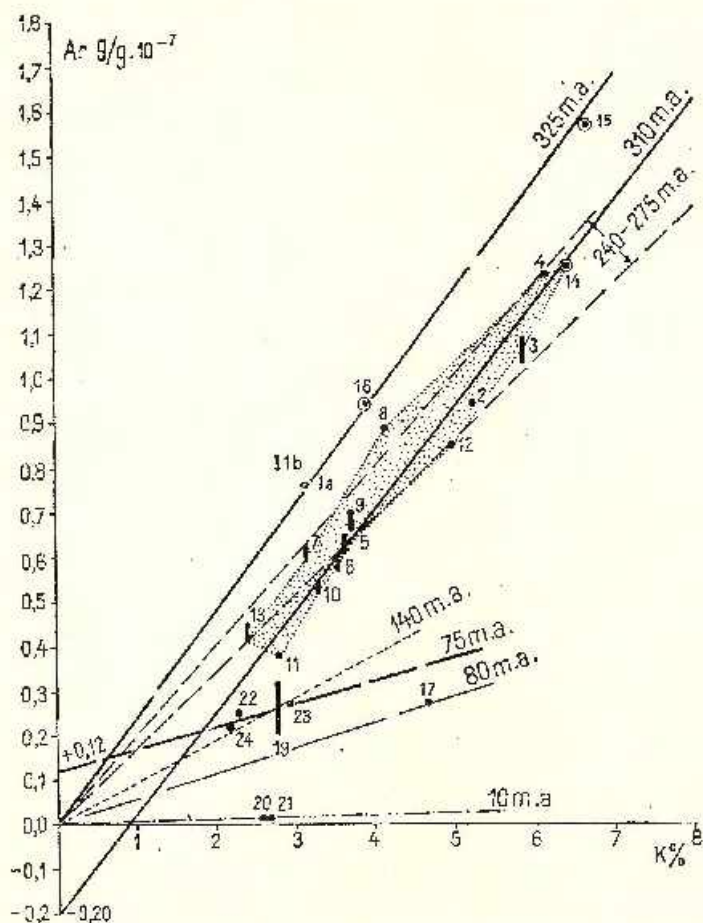


Fig. 3. — Graficul izocronelor K/Ar în cazul unei pierderi constante de Ar, indiferent de concentrația K.

Graphique des isochrones K/Ar au cas d'une perte constante en Ar, sans tenir compte de la concentration K.

telor se grupează însă într-un spațiu alungit prin care se poate media o izocronă de $310 \cdot 10^6$ ani cu interceptie negativă la $Ar_{\Delta} = -0.20 \text{ g/g} \cdot 10^{-7}$.

TABLETUL 4

Vârste izotopice printr metoda Rb:Ar volumetrică (analiză): Aree Tănăsescu, Magdalena Ioneică, Anea Andăru

Nr. crt.	Unitatea lectonică și stratigrafică	Roca	Nr. probei	Proveniența	Materialul analizat	K %	⁴⁰ Ar grigr.	T. 10 ⁶ ani	T. 10 ⁶ ani tuctie
1	Subunitatea nordică	Șist enarfitic sericiticos	5	Mina Muncelul Mic	integral	3,41 2,79	0,913 0,807 0,823	365 386 340	303 ± 23
2		Șist sericito-cuarțos	6	Mina Muncelul Mic	integral	5,25	0,948	215	
3	Seria de Padeș	Metarolit silicifiat pre-metamorfic	8	Mina Muncelul Mic	integral	5,90	4,038 1,091	242 252	217 ± 5
4		Metarolit Lip Săbău	9	Izida gal. Valea Veșel	integral	6,18	1,235 1,235	268 268	288
5		Metarolit	41/46	Valea Rozaliei (Gladna Montană)	integral	3,65	0,644 0,608	245 236	211 ± 5
6		Șist sericito-cloritos	15(514)	Valea Șilpufuț (Juncant)	integral	3,58	0,591 0,573	228 222	225 ± 3
7	Seria de Hărtina	Șist sericito-clorito-grafitos	12(169)	Valea Bărbănt	integral	3,15	0,591 0,590	272 260	286 ± 6
8	Subunitatea Sudică	Șist sericito-cloritos-cuarțos	3/20	F. 22112/20 m. 408.5; Ghelar-Mucia Moșului	integral	4,16	0,895 0,895	290 290	290
9		Șist sericito-cloritos cu magneț	30/20	F. 22112/20 m 237; Ghelar-Mucia Moșului	integral	3,73	0,710 0,671	249 262	285 ± 6
10	Seria de Ghelar (vulcano-geică bazică)	Șist sericito-cloritos-grafitos	1/20	F. 22112/20 m 178; Ghelar-Mucia Moșului	integral	3,39	0,519 0,537	220 230	325 ± 5
11		Șist sericito-cloritos cu carbonați	16/9	Telnic	integral	2,80	0,976	180	

12	Sist sericitos-carbonatic	18:55	Alun	integral	4,97	0,841	236
13	Şist biotitic carbonatic	8:10	F. 23910/10, m 84,7 : valea Lupului-Ruschifa	integral	2,41	0,447 0,412	255 236
14	Şist cuarțitic biotito-calcareos	10:19	F. 23929/10, m 425 : Ruscă-Înălțimea-Pârul cu Raci	biotit	6,46	1,253	268
15	Şist sercito-cloritos grafitos cu querbiolit	7+9:31	F. 22123/31, m 235 : Vadul Dobrii-sud	biotit	0,72	1,577	313
16	Seria de Padeş	6:29	F. 23915/29, m 215 : Ruscă-Dealu Boului	biotit	3,89	0,948	329
Roci cu raport K/Ar regenerat alpin							
Subunitatea nordică							
17	Seria de Ghejar (vulcanogenă bazică)		I.G.	integral	4,68	0,268 0,268	<150
18	Şist cuarțitic sercito-cloritos		ISCL.	integral	3,86		<150
19	Seria de Padeş	7	Nădrag-Diabul de Pier	integral	2,80	0,322 0,197	<150
20	Subunitatea sudică	4:20	Ghejar-Muchia Moşului	integral	2,56	0,089 0,089	<150
21	Seria de Cedar (vulcanogenă bazică)	20:20	F. 22112/20, m 231 : Ghejar-Muchia Moşului	integral	2,65	0,089 0,089	<150
22	Seria de Cedar (vulcanogenă bazică)	7:1	F. 22161,1 Mânăstire	integral	2,28	0,233	<150
23	Şist sercito-cloritos carbonați	18:5	F. 22105/5, m 369 : Ghejar, Rebişoara	integral	2,00	0,268 0,268	<150
24	Şist biotitic calcareos cu alpit	20:27	F. 22120/27, m 169 : Poaia Voinei (Dragoş)	integral	2,23	0,215	<150

O a treia izocronă de $75 \cdot 10^6$ ani cu intercepție pozitivă la $Ar_{\Delta} = +0,12$ g/g $\cdot 10^{-7}$ se conturează în partea inferioară a diagramei.

Rezultă deci că metamorfismul regional care a dat naștere cristalinului de Poiana Ruscă s-a manifestat cu $310-325 \cdot 10^6$ ani în urmă și că exceptând o mică parte din eșantioanele examinate, majoritatea probelor au pierdut după acest eveniment o parte din ^{40}Ar acumulat (aproximativ — $-0,20$ g/g $10^{-7} {}^{40}Ar$). Vîrstele model K/Ar mai scăzute obținute pentru un număr mare de determinări (tab. 6), reflectă deci eliberarea de Ar menționată și indică valori cuprinse între $180-290 \cdot 10^6$ ani (media = $245 \cdot 10^6$ ani) pentru timpul la care s-a terminat acest fenomen.

Ulterior un alt eveniment geologic la $75 \cdot 10^6$ ani a cauzat, pentru o parte a materialului analizat, o nouă întinerire a vîrstelor model K/Ar, printr-o difuzare parțială a Ar din unele roci. Faptul că eliminarea Ar a fost numai parțială rezultă din intersecția pozitivă a izocroniei, care indică un surplus de ^{40}Ar în rocă și explică valorile mai mari ale vîrstelor-model K/Ar (în jur de $140 \cdot 10^6$ ani) față de vîrsta izocronă K/Ar.

Pentru a verifica aplicabilitatea la cristalinul de Poiana Ruscă a prezumpției care stă la baza determinării vîrstei izocrone K/Ar — valoarea constantă a deficitului de argon (Ar_{Δ}) într-un grup de probe cogenetice, indiferent de conținutul lor în potasiu — a fost mediată cîte o izocronă pentru rocile bogate și pentru cele sărace în K (fig. 4). Întrucît cele două izocrone nu se suprapun prezumpția inițială nu se verifică. Rocile cu $K > 4\%$ se înscriu într-o dreaptă de $330 \cdot 10^6$ ani, cu valoarea mai ridicată a deficitului în argon ($Ar_{\Delta} = -0,37$ g/g $10^{-7} Ar$) față de probele cu $K < 4\%$ a căror izocronă de $315 \cdot 10^6$ ani indică $Ar_{\Delta} = -0,21$ g/g $10^{-7} {}^{40}Ar$. Rezultă deci că rocile mai bogate în K au pierdut o cantitate mai mare de Ar comparativ cu rocile mai sărace în K.

Este însă important de subliniat faptul că vîrstele izocrone K/Ar nu se modifică sensibil din cauza diferenței sesizate în valoarea deficitului de argon (Ar_{Δ}). Atît izocrona generală ($310 \cdot 10^6$ ani) cît și izocronelile parțiale pentru rocile bogate ($330 \cdot 10^6$ ani) și rocile sărace în K ($315 \cdot 10^6$ ani) indică vîrste a căror diferență maximă se cifrează la $20 \cdot 10^6$ ani, deci la valori a căror mărime se apropie de erorile înregistrate în determinarea vîrstelor — model K/Ar (tab. 6).

Avînd o dovadă asupra faptului că pierderea de argon nu a fost uniformă în masa rocilor cristaline din Poiana Ruscă, rezultă că lipsa unei izocrone unice (dispersarea punctelor în diagrama raportului K : Ar), reflectă tocmai acest fenomen. Ne putem imagina în această situație că în spațiul alungit în care se plasează punctele din diagrama K/Ar există în



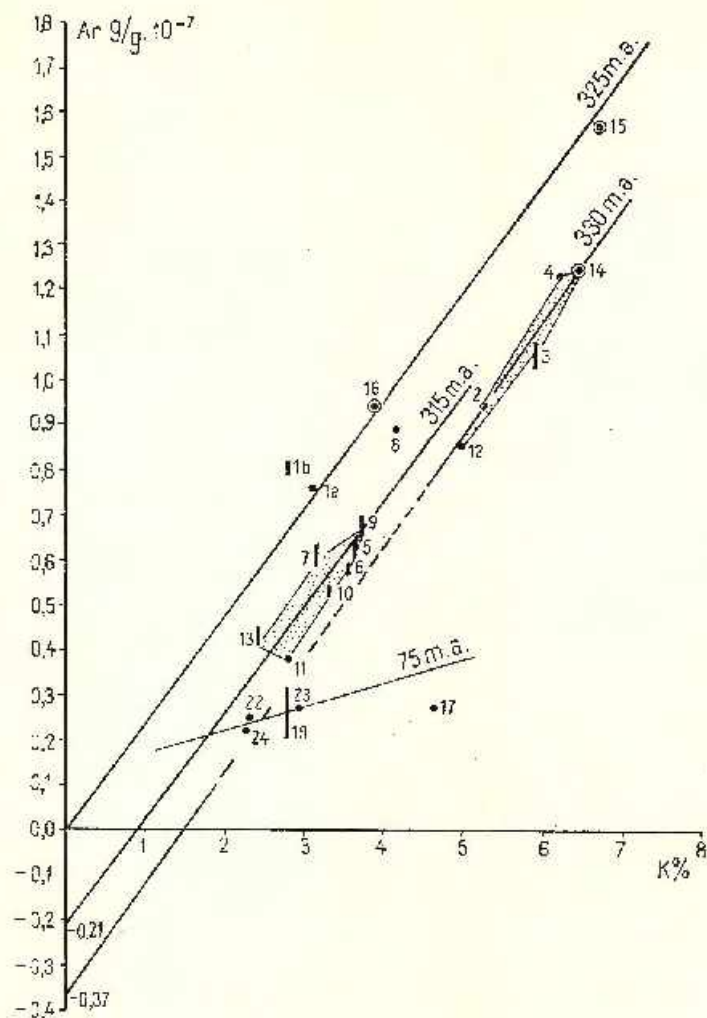


Fig. 4. — Graficul izocronelor K/Ar în cazul unei pierderi diferențiate de Ar în probele cu concentrații ridicate și scăzute de K.

Graphique des isochrones K/Ar au cas d'une perte différenciée en Ar dans les preuves à concentrations riches et pauvres en K.

realitate o infinitate de izocrone care intercepțează abscisa Ar la valori negative diferite (fig. 5).

Poziția (vârsta) acestor izocrone poate fi indicată cu aproximație de punctele situate la marginea spațiului în care se proiectează probele (fig. 5). Prin unirea punctelor respective se obține la partea superioară a spațiului

o izocronă de $320 \cdot 10^6$ ani ($Ar_{\Delta} = 0,135 \text{ g/g } 10^{-7} \text{ Ar}$) cu mediere bună. La partea inferioară se poate lua în considerare fie o izocronă de $305 \cdot 10^6$ ani ($Ar_{\Delta} = 0,22 \text{ g/g } 10^{-7} \text{ }^{40}\text{Ar}$) care unește toate punctele marginale, fie izocrona de $330 \cdot 10^6$ ani ($Ar_{\Delta} = 0,46 \text{ g/g } 10^{-7} \text{ }^{40}\text{Ar}$) a rocilor bogate în K (fig. 4, 5). Deci și în această interpretare vârstele izocronice oscilează în limitele valorilor obținute prin diagramele din figurile 3 și 4.

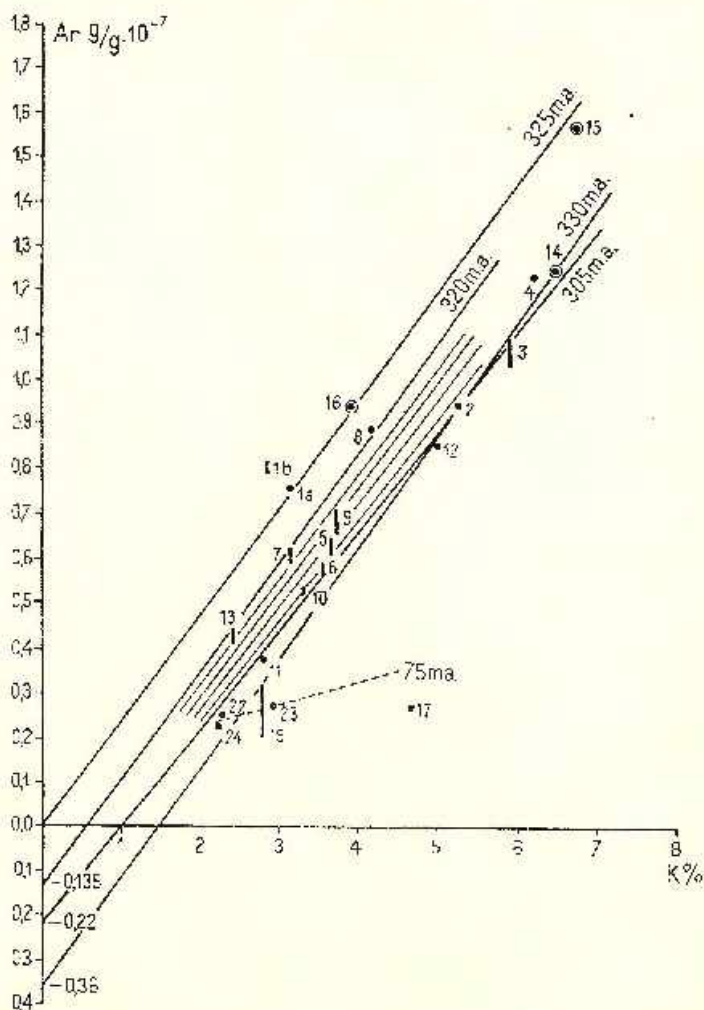


Fig. 5. — Graficul izocronelor K/Ar în cazul unei pierderi diferențiate de Ar în funcție de variația conținutului în K.

Graphique des isochrones K/Ar au cas d'une perte différenciée en Ar en fonction de la variation de la teneur en K.

În concluzie, având în vedere că prin încercări variate de interpretare s-au obținut vârste apropiate, considerăm că valoarea medie de $320 \cdot 10^6$ ani poate fi luată în considerare pentru vârsta metamorfismului regional care a dat naștere cristalinului de Poiana Ruscă. Ea se situează între media vârstelor-model K/Ar neîntinse (327 $\cdot 10^6$ ani) și media celor șase vârste izocronice K/Ar obținute prin graficele din figurile 3, 4, 5 (318 $\cdot 10^6$ ani).

Modelul evoluției și reținerii argonului în rocile cristalinului de Poiana Ruscă și relațiile cu principalele fenomene geologice

Vârstele izotopice K/Ar permit reconstituirea următoarei scheme de evoluție a argonului în cristalinul de Poiana Ruscă, în corelație cu istoria metamorfismului și a deformărilor tectonice (fig. 6).

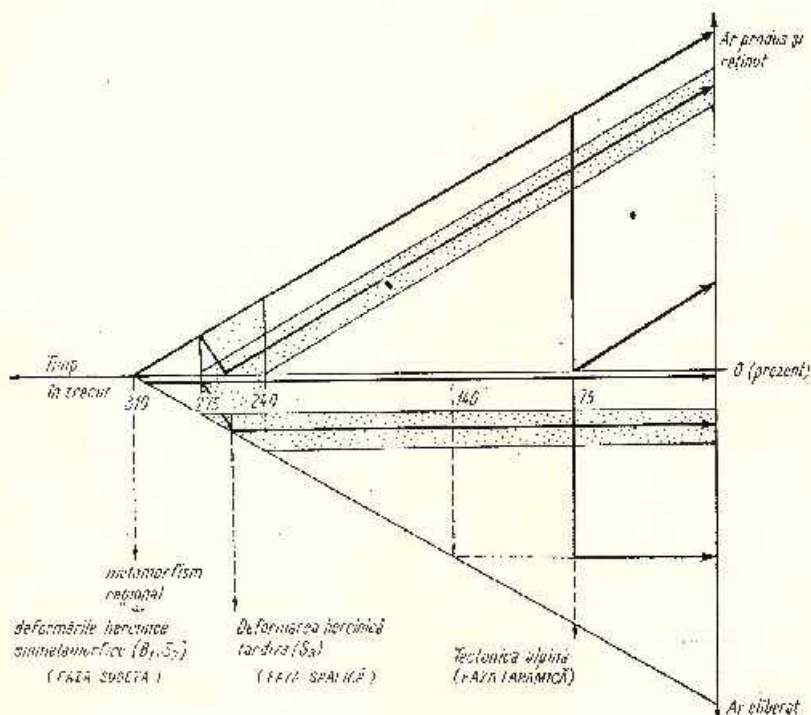


Fig. 6. — Modelul evoluției și reținerii argonului în rocile cristalinului de Poiana Ruscă.
Modèle de l'évolution et de la rétention de l'argon dans les roches du cristallin de Poiana Ruscă.

(1) Vîrsta de $320 \cdot 10^6$ ani a mineralelor și a rocilor cristaline plasează metamorfismul regional al cristalinelui din Poiana Ruscă în faza sudetă a orogenezei hercinice. Această încadrare este în acord pe de o parte cu atribuirea pe baze palinologice în Poiana Ruscă și paleontologice în Banat¹⁴ a unei părți din rocile cristaline Carboniferului inferior iar pe de altă parte cu prezența în Banat a depozitelor westfaliene (C, D)^{15,16} și stefaniene transgresive nemetamorfizate, în facies de molasă.

(2) Majoritatea vîrstelor model K/Ar se plasează între $240-275 \cdot 10^6$ ani (media = $245 \cdot 10^6$ ani) (fig. 3). Ele indică fie a) timpul de cînd cristalinelul de Poiana Ruscă a funcționat ca o masă rigidă elevată din zonele profunde în care temperaturile ridicate pot favoriza difuzarea argonului fie b) un eveniment geologic temporar care a cauzat pierderea argonului din roci și minerale. Întrucît au fost înregistrate unele determinări de vîrste model K/Ar conforme cu vîrsta metamorfismului regional, prima posibilitate nu poate fi luată în considerare deoarece în cazul unei persistențe îndelungate (pînă la $245 \cdot 10^6$ ani) a cristalinelului în condiții de temperatură și presiune care permit difuzarea argonului, pierderea argonului ar fi trebuit să fie un fenomen general și deci să nu obținem vîrste mai vechi de $275 \cdot 10^6$ ani.

De aceea în reprezentarea grafică a modelului (fig. 6) s-a însemnat o acumulare continuă de Ar de la $320 \cdot 10^6$ ani pînă în prezent peste care s-a grefat o pierdere totală de Ar între $275-240 \cdot 10^6$ ani (media $245 \cdot 10^6$ ani), urmată de o nouă acumulare neînteruptă pînă în prezent.

Avînd în vedere caracterul penetrant al acestui fenomen este probabil ca el să corespundă deformării S_3 , hercinice tardive a cristalinelului de Poiana Ruscă (Krautner et al., 1969). Această deformare se caracterizează printr-o forfecare penetrantă cu intensificări locale care a determinat o elevație a masivului.

În accepțiunea prezentată deformarea hercinică tardivă (S_3) a cristalinelului de Poiana Ruscă ($275-240^6$ ani) a avut loc între Permianul inferior și superior, deci în faza saalică. O deformare similară a fost semnalată de Dimitrescu (1964) în Permianul laminat din Munții Apuseni.

(3) Vîrstele model K/Ar sporadice de $140-150 \cdot 10^6$ ani nu par a avea

¹⁴ Dinanțianul din valca Idegului (A. I. Codarcea, Gr. Răileanu, S. Năstăsescu, 1960; Elena Mirăuța, 1964).

¹⁵ Cornelia Bițoianu. Studiul paleobotanic al formațiunilor paleozoice din zona Svința. 1968. Arb. Inst. Geol. București.

¹⁶ Cornelia Bițoianu. Studii paleobotanice asupra depozitelor paleozoice din zona Rcsija. 1969. Arb. Inst. Geol. București.

o semnificație geologică, ele fiind vârste izotopice aparente. După cum rezultă din construcția izocroniei (fig. 3) reținerea vârștelor model K/Ar a unui număr redus de eșantioane se datorește unui eveniment cu influențe limitate asupra cristalinului, eveniment petrecut cu $75 \cdot 10^6$ ani în urmă. Este desigur diastrofismul laramic manifestat în masa rigidă a cristalinului numai ruptural prin dislocații și milonitizări locale. După cum se poate deduce din excesul de Ar în probe, indicat de intercepția pozitivă a izocroniei, deformarea laramică, datorită caracterului ei diferit față de fazele de deformare hercinică, nu a cauzat în majoritatea cazurilor analizate, o pierdere totală a Ar din roci. Într-o singură probă (17, vezi și izocrona $80 \cdot 10^6$ ani, fig. 3) eliminarea a fost completă. Vârșta model K/Ar de $80 \cdot 10^6$ ani calculată în acest caz confirmă interpretarea geologică a izocroniei K/Ar de $75 \cdot 10^6$ ani.

(4) Cele două vârște model K/Ar de $10 \cdot 10^6$ ani, cu totul aproximative în condițiile în care au fost efectuate determinările, reflectă diastrofismul neogen care a dus la formarea bazinelor sedimentare limitrofe tinere, și care s-a manifestat în masa cristalinului prin compartimentări tectonice pe mai multe sisteme de falii (K r ä u t n e r et al., 1969).

4. Precizări asupra vârștei pe baza unor paralelizări litostratigrafice

Atribuirea părții principale a cristalinului de Poiana Ruscă Devonianului și Carboniferului inferior, pe baze palinologice și radiocronologice, permite recunoașterea faptului că pe teritoriul carpatic au existat în Devonian și în Carboniferul inferior, regiuni cu o evoluție geologică asemănătoare cu aceea a arilor eugeosinclinale din „Europa hercinică” (K r ä u t n e r, 1970). Într-adevăr succesiunea litologică din seriile de Govâjdia, Ghelar și Padeș prezintă numeroase aspecte comune cu succesiunile Devonianului și Carboniferului inferior cunoscute în dezvoltarea reno-hercinică din masivul Renan (Lahn-Dill, Sauerland, Kellerwald) și masivul Harz, în dezvoltarea sudetică din Silezia (Nizky Jeseník, Hrubý Jeseník) și în dezvoltarea saxo-thuringică din Frankenwald și Thüringer Wald. Această evoluție geologică asemănătoare comportă un Devonian inferior transgresiv, caracterizat prin sedimentarea unui material detritogen cuarțos grosier la partea inferioară și argilo-grezos la partea superioară, însoțit local de produse vulcanice bazice sau keratofirice.

În Devonianul mediu (în zona saxo-thuringică la începutul Devonianului superior) urmează faza principală de extruziune a magmatitelor bazice inițiale (spilita, diabaze, keratofire și tufurile respective) căreia i se



asociază o fază metalogenetică specifică, caracterizată prin concentrații de minereu de fier de tip Lahn-Dill. Activitatea vulcanică submarină a fost însoțită și urmată local de episoade cu formare de roci calcareoase. Urmează o sedimentare detritogenă în cea mai mare parte a intervalului corespunzător Devonianului superior și Carboniferului inferior (Culm). În Carboniferul inferior, în masivul Roman, Harz și în Thuringia, magmatismul inițial hercinic s-a manifestat printr-o ultimă fază tardivă care a generat curgeri de diabaze și tufuri keratofirice.

Întrucât din succesiunea stratigrafică cunoscută în Devonianul și în Carboniferul inferior epimetamorfice din Poiana Ruscă rezultă o evoluție asemănătoare a sedimentării și în special a fazelor de activitate magmatică, se întrevide posibilitatea de a obține, pe baza paralelizării succesiunilor litologice, unele precizări asupra vârstei diferitelor unități stratigrafice cunoscute în cristalinul de Poiana Ruscă.

În acest scop pare cel mai adecuat luarea în considerare a succesiunii Devonianului și Carboniferului din Silezia (Nyzky Jeseník, Příruhy Jeseník), cum s-a procedat de altfel și la paralelizarea seriei de Repedeș din Carpații Orientali (Kräutner, Mirăuță, 1970). Aceasta, datorită faptului că: (1) în regiunea sileziană se reflectă evoluția geologică din domeniul hercinic de la sud de pragul Europei centrale, domeniu în care se situează și teritoriul alpino-carpatic; (2) partea sud-estică a Sudeților reprezintă cea mai apropiată regiune din fața Carpaților cu dezvoltarea hercinică eugeosinclinală menționată, la sud de care formațiunile paleozoice se afundă în subasamentul orogenului alpin; (3) în regiunea sileziană începe în faza sudetă să se manifeste metamorfismul regional hercinic (complexul de Vrbo, seria de Branna, seria de Cervenhorske Sedlo) care pe teritoriul carpatic câștigă o răspindire generală.

În urma paralelizării succesiunii litologice din formațiunile epimetamorfice ale masivului Poiana Ruscă cu succesiunea din regiunea sileziană (Jeseník), apropiată a ceea ce cunoscute în domeniul reno-hercinic, atribuim unităților litostratigrafice din cristalinul de Poiana Ruscă, vârstele indicate în tabelul 7.

Accastă încadrare stratigrafică a serilor și complexelor cristaline nu trebuie înțeleasă desigur într-un sens strict, astfel că limitele între unitățile litostratigrafice separate în stiva șisturilor cristaline să corespundă riguros limitelor dintre subdiviziunile scării cronostratigrafice internaționale. Schema prezentată mai sus trebuie deci înțeleasă în sensul că seria de Govăjdia se plasează în majoritatea ei în Devonianul inferior; partea inferioară a seriei de Ghelar (vulcanogenă bazică) corespunde în linii ge-

TABELUL 7

Vârsta entităților litostratigrafice din cristalinul de Poiana Ruscă

Vârsta	Seria	Complexul
Carbonifer inferior	Seria de Padeș (Pd)	
Devonian superior	Seria de Ghelar (Gh)	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice (Gh ₂)
Devonian mediu	(Vulcanogenă bazică)	Complexul șisturilor verzi tufogene (Gh ₁)
Devonian inferior	Seria de Govădăia (Gv)	
Pre-devonian (Paleozoic inferior?)	Seria de Bătrînz (Bt)	

nerale Devonianului mediu, iar partea ei superioară, Devonianului superior; seria de Padeș cuprinde, începînd din zona ei bazală, Carboniferul inferior.

În această accepțiune (fig. 7) metatufurile bazice din orizontul bazal al seriei de Ghelar (vulcanogenă-bazică) ar corespunde primei faze incipiente de evoluție a magmatismului inițial hercinic, de la finele Devonianului inferior și începutul Devonianului mediu. Fazei principale a acestui magmatism, din Devonianul mediu, s-ar încadra masa importantă de șisturi verzi din seria de Ghelar (complexul Alun-Ruschița în sud și complexul Iazuri în nord) cu intercalațiile subțiri de metatufuri keratolice cuarțifere de la partea ei superioară (K r ä n t n e r, 1969). Extruziunile bazice sporadice tîrzii, care succed fazei principale a magmatismului inițial hercinic și care urcă în Devonianul superior, s-ar echivala în acest caz cu intercalațiile de șisturi verzi din partea superioară a succesiunii faciesului nordic (orizontul Tomești-Groși, de la partea superioară a complexului Gh₂). Metalogeneza feriferă importantă, asociată în toată Europa hercinică fazei principale a magmatismului bazic devonian, își găsește un corespondent în acumulările vulcanogen-sedimentare de minereu de fier carbonatic și oxidic, legate de masa principală a rocilor verzi din seria de Ghelar

(K r ä u t n e r , 1970). Faza tardivă a magmatismului inițial hercinic, din Carboniferul inferior, caracterizată prin expulzarea unui material acid, pe lângă produsele bazice, ar fi reprezentată prin metatufurile bazice și acide din partea superioară a scriei de Padeș (complexul Pd₃) și prin suita

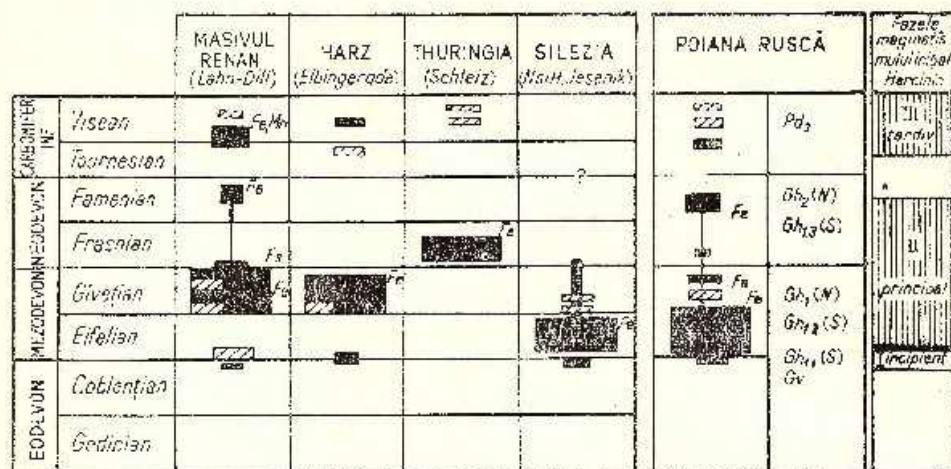


Fig. 7. — Poziția stratigrafică a magmatitelor inițiale și a zăcămintelor de minereu de fier asociate în Paleozoicul superior din masivele hercynice din Europa centrală și din cristaliniul de Poiana Ruscă.

Position stratigraphique des magmatites initiales et des gisements de minerai de fer associés au cours du Paléozoïque supérieur des massifs hercyniens de l'Europe centrale et du cristalini de Poiana Ruscă.

1. Diabasex, spilites et tufs associés; 2. këratoPHYRES, këratoPHYRES quartzifères, rhyolites et tufa associés.

de roci metagabbroide, metadoleritice, metariolitice și metakeratofirice cuarțifere care străbat seria de Padeș. În Poiana Ruscă această fază este însoțită de o metalogeneză specifică (K r ä u t n e r , 1970), caracterizată prin concentrații de sulfuri de Pb și Zn.

5. Stratigrafia cristaliniului de Poiana Ruscă¹⁷

5.1. Paleozoicul inferior (?)

Formațiunile atribuite Paleozoicului inferior cuprind termenii stratigrafici cei mai vechi ai cristaliniului de Poiana Ruscă, termeni care constituie seria de Bătrîna (Bt).

¹⁷ Vezi figurile 8 și 9 și planșele 1 și 11.

În accepțiunea anterioară (K r ä u t n e r et al., 1969 ; M u r e ș a n , 1968), această serie cuprindea trei complexe litostratigrafice : complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene (la partea inferioară), complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase (la partea mediană) și complexul șisturilor grafitoase (la partea superioară).

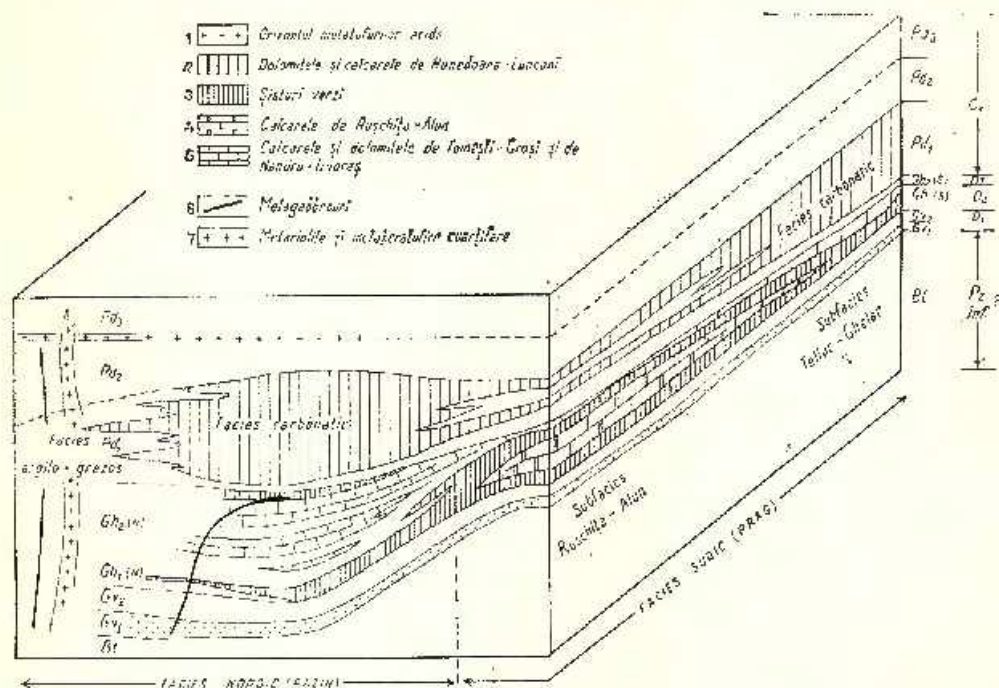


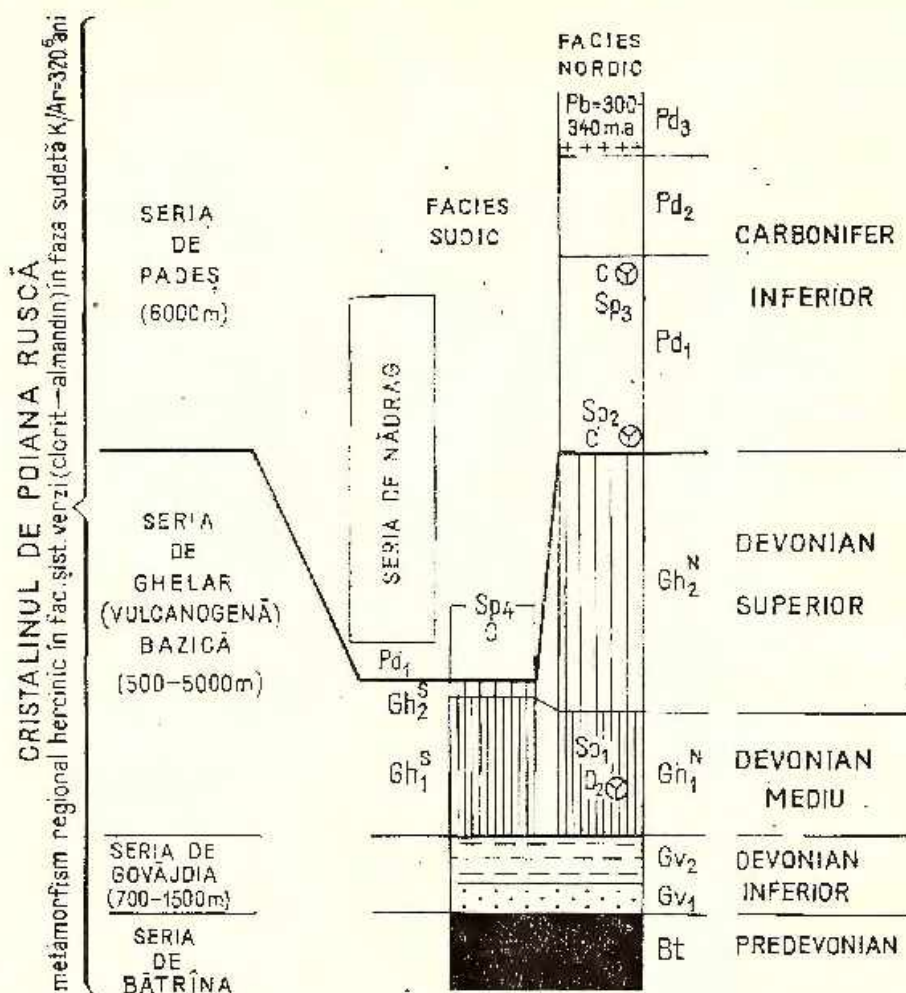
Fig. 8. — Reconstituirea aspectelor faciale și paleostructurale ale formațiunilor Devonianului și Carboniferului inferior din Poiana Ruscă înainte amlăntărilor sudete.

Réconstitution des aspects faciaux et paléostratigraphiques des formations du Dévonien et du Carbonifère inférieur de Poiana Ruscă avant les plissements sudètes.

1, horizon des métatufs acides; 2, dolomites et calcaires de Hunedoara-Luncani; 3, schistes verts; 4, calcaires de Ruschiza-Alua; 5, calcaires et dolomites de Tomesti-Groși et de Nandru-Izvoareș; 6, métagabbros; 7, métarhyolites et métakalophyres quartzifères.

În zona centrală a anticlinoriului Arănieș-Fărășești, complexul median menționat mai sus este probabil dispus transgresiv peste complexul inferior¹⁸. Acest lucru este sugerat atât de asimetria stratigrafică, pe cele două flancuri ale anticlinoriului Arănieș-Fărășești, constatată în formați-

¹⁸ Op. cit. pct. 4.



⊙ Asociații de spori, Sp₁=Iazuri, Sp₂=Crivina, Sp₃=V.Bisericii, Sp₄=V.Govăjdia, C=Carbonifer
D₂=Devonian mediu

Fig. 9. — Succesiunea stratigrafică de ansamblu a cristalinelui de Poiana Ruscă.
Succession stratigraphique d'ensemble du cristallin de Poiana Ruscă.

unile de sub complexul şisturilor cuarţoase sericito-cloritoase, cât şi de unele discontinuităţi ale orizonturilor reper cu extindere regională din complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene. Această situaţie a determinat divizarea stivei de formaţiuni atribuite în accepţiunea veche seriei de Bătrîna în două serii separate printr-o discordanţă

stratigrafică premetamorfică : seria de Bătrina corespunzătoare complexului șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene — și seria de Govăjdia constituită din complexul șisturilor cuarțoase-sericito-cloritice și complexul șisturilor grafitoase. Seria de Govăjdia se repartizează Devonianului inferior intrucît suportă în continuitate de sedimentare formațiunile seriei de Ghelar, datate palinologic drept Devonian mediu. Rezultă că seria de Bătrina este pre-devoniană. Ea se situează probabil în Paleozoicul inferior.

În această accepțiune Paleozoicul inferior, respectiv seria de Bătrina, corespunde unui pachet stratigrafic gros de peste 1500 m, dispus sub complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase și este constituit predominant din roci terigene în care se intercalează metalufuri bazice (șisturi verzi).

În masivul Poiana Ruscă formațiunile seriei de Bătrina se dezvoltă în două sectoare : zona Răchițele-Ferigi și zona Telinc-Bunila ; ultimul sector se prelungește spre est în fundamental cristalin al bazinului neogen al Streului (date de foraj, date geofizice) (I o n e s c u et al., 1969).

Seria este alcătuită predominant din șisturi sericito-grafitoase — clorit, în care se intercalează cuarțite (cuarțite grafitoase, cuarțite sericitice, rare cuarțite biotitice cu granați), șisturi cuarțoase (șisturi cuarțoase cu sericit și clorit, șisturi cuarțoase cu biotit ± clorit), șisturi sericito-cloritoase ± biotit. În zona Telinc-Bunila s-a surprins trecerea laterală a șisturilor grafitoase la cuarțite grafitoase. În cadrul acestui material divers, de origine terigenă, se intercalează pe alocuri roci verzi tufogene (metalufuri bazice) ; șisturi cloritice ± biotit ± epidot, șisturi clorito-calcitice cu albit, șisturi cloritice cu albit ± calcit.

În seria de Bătrina calcarele apar cu totul sporadic constituind intercalații a căror grosime nu depășește câțiva metri.

5.2. Devonianul

Din analiza datelor palinologice, radiocronologice și a paralelizărilor litostratigrafice prezentate, rezultă că Devonianul este reprezentat în cristalinul de Poiana Ruscă prin scriile de Govăjdia (GV) și de Ghelar (GH).

Seria de Govăjdia cuprinde formațiunile terigene dispuse transgresiv peste seria de Bătrina și suportă primele produse bazice din seria de Ghelar. În consecință seria de Govăjdia corespunde complexelor mediu și superior ale seriei de Bătrina în accepțiunea anterioară (K r ä u t n e r et al., 1969).

Seria de Ghelar coincide cu formațiunile atribuite anterior seriei vulcanogene bazice (K r ä u t n e r et al., 1969 ; M u r e ș a n , 1968). Ea prezintă stiva de roci cristaline tufogene, terigene și carbonatice dispuse



în continuitate de sedimentare peste seria de Govăjdia și delimitată de primele și ultimele tufuri ale fazei principale a magmatismului bazic.

Se exclude deci șisturile verzi tufogene cu poziția stratigrafică inferioară și superioară din cristalinel de Poiana Ruscă, respectiv cele din seria de Bătrîna și cele din seria de Padoș.

5.2.1. Devonianul inferior

Devonianului inferior i-au fost atribuite formațiunile *seriei de Govăjdia* (*Gv*), întrucît, pe de o parte, suportă în continuitate de sedimentare seria de Ghelar — pentru care datele palinologice și paralelizările litostatigrafice atestă formarea sa în decursul Devonianului mediu și superior — iar pe de altă parte, este dispusă transgresiv peste seria de Bătrîna. În această accepțiune, seria de Govăjdia ar corespunde etapei de sedimentare detritică cu care începe Devonianul în Europa centrală.

Seria de Govăjdia cuprinde formațiuni terigene, care se caracterizează printr-o uniformitate petrografică remarcabilă în cadrul celor două complexe litostatigrafice care o alcătuiesc: complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase (Gv_1) (la partea inferioară) și complexul șisturilor grafitoase (Gv_2) (la partea superioară). Acest fapt arată că în timpul formării seriei de Govăjdia, condițiile paleogeografice și de sedimentare, specifice fiecăruia dintre cele două complexe, erau constante pe aria masivului Poiana Ruscă.

Gv_1 — Complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase (100–300 m grosime), dispus transgresiv peste seria de Bătrîna, are un caracter detritogen omogen, fiind constituit predominant din șisturi cuarțoase sericito-cloritoase. În cadrul lui apar cu totul subordonat șisturi cuarțoase sericito-cloritoase cu biotit, cuarțite rubanate cu grafit, șisturi cuarțoase cu sericit și grafit, ultimele făcînd trecerea spre formațiunile complexului șisturilor grafitoase (Gv_2). Complexul Gv_1 aflurează în zona valea Cernei-Ghelar și în bazinul văii Bătrîna.

Gv_2 — Complexul șisturilor grafitoase (300–700 m grosime) se dispune în continuitate de sedimentare peste complexul precedent. Formațiunile complexului sînt omogene petrografic, fiind alcătuite în marea lor majoritate din șisturi clorito-sericitoase-grafitoase și șisturi sericito-grafitoase. În cadrul acestor roci apar intercalații sporadice de cuarțite cu grafit, cuarțite cu sericit, șisturi cuarțitice cu calcit și grafit și roci carbonatice (dolomite și calcare).



Calcarele se grupează într-un nivel stratigrafic subțire și discontinuu, situat către partea inferioară a complexului — nivelul calcarelor de Ferigi.

Dolomitele apar ca lentile discontinue către partea superioară a complexului (dolomitele cu blendă și galenă din valca Bătrîna și cele înfîlțite în forajele de la Ghelar).

Complexul Gv₂ este cunoscut în bazinul văii Bătrîna și în zonele Arăniș-Corbăl și Teliuc-Ghelar; ultima zonă se prelungeste spre est în fundamentul cristalin al bazinului neogen al Streinului (date de foraj — Ionescu et al., 1963, 1969).

5.2.2. Devonianul mediu

Devonianului mediu i se atribuie, pe baza datelor palinologice și a paralelizărilor litostratigrafice, complexul șisturilor verzi tufogene (Gh₁), deci partea inferioară a seriei de Ghelar în care sînt localizate produsele extrusive ale fazei principale de manifestare a magmatismului bazic inițial hercinic. Alternanța rocilor verzi tufogene din baza seriei de Ghelar cu șisturi grafitoase asemănătoare celor care alcătuiesc complexul Gv₂ subiacent, din seria de Govăjdia, indică o continuitate de sedimentare între depozitele atribuite Devonianului inferior și mediu. Activitatea magmatismului bazic din Devonianul mediu a debutat deci în timpul în care mai persistau condițiile de sedimentare din perioada depunerii complexului Gv₂.

Spre deosebire de uniformitatea condițiilor de sedimentare din Devonianul inferior, frământările tectonice incipiente ale tectogenezei hercinice, însoțite pe aliniamente direcționale de o activitate magmatică intensă, determină în decursul Devonianului mediu separarea în cadrul masivului a două zone faciale.

a) *Faciesul sudic (de prag)* — complexul șisturilor verzi tufogene de Ruschița — Alun — Gh₁⁵ este caracterizat prin acumularea locală a unor mase importante de tufuri bazice care determină variații însemnate de grosimi în cadrul complexului. Peste aceste acumulări de tufuri, care după reconstituirile paleogeografice efectuate reprezintă probabil structuri vulcanice submarine (Kräutner, 1970)¹⁹, se dispun în regiunea Alun-Vadul Dobrii-Ruschița mase de calcare albe marmoreene a căror poziție geologică și aspect litologic sugerează o proveniență reefală. Grosimea redusă a formațiunilor seriei de Ghelar în comparație cu depo-

¹⁹ H. G. Kräutner. Zăcămintele de minereu de fier din formațiunile epimetamorfice ale masivului Poiana Ruscă (teză), 1969, manuscris.



zitele metamorfozate din aria faciesului nordic și prezența structurilor vulcanice menționate sugerează instalarea în decursul Devonianului mediu în zona sudică a unității epimetamorifice a unui prag vulcanic submarin încoronat cu recifi, prag care a influențat sensibil sedimentarea în Devonianul superior. Pe clinele structurilor vulcanice se află localizate zăcămintele de minerele de fier vulcanogen-sedimentare (K r ä u t n e r ²⁰, 1970) intercalate în formațiunile cristaline și exploatate în regiunile Teliuc, Ghelar, Vadul Dobrii, Ruschița. Prin aspectul ei paleostructural și paleofacial zona sudică din unitatea epimetamorifică a masivului Poiana Ruscă, se apropie în consecință mult de dezvoltarea reno-hercinică a Devonianului mediu în zonele pragurilor vulcanice submarine (Schwellenfazies) din masivele Renan și Harz. Complexul șisturilor verzi tufogene de Ruschița-Alun (Gh₁^S) aflorază pe întreaga extindere a subunității sudice din unitatea epimetamorifică, pe ambele flăncuri ale structurii anticlinale Teliuc-Alun-Vadul Dobrii-Ruschița. Spre est, anomalile magnetice și datele de foraj (I o n e s c u et al., 1963, 1969) indică continuarea sa sub cuvertura sedimentară a bazinului Strei pînă în apropierea Munților Sebeșului.

Succesiunea stratigrafică în cadrul complexului Gh₁^S începe cu un orizont bazal constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase și metatufuri bazice, alternanță prin care se realizează tranziția treptată de la seria de Govăjdia subiacentă la seria de Ghelar. Local orizontul prezintă intercalații subțiri de roci dolomilice. Urmează masa principală a șisturilor verzi tufogene, dispusă într-o alternanță cu șisturi sericito-cloritoase, în special în zona de îndințare a acumulărilor de metatufuri bazice cu formațiunile terigene sincrone. Tot la partea superioară a succesiunii, peste acumularea de metatufuri bazice și în părțile periferice ale acesteia, se distinge un nivel discontinuu de metatufite keratofirice curțifere (de Grenzenstein) care separă la partea superioară a complexului Gh₁^S, un orizont cu grosime redusă, uneori lipsit de șisturi verzi tufogene. Metatufurile de Grenzenstein delimitează în cadrul minierilor de fier stratiforme un orizont ferifer superior de un orizont ferifer inferior asociat masei principale de șisturi verzi (K r ä u t n e r, 1969)²¹.

Limita superioară a complexului Gh₁^S a fost trasată la baza nivelului calcar alb-dolomit negru. În regiunile în care acest nivel reper lipsește (flancul sudic al anticlinalului Teliuc-Alun-Vadul Dobrii-Ruschița) limita

²⁰ *Op. cit.* pct. 19.

²¹ *Op. cit.* pct. 19.



a fost considerată în mod convențional fie deasupra metatufurilor bazice care stau peste cuarțitele albe superioare calcarelor de Ruschița-Alun în zona Vadul Dobrii-Cinciș-Ruschița, fie deasupra masei principale a metatufurilor bazice, în zona de la sud de Nădrag.

b) *Faciesul nordic (de bazin)* — complexul șisturilor verzi tufogene de Iazuri — Gh₁^N se caracterizează spre deosebire de cel sudic prin cantitatea mai redusă de roci verzi tufogene, calcare și dolomite. Local, în regiunile Iazuri, Dîmbul Pascului și Bătrîna se cunosc acumulări mai însemnate de metatufuri diabazice și spillice, care reprezintă probabil fie zonele terminale ale structurilor vulcanice din regiunea sudică, fie alte structuri independente, situate în afara aliniamentului principal din sud.

Successiunea în cadrul dezvoltării Devonianului mediu în facies nordic comportă un orizont bazal constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase cu șisturi sericito-grafitoase în care se intercalează sporadic nivele subțiri de șisturi verzi metatufitice. Urmează un pachet de șisturi sericito-cloritoase care suportă orizontul principal de șisturi verzi tufogene. În regiunea Iazuri acest orizont apare dedublat din cauza intercalației unui pachet de șisturi sericito-cloritoase asociate subordonat cu cuarțitele negre și șisturi sericito-grafitoase. Limita superioară a complexului Gh₁^N a fost considerată deasupra orizontului principal de șisturi verzi tufogene de la Iazuri-Dîmbul Pascului și a calcarelor asociate acestora.

Din punct de vedere petrografic, Devonianul mediu din Poiana Ruscă este constituit deci în mare parte din metatufuri diabazice și spillice care alternează cu metatufite bazice, șisturi terigene, calcare, dolomite și subordonat metatufite acide. Șisturile verzi sînt reprezentate prin roci clorito-albitice cu actinot, epidot, calcit și magnetit care spre vest, în regiunile de la Ruschița și de la sud de Nădrag trec la șisturi amfibolice cu albit și granat. Prin creșterea treptată a conținutului în calcit, cuarț, sericit sau biotit se surprind prin intermediul mai multor varietăți de roci metatufitice, treceri gradate spre rocile calcaroase sau șisturile terigene sericito-cloritoase. Rocile terigene sînt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, uneori cuarțoase sau grafitoase care spre est trec treptat la șisturi cu biotit și șisturi muscovitice cu biotit și granat.

5.2.3. Devonianul superior

Devonianului superior i se atribuie, pe baza paralelizărilor litostratigrafice și a datărilor palinologice, stiva de șisturi dintre partea superioară devonian-medie a seriei de Ghelar și seria de Padeș carbonifer-inferioară,



deci complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice (Gh_2) care constituie *partea superioară a seriei de Ghelar*. Devonianul superior astfel delimitat se caracterizează prin formațiuni predominant terigene în care se află intercalate la mai multe nivele, orizonturi de metatufuri bazice care reprezintă produsele momentelor extrusive tardive ale fazei principale de activitate a magmatismului inițial hercinic.

Deosebirea dintre cele două domenii de facies separate în nordul și sudul unității epimetamorfice în decursul Devonianului mediu, se accentuează în Devonianul superior. Regiunea pragului vulcanic din sud ajunge local, probabil, la o exondare temporară marcată prin subțierea pînă la efilare a complexului Gh_2^S . În zona nordică în schimb grosimea mare a depozitelor sugerează o acumulare intensă de sedimente.

a) *Faciesul sudic (de prag)* — complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice — de Cernișoara Floresc - Gh_2^S este cunoscut în dezvoltarea sa tipică numai pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc-Alun-Vadul Dobrii-Ruschîța, prin entitatea litostratigrafică „calcar alb-dolomit negru”²² (Maier et al., 1964, 1969; Krautner et al., 1969). Aceasta reprezintă un pachet cu grosimi variabile de la 2-10 m pînă la cea 200 m constituit în partea inferioară dintr-un dolomit-cenușiu sau dintr-o alternanță de dolomite negre, cenușii, albe, șisturi sericito-cloritoase și calcare, iar la partea superioară dintr-un banc de calcare albe cu intercalații de șisturi sericito-cloritoase calcaroase. După indicațiile forajelor din regiunea Teliuc-Ghelar grosimea acestui complex crește înspre nord. În zona pragului ea se reduce treptat pînă la efilare. Pe flancul sudic al structurii anticlinale menționate, complexul Gh_2^S este reprezentat în regiunea Cinciș-Vadul Dobrii printr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, cu șisturi sericito-grafitoase (\perp biotit), șisturi verzi tufogene și subordonat calcare, iar în regiunile Ruschîța-Negrui, bazinul superior al văii Cornet (SE Nădrag), prin șisturi sericito-cloritoase cu biotit și șisturi muscovitice cu biotit și granat. La sud de pragul menționat, Devonianul superior are deci tendința de a reveni la o dezvoltare fațială într-o oarecare măsură asemănătoare celei din nordul masivului. Deosebirea esențială față de dezvoltarea nordică constă în prezența cu totul subordonată a calcarelor în formațiunile din sud.

²² Considerată în lucrările anterioare drept orizont reper situat la partea superioară a „complexului șisturilor verzi tufogene”.



b) *Faciesul nordic (de bazin)* — complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice de Bega (Gh_2^N) — se caracterizează printr-o grosime apreciabilă a depozitelor (până la 2 000 m). Succesiunea litologică²³ comportă în partea inferioară un pachet de șisturi sericito-cloritoase cuarțoase cu intercalații dolomitice locale de grosimi reduse. Urmează calcarele și dolomitele de Nandru-Izvoaraș care suportă șisturi sericito-cloritoase cuarțoase în care se dezvoltă local un nivel de metatufuri bazice. Succesiunea se continuă cu calcarele și dolomitele de Tomești-Groși peste care se dispune un orizont constituit din metatufuri bazice, cuarțite negre și șisturi sericito-cloritoase — orizontul Tomești-Groși.

5.3. Carboniferul inferior

Formațiunile cristalinelui de Polana Ruscă atribuite Carboniferului inferior aparțin *seriei de Padeș (Pd)*, în care s-au pus în evidență asociații microfioristice specifice pentru Carbonifer; de asemenea, s-a atribuit aceeași vîrstă *seriei de Nădrag (Nd)*, echivalentă stratigrafic părților inferioare ale seriei de Padeș (complexul Pd_1 și eventual o parte din Pd_2).

Seria de Padeș se caracterizează prin predominarea rocilor terigene în care se intercalează importante masive de roci carbonatice (mai ales dolomitice) la partea inferioară și nivelele de metatufuri acide în partea superioară. Formațiunile seriei sînt străbătute de dyke-uri de roci acide (porfiroide) și bazice metamorfozate. Seria de Padeș este dezvoltată mai ales în subunitatea nordică a unității epimetamorfice a masivului și în prelungirea acestuia spre E, în fundamentul bazinului Strei (Ionescu et al., 1963, 1969).

Seria de Nădrag prezintă numai în subunitatea sudică, se caracterizează prin formațiuni terigene, metamorfozate mai intens, la limita dintre faciesul șisturilor verzi și faciesul amfibolitelor cu almandin.

Pd. Seria de Padeș cuprinde trei complexe litostratigrafice, în succesiune normală.

Pd_1 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani (1500—3000

²³ Detalii în H. G. Kräutner et al., 1959 și M. Mureșan 1968.

în grosime), care în subunitatea nordică, urmează în succesiune normală peste seria de Ghelar. Este constituit preponderent din roci carbonatice (dolomite, calcare) și roci terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase, filite sericitoase ± grafitoase, cuarțite negre). Rocile carbonatice formează masivul dolomitelor de Hunedoara și masivul dolomitelor de Luncani, care se îndințează cu formațiunile terigene ale complexului, prin intermediul unor brațe care se efilează. În masivul dolomitelor de Hunedoara au fost distinse trei orizonturi stratigrafice (inferior, mediu și superior).

Pd₂ — Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice de Gladna (1 000 — 2 500 m grosime) dispus normal atât peste formațiunile terigene cât și peste cele carbonatice ale complexului Pd₁, este constituit din șisturi sericito-cloritoase, filite sericitoase, șisturi sericito-grafitoase și subordonat din calcare, dolomite și cuarțite.

Pd₃ — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide — de Leșnic (>2 000 m grosime) cuprinde partea superioară cunoscută a stivei cristalinelui de Poiana Ruscă. Complexul este constituit preponderent din roci de natură terigenă (șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase, filite sericitoase) și din metatufuri acide, șisturi verzi terigene, cuarțite negre și calcare. În baza complexului, în partea de NE a masivului, s-a deosebit un orizont de metatufuri acide asociate cu metatufuri bazice — orizontul Fața Roșie. În partea de W a unității epimetamorfice, metatufurile acide (asociate cu calcare, cuarțite negre și roci terigene) din baza complexului Pd₃ se grupează în orizontul Bordanu. Spre partea mediană a succesiunii cunoscute, în nord-estul masivului, se individualizează produsele unei alte faze de erupție — orizontul metatufurilor riolitice de Veșel. Complexul Pd₃ ocupă suprafețe importante în partea de W și NE a Munților Poiana Ruscă; el se continuă pe sub cuvertura sedimentară a bazinului Strei și reapare la zi în insula cristalină de la Rapolt.

Nd. *Seria de Nădrag* apare exclusiv în subunitatea sudică a unității epimetamorfice și cuprinde cinci unități litostratigrafice, care au fost paralelizate (Kräutner et al., 1969) cu partea inferioară a seriei de Padeș (cu complexul Pd₁ și eventual cu partea inferioară a complexului Pd₂).

Nd₁ — Complexul micașisturilor inferioare (> 1 000 m grosime), cuprinde cele mai profunde formațiuni cunoscute ale seriei și este alcătuit predominant din micașisturi cu biotit ± granați, șisturi cuarțitice muscovitice și rare intercalații de calcare și cuarțite negre.

Nd₂ — Orizontul calcarului de Nădrag (5 — 50 m grosime), urmează în succesiune normală peste complexul Nd₁. Este constituit din calcare rubanate, uneori cu intercalații de șisturi muscovitice.

Nd₃ — Complexul micașisturilor superioare (> 300 m grosime), dispus normal peste Nd₂, cuprinde micașisturi ± granați, și local dolomite calcaroase.

Nd₄ — Complexul șisturilor cu muscovit și biotit (> 1500 m grosime), are un caracter net terigen, fiind constituit din șisturi muscovito-biotitice, șisturi muscovitice cu granați, șisturi muscovito-cloritoase și șisturi sericito-cloritoase. Relațiile tectonice ale complexului Nd₄ cu celelalte entități stratigrafice ale seriei de Nădrag nu permit precizarea în detaliu a poziției sale în succesiunea seriei.

Nd₅ — Complexul șisturilor sericito-cloritoase (> 1000 m grosime) este cunoscut ca și complexul Nd₄, numai în relații tectonice cu celelalte entități litostratigrafice ale seriei de Nădrag; judecând după gradul de metamorfism mai scăzut, Nd₅ reprezintă partea superioară cunoscută a seriei de Nădrag. Complexul Nd₅ este alcătuit preponderent din șisturi sericito-cloritoase, în care se intercalează un orizont de dolomite și calcare.

După cum s-a arătat în lucrare, datele palinologice și virstele obținute prin metoda K/Ar, corelate cu faptul că în Carpații Meridionali primul termen nemetamorfozat aparține Westphaliului, atestă că metamorfismul regional al formațiunilor cristalinelor de Poiana Ruscă a avut loc în faza sudetă a orogenezei hercinice. Procesele metamorfice au fost în general sincrone cutării care a dat naștere principalelor structuri plicative din regiune.

Recristalizarea metamorfică a decurs în ansamblu în faciesul de șisturi verzi. S-au constatat variații ale intensității metamorfismului (M a i e r et al., 1964; P a v e l e s c u et al., 1964; K r ä u t n e r et al., 1969), care se traduc prin dispunerea oblică a izoplanelor de metamorfism față de stratificația generală a rocilor. Astfel, izoplanele de metamorfism, înclină spre nord intersectând flancul sudic al anticlinoriului Arănieș-Fărășești (K r ä u t n e r et al., 1969).

Există date pe baza cărora se pot etapiza fenomenele de blasteză în două stadii: a) primul stadiu, cel mai important și omniprezent, este sincinematic propriu-zis și a decurs în general în subfaciesul cuarț-albit-clorit; b) cel de al doilea stadiu cu răspândire locală (cunoscut numai în subunitatea sudică), este tardecinematic și a condus la formarea unor minerale de metamorfism mai înalt: biotit, granat, hornblendă verde-albăș-

truie, care crește transversal față de șistozitate. Datele K/Ar arată că stadiul al doilea a urmat la scurt timp după primul, adică tot în faza sudetă (vârsta K/Ar a biotitului din cea de a 2-a blastază = $320 \cdot 10^6$ ani).

Formațiunile cristalinelui de Poiana Ruscă au suferit deformații hercinice și alpine. Deformațiile hercinice (tectonica B_1 , tectonica S_2 și tectonica S_3 — Kräutner et al., 1969) sînt cele mai importante și au un caracter penetrant, în timp ce mișcările alpine au dat naștere numai la fracturi (direcționale, oblice și transversale).

Tectonica B_1 și S_2 , desfășurîndu-se în timpul metamorfismului regional a cărui vîrstă este de 320 m.a. se repartizează în consecință mișcărilor sudete. Tectonica S_3 corespunde probabil vîrstei de 240 m.a., deci mișcărilor saalice.

Dislocațiile alpine, laramice și postlaramice (Krautner et al., 1969), au fost însoțite de regenerări locale, dovadă fiind unele din vîrstele model K/Ar mai mici de 150 m.a.

Anexa

Caracterizarea microscopică a rocilor analizate pentru K/Ar

Proba 5: Șist cuarțitic-sericitos (Muncelul Mic).

Structura grano-lepidoblastică, textură șistoasă. Fondul rocii cuarțitic este echigranular, puternic îndințat, cu extincție rulantă. Sericitul asociat întim cuarțului sau concentrat în benzi și lentile împreună cu zircon și pigment grafitos. (Integral: $363 \cdot 10^6 \pm 23$ ani).

Proba 6: Șist sericito-cuarțos (Muncelul Mic).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă. Fondul rocii este predominant sericitos, subordonat cuarțitic. Cuarțul legat genetic de mineralizație este larg cristalizat, poligonal. (Integral: $249 \cdot 10^6$ ani).

Proba 8: Metariolit siliceiflu, premetamorfic (Muncelul Mic).

Structura porfirică, textura șistoasă. Pasta orientată, fin cristalizată, cuarțo-feldspato-sericitoasă conține fenocristale de cuarț zdrobit, lentilizat și schachbrettalbit. Piritizări și calcitizări frecvente. (Integral: $247 \cdot 10^6 \pm 5$ ani).

Proba 9: Metariolit tip Sabău (Valea Veșel).

Structura porfirică, textura șistoasă. Abundente fenocristale de cuarț și feldspat (ortoză, uncori schachbrettalbit) lentilizate, sparte, caolinizate, într-o pastă cuarțo-feldspatică cu sericit, orientată. (Integral: $268 \cdot 10^6$ ani).

Proba 41/69: Metariolit (Valea Rozaliei).

Structura porfirică, textura masivă. Fenocristale de ortoză (parțial schachbrettalbit) într-o pastă cuarțo-feldspatică cu sericit-muscovit. (Integral: $241 \cdot 10^6 \pm 5$ ani).



Proba 15: Șist sericito-cloritos (Valea Știlpului).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă fin cutată. Sericit, uneori și muscovit, asociat cu biotit clorilizat în pături fin cutate, curbate, rupte și dispuse în unghi. Cuarțul poligonal, recristalizat. Accesorii: magnetit, idiomorf, turmalină, calcit porfiroblastic și apatit. (Integral: $225.10^6 \pm 3$ ani).

Proba 12: Șist sericito-cloritos grafitos (Valea Bălrina).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, cutată. Alternanță de pături cuarțo-feldspatice cu pături exclusiv sericito-cloritoase. Cloritul este secundar după biotit. Sericitul are dezvoltare muscovitică. Pigment grafitos asociat micelor. Accesorii: apatit, turmalină. (Integral: $266.10^6 \pm 6$ ani).

Proba 3/20: Șist sericito-cloritos cuarțos (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă cutată. Conținutul: cuarț, sericit, clorit muscovit, în pături alternante. Cloritul este secundar după biotit. Muscovitul asociat cu magnetit fin granular. Accesorii: turmalină, apatit carbonați, zircon. (Integral: 290.10^6 ani).

Proba 30/20: Șist sericito-cloritos cu magnetit (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă.
Caracteristică: finețea cuarțului din benzi subțiri ce alternează cu benzi de sericit, clorit, subordonat și muscovit cu incluziuni de zircon. (Integral: $255.10^6 \pm 6$ ani).

Proba 1/20: Șist sericito-cloritos grafitos (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă slab ondulată. Cuarțul pavimentos, plagioclazul mlaclat polisintetic și foarte disperse de clorit, constituie benzi ce alternează cu benzi sericito-cloritoase pigmentate cu grafit. Accesoriile: carbonați, magnetit, turmalină, rutil. (Integral: $225.10^6 \pm 5$ ani).

Proba 16/9: Șist sericito-cloritos cu carbonați (Teluce).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, cutată intens. Fondul rocii este cuarțo-feldspatic, echigranular, puternic îndințat, subordonat calcit, clorit, muscovit. Micele constituie fișii ondulate, incluzând rutil (pseudomorf după ilmenit). Accesorii: apatit, rutil, turmalină. (Integral: 180.10^6 ani).

Proba 18/55: Șist sericito-carbonatic (Alun).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, ondulată. Pături fine de cuarț pavimentos alternează cu pături sericito-muscovitice, în care biotitul apare ca solzi la periferia muscovitului. Carbonați frecvenți în plăși și romboedrii. Accesorii: magnetit, pirită. (Integral: 236.10^6 ani).

Proba 8/10: Șist biotitic cu carbonați (Ruschța).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă. Benzi exclusiv cuarțo-feldspatice alternează cu benzi în care predomină biotit proaspăt, brun-măsliniu, asociat cu magnetit și incluzând zircon. Calcitul dezvoltat nepreferențial. (Integral: $245.10^6 \pm 9$ ani).

Proba 10/19: Șist cuarțitic-biotitic calcaros (Ruschța).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă grosieră. Alternanță de pături grosiere exclusiv cuarțice, cu pături fine, micacee, cu cuarț și feldspați fin granulari. Biotitul proaspăt, brun-roșietic, cu incluziuni de zircon cu puternice aureole pleocroice, are dezvoltare înegată; fin foios cu dispoziție lineară conformă, și porfiroblastic cu dispoziție transversală. Muscovit subordonat. Accesorii: calcit, apatit, pirită, turmalină, zircon, titanit. (Biotit porfiroblastic: 268.10^6 ani).

Proba 9 + 7/37: Șist sericito-cloritos grafitos cu querbitit (Vadul Dobrii).

Structura grano-lepidoblastică, porfiroblastică, textura șistoasă, cutată. Pături subțiri de cuarț pavimento salternază cu pături micaee cu calcit, apatit, magnetit, pirită, turmalină. Biotitul porfiroblastic orientat perpendicular pe șistozitate, și uneori muscovitul, includ zircon înconjurat de puternice aureole pleocroice. (Biotit porfiroblastic: $313 \cdot 10^9$ ani).

Proba 6/28: Șist sericito-grafitos cuarțos cu biotit (Dealul Boului).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă. Benzi din cuarț fin granular, pavimentos, cu extincție rulantă, albit și calcit, alternează cu benzi de biotit brun-roșietic, contorsional, asociat cu pirită, calcit, grafit. Biotitul include numeroase granule de zircon înconjurate de aureole pleocroice, care se mențin și în cloritele secundare. (Biotit: $329 \cdot 10^9$ ani).

Proba 1. G. Șist sericito-cloritos grafitos (Iazuri).

Structura grano-lepidoblastică, porfiroblastică, textura milonitică. Caracteristica rocii, puternica tectonizare. Benzile micaee grafitoase, cutate și contorsionate, cu micelle dispuse discordant și înegrite de grafit, conțin porfiroblaste de feldspat cu structura helicitică. Benzile de cuarț pavimentos lipsit de extincție ondulatorie, au clorit dispers și carbonați. (Integral: $150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 1. Sc. Șist cuarțitic sericito-cloritos (Iazuri).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, cutată intens. Alternanță de zone cuarțo-feldspatice cu zone sericito-cloritoase. Cloritul, secundar după biotit (cu ace de rutil relicte) este concrescut cu muscovit. Carbonații sînt larg dezvoltăți xenomorf sau idiomorf. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 7: Metatuf acid (Nădrag).

Structura grano-lepidoblastică, textura paralcă. Fond cuarțitic echigranular, pavimentos, întrerupt de dezvoltarea sericitului în aglomerări sau benzi. Local se individualizează pachete largi cu caracter muscovitic. Accesorii: rutil, zircon. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 4/20: Șist cuarțitic sericito-cloritos (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, ușor cutată. Caracteristica rocii: predominarea micelor asupra cuarțului și feldspatului și finețea lor. Cuarțul echigranular puternic îndințat și cu extincție ondulatorie. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 26/20: Șist sericito-cloritos (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, cutată. Fondul rocii echigranular, pavimentos, cuarțo-feldspatic are fișii micaee cu pachete de clorit și sericit dispuse dezordonat. Accesorii: carbonați, magnetit, apatit, zircon. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 7/1: Șist sericito-cloritos cu carbonați (Mănăstire).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, cutată. Deosebirea față de probă 26/20 constă numai în participarea carbonaților. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 18/5: Șist sericito-cloritos (Ghelar).

Structura grano-lepidoblastică, textura șistoasă, ușor ondulată. În masa cuarțo-feldspatică, inechigranulară, se individualizează zone micaee cu sericit, muscovit și subordonat clorit. Accesorii: magnetit în zone micaee, pirită în zone cuarțo-feldspatice, carbonați cu dezvoltare porfiroblastică. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).

Proba 20/27: Șist biotitice carbonatic (Poenița Voimii).

Structură grano-lepidoblastică, textura șistoasă. Componenti principali: cuarț, plagioclaz proaspăt, relativ echigranulari; biotit și calcit în benzi alterninde. Biotit brun-roșietic cu incluziuni de zircon înconjurate de aureole înegrite. (Integral: $<150 \cdot 10^6$ ani).



BIBLIOGRAFIE

- Allen K. C. (1965) Lower and middle Devonian spores of North and Central Vestspitsbergen. *Paleontology* 8/4, p. 687--748, pls. 94--108.
- Alpern B. (1959) Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des Charleons français. (Thèses) Paris.
- Cantuniari St. M. (1937) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusea. Région de Rusca Montană. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (132--33), p. 156--168, București.
- (1941) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. II. Bassin de Rusea, région de Ruschița (départ. Severin). III. Versant S de la Crête Poiana Lungă, Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI, p. 114--121, București.
- Chaloner G. W. (1967) Spores and land-plant evolution. *Review of Paleobotany and Palynology*, 1/4--4, p. 83--93.
- Chivu C. (1964) Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română-Munții Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, 1, București.
- Serafimovici V. (1967) Contribuții la cunoașterea geologiei și tectonicii regiunii Românești-Gladna Montană (Poiana Ruscă de NW). *D. S. Com. Stat. Geol.*, LII, 3 (1964--1965), p. 5--14, București.
- Codârcea A. I., Răileanu Gr., Năstăsescu S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Stud. cerc. geol. Acad. R. P. R.*, V, 3, p. 404--418, București.
- Codârcea-Dessila Marcela (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (regiunea Râșinari-Cisnădoara-Sadu). *An. Com. Geol.*, XXXIV, I, p. 195--210, București.
- (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. ser. Geol.*, 1, 12, p. 57--67, București.
- Dimitrescu R. (1964) Date microtectonice asupra regiunii Ciupeni. *D. S. Com. Stat. Geol.*, L/1 (1962--1963), p. 193--195, București.
- Hallaváts J. (1903) Über den geologischen Bau der Umgebung von Hatzeg-Szászváros-Vajdahunyad. *Arbeiten der XXXII Wanderversammlung ungar. Ärzte u. Naturforscher*, Cluj.
- (1904) Über den geologischen Bau der Umgebung von Vajdahunyad. *Jahresb. d. k. geol. Anst. f.* 1902, p. 93--100, Budapest.
- (1905) Der geologische Bau der Umgebung von Deva. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1903, p. 113--124, Budapest.
- Harper C. T. (1970) Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals. *Eclogae geol. Helv.*, 63--/1, Basel.
- Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1963) Contribuții la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streului, pe baza noilor date geofizice și geologice. *Assoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V. 1961*, II, p. 57--85, București.
- (1969) Corclarea datelor geofizice și geologice din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/3 (1967--1968), p. 339--366, București.
- Kanasewich E. R. (1968) The interpretation of lead isotopes and their geological significance in radiogenic dating for geologists. p. 147--223. Interscience Publishers London--New York--Sydney.
- Kosareva T., Berches St. (1963) Considerații generale cu privire la paleogeografia și metalogeneza masivului Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, XIV, 10, p. 449--453, București.

- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* (1967-1968) LV/1, p. 197-213, București.
- Kräutner H. G. (1963) Zăcămintul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V, 1961, II, p. 97-114, București.*
- Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1969) Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat. Geol., XXXVII, p. 179-264, București.*
- (1970) Die hercynische Geosynklinalerbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Mineralium Deposita, 5, 4, p. 323-344, Berlin-Heidelberg-New York.*
- Loczy L. v. (1882) Geologischen Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoeer Komitates. *Pörtl. Kätz., XII, 5-6, p. 119-138, Budapest.*
- Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Inst. Geol., XLIX/1 (1961-1962), p. 269-285, București.*
- Solomon I., Vasilescu G. (1968) Stratigrafia cristalinului epimetamorfic din partea de nord a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poieni-Bătrina-Roșcani). *D. S. Com. Stat. Geol., LIV/1 (1966-1967), p. 81-100, București.*
- Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1969) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii). *An. Com. Stat. Geol. XXXVII, p. 119-177, București.*
- McC. Gregor D. C. (1960) Devonian spores from Melville island Canadian arctic Archipelago. *Paleontology, 3, 1, p. 26-44, II-13*
- Mirăuță Elena (1964) O formă caracteristică de conodonte în Carboniferul de pe valea Idegului. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., seria Geol., 9, 1, p. 193-194, București.*
- Möckel K. (1923) Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol. Rom., XI (1922-1923), p. 75-81, București.*
- Morceau-Benvil, Arlette (1966) Étude des spores du Dévonien inférieur d'Aurillé (le Fléchal), Anjou. *Rev. de micropal., 4/8, p. 215-232, 1-3.*
- Mortimer M. G. (1966) Some lower Devonian microfossils from Southern Britain. *Rev. Palaeobotan. Palynol., 1, p. 95-109.*
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol. L/2 (1962-1963), p. 103-127, București.*
- (1968) Privire generală asupra stratigrafiei și evoluției terenurilor cristalofiliene din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. seria Geol., 13, 1, p. 111-123, București.*
- Murthy V. R., Patterson C.C. (1962) Primary isochron of zero age for meteorites and the earth. *Jour. Geophys. Research., 67/3 p. 1161-1167.*
- Năstăseanu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia (1973) Corelarea formațiunilor molasei westfalian-permiene din partea vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol., XL (1970-1971), București.*
- Papiu V. C., Popescu A., Serafimovici V. (1963) Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V, 1961, II, p. 137-165, București.*

- (1964) Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2 (1961-1962), p. 53-67, București.
- Peltz S., Peltz Margareta (1965) Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioncasca (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.*, LI/2 (1963-1964), p. 109-116, București.
- Palford G. (1963) Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. *Paleontology*, 5/3, p. 550-618, 78-87.
- Potonié R., Kremp G. (1954) Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre stratigraphie. *Geol. Jahrbuch Band 69*, Hannover, p. 111-194.
- (1955) Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons. *Paleontographica*, 98, p. 1-136, 1-16
- Alpern B. (1964) Principaux aspects du développement de la palynologie du Mouillier. *V. Congr. Intern. de Stratigr. et de Géologie du Carbonifère. Compte Rendu*, p. 203-226.
- Richardson J. B. (1961) Spores from the middle old red Sandstone of Cromarty, Scotland. *Paleontology*, 3/1, p. 45-63, 14.
- (1964) Middle old red Sandstone spore assemblages from the Orcadian Basin North-East Scotland. *Paleontology*, 7/4, p. 559-605, 88-93.
- (1964) Stratigraphical distribution of some devonian and lower carboniferous spores. *C. R. V. Congr. Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, III, p. 1111-1114.
- Staplin F. L. (1960) Upper Mississippian plant spores from the Galata formation, Alberta, Canada. *Paleontographica*, 107-B, p. 1-40, 1-81.
- Schafarzik Fr. (1903) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Furdia und Nemet-Gladna, sowie der Gegend westlich von Nadrag. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1901, p. 110-118, Budapest.
- (1904) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Romangladna. *Jahresb. d. k. geol. A. f.* 1902, p. 101-106, Budapest.
- (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lunkány und Pojén sowie des Kronyettales bei Nädrag. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1903, p. 125-138, Budapest.
- (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Borasest und Tomest im Komitat Krassó-Szörény. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1904, p. 141-147, Budapest.
- Slavín V. I. (1963) Stratigrafia paleozoa brutrennei ciasli Karpato-Balcanskogo Sooruzhenia. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V.* 1961, III, 2, p. 191-198, București.
- Hain V. E. (1963) Osnovnye zakonomernosti tektoniceskogo razvitiia Karpatobalkanskoi Krimseko-Kavkazskoi geosinklinalnih oblastei. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, IV, p. 249-268, București.

LE DÉVONIEN-CARBONIFÈRE INFÉRIEUR ÉPIMÉTAMORFIQUE DE POIANA RUSCĂ

(Résumé)

Les formations cristallines du massif Poiana Ruscă se rangent en deux unités tectoniques majeures, séparées par une dislocation directionnelle préalpine, partiellement réactivée par les mouvements laramiens: l'unité mésométamorphique, au sud, qui renferme — dans la plus grande partie — des formations précambriennes des séries de Sebeș-Lotru et de Tincova



(Compăna-Cozia?) et l'unité épimétamorphique au nord, constituée du „cristallin de Poiana Ruscă”, qui fait l'objet de cet ouvrage.

La notion de „cristallin de Poiana Ruscă” désigne un ensemble de dépôts paléozoïques terrigènes, carbonatés et magmatogènes, constitué de deux empilements à successions spécifiques, séparés par une discordance stratigraphique et métamorphisés ensemble pendant la phase sudète de l'orogénèse hercynienne. Par conséquent, les formations du cristallin de Poiana Ruscă représentent — dans leur ensemble — une province métamorphique hercynienne.

1. Données palynologiques

La reprise des déterminations de spores des formations épimétamorphiques de Poiana Ruscă permet, dans l'actuel stade, de préciser 3 points fossilifères où les associations palynologiques (tableau 3 est planche I) donnent des indications sur l'âge des roches cristallines qui les renferment.

Il faut en ajouter un quatrième point fossilifère, qui ne livre pas des indications directes sur les roches-hôtes, vu qu'il renferme une association migrée le long d'un plan de faille.

On a mis aussi en évidence en quelques roches de la série de Ghelari et de la série de Padeș des restes fossiles d'organismes phytoplantoniques de circulation stratigraphique assez large, qui indiquent la sédimentation en milieu marin des formations des deux séries.

L'association identifiée dans les calcaires de la série de Ghelari (volcanogène basique), de Iazuri (point fossilifère 1) appartient au Dévonien (tab. 3). Étant donné que les formes d'*Emphanisporites* sp. et *Retusotritetes* sp., caractéristiques au Dévonien en général, apparaissent associées à *Leotritetes minutus* (KnoX.) Pot. et *Geminospora* sp. connues dans le Dévonien inférieur et moyen et à *Leotritetes cf. marginalis* Mc. Gregor développé surtout dans le Dévonien moyen, on peut attribuer le complexe des schistes verts tuffogènes (Gh₁) au Dévonien moyen.

Le contenu microfloristique mis en évidence à la partie basale et médiane de la série de Padeș (tab. 3) (points fossilifères 2, 3 — vallée Crivina et vallée Bisericii) indique l'âge carbonifère vu l'association des formes *Leotritetes gulaferus* Pot.-Kremp., *Ahrenisporites* sp. et *Lycospora* sp., connue dans l'ensemble du Carbonifère. Vu, d'une part, l'âge K₁Ar de 320 m.a. (phase sudète) acquis pour le métamorphisme du cristallin de Poiana Ruscă et d'autre part, la disposition transgressive de la molasse hercynienne non-métamorphisée, du Westphalien, sur les formations métamorphisées du Banat (Năstăsescu et al., 1971) nous allons attribuer toute la série de Padeș au Carbonifère inférieur.

2. Données Pb/Pb

La plupart des roches étudiées afin de déterminer l'âge isotopique proviennent des minerais de blende et de galène exploités à Muncelul Mic (échantillons 4, 5, 7, 6) et des apparitions de galène, de barytine et de fluorine de Românești (échantillons 1, 2, 3).

Le gisement de Muncelul Mic est lié, au point de vue génétique, au magmatisme acide qui a engendré les roches métarhyolitiques et métakératophyriques du complexe supérieur (Pd₃) de la série de Padeș. Le minerai apparaît étroitement lié, au point de vue spatial, aux produits intrusifs et extrusifs de ce magmatisme, localisés dans la partie supérieure de la série de Padeș (Pd₃). Il représente, au point de vue génétique, une concentration hydrothermale filonienne et une imprégnation, recristallisée et partiellement mobilisée au cours du métamorphisme régional du cristallin de Poiana Ruscă (Kräutner, 1963). Le minerai de Românești



(échantillons 1, 2, 3) est représenté par de petits filons et nids de galène associée à la fluorine, à la barytine et au quartz, situés dans une brèche prémétamorphique, constituée de schistes quartzitiques séricito-chloriteux et de quartzites noirs du complexe supérieur de la série de Ghelar (Gh⁴). Les caractères structuraux du minerai, témoignant d'une genèse prémétamorphique, et la position géologique permettent de supposer une affiliation de cette minéralisation hydrothermale au magmatisme acide manifesté pendant la formation du complexe supérieur (Pd²) de la série de Padeș (Muresan, 1964).

Les analyses isotopiques (tab. 4) ont été effectuées à l'aide du spectromètre de masse MI-1305. On a extrait le plomb de la galène à l'état de iode. Les abondances isotopiques relatives du plomb ont été déterminées avec une erreur de 1%.

Le groupement des échantillons, en vertu de leur composition isotopique, selon les trois sources d'origine, témoigne d'une différenciation isotopique dans le matériel analysé.

On peut ainsi constater, dans la galène de Teliuc (échantillons 8), un excès en Pb²⁷ (fig. 1, 2) qui semble indiquer des âges-modèle aberrants (Lab. 5), tandis que les galènes de Muncelul Mic et de Românești présentent des abondances isotopiques près de la courbe d'évolution du Pb ($M = 8,90 \pm 0,7$).

On a donc une indication que la métallogenèse associée au magmatisme basique de la série de Ghelar et celle affiliée aux magmatites acides de la série de Padeș sont liées à des sources ayant évolué dans le temps dans des domaines à différents degrés de contamination du plomb primaire avec du plomb radiogénique.

Il résulte, de ce que nous venons d'exposer, que le plomb de Poiana Ruscă, au moins une partie, n'a pas évolué dans un système clos jusqu'au moment de se fixer dans les galènes des gîtes mentionnés. Il s'agit donc d'un plomb anomal et les modèles du calcul des âges géologiques basés sur un seul stade d'évolution ne s'y appliquent pas. Les âges, partiellement aberrants, acquis par différents modèles (tab. 4), confirment d'ailleurs cette conclusion.

Bien que la situation géologique indique des âges rapprochés pour les minerais de Românești et de Muncelul Mic, les rapports isotopiques déterminés se rangent pourtant sur le graphique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 1) en deux domaines d'âges différents. Il faut donc admettre soit : a) une contamination radiogène sélective chez l'un des deux gisements, situation capable de fournir des indications d'âge sur le plomb non-contaminé résultée du graphique des isochrones H-H ou b) une contamination radiogène (plomb anomal) commune à deux groupes de minerais, dans ce cas-là on peut employer le modèle bi-stadial Kanasewich pour obtenir des indications sur le temps de formation des galènes analysées.

a) Dans le graphique d'isochrones, calculé pour l'âge du plomb primitif ($t_0 = 4,55 \cdot 10^9$ ans), les échantillons de Românești se rangent entre les isochrones 300 - 300,10⁶ ans (moyenne = 340.10 ans) où entre les lignes d'erreur pour ²²⁴Pb entre croisant etant la courbe d'augmentation au droit des rapports isotopiques correspondant aux âges mentionnés. Dans cette acception, le plomb du minerai de Muncelul Mic représenterait un plomb anomal de type J. On a placé — en tant que terme de comparaison — dans les diagrammes de la figure 1 les rapports isotopiques du plomb des gisements classiques de Rammelsberg et Meggen, dont la formation au cours du Dévonien moyen est bien argumentée au point de vue paléontologique. On peut remarquer la similitude de la composition isotopique du plomb de Muncelul Mic, spécialement par rapport à celle du plomb de Meggen. Les points représentatifs pour Muncelul Mic, Meggen et Rammelsberg se rangent dans le même domaine, d'âges bas, aberrants. Si l'on admet, en échange, la valeur initiale, utilisée par H-H pour l'âge du plomb primitif ($t_0 = 451$ et 10⁹ ans), le système d'isochrones se déplace de sorte que le

groupe des échantillons de Muncelul Mic, de Rammelsberg et de Meggen se situe entre les isochrones 270—380.10⁶ ans (moyenne = 340.10⁶ ans). Le plomb des galènes de Românești représenterait, dans ce cas-là, dans l'acceptation II—(1 un plomb anormal de type B.

Les deux variantes d'interprétation nous portent à conclure qu'on doit admettre l'âge réel des galènes analysées dans l'intervalle de 300—340.10⁶ ans.

b) Dans l'acceptation que les galènes de Muncelul Mic, tout comme celles de Românești contiennent du plomb anormal, on peut y tracer une isochrone secondaire (fig. 1A). L'intersection de cette droite avec la courbe d'augmentation dans le domaine de l'âge d'environ 300.10⁶ pourrait autoriser l'acceptation de cet âge pour le temps de formation des minerais de Muncelul Mic et de Românești.

On peut donc conclure que les galènes analysées appartiennent à une métallogenèse du cycle hercynien, déroulée — selon toute probabilité — dans l'intervalle de temps 300—340.10⁶ ans. Si l'on tient compte de la liaison génétique entre les minerais de Muncelul Mic et probablement ceux de Românești avec les roches magmatogènes acides de la série de Padeș, on peut donc attribuer aussi ces dernières au cycle hercynien, leur mise en place ayant eu lieu pendant le Carbonifère inférieur.

3. Données K⁴⁰/Ar⁴⁰

La plupart des roches analysées ont été récoltées des forages ou des travaux miniers, afin d'assurer la fraîcheur nécessaire aux déterminations en bonnes conditions.

La détermination de l'argon radiogénique a été réalisée par la méthode volumétrique, dans la plupart de cas sur des roches totales et, quelquefois, sur de la quercitite fraîche et bien individualisée. On a employé au calcul des âges les suivantes valeurs constantes : — 4.72.10⁻¹⁰ ans⁻¹; — 0.557.10⁻¹¹ ans⁻¹; K⁴²/K = 1,20.10⁻³.

Nous n'avons pas entame — afin de dater l'âge isotopi quedu cristallin de Poiana Ruscă — seulement des discussions sur les âge apparents acquis par le modèle K/Ar, mais, nous avons pris en considération aussi les âges isochrones K/Ar des roches analysées. Telle analyse paraît justifiée surtout si l'on tient compte que les formations du cristallin de Poiana Ruscă représentent, au point de vue du métamorphisme et de l'évolution tectonique, un ensemble cogénétique et donc elles semblent accomplir la condition nécessaire à la détermination de l'âge isochrone K/Ar.

La représentation graphique du rapport K/Ar pour les roches analysées du cristallin de Poiana Ruscă (fig. 3) montre un groupement des points représentatifs autour de plusieurs lignes isochrones. On voit se préciser ainsi une isochrone de 325.10⁶ ans avec l'interception Ar_Δ = 0, sur laquelle se rangent les preuves dont l'âge modèle K/Ar correspond à l'âge isochrone K/Ar. La moyenne des âges-modèle K/Ar pour les trois déterminations est de 327.10⁶ ans. Mais, la plupart des points sont groupés dans un espace allongé, à l'aide duquel on peut tracer la moyenne d'une isochrone de 310.10⁶ ans avec l'interception négative Ar_Δ = - 0,20 g/g.10⁶. Une troisième isochrone de 75. 10⁶ ans avec l'interception positive Ar_Δ = + 0,12 g/g. 10⁶ se dessine à la partie inférieure du diagramme.

Il s'ensuit que le métamorphisme régional qui a engendré le cristallin de Poiana Ruscă s'est manifesté entre 310—325. 10⁶ ans et que, excepté une petite partie des échantillons examinés, la plupart des roches ont perdu, après cet événement, une partie de ⁴⁰Ar accumulé (environ 0,20 g/g.10⁻⁷ ⁴⁰Ar). Les âges-modèle K/Ar réduits, acquis pour un petit nombre de déterminations (tah. 6) reflète donc la perte en Ar mentionnée et indique des valeurs comprises entre 180—290.10⁶ ans (moyenne = 245.10⁶ ans) pour la fin de ce phénomène.



Ultimeurement, un autre événement géologique à $75 \cdot 10^8$ ans a déclenché, chez une partie du matériel analysé, un nouveau rajeunissement des âges-modèle K/Ar par une diffusion partielle de l'Ar en certaines roches. L'intersection positive de l'isochrones, qui indique un excès de ^{40}Ar dans la roche et explique les valeurs plus grandes des âges-modèle K/Ar (environ $140 \cdot 10^6$ ans), par rapport à l'âge isochrone K/Ar, dénote l'élimination seulement partielle de l'Ar.

Afin de vérifier la possibilité d'appliquer au cristallin de Poiana Ruscă la supposition étayant la détermination de l'âge isochrone K/Ar — la valeur constante du déficit en argon (Ar) dans un groupe de roches co-génétiques, sans tenir compte de leur teneur en potassium on a tracé la moyenne de chaque isochrone pour les roches riches et pour celles pauvres en K (fig. 4). Vu que les deux isochrones ne se superposent pas, la supposition initiale ne se vérifie guère. Les roches à $K > 4\%$ s'inscrivent sur une droite de $330 \cdot 10^6$ ans, avec une valeur plus élevée du déficit en argon ($\text{Ar}_\Delta = -0,37 \text{ g/g} \cdot 10^{-7} \text{ Ar}$) par rapport aux roches avec $K < 4\%$ dont l'isochrone de $315 \cdot 10^6$ ans indique $\text{Ar}_\Delta = -0,21 \text{ g/g} \cdot 10^{-7} \text{ Ar}$. Il en résulte que les roches plus riches en K ont perdu une quantité plus grande d'Ar par rapport aux roches plus pauvres en K.

Mais, il est à souligner que les âges isochrones K/Ar ne se modifient pas sensiblement à cause de la différence saisie dans la valeur du déficit en argon (Ar_Δ). Tant l'isochrone générale ($310 \cdot 10^6$ ans) que les isochrones partielles pour les roches riches ($330 \cdot 10^6$ ans) et les roches pauvres en K ($315 \cdot 10^6$ ans) indiquent des âges dont la différence maximum monte à $20 \cdot 10^6$ ans, donc à des valeurs dont la grandeur approche les erreurs enregistrées dans la détermination des âges-modèle K/Ar (tab. 6).

Une preuve que la perte en argon n'a pas été uniforme dans la masse des roches cristallines de Poiana Ruscă, est l'absence d'une isochrone unique due à la dispersion des points dans le diagramme K:Ar, qui reflète justement ce phénomène. On peut imaginer, dans cette situation, que dans l'espace allongé où se placent les points du diagramme K/Ar il y a, en réalité, une infinité d'isochrones interceptant l'abscisse Ar à des valeurs négatives différentes (fig. 5).

La position (l'âge) de ces isochrones peut être indiquée approximativement par les points situés sur le bord de l'espace où sont projetées les roches (fig. 5). Par l'association des points respectifs l'on obtient à la partie supérieure de l'espace une isochrone de $320 \cdot 10^6$ ans ($\text{Ar}_\Delta = -0,135 \text{ g/g} \cdot 10^{-7} \text{ Ar}$). On peut considérer, à la partie inférieure, soit une isochrone de $305 \cdot 10^6$ ans ($\text{Ar}_\Delta = -0,22 \text{ g/g} \cdot 10^{-7} \text{ Ar}$) réunissant tous les points marginaux, soit l'isochrone de $330 \cdot 10^6$ ans ($\text{Ar}_\Delta = -0,46 \text{ g/g} \cdot 10^{-7} \text{ Ar}$) des roches riches en K (fig. 4, 5). Donc, selon cette interprétation aussi, les âges isochrones varient dans les limites des valeurs acquises par les diagrammes des figures 3 et 4.

L'essai de tracer les isochrones moyennes pour les roches à constitution pétrographique et chimique similaire n'a pas donné des résultats satisfaisants.

En conclusion, vu que les essais d'interprétation variés ont indiqué des âges rapprochés, nous sommes d'avis que la valeur moyenne de $320 \cdot 10^6$ ans peut être envisagée comme l'âge du métamorphisme régional qui a engendré le cristallin de Poiana Ruscă. Elle se place entre la moyenne des âges modèle K/Ar non-rajeunis ($327 \cdot 10^6$ ans) et la moyenne des six âges isochrones K/Ar acquis par les graphiques des figures 3, 4, 5 ($318 \cdot 10^6$ ans).

Modèle de l'évolution et de la rétention de l'argon dans les roches du cristallin de Poiana Ruscă et les relations avec les principaux phénomènes géologiques

Les âges isotopiques K/Ar permettent la reconstitution du suivant schéma d'évolution de l'argon dans le cristallin de Poiana Ruscă et la corrélation avec l'histoire du métamorphisme et des déformations tectoniques (fig. 6).



1) L'âge de $320 \cdot 10^6$ ans des minéraux et des roches cristallines place le métamorphisme régional du cristallin de Poiana Ruscă dans la phase sudée de l'orogénèse hercynienne. Cet encadrement vient en accord, d'une part, avec l'attribution — en vertu des données palynologiques à Poiana Ruscă et paléontologiques en Banat²⁴ — d'une partie des roches cristallines au Carbonifère inférieur et, d'autre part, avec la présence, en Banat, des dépôts westphaliens²⁵ et stéphanien transgressifs, non-métamorphisés, en faciès de molasse.

2) La plupart des âges-modèle K/Ar se rangent entre $240 - 275 \cdot 10^6$ ans (moyenne = $245 \cdot 10^6$ ans) (fig. 3). Ils indiquent un événement géologique temporaire qui a provoqué la perte de l'argon des roches et des minéraux.

Étant donné le caractère pénétrant de ce phénomène, il est probable qu'il correspond à la déformation S_3 hercynienne tardive du cristallin de Poiana Ruscă (Krautner et al., 1969). Cette déformation est caractérisée par un cisaillement pénétrant à intensifications locales, ayant déterminé l'élévation du massif.

Dans cette acception, la déformation hercynienne tardive (S_3) du cristallin de Poiana Ruscă a eu lieu entre le Permien inférieur et celui supérieur, donc pendant la phase salique. Dimitrescu (1964) a signalé une situation similaire dans le Permien lamité des Monts Apuseni.

3) Les âges-modèle K/Ar sporadiques de $110 - 150 \cdot 10^6$ ans ne semblent pas avoir une signification géologique, représentant des âges isotopiques apparents. La construction de l'isochrone (fig. 3) met en évidence que le rajeunissement des âges-modèle K/Ar d'un nombre réduit d'échantillons est dû à un événement à influences limitées sur le cristallin, événement passé il y a $75 \cdot 10^6$ ans. Il s'agit, à coup sûr, du diastrophisme laramien manifesté, seulement d'une manière rupturale, dans la masse rigide du cristallin, par des dislocations et des milonitisations locales.

4) Les deux âges-modèle K/Ar de $10 \cdot 10^6$ ans, tout à fait approximatifs dans les conditions de détermination, reflètent le diastrophisme néogène qui a déclenché la formation des bassins sédimentaires limitrophes jeunes et qui s'est manifesté dans la masse du cristallin par des compartimentations tectoniques le long de plusieurs systèmes de failles (Krautner et al., 1969).

4. Précisions sur l'âge à partir des corrélations lithostratigraphiques

L'attribution de la majeure partie du cristallin de Poiana Ruscă au Dévonien et au Carbonifère inférieur, étayée des considérations palynologiques et radiochronologiques, permet de conclure que sur le territoire carpatique ont existé, le long du Dévonien et du Carbonifère inférieur, des régions avec une évolution géologique pareille à celle des aires éugéosynclinales de "l'Europe hercynienne" (Krautner, 1970). En effet, la succession lithologique des séries de Govăjda, Ghelar et Pades, révèle de nombreux aspects communs avec ceux des successions du Dévonien et du Carbonifère inférieur, connus dans le développement rhén-hercynien du massif Rhenan (Lahn-Dill, Sauerland, Kellerwald) et du massif Harz, dans le développement sudète de Silesie (Nizky Jeseník, Hrubý Jeseník) et dans le développement saxo-thüringien de Frankenwald et de Thüringer Wald.

²⁴ Dinăuțanu din Valea Dlegului (A), Cădăcoș, Cr. Răileanu, S. Năstăsescu, 1960; Mirăncă, 1964.

²⁵ Cornelia Bîțoianu, Studiul paleobotanic al formațiunilor paleozoice din zona Seinița, 1965. Arb. Inst. Geol. București.

Cornelia Bîțoianu, Studiul paleobotanic asupra depozitelor paleozoice din zona Reșița, 1969. Arb. Inst. Geol. București.

S. Năstăsescu, I. Stănoiu, Cornelia Bîțoianu, Corelarea formațiunilor molase westphaliene din partea vestică a Carpaților Meridionali (sub Lipar) 1971.



La corrélation de la succession lithologique des formations épimétamorphiques du massif Poiana Ruscă avec la succession de la région silésienne (Jesenik) semblable à celle connue dans le domaine rhéno-hercynien, nous porte à attribuer aux unités lithostratigraphiques du cristallin de Poiana Ruscă les âges indiqués dans le tableau 7.

Il ne faut pas considérer cet encadrement stratigraphique des séries et des complexes cristallins dans un sens strict, de sorte que les limites entre les unités lithostratigraphiques séparées dans l'empilement des schistes cristallins pourraient elles ne pas correspondre rigoureusement aux limites des subdivisions de l'échelle chronostratigraphique internationale. Il faut donc interpréter le schéma ci-dessus présenté dans le sens que la série de Goyăjdia se rattache, dans la plus grande partie, au Dévonien inférieur; la partie inférieure de la série de Ghelar (volcanogène basique) correspond, en lignes générales, au Dévonien moyen et sa partie supérieure au Dévonien supérieur; la série de Padeș renferme, à partir de sa zone de base, le Carbonifère inférieur.

Dans cette acception (fig. 7), les métatufs basiques de l'horizon de base de la série de Ghelar (volcanogène-basique) correspondraient à la première phase, de début, de l'évolution du magmatisme initial hercynien, de la fin du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen. Il faudrait attribuer à la phase principale de ce magmatisme du Dévonien moyen la masse importante de schistes verts de la série de Ghelar (le complexe Alun-Ruschița — au sud — et le complexe Iazurl — au nord) à minces intercalations de métalufs kératophyriques quartzifères de sa partie supérieure (K r ä u t n e r, 1969). Les extrusions basiques sporadiques tardives succédant à la phase principale du magmatisme initial hercynien qui apparaissent au cours du Dévonien supérieur, pourraient être des équivalents des intercalations de schistes verts de la partie supérieure de la succession du faciès septentrional (l'horizon Tomești-Groși, de la partie supérieure du complexe Gh₂). La métallogenèse ferrifère importante, associée dans toute l'Europe hercynienne à la phase principale du magmatisme basique dévonien, trouve son correspondant dans les accumulations volcanogènes sédimentaires de minerai de fer carbonatique et oxydique, liées à la masse principale des roches vertes de la série de Ghelar (K r ä u t n e r, 1970). La phase tardive du magmatisme initial hercynien du Carbonifère inférieur, caractérisée par l'expulsion — outre les produits basiques — d'un matériel acide, serait représentée par des métatufs basiques et acides de la partie supérieure de la série de Padeș (complexe Pd₂) et par la suite des roches métagabbroïdes, métadoléritiques, métarhyolitiques et métakératophyriques quartzifères qui traversent la série de Padeș. A Poiana Ruscă, cette phase est accompagnée d'une métallogenèse spécifique (K r ä u t n e r, 1970) caractérisée par des concentrations de sulfures de Pb et Zn.

5. Stratigraphie du cristallin de Poiana Ruscă

5.1. Paléozoïque inférieur (?)

Les formations attribuées au Paléozoïque inférieur renferment les plus anciens termes stratigraphiques du cristallin de Poiana Ruscă, constituant la série de Bătrina (Bt).

Cette série est constituée surtout de schistes séricite-graphiteux \pm chlorite, où sont intercalés des quartzites (quartzites graphiteux, quartzites sériciteux, rares quartzites biotitiques à grenats), schistes quartzeux (schistes quartzeux à séricite et chlorite, schistes quartzeux à biotite \pm chlorite), schistes séricite-chloriteux \pm biotite. Dans la zone de Telic-Bunila on peut remarquer le passage latéral des schistes graphiteux vers des quartzites graphiteux.

Dans ce matériel divers d'origine terrigène, sont intercalées par endroits des roches vertes tuffogènes (métatufs basiques): schistes chloritiques \pm biotite \pm épidote, schistes chlorite-calcite à albite, schistes chloritiques à albite \pm calcite.

Dans la série de Bătrina, les calcaires apparaissent tout à fait subordonnément, en constituant des intercalations dont la largeur ne dépasse pas quelques mètres.

5.2. Dévonien

En vertu des données palynologiques, radiochronologiques et des corrélations lithostratigraphiques présentées, il s'ensuit que le Dévonien est représenté dans le cristallin de Poiana Ruscă par les séries de Govăjdia (Gv) et de Ghelar (Gh).

La série de Govăjdia renferme les formations terrigènes disposées en transgression sur la série de Bătrina et supportent les premiers produits basiques de la série de Ghelar. La série de Ghelar représente l'empilement des roches cristallines tuffogènes, terrigènes et carbonatiques disposées en continuité de sédimentation sur la série de Govăjdia et délimitées par les premiers et les derniers tufs de la phase principale du magmatisme basique.

5.2.1. Dévonien inférieur

On a attribué au Dévonien inférieur les formations de la série de Govăjdia (Gv) vu que, d'une part, elles supportent en continuité de sédimentation la série de Ghelar, dont la formation au cours du Dévonien moyen et supérieur est attestée par les données palynologiques et les parallélisations lithostratigraphiques et, d'autre part, elles reposent d'une manière transgressive sur la série de Bătrina. Selon cette acception, la série de Govăjdia semble correspondre à l'étape de sédimentation détritique par laquelle débute le Dévonien dans l'Europe centrale.

La série de Govăjdia renferme des formations terrigènes, caractérisées par une uniformité pétrographique remarquable au sein des deux complexes lithostratigraphiques qui participent à sa constitution : le complexe des schistes quartzeux sérécito-chloriteux (Gv₁) (à la partie inférieure) et le complexe des schistes graphiteux (Gv₂) (à la partie supérieure).

Gv₁. Le complexe des schistes quartzeux sérécito-chloriteux (100–300 m d'épaisseur), disposé d'une manière transgressive sur la série de Bătrina, traduit un caractère détritogène, homogène, étant constitué surtout de schistes quartzeux sérécito-chloriteux. Dans son cadre apparaissent — tout à fait sporadiquement — des schistes quartzeux sérécito-chloriteux à biotite, quartzites rubanés à graphite, schistes quartzeux à sérécite et à graphite, les derniers réalisant le passage vers les formations du complexe des schistes graphiteux (Gv₂). Le complexe Gv₁ affleure dans le zone de la vallée de Cerna-Ghelar et dans le bassin de la vallée de Bătrina.

Gv₂. Le complexe des schistes graphiteux (300–700 m d'épaisseur) est disposé en continuité de sédimentation sur le complexe précédent. Les formations de ce complexe sont homogènes au point de vue pétrographique étant constituées, dans la plus grande partie, de schistes chlorito-sérécito-graphiteux et de schistes sérécito-graphiteux. Dans ces roches apparaissent des intercalations sporadiques de quartzites à graphite, quartzites à sérécite, schistes quartzitiques à calcite et à graphite et de roches carbonatiques (dolomies et calcaires).

Les calcaires sont groupés dans un niveau stratigraphique mince et discontinu, situé vers la partie inférieure du complexe — le niveau des calcaires de Ferigi.

Les dolomies apparaissent sous forme de lentilles discontinues vers la partie supérieure du complexe (les dolomies à blende et à galène de la vallée de Bătrina et celles rencontrées dans les forages de Ghelar).

5.2.2. Dévonien moyen

On peut attribuer au Dévonien moyen — à partir des données palynologiques et des parallélisations lithostratigraphiques — le complexe des schistes verts tuffogènes (Gh₁), donc la partie inférieure de la série de Ghelar, où sont localisés les produits extrusifs de la principale phase de



manifestation du magmatisme basique initial hercynien. L'alternance des roches vertes tuffogènes de la base de la série de Ghelar avec les schistes graphiteux pareils à ceux constituant le complexe Gv₂ sousjacent de la série de Govâjdia, indique une continuité de sédimentation entre les dépôts attribués au Dévonien inférieur et moyen. L'activité du magmatisme basique du Dévonien moyen a débuté donc par la phase pendant laquelle les conditions de sédimentation de la période de la formation du complexe Gv persaient encore.

A la différence de l'uniformité des conditions de sédimentation du Dévonien inférieur, les mouvements tectoniques initiaux de la tectogenèse hercynienne, accompagnés, le long des alignements directionnels, par une activité magmatique intense, ont déclenché — au cours du Dévonien moyen — la séparation, au sein du massif, des deux zones faciales.

a) **Faciès méridional (de seuil)** — le complexe des schistes verts tuffogènes de Ruschița-Alun-Gh₁^S est caractérisé par l'accumulation locale des masses importantes de tufs basiques déterminant de remarquables variations d'épaisseur au sein du complexe. Sur ces accumulations de tufs qui — selon les reconstitutions paléogéographiques effectuées — représentent probablement des structures volcaniques sous-marines (Kräutner, 1970) sont disposées, dans la région d'Alun-Vadul Dobrii-Ruschița, des masses de calcaires blancs marmoréens, dont la position géologique et l'aspect lithologique suggèrent une provenance récifale. La petite largeur des formations de la série de Ghelar par rapport aux dépôts métamorphisés de l'aire du faciès septentrional et la présence des structures volcaniques mentionnées suggèrent l'installation, au cours du Dévonien moyen, dans la zone méridionale de l'unité épimétamorphique, d'un seuil volcanique sous-marin couronné de récifs, qui a sensiblement influencé la sédimentation le long du Dévonien supérieur. Sur les versants des structures volcaniques sont emplantés les gisements de minéral de fer volcanogène-sédimentaires (Kräutner, 1970), intercalés dans les formations cristallines et exploités dans les régions de Teliuc, Ghelar, Vadul Dobrii, Ruschița. En conséquence, la zone méridionale de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă — par son aspect paléostrucural et paléofacial — approche beaucoup du développement rhénohercynien du Dévonien moyen dans les zones de seuils volcaniques sous-marins (schwelfenfazies) des massifs Rhenan et Harz.

b) **Faciès septentrional (de bassin)** — le complexe des schistes verts tuffogènes de Iazuri Gh₁^N, à la différence de celui méridional, est caractérisé par la quantité réduite de roches vertes tuffogènes, de calcaires et de dolomies. Dans les régions de Iazuri, Dîmbul Pascului et Bătrina, on connaît des accumulations à développement local, plus importantes, de métatufs diabasiques et splitiques, représentant probablement soit les zones terminales des structures volcaniques de la région méridionale, soit d'autres structures indépendantes, situées au delà de l'alignement méridional principal.

5.2.3. Dévonien supérieur

Il faut attribuer au Dévonien supérieur, en vertu des corrélations lithostratigraphiques et des données palynologiques, l'empilement de schistes d'entre la partie supérieure dévonienne-moyenne de la série de Ghelar et la série de Padeș carbonifère-inférieure, donc le complexe des schistes sericito-chloriteux à intercalations de roches carbonaliques et métatufs basiques (Gh₂) constituant la partie supérieure de la série de Ghelar. Le Dévonien supérieur délimité de cette façon est caractérisé par des formations à dominante terrigène où sont intercalés, à plusieurs niveaux, des horizons de métatufs basiques représentant les produits des moments extrusifs tardifs de la principale phase de l'activité du magmatisme initial hercynien.

La différence entre les deux domaines de faciès séparés au nord et au sud de l'unité épimétamorphique au cours du Dévonien moyen va s'accroître pendant le Dévonien supérieur. La

région du seuil volcanique du sud subit -- sur le plan local -- probablement une exondation temporaire marquée par le rétrécissement jusqu'à l'effilement du complexe Gh₁^S. Par contre, dans la zone septentrionale, la grande largeur des dépôts semble suggérer une intense accumulation de sédiments.

a) **Faciès méridional (de seuil).** Le complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques -- de Cernișoara Floreșc -- Gh₂^S est typiquement représenté seulement sur le flanc septentrional de l'anticlinal Teliuc-Alun-Vadul Dobrii-Ruschîța -- par l'entité lithostratigraphique „calcaire blanc-dolomie noire” (Maurier et al., 1964, 1969; Kräutner et al., 1969). Sur le flanc méridional de la structure anticlinale mentionnée, le complexe Gh₂^S est représentée dans la région de Cinciș-Vadul Dobrii par une alternance de schistes séricito-chloriteux, à schistes séricito-graphiteux (\pm biolite), schistes verts tuffogènes et sporadiquement calcaires, et dans les régions de Ruschița-Negrîi, et le bassin supérieur de la vallée du Cornet (SE Nădrag), par des schistes séricito-calcaires à biolite et des schistes muscovitiques à biolite et à grenat. Au sud du seuil mentionné, le Dévonien supérieur traduit donc la tendance de revenir à un développement facial en quelque mesure semblable à ceux du nord du massif. La différence essentielle par rapport au développement septentrional consiste dans la présence tout à fait subordonnée des calcaires dans les formations du sud.

b) **Faciès septentrional (de bassin).** Le complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques de Begea -- Gh₂^N est caractérisé par une largeur appréciable des dépôts (jusqu'à 2 000 m). La succession lithologique comporte, à la partie inférieure, un paquet de schistes séricito-chloriteux quartzeux à intercalations dolomitiques locales de dimensions réduites, suivies par des calcaires et des dolomies de Naudru-Izvoaraș qui supportent les schistes séricito-chloriteux quartzeux où l'on connaît, à développement local, un niveau de métatufs basiques. La succession est continuée par les calcaires et les dolomies de Tomești-Groși, surmontés par un horizon constitué de métatufs basiques, quartzites noirs et schistes séricito-chloriteux (horizon Tomești-Groși).

5.3. Carbonifère inférieur

Les formations du cristallin de Poiana Ruscă attribuées au Carbonifère inférieur se rattachent à la série de Padeș (Pd) où l'on a mis en évidence des associations microfioristiques spécifiques au Carbonifère; on a attribué aussi le même âge à la série de Nădrag (Nd), dont la stratigraphie est équivalente à celle des parties inférieures de la série de Padeș (complexe Pd₁ et, éventuellement une partie de Pd₂).

La série de Padeș est caractérisée par la prédominance des roches terrigènes où sont intercalés d'importants massifs de roches carbonatiques (surtout de roches dolomitiques) vers la partie inférieure et des niveaux de métatufs acides vers la partie supérieure. Les formations de cette série sont traversées par des dykes de roches acides (porphyroïdes) et basiques métamorphisés.

La série de Nădrag, présente uniquement dans la subunité méridionale, est caractérisée par des formations terrigènes, métamorphosées plus intensément, à la limite entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites à amandrin.

Pd. Série de Padeș. La série de Padeș renferme trois complexes lithostratigraphiques, en succession normale.

Pd₁. Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (1500--3000 m d'épaisseur) qui, dans la subunité septentrionale surmonte, en succession

normale, la série de Ghelar, est constitué surtout de roches carbonatiques (dolomies, calcaires) et de roches terrigènes (schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, phyllites sériciteuses \pm graphiteux, quartzites noirs).

Les roches carbonatiques constituent le massif des dolomies de Hunedoara et le massif des dolomies de Luncaui qui passent latéralement aux formations terrigènes du complexe, par l'intermédiaire de certaines branches qui s'éfilent.

Dans le massif des dolomies de Hunedoara on a séparé trois horizons stratigraphiques (inférieur, moyen et supérieur).

Pd₂. Le complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques de Gladna (1 000—2500 m d'épaisseur) disposé normalement autant sur les formations terrigènes que sur celles carbonatiques du complexe Pd₁, est constitué de schistes séricito-chloriteux, phyllites sériciteuses, schistes séricito-graphiteux et sporadiquement de calcaires, dolomies et quartzites.

Pd₃. Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides (>2 000 m d'épaisseur) renferme la partie supérieure connue de l'empilement du cristallin de Poiana Ruscă. Le complexe est constitué surtout de roches de nature terrigène (schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, phyllites sériciteuses) et de métatufs acides, schistes verts terrigènes, quartzites noirs et calcaires. A la base du complexe, dans la partie NE du massif, on a distingué un horizon de métatufs acides associés aux métatufs basiques — l'horizon Fața Roșie. A la partie occidentale de l'unité épimétamorphique, les métatufs acides (associés aux calcaires, quartzites noirs et roches terrigènes) de la base du complexe Pd₃ se raigent dans l'horizon des métatufs acides de Bordanu.

Nd. Série de Nădrag, apparaissant uniquement dans la subunité méridionale de l'unité épimétamorphique, comporte 5 unités lithostratigraphiques, mises en parallèle (Kräutner et al., 1969) avec la partie inférieure de la série de Padeș (avec le complexe Pd₁ et éventuellement avec la partie inférieure du complexe Pd₂).

Nd₁. Complexe des micaschistes inférieurs (>1 000 m d'épaisseur) renferme les formations les plus profondes de la série et il est constitué surtout de micaschistes à biotite \pm grenats, schistes quartzitiques muscovitiques et de rares intercalations de calcaires et de quartzites noirs.

Nd₂. Horizon des calcaires de Nădrag (5—50 m d'épaisseur) surmonte, en succession normale, le complexe Nd₁. Il est constitué de calcaires rubanés parfois à intercalations de schistes muscovitiques.

Nd₃. Complexe des micaschistes supérieurs (>300 m d'épaisseur), normalement disposé sur Nd₂, renferme des micaschistes + grenats et des dolomies calcaires à développement local.

Nd₄. Complexe des schistes à muscovite et à biotite (>1500 m d'épaisseur) trahit un caractère nettement terrigène, étant constitué de schistes muscovito-biotitiques, schistes muscovitiques à grenats, schistes muscovito-chloritiques et schistes séricito-chloriteux. Les relations tectoniques du complexe Nd₄ avec les autres unités stratigraphiques de la série de Nădrag ne permettent pas de préciser en détail sa position dans la succession de la série.

Nd₅. Le complexe des schistes séricito-chloriteux (>1 000 m de largeur) est connu, de même que le complexe Nd₄, seulement en relations tectoniques avec les autres unités lithostratigraphiques de la série de Nădrag; si l'on considère le degré de métamorphisme plus réduit, Nd₅ représente la partie supérieure connue de la série Nd. Le complexe Nd₅ est constitué surtout de schistes séricito-chloriteux, renfermant un horizon de dolomies et de calcaires.

Nous l'avons déjà montré dans cet ouvrage, les données paléozoologiques et les âges acquis par la méthode K/Ar corroborent au fait que dans les Carpates Méridionales le premier terme non-

métamorphisé appartient au Stéphanien, prouvent que le métamorphisme régional des formations du cristallin de Poiana Ruscă a eu lieu durant la phase sudète de l'orogénèse hercynienne. Les processus métamorphiques ont été, en général, synchrones au plissement qui a engendré les principales structures tectoniques de la région.

La recristallisation métamorphique s'est déroulée dans son ensemble dans le faciès des schistes verts. On a constaté des variations de l'intensité du métamorphisme (Maier et al. 1964; Pavelescu et al. 1964; Kräutner et al. 1969), se traduisant par la disposition oblique des isoplans de métamorphisme par rapport à la stratification générale des roches. Ainsi, les isoplans de métamorphisme ont des pendages vers le nord, en recoupant le flanc méridional de l'anticlinorium Arăneș-Fărășești (Kräutner et al. 1969).

Il y a des données à partir desquelles on peut établir les étapes des phénomènes de blastèse: a) le premier stade, le plus important et omniprésent, est proprement-dit syncinématique et s'est déroulé généralement dans le subfaciès quartz-albite-chlorite; b) le deuxième stade à développement local (connu seulement dans la subunité méridionale) est tardécinématique et a engendré la formation des minerais de métamorphisme plus intense: biolite, grenat, hornblende verte-bleuâtre, disposés transversalement par rapport à la schistosité. Les données K/Ar montrent que le deuxième stade a eu lieu peu de temps après le premier, c'est-à-dire également pendant la phase sudète (âge K/Ar de la biolite de la deuxième blastèse).

Les formations du cristallin de Poiana Ruscă ont subi des déformations hercyniennes et alpines. Les déformations hercyniennes (tectonique B_1 , tectonique S_2 et tectonique S_3 - Kräutner et al. 1969) sont les plus importantes et témoignent d'un caractère pénétrant, tandis que les mouvements alpins ont engendré seulement des fractures (directionnelles, obliques et transversales).

La tectonique B_1 et S_2 , se déroulant au cours du métamorphisme régional dont l'âge est de 320 m.a., se rattache donc aux mouvements andètes. La tectonique S_3 correspond à l'âge de 245 m.a. donc aux mouvements saaliens.

Les dislocations alpines, préalpines, laramiennes et post-laramiennes (Kräutner et al. 1969) ont été accompagnées par des régénérations locales, fait confirmé par quelques-uns des âges-modèle K/Ar correspondant à des valeurs réduites.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Colonnes stratigraphiques d'ensemble à travers le Dévonien-Carbonifère inférieur de Poiana Ruscă.

Planche III

Carte géologiques de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

Formations sédimentaires: 1, Quaternaire (alluvions); 2, Néogène (Tortonien, Sarmatien, Paunonien) et la formation de Poieni (Albien?); 3, Vraconien-Sénonien (couches de Fornădia, couches de Deva, couches de Chergheș); 4, Jurassique-Crétacé (bassin Rusca Montană). **Formations éruptives:** 5, roches basaltiques (néogènes et quaternaires); 6, andésites (néogènes); 7, agglomérats andésitiques (néogènes); 8, granodiorites, diorites, por-

phyres granodioritiques, porphyres dioritiques, andésites (hanatites). **Formations cristallines**: *Cristallin de Poiana Ruscă*. Roches métaéruptives; 9, porphyroïdes (Carbonifère inférieur); 10, métaserpentinites. *Série de Padeș-Pd* (Carbonifère inférieur): a) faciès septentrional: Pd₃ — complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides de Lesnic (1, horizon Fața-Roșie; 2, horizon Bordanu; 3, niveau des métatufs de Vetel); Pd₂ — complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques — de Gladna (1, dolomies); Pd₁ — complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (1, dolomies de Hunedoara-Luncani); b) faciès méridional. *Série de Nădrag — Nd* (Carbonifère inférieur): Nd₃ — complexe des schistes séricito-chloriteux; Nd₂ — complexe des schistes à muscovite et biotite; Nd₁ — complexe des micaschistes supérieurs; Nd₀ — horizon du calcaire de Nădrag; Nd₋₁ — complexe des micaschistes inférieurs. *Série de Ghelâr — Gh* (Dévonien moyen et supérieur): a) faciès septentrional: Gh₃^N — complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques (de Bega) — Dévonien supérieur (1, calcaires /a/ et dolomies /b/ de Nandru-Valea Izvoarășului; 2, calcaires /a/ et dolomies /b/ de Tomești-Groși; 3, horizon Tomești-Groși); Gh₂^N — complexe des schistes verts tuffogènes (de Iazuri) — Dévonien moyen (1, calcaires); faciès méridional: Gh₂^S — complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques (de Cernișoara-Floreșe) — Dévonien supérieur (1, „calcaire blanc-dolomie noire”); Gh₁^S — complexe des schistes verts tuffogènes (de Ruschița-Alun) — Dévonien moyen (1, calcaires marmoréens de Ruschița-Alun). *Série de Govâjdia — Gv* (Dévonien inférieur): Gv₂ — complexe des schistes graphiteux (1, dolomies); Gv₁ — complexe des schistes quartzitiques séricito-chloriteux. *Série de Bătrina — Bt* (Prédevonien-Paléozoïque inférieur?): alternance de schistes graphiteux et schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tuffogènes et quartzites. *Cristallin de Sebeș-Lotru* (Précambrien moyen): 11, micaschistes, gneiss, amphibolites; 12, schistosité de stratification; 13, failles principales; 14, failles secondaires; 15, failles directionnelles dans les coupes; 16, anticlinorium Arănieș-Poieni; 17, anticlinal; 18, synclinal; 19, direction de la coupe; 20 associations de spores; 21, âges Pb- commun; 22, âges modèle K/Ar (Bt=biotite).





PLANȘA I



PLANȘA I

Forme de spori din asociațiile palinologice identificate în formațiunile epimetamorfice din Polana Ruscă ($\times 500$).

Formes de spores des associations palynologiques identifiées dans les formations épimétamorphiques de Polana Ruscă ($\times 500$).

Fig. 1. *Leiotriletes simplex* Naumova. Prep. 2529/1.

Fig. 2. *L. adriatoides* Potonié-Krcmp. Prep. 2070/1.

Fig. 3 - 4. *L. gulfiferus* Potonié-Krcmp. Prep. 2070/1, 2.

Fig. 5. - *Granulatisporites* sp. Prep. 2529/3.

Fig. 6. - cf. *Punctatisporites* sp. Prep. 2529/5.

Fig. 7. *Acanthotriletes* sp. Prep. 2529/4.

Fig. 8. - *Waltzspora* sp. Prep. 2070/2.

Fig. 9. - *Savitrissporites* cf. *mix* (Butt-Wall) Sullivan. Prep. 2070/1.

Fig. 10. - *Ahrensisporites* sp. Prep. 2070/2.

Fig. 11. - *Gemiospora* sp. Prep. 2529/6.

Fig. 12. cf. *Convolvospora* sp. Prep. 2070/2.



H. G. KRÄUTNER et al. Devonian — Carboniferul inferior epimetamorfic
din Poiana Ruscă. Pl. I.



1



2



3



4



5



6



7



8



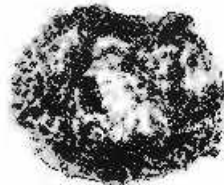
9



11



10



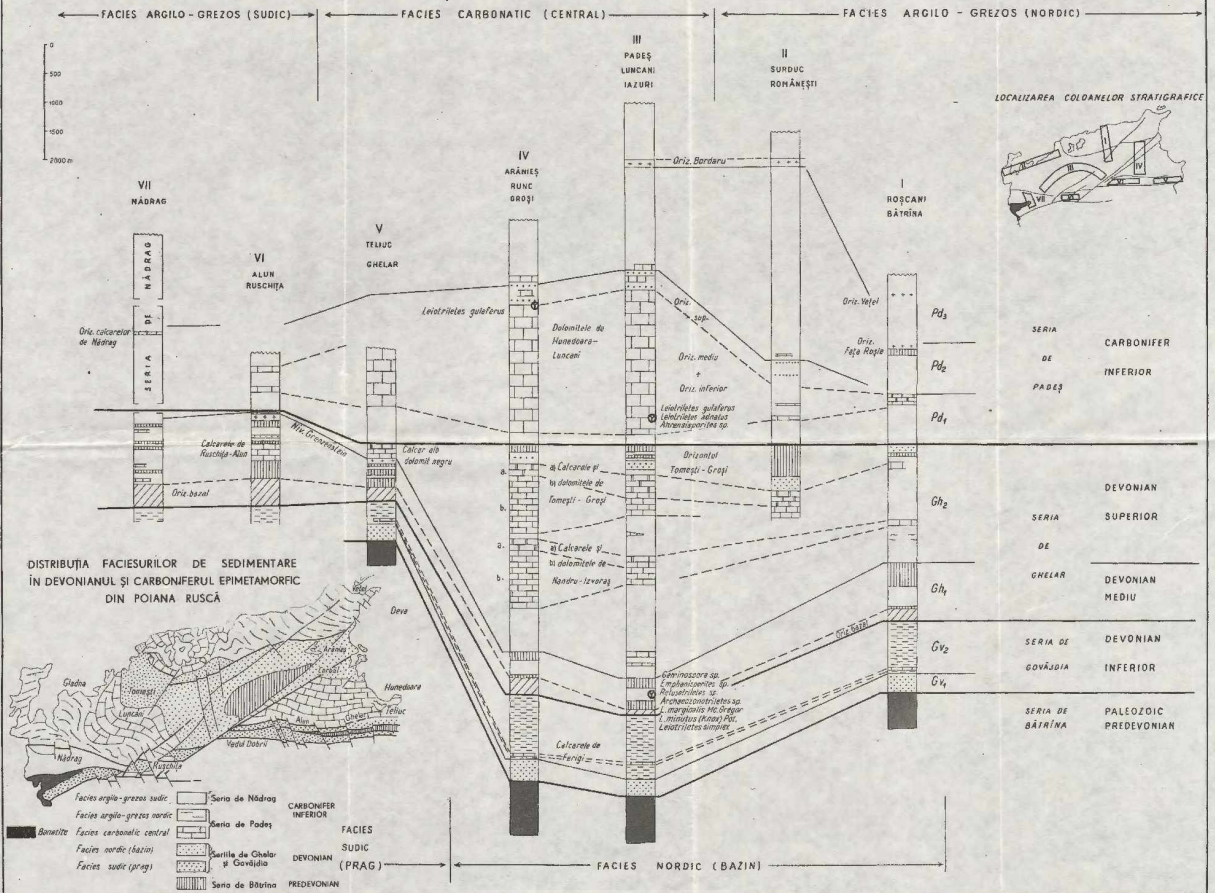
12

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădintelor, vol. LIX/4.



H.G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN

COLOANE STRATIGRAFICE DE ANSAMBLU PRIN DEVONIAN-CARBONIFERUL INFERIOR DIN POIANA RUSCĂ

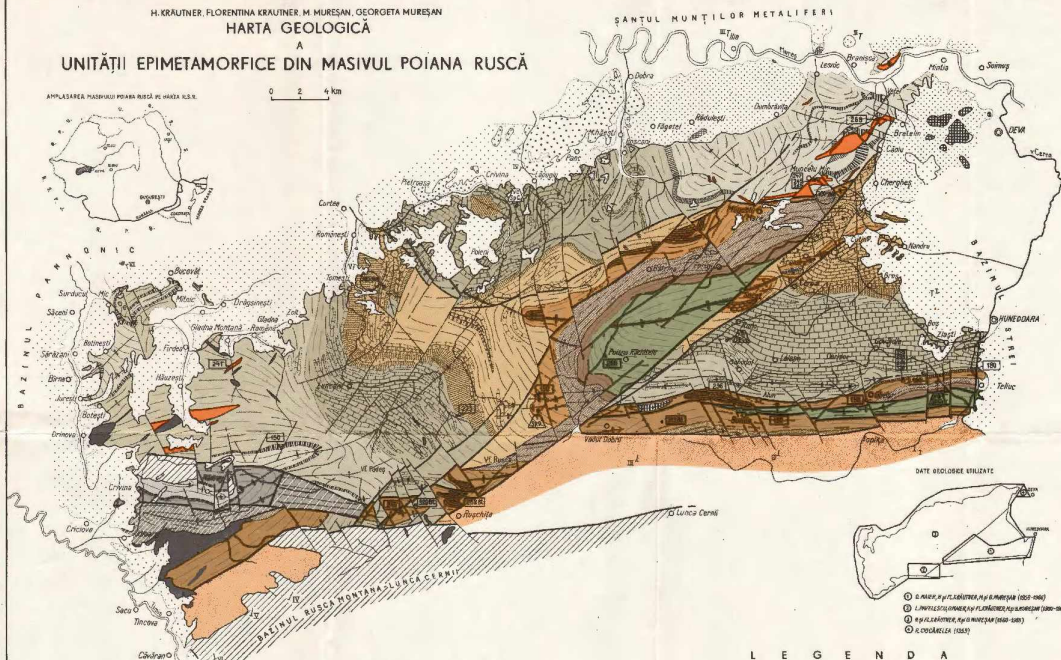


H. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN
HARTA GEOLOGICĂ

UNITĂȚI EPIMETAMORFICE DIN MASIVUL POIANA RUSCĂ

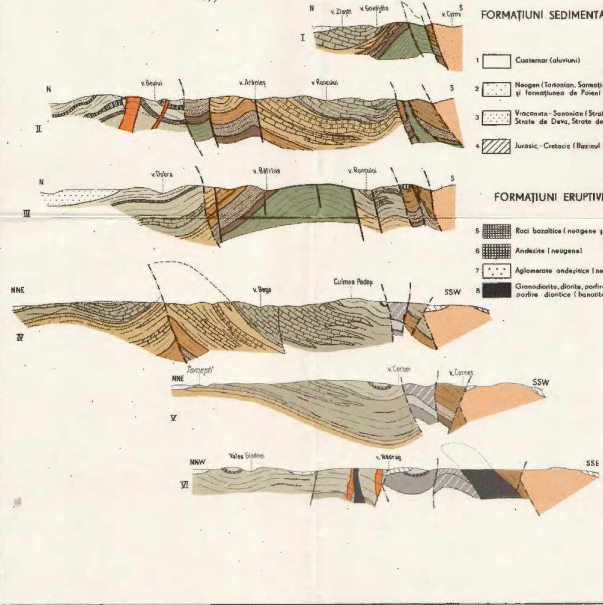
AMPLASAREA MASIVULUI POIANA RUSCĂ PE TERIT. R.S.R.

0 2 4 km



DATE GEOL. UTILIZATE
 1. H. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN (1957-1960)
 2. L. POPESCU, I. POPESCU, G. POPESCU, G. POPESCU (1960-1962)
 3. G. POPESCU, I. POPESCU, G. POPESCU (1960-1962)
 4. G. POPESCU (1957)

LEGENDA



- FORMAȚIUNI SEDIMENTARE**
1. Căstunari (calcarini)
 2. Bașcaș (Tăbășani, Șarabani, Făcâșani) și formațiunile de Poni (Albion ?)
 3. Vincoșeni-Sănișeni (Străte de Făcâș, Străte de Davu, Străte de Chirghel)
 4. Iarșani, Căstunari (Bășinul Rucă-Măntău)
- FORMAȚIUNI ERUPTIVE**
5. Rocă bazaltică (naogena și căstunari)
 6. Andezite (naogena)
 7. Aplomente andezitice (naogena)
 8. Gneisuri, diorite, porfir gneisuri, porfir dioritic (baotitic)
- FORMAȚIUNI CRISTALINE**
- CRISTALINUL DE POIANA RUSCĂ**
- Roci metacruptive**
9. Parafaze (Carbonifer inferior)
 10. Metacriptonite
 11. a. Facies nordic
 Pd₁ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase și al metamorfurilor șiste (de Legeni)
 Pd₂ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase metamorfice de la Valea 2, oronitului Șarabani 1, oronitului Făcâș Naog
 Pd₃ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase și al metabazitelor de Honeț-Dorobanț-Lăncuș
 Pd₄ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase și al metabazitelor de Honeț-Dorobanț-Lăncuș
 12. b. Facies sudic
 Nd₁ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase
 Nd₂ Complexul gâșturilor sericeo-cloritoase și al metamorfurilor șiste
 Nd₃ Complexul metacriptonitilor superioare
 Nd₄ Oronitul coloratilor de Mădărag
 Nd₅ Complexul metacriptonitilor inferioare
- CRISTALINUL DE SEBES-LOTRU**
11. Metacriptonit, gneis, amfibolit
- PRECAMBRIAN MEDIU**
12. Situație de stratificație
 13. Fali principale
 14. Fali secundare
 15. Fali direcționale pe profile
 16. Anclizional (Ancliz. Poiana)
 17. Anticlinal
 18. Sinclinal
 19. Capete de profil
 20. Asociații de ape
 VC = V. Căstunari
 VB = V. Bașcaș
 VG = V. Găvoștea
 21. Văzute Pb - cianuri
 22. Văzute model S/M (S = bloc)

4. STRATIGRAFIE

SERIA DE IZVORUL MUREŞ — O NOUĂ FORMAȚIUNE PALEOZOICĂ ÎN CARPAȚII ORIENTALI¹

DE

MIRCEA MUREȘAN²

Abstract

Izvorul Mureş Series a New Paleozoic Formation in the East Carpathians. The Izvorul Mureş Series transgressively overlying the biotitic quarzous schists (from the Upper Precambrian Rebra-Barnar Series) is represented by slates displaying a cleavage schistosity. The latter are built up of a blackish matrix wherein grains, detrital quartz aggregates and partially chloritized biotite spangles, reworked from the subjacent basement, do occur. The petrographical aspects, the geological and tectonical situation of the Izvorul Mureş Series correlated with those of the Paleozoic formations in other sectors of the East Carpathians, are indicating the formation of this series during the Lower Carboniferous. The incipient metamorphism of the Izvorul Mureş Series has probably taken place in the course of the Sudete phase.

În apropierea localității Izvorul Mureş, în bazinul văii Meseş (fig.), am pus în evidență o formațiune filitoasă, dispusă transgresiv peste șisturile cuarțoase biotitice din complexul superior (Rb₃) al seriei de Rebra—Barnar.

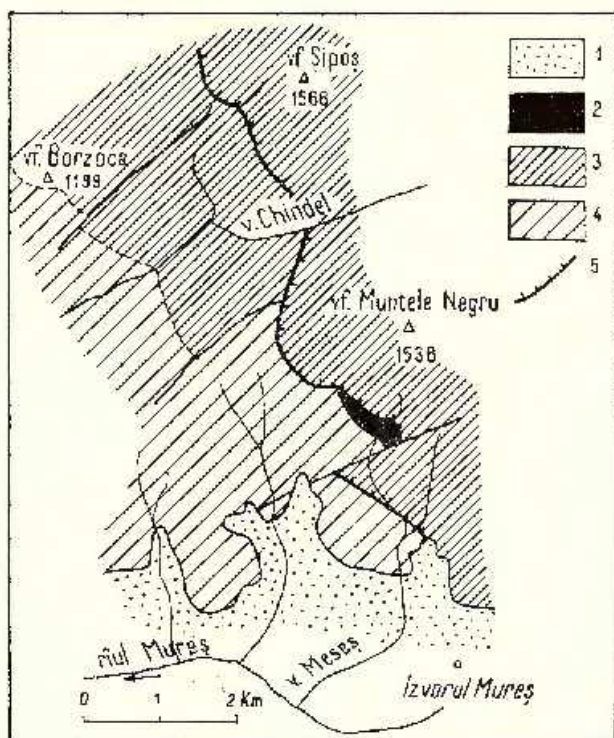
Această formațiune slab metamorfozată, pe care o denumim „seria de Izvorul Mureş”, este reprezentată prin filite ardcziforme (slate-uri) de culoare neagră, cu textură șistoasă evidentă; cu ochiul liber, pe fețele de șistozitate se observă paiete (sub 2 mm) de biotit decolorat, care dau un aspect specific rocii.

Sub microscop, roca prezintă o masă fundamentală negricioasă, cu șistozitate pronunțată, dispusă aproape transversal față de vechea strati-

¹ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1972.

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

fiacă a rocii (sistozitate de clivaj), dată de o vagă rubanare, față de care se dispun paralel granule și agregate detritice de cuarț (frecvent cu extincție ondulatorie) precum și paicetele remaniate de biotit, adesea decolorat și uneori cloritizat.



Schița geologică a zonei Izvorul Mureș.

1, Cătuzele; 2, seria de Izvorul Mureș (Carbonifer inferior?); 3, seria de Tulgheș (Cambrian inferior); 4, seria de Rebra-Barnar (Précambrian superior); 5, liite de șarșii (anté-Carbonifère superior).

Esquisse géologique de la zone de Izvorul Mureș.

1, Catinzoïque; 2, série de Izvorul Mureș (Carbonifère inférieure?); 3, série de Tulgheș (Cambrien inférieure); 4, série de Rebra-Barnar (Précambrien supérieur); 5, liante de charșare (anté-Carbonifère supérieure).

Materialul inițial al rocilor luate în considerare era argilo-grezos, probabil slab bituminos, care ulterior a suferit un metamorfism regional incipient, în decursul căruia s-a imprimat actuala sistozitate a rocilor, biotitul a fost decolorat și parțial cloritizat, iar cuarțul a căpătat extincție ondulatorie; elementele cuarțoase și biotitice sînt remaniate evident din fundamentul subjacent menționat (șisturi cuarțoase biotitice).



Menționăm că în aluviunile văii Meseșului, în aval de zona de apariție a rocilor filitoase descrise, am găsit blocuri de roci bazice slab metamorfizate care ar putea reprezenta magmatitele inițiale, intruse în sedimentele primare ale seriei de Izvorul Mureș; această problemă rămâne deschisă, întrucît nu am avut prilejul să identificăm locul de proveniență al blocurilor de roci bazice menționate.

Întrucît în stadiul actual de cunoaștere nu există date paleontologice, pe baza cărora să se argumenteze vîrsta seriei de Izvorul Mureș, se poate recurge la unele raționamente, expuse mai jos.

1. Disponerea transgresivă a seriei de Izvorul Mureș peste seria de Rebra-Barnar (de vîrstă precambrian-superioară) care, într-o zonă apropiată (bazinul văii Chindeni), suportă normal și în continuitate de sedimentare formațiunile cambrian-inferioare ale seriei de Tulgheș (ambele serii datate palinologic — Iliescu, Mureșan, 1972), arată că în orice caz seria de Izvorul Mureș este ulterioară Cambrianului inferior; în plus, între seria de Tulgheș și seria de Izvorul Mureș există deosebiri nete între gradul lor de cristalinitate, prima prezentînd o blasteză completă în faciesul de șisturi verzi.

2. Întrucît, în zona cristalino-mezozoică, Permianul superior (formațiunea brechiilor de Hăghimaș) este complet nemetamorfizat și se dezvoltă într-un facies continental, se poate conchide că seria de Izvorul Mureș este formată înaintea Permianului superior; în plus, este improbabil ca această formațiune să se fi format în decursul Permianului, neexistînd analogii litologice cu formațiunile permienne marine din partea nordică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, care de altfel nici nu au fost supuse metamorfismului regional.

3. Peste formațiunile seriei de Izvorul Mureș cît și peste fundamentul lor, reprezentat prin seria de Rebra-Barnar, este șariată seria de Tulgheș, de-a lungul unui plan tectonic înclinat către est. După datele preliminare pe care le posedăm, acest contact tectonic se continuă pînă la nord de șoseaua Gheorghieni- Lacul Roșu, unde se oprește în masivul alcalin de la Ditrău. Întrucît acest masiv are vîrsta medie de 310 m.a. (determinări de vîrste absolute prin metoda Pb- α — Ionescu et al., 1966), rezultă că planul tectonic menționat, fiind mai vechi, s-a format înaintea Carboniferului superior, lucru valabil și pentru seria de Izvorul Mureș, prinsă sub el.

Acest plan tectonic separă în regiune două subunități tectonice pre-mezozoice (hercinice, după toate probabilitățile), care aparțin pinzoi alpine de Mestecăniș: în vest, subunitatea de Voșlăbeni (căreia îi apar-



țin atât seria de Izvorul Mureș cât și fundamentul ei), iar în est, subunitatea de Bălan, prima fiind încălecată de ultima.

4. Vîrsta paleozoică a seriei de Izvorul Mureș se poate presupune și pe baza aspectului petrografic, a slabului metamorfism care o afectează și a unor similitudini litologice și metamorfice cu rocile seriilor paleozoice din Carpații Orientali (de exemplu șisturile grafitoase blasto-detritice ale seriei de Rusaia — H. Kräutner, date nepublicate),

În urma celor arătate, rezultă că seria de Izvorul Mureș este paleozoică, fiind formată după Cambrianul inferior și înaintea Carboniferului superior.

Seria de Izvorul Mureș poate fi atribuită Carboniferului inferior, pe baza faptului că în Munții Bistriței, atât peste seria de Rebra-Barnar cât și peste seria de Tulgheș se dispune Carboniferul inferior (datat palinologic de Iliescu, 1965)³, în faciesul seriei de Țibău (H. Kräutner, date nepublicate).

În această situație, ar trebui acceptată atât o variație facială inițială la nivelul Carboniferului inferior (de la faciesul predominant carbonatic al seriei de Țibău la faciesul argilo-grezos al seriei de Izvorul Mureș), cât și o scădere a intensității metamorfismului de la nord către sud (intercalațiile de șisturi terigene din carbonatitele seriei de Țibău sînt metamorfozate clar în zona cu clorit și prezintă o blasteză completă, pe cînd seria de Izvorul Mureș este anchimetamorfică).

Metamorfismul seriei de Izvorul Mureș este probabil sudet, judecînd după faptul că, în regiune, rocile seriei de Tulgheș, metamorfozată în decursul mișcărilor baicaliene (Giuşcă et al., 1969; Iliescu, Mureșan, 1972), prezintă uneori vîrste aparente K/Ar de circa 320 milioane ani (Mînzatu et al., 1971)⁴, care pot fi interpretate ca o regenerare sudetă, posibil concomitentă cu metamorfismul seriei de Izvorul Mureș.

BIBLIOGRAFIE

Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles of the territory of Roumania. *Acta Geologica Acad. Scient. Hung.*, 13, Budapest.

³ Violeta Iliescu. Studiul palinologic al șisturilor cristaline de al Cîrlibaba. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ Silvia Mînzatu, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciică, Vasilica Neacșu. Determinări radiometrice și de vîrstă absolută asupra formațiunilor metamorfice din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* L.VIII/4, București.
- Jonescu Jana, Tiepac I., Udrescu Constanța (1966) Determinarea vîrstei absolute prin metoda Pb — α . *Stud. tehn. econ., seria B*, XLIV, București.

SÉRIE D'IZVORUL MUREȘ, UNE NOUVELLE FORMATION PALÉOZOÏQUE DANS LES CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

La série d'Izvorul Mureșului, reposant transgressivement sur des schistes quartzeux biotitiques de la série de Rebra-Barnar, est représentée par des phyllites ardoisières (slates) noires, montrant une texture schisteuse évidente; à l'œil nu, sur les surfaces de schistosité on observe des paillettes (inférieures à 2 mm) de biotite décolorée. Au microscope, la roche présente une masse fondamentale noirâtre, à schistosité prononcée, disposée presque transversalement par rapport à l'ancienne stratification de la roche (schistosité de clivage), venant d'une structure faiblement rubanée, le long de laquelle se disposent parallèlement des granules et des agrégats détritiques de quartz (fréquemment à extinction ondulatoire) ainsi que des paillettes remaniées de biotite, souvent décolorées, parfois chloritisées.

Le matériel initial des roches prises en considération était argileux-gréseux, probablement faiblement bitumineux. Ultérieurement il a été affecté par un anchimétamorphisme régional, durant lequel la roche a gagné l'actuelle schistosité, le quartz l'extinction ondulatoire et la biotite a été décolorée et partiellement chloritisée; les éléments quartzeux et la biotite ont été remaniés du soubassement sous-jacent susmentionné.

Du fait que dans une zone avoisinante la série de Rebra-Barnar (Précambrien supérieur) supporte normalement la série de Tulgheș (Cambrien inférieur), il s'ensuit que la série d'Izvorul Mureșului est inférieure au Cambrien inférieur, et antérieure au Carbonifère supérieur, étant située sous un plan de charriage anté-carbonifère supérieur. L'âge paléozoïque de la série d'Izvorul Mureșului pourrait être présumé aussi de l'aspect pétrographique, du faible métamorphisme qui l'a affecté et des similitudes lithologiques et métamorphiques avec les roches d'autres séries paléozoïques des Carpates Orientales.

La série d'Izvorul Mureșului peut être attribuée au Carbonifère inférieur du fait que dans les Monts Bistrița, tant sur la série de Rebra-Barnar que sur la série de Tulgheș repose le Carbonifère inférieur (données palynologiques) sous faciès de la série épimetamorphique de Țibău.

Le métamorphisme de la série d'Izvorul Mureșului est probablement sudète, à en juger du fait que dans la région les roches de la série de Tulgheș, métamorphisées au cours des mouvements baïkaliens présentent parfois des âges apparents K/Ar d'environ 320 m.a. qui pourraient être interprétés comme une reprise sudète survenue fort probablement en même temps que le métamorphisme de la série d'Izvorul Mureșului.



INTREBĂRI

I. BALINTONI. Există două seturi de plane „S” în seria de Izvorul Mureș?

M. MUREȘAN. Se observă uneori o veche stratificație relictă dată de o vagă rubanare a unora dintre rocile seriei de Izvorul Mureș, rubanare care este intersectată oblic de către sistoizitatea metamorfică.

J. HIRTOPAN. Ați stabilit care este paragenza minerală de neformație?

M. MUREȘAN. Cloritul format pe seama biotitului, pigmentul grafitos și o parte din cuarțul care a recristalizat reprezintă în principal mineralele formate în timpul metamorfismului seriei de Izvorul Mureș.

AL. I. MUȘAT. Formațiunea descrisă reprezintă o „serie”? Autorul a mai întâlnit formațiuni similare în cursul cercetărilor în Carpații Orientali?

M. MUREȘAN. Da. Există unele afinități litologice cu rocile grafitoase blasto-detritice din seria de Rusaia de la N de Ciurlibaba.

V. MUTIHAȘ. Se pune întrebarea dacă „seria” de Izvorul Mureș este identică cu „seria” filonizată de Argeștru? Considerăm că denumirea de „serie” nu este corect utilizată.

M. MUREȘAN. Prin caracterele ei petrografice și aspectele metamorfice seria de Izvorul Mureș apare ca diferită litologic față de seria de Argeștru; în ceea ce privește vîrsta ambelor serii în stadiul actual nu există date de ordin paleontologic și radiocronologic care să ne permită să apreciem că cele două serii sînt sincrone sau dimpotrivă, sînt formate în timpuri diferite. Denumirea de „serie” nu este legată în formațiunile cristaline de grosimea acestora ci de caracterele litologice și de timpul de formare al formațiunilor respective și de momentul de intervenție al metamorfismului regional.



4. STRATIGRAFIE

NOTĂ PRELIMINARĂ PRIVIND PALEOZOICUL ANCHIMETAMORFIC (FORMAȚIUNEA DE OSLEA) DIN CARPAȚII MERIDIONALI¹

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU²

Abstract

Preliminary Note Concerning the Anchimetamorphic Paleozoic (Oslea Formation) in the South Carpathians. This paper presents the lithostratigraphic sequence of the slightly metamorphosed Paleozoic formations in the Western Jiu Valley Basin. The name of Oslea formations is introduced for these formations which are unconformably overlying the epimetamorphic formations of the Autochthonous Crystalline in the South Carpathians.

Introducere

Cercetările geologice întreprinse în anul 1971, în bazinul Jiului de Vest, au condus la concluzia că, discordant pe depozitele epimetamorfice se dispun depozitele slab metamorfozate. În vederea separării celor două tipuri de depozite cu grade diferite de metamorfism, propun denumirea de „formațiunea de Oslea” pentru depozitele slab metamorfozate. Se face astfel prima încercare de detaliere a formațiunii de Tuliza (Pavelescu și Pavelescu, 1966), la partea superioară a căreia se află formațiunea de Oslea.

Istoric

Formațiunile slab metamorfozate din bazinul Jiului de Vest au fost semnalate de multă vreme, însă referiri amănunțite la litologia și strati-

¹ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1972.

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



grafia lor se găsesc mai ales în lucrările pe care le menționez în cele ce urmează.

M a n o l e s c u (1937, pag. 136—149) descrie detaliat sedimentarul de pe versantul nordic al Munților Vulcan, încadrându-l în complexul Infracretic.

Infracreticul este reprezentat începând din bază spre partea superioară din : cuarțite albe, calcare microcristaline în plăci, șisturi filitoase cenușii-negricioase, cu intercalații de șisturi verzi (prasinite), formațiunea de Schela, lentile de calcare compacte și apoi șisturi negre calcaroase. Depozitele Infracreticului sînt atribuite Mezozoicului.

Autorul aduce mai tîrziu unele completări (1940, pag. 38-40) în ceea ce privește succesiunea și vîrsta Infracreticului.

Referindu-se la sinclinalul Oslea împarte Infracreticul într-o serie inferioară și alta superioară. Infracreticul (seria inferioară) începe printr-un orizont de conglomerate laminate, care repauzează în discontinuitate pe amfibolite sau pe seria elastică. Aceste conglomerate în lucrarea anterioară (1937) le considerase ca termen final al seriei elastice a cristalinelui.

Succesiunea depozitelor se continuă cu cîteva lentile de cuarțite albe sericitoase care aflurează la sud-est de Oslea, imediat sub calcare. Calcarele marmoreene formează un orizont continuu pe cele două flancuri ale sinclinalului Oslea. Peste calcare urmează filite și șisturi filitoase cenușii-negricioase care trec pe nesimțite la formațiunea de Schela. În filitele negre, inferioare formațiunii de Schela, semnaleză prezența unui orizont inferior de serpentinite sintectonice. Autorul atribuie seria inferioară a Infracreticului intervalului Triasic inferior-Jurassic, iar despre conglomeratele bazale presupune că ar putea fi un echivalent al Permo-Carboniferului.

P a v e l e s c u (1953, pag. 181—188) separă, în cadrul Infracreticului, depozitele paleozoice de cele mezozoice.

Depozitele paleozoice le descrie sub numele de formațiunea de Tuliza, nume luat de la culmea Tuliza din Munții Retezat. Stratotipul formațiunii are următoarea alcătuire de la bază spre partea superioară : conglomerate, cuarțite, calcare cristaline, șisturi satinat și filite negre grafitoase. Această formațiune corespunde integral seriei inferioare a Infracreticului din ultima lucrare a lui **M a n o l e s c u** (1940).

Formațiunea de Tuliza a fost atribuită Carboniferului pe similitudini litofaciale cu alte formațiuni carbonifere din Carpații Meridionali și datorită poziției ei inferioare formațiunii de Schela.



Pavelescu și Răileanu (1963, pag. 183—185) insistă asupra poziției discordante a conglomeratelor bazale ale formațiunii de Tulișa, față de seriile cristaline subjacente. De asemenea se semnalează poziția discordantă a depozitelor superioare, față de conglomerate și fundamentul mai vechi. Autorii paralelizează conglomeratele bazale cu șisturile argiloase din valea Idegului, considerate la acea vreme siluriene. Calcările în plăci sînt paralelizate cu calcările dinanțiene din valea Idegului, iar șisturile filito-grafitoase cu faciesul de culm al Carboniferului de la Drencova. În concluzie atribuie formațiunii de Tulișa vîrsta Silurian-Carbonifer inferior.

Pavelescu și Pavelescu (1964, pag. 45—85) întocmesc prima hartă detaliată a Munților Oslea, prezentînd aceeași succesiune stratigrafică a formațiunii de Tulișa ca în lucrarea lui Pavelescu (1953).

Referitor la vîrsta formațiunii de Tulișa se reia comparația cu depozitele paleozoice din valea Idegului. În acest sens conglomeratele sînt atribuite Devonianului (eventual și Silurianului), calcările ar putea fi dinanțiene, iar restul formațiunii ar aparține Carboniferului inferior.

Pavelescu și Pavelescu (1966, pag. 161—163) referindu-se la grabenul Jicîului extînde denumirea de Tulișa la formațiuni mult mai deosebite litologic și metamorfic, în care separă trei orizonturi.

Orizontul inferior începe cu serafite dispuse discordant pe seria de Drăgășan. Urmează un pachet subțire de arcoze albe-roșietice. Peste aceasta se așază uneori prin treceri gradate, calcare albe sau cenușii în plăci. De cele mai multe ori calcările se dispun însă discordant peste fundamentul cristalin.

Orizontul median se așază pe calcările orizontului inferior și este reprezentat prin roci verzi alcătuite din șisturi clorito-sericitoase, șisturi clorito-epidotice cu albit, cu zoizit, tremolit, etc.

Orizontul superior se dispune discordant pe celelalte orizonturi. El este constituit din filite grafitoase, satinat, de culoare neagră și șisturi cuarțifere arcoziene, grafitoase. Într-o lucrare recentă, Pavelescu și Pavelescu (1970, pag. 199), apropo de „Tulișa” din Oslea, consemnează: „Șisturile cristaline ale seriei de Tulișa, în zonele cercetate sînt reprezentate, îndeosebi, numai prin cele ale orizontului superior”.

Solomon (1964, pag. 26—33)² repartizează formațiunea de Tulișa (Pavelescu, 1953) la „complexul detritogen grafitos”, care este constituit dintr-un „nivel inferior” și un „nivel superior”.

Nivelul inferior începe cu faneconglomerate laminate, arcoze sau cuarțite feruginoase și se încheie cu calcare cristaline în plăci care lateral se

² I. Solomon, Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri de fier în regiunea Cîmpul lui Neag (munții Vulcan și Retezat). 1964. Arh. Inst. Geol. București.

pot îndința cu șisturile cuarțito-feldspatice ale „nivelului superior”. Depozitele „nivelului inferior” se așază transgresiv peste „complexul detritogen verde” al „seriei detritogene”, dar fără discordanță unghiulară. În schimb contactul dintre „complexul detritogen grafitos” și „seria de Drăgășan” este marcat de o accentuată discordanță unghiulară.

Nivelul superior conține filite cuarțitice sericito-grafitoase, filite grafitoase, cuarțite arcoziene cu grafit, șisturi cuarțitice verzi cu clorit și sericit, microconglomerate, conglomerate laminate, filite argiloase talcoase, etc. Între aceste tipuri de roci există numeroase variații de facies, trecînd unele în altele atît pe direcție cît și pe înclinare.

În ceea ce privește vîrsta „complexului detritogen grafitos” autorul o acceptă pe cea stabilită de Pavelescu (1953) Silurian-Carbonifer inferior.

Micu și Paraschivescu (1970, pag. 76—80) separă în „seria de Tulîșa” din partea nordică a Retezatului, începînd din bază: conglomerate metamorfozate, calcare cristaline în plăci și șisturi clorito-sericitoase-grafitoase, cu roci tufogene și talcoase. Acestea din urmă au oferit o asociație microfloristică caracteristică Cambrianului (Visarion, Ghergheta în Micu și Paraschivescu, 1970). Pe aceste argumente autorii consideră primele două nivele ale succesiunii ca aparținînd Proterozoicului superior iar șisturile clorito-sericitoase și grafitoase le atribuie Cambrianului inferior și mediu. În urma acestor argumente, paleontologice, Pavelescu și Pavelescu (1970, pag. 217) consemnează: „determinările sporo-polenice din rocile orizontului superior indică vîrsta cambriană”. Prin aceasta autorii lasă să se înțeleagă că este vorba de partea superioară a Tulîșei (sensu, 1966).

Stăncoiu (1971, pag. 5—15) semnaleză Silurianul fosilifer în Platoul Mehedintji. Un an mai tîrziu (1972) autorul încearcă să sintetizeze datele existente privind Paleozoicul. În ceea ce privește formațiunea de Tulîșa (Pavelescu și Pavelescu, 1966) o restrînge la încadrarea ei inițială (Pavelescu, 1953) și o atribuie intervalului Devonian-Carbonifer mediu (Namurian), considerînd că sub aceasta se află formațiunea de Valca Izvorului cu faună caracteristică pentru Ordovician-Silurian, iar mai jos în succesiunea litologică s-ar situa formațiunea cambriană (Visarion, Ghergheta, în Micu, Paraschivescu, 1970).

Formațiunea de Oslea (Paleozoic superior)

Formațiunea de Oslea este bine reprezentată pe tot versantul de nord al Munților Vulcan, unde alcătuiește umplutura sincliniului Oslea



(pl. I). Stratotipul seriei a fost stabilit în partea vestică a sincliniului, în Muntele Oslea și pe o serie de afluenți ai Jiului de Vest care coboară din culmea Oslea-Arcanul.

Formațiunea de Oslea, formațiune anchimetamorfică, este dispusă discordant pe formațiunile epimetamorfice ale autohtonului danubian. Ea cuprinde două complexe bine individualizate litologic: unul inferior (calcaros-grezos) și altul superior (argilitic-grezos-conglomeratic).

Spre deosebire de: Infracretic „seria inferioară” (Manolescu, 1940), Tulișa (Pavelescu, 1953; Pavelescu și Pavelescu, 1964, 1966) și complexul detritogen grafitos (Solomon, 1964)⁴, formațiunea de Oslea nu cuprinde în bază nivelul de „conglomerate laminate”. El face parte integrantă din formațiunile epimetamorfice ale cristalinelui autohton.

Conglomeratele laminate au fost atribuite „seriei elastice” într-o primă interpretare dată de Manolescu (1937), însă autorul a revenit mai târziu (1940) și le-a repartizat părții bazale a Infracreticului. Observațiile consemnate de Pavelescu și Pavelescu (1964) pe hartă (La Oslea și Tulișa) indică dilema autorilor în privința locului pe care-l ocupă „conglomeratele laminate” în succesiunea depozitelor din regiune. Pe culmea Tulișa conglomeratele nu sînt figurate nici în baza formațiunii de Tulișa, nici în seria de Drăgășan, deși ele apar între aceste două formațiuni. La Oslea, ele sînt figurate în baza formațiunii de Tulișa.

Observațiile noastre n-au pretenția să rezolve problema relațiilor dintre „conglomeratele laminate” și seriile subjacente, numai pe datele cunoscute din culmea Tulișa și Coadă Oslei, deși în ambele locuri se observă continuitate de sedimentare între serii și același grad de metamorfism. În schimb am constatat că este foarte clară discordanța dintre calcarele formațiunii de Oslea și „conglomeratele laminate”, în ambele locuri. De asemenea este frapant gradul avansat de metamorfism al „conglomeratelor laminate” în comparație cu metamorfismul incipient al conglomeratelor din formațiunea de Oslea (complexul superior).

Pentru aceste motive: poziția discordantă a calcarelor pe „conglomeratele laminate”, poziția stratigrafică inferioară a „conglomeratelor laminate” față de conglomeratele complexului superior și gradul diferit de metamorfism al celor două tipuri de conglomerate, am denumit depozitele slab metamorfozate „formațiunea de Oslea”, separîndu-le de restul formațiunii de Tulișa (sensu Pavelescu și Pavelescu, 1966).

⁴ Op. cit. pct. 3.



A) *Stratigrafia formațiunii de Oslea*

Complexul inferior. În majoritatea cazurilor formațiunea de Oslea începe printr-un pachet de gresii cuarțitice sau arcoziene dispuse discordant pe formațiunile subjacente. Pachetul prezintă concentrații lenticulare de magnetit și hematit, iar spre partea superioară trece la gresii calcareoase și apoi progresiv la calcare. Grosimea maximă a pachetului este de 40 m pe valea Nedeuței și scade uneori la câțiva metri (pe valea Jiului și valea Gârbovului), sau pînă la dispariție (Coadă Oslei).

Reducerea grosimii pachetului precum și dispariția lui se datorează variațiilor de facies existente în cadrul complexului inferior. Este evidentă înlocuirea pachetului grezos de către calcarele superioare, mai ales în punctele indicate mai sus (pl. II).

În continuitate de sedimentare cu pachetul grezos, sau discordant pe formațiunile epimetamorfice urmează o stivă de calcare, groasă de 100—250 m. O poziție clară de discordanță a calcarelor peste formațiunile epimetamorfice am observat-o pe versantul vestic al Muntelui Oslea și sub Coadă Oslei (pl. I și II).

Calcarele sînt masive în partea bazală, evident stratificate în bancuri în partea mediană și ajung să se dispună în plăci la partea superioară.

Partea bazală a calcarelor conține de regulă elemente mici de cuarț remaniat, mai ales atunci cînd gresile cuarțitice bazale lipsesc, cum este cazul pe versantul vestic al Oslei. Aceasta demonstrează substituirea orizontului cuarțitic prin calcare detritice în unele puncte, explicîndu-i astfel absența (pl. II).

Relațiile calcarelor cu complexul superior sînt foarte clare pe valea Gârbovului (pl. II). În treimea superioară a stivei calcareoase, la 70 m față de partea bazală a ei, apare prima intercalație lenticulară de argilite grafitoase negre, groasă de 3 m. La 20 m stratigrafic mai sus apare altă lentilă de același tip, iar peste încă 15 m calcarele trec la un pachet (20 m) mixt de bancuri subțiri de calcare cu argilite grafitoase. Acest aspect arată clar o trecere progresivă de la calcare la complexul argilos-grezos-grafitos. Pachetul mixt (valea Gârbovului) se îmbină pe direcție cu calcarele compacte de la partea superioară a complexului calcaros-grezos (valea Nedeuței) (pl. II).

În Muntele Oslea calcarele au grosimea cea mai mare (250 m), însă relațiile cu complexul superior sînt tectonice. Pe flancul sudic al sincliniului complexul inferior al formațiunii de Oslea este reprezentat prin aceeași succesiune ca în Oslea și valea Jiului, însă contactul cu cristalinelul este



tectonic. Aici, gresile cuarțitice sînt și mai sporadice iar calcarele sînt uneori laminate total.

Complexul superior. Majoritatea cercetătorilor anteriori s-au axat pe o descriere petrologică amănunțită a rocilor componente ale complexului. În acest sens s-au semnalat: argile negre sericitoase și grafitoase, șisturi verzi sericitoase, arcoze, gresii cuarțitice, microconglomerate, etc. În consecință, noi ne vom referi mai mult la succesiunea litostratigrafică și aspectele sedimentare.

Partea superioară a formațiunii de Oslea este mult mai dezvoltată decît cea inferioară și mai variată ca litologie. Grosimea depozitelor din complexul superior este foarte greu de apreciat, mai ales datorită tectonicii complicate. Din corelarea citorva coloane stratigrafice am obținut o grosime de 1000—1250 m. În cele ce urmează vom da și detalii în legătură cu modul cum s-a ajuns la această cifră, deoarece este pentru prima dată cînd se face o asemenea estimare.

Peste pachetul mixt din valea Gîrbovului sau peste calcarele compacte din valea Nedeuței urmează, pe o grosime stratigrafică de 150—160 m, argilite fine grafitoase alterînd cu argilite grezoase. Din loc în loc se observă și intercalații subțiri de gresii fine negricioase, sau foarte rare intercalații microconglomeratice. Pe ultima sută de metri, care încheie succesiunea complexului din cele două văi, se observă o predominanță a materialului psamitic. Argilitele alternează cu bancuri de gresii și microconglomerate, prezentînd și rare intercalații de conglomerate. Insumînd grosimea depozitelor de pe cele două profile s-a ajuns la grosimea de 200—250 m, pentru partea bazală a complexului superior (pl. II).

Din valea Răstovanului și pînă aproape de Valea de Pești, complexul superior este alcătuit în cea mai mare parte din material psamitic. Aici, abundă gresile, microconglomeratele, iar argilitele apar cu totul sporadic.

Pentru ilustrarea faciesului psamitic am ales două profile apropiate, valea Negrului și valea Strugului, deoarece acesta ilustrează totodată și întrepătrunderile dintre subfaciesurile care-l compun. Se poate observa cum pe direcție, la mai puțin de 1 km, conglomeratele sînt substituite de gresii sau invers, încît nu se pot separa nivelele reper.

Coloanele stratigrafice au fost întocmite pe datele oferite de cele două văi într-un sector continuu deschis și cu un regim monoclinal, respectiv flancul nordic al anticlinalului Răstovanu (pl. I, prof. II).

Considerînd că în axul anticlinalului Răstovanu s-ar găsi complexul calcaros-grezos acoperit de partea inferioară a complexului superior, care

n-a fost scos la zi de eroziune, succesiunea depozitelor din văile Negrului și Strugului completează coloana stratigrafică a depozitelor din văile Gîrbovului și Nedentei. În felul acesta cei 750 m de depozite psefitice, din văile amintite, urmează peste cele psamitice din văile de la vest, sau parțial s-ar putea îndința lateral cu acestea (pl. II).

Din axul anticlinalului Răstovanu spre nord se constată (valea Negrului și a Răstovanului) predominanța conglomeratelor și microconglomeratelor, față de gresii care se prezintă ca intercalații. În valea Strugului predomină gresiile, pe cînd celelalte două tipuri de roci sînt subordonate.

Conglomeratele din ambele profile se prezintă sub formă de bancuri groase de 1—5 m. Ele prezintă aceleași elemente remanente din formațiuni mai vechi. Ceea ce le caracterizează este frecvența elementelor de argilite negre de dimensiuni variabile (1—50 cm), provenite din nivelul inferior al complexului pe calea remanierilor intraformaționale. Pe valea Răstovanului conglomeratele sînt mult mai grosiere, remanierile intraformaționale sînt mai frecvente, iar aspectul general mult mai puțin stratificat, ceea ce constituie o particularitate a secvențelor conglomeratice din complexul superior al formațiunii de Oslea.

Secvențele grezoase sînt frecvente în valea Strugului și sînt dispuse în bancuri de 1—3 m formînd pachete de 10—15 m grosime. Uneori aceste pachete de gresii cuarțitice au cimentul feruginos și în consecință culoarea roșcată. Asemenea pachete se găsesc situate alît pe flancul nordic al anticlinalului Răstovanu, la 450 m față de baza faciesului psefitic (pl. II), cît și pe flancul nordic al unei cute secundare din valea Răstovanu (pl. I).

Intercalațiile argilitice din faciesul psefitic sînt aproape neglijabile, cu excepția celor situate la partea superioară a succesiunii de pe valea Strugului unde se dezvoltă un pachet de 60 m de argilite negre.

În concluzie se poate admite, în linii cu totul generale, că partea superioară a formațiunii de Oslea începe cu depozite pelitice, continuă cu depozite psamitice și se încheie cu depozite psefitice în facies de molasă. Între aceste tipuri există întrepătrunderi atît pe înclinare cît și pe direcție, așa cum rezultă din coloanele stratigrafice (pl. II).

Considerații stratigrafice. Formațiunea de Oslea n-a oferit pînă în prezent argumente paleontologice care să-i precizeze vîrsta. Cercetările noastre n-au reușit să semnaleze decît un singur rest vegetal, probabil un rachis de plantă inferioară, recoltat de pe valea Negrului, la 2 000 m în amonte de confluența cu valea Jiului. Restul vegetal are o lungime de 5 cm

și o lățime de 3 mm, pe care se observă câteva striuri (2—3) dispuse paralel în lungul mulajului. Simplitatea restului vegetal amintește de aspectul plantelor inferioare devonice cunoscute de la Ideg.

Concluziile stratigrafice la care au ajuns *Pavelescu și Răileanu* (1963,) în ceea ce privește vârsta formațiunii de Tulișa (pro-parte = formațiunea de Oslea), nu sînt confirmate de rezultatele noastre și nici de precizările stratigrafice făcute asupra formațiunilor folosite de autori în paralelizările lor. Astfel, atribuirea calcarelor de Tulișa (= complexul inferior al formațiunii de Oslea) Dinanțianului nu apare justificată, deoarece calcarele Tournaisianului din valea Idegului urmează în continuitate de sedimentare peste o serie argilitică cu floră devoniană nu peste depozite silurice, așa cum considerau autorii. În afară de aceasta, calcarele din formațiunea de Oslea stau discordant peste un fundament cristalin și suportă o serie de argilite în care s-a găsit acel rest vegetal cu habitusul asemănător florei devoniene. Mai mult încă, chiar autorii paralelizează partea superioară (grafitoasă-sericitoasă) a formațiunii de Tulișa cu secesiunea de la Drencova, care aparține Devonianului (*Năstăsescu, Bițoianu*, 1970) și nu Carboniferului așa cum se presupunea. În concluzie complexul inferior al formațiunii de Oslea ar putea aparține Devonianului.

Vârsta Devonian-Carbonifer inferior (Namurian) acordată formațiunii de Tulișa (sensu *Pavelescu*, 1953) de *Stănoiu* (1972), ni se pare mult mai adecvată pentru discutarea vârstei formațiunii de Oslea. Considerăm că microflora proterozoică superioară-cambriană (*Visarion, Gherghea*, în lucrarea lui *Micu, Paraschivescu*, 1970) provine din formațiuni epimetamorfice (formațiunea de Tulișa, orizontul inferior și mediu) inferioare formațiunii de Oslea (= Tulișa, orizontul superior, sensu *Pavelescu și Pavelescu*, 1966). Deci în nici un caz din partea superioară a formațiunii de Tulișa așa cum afirmă *Pavelescu și Pavelescu* (1970). În afară de aceasta, trebuie de asemenea verificat dacă „conglomeratele laminate”, de pe versantul nordic al Munților Vulcan (de sub formațiunea de Oslea) nu pot fi paralelizate cu nivelul de microconglomerate și cuarțite (*Stănoiu*, 1971) care suportă sisturile argiloase cu faună ordovician-siluriană, sau cu conglomerate de Piatra Cloșanilor (*Stănoiu*, 1972), așa cum presupun acum. După ce aceste două probleme vor fi elucidate abia atunci putem discuta mai întemeiat poziția stratigrafică a formațiunii de Oslea în cadrul formațiunilor anchimetamorfice din Carpații Meridionali.



Pentru toate aceste dileme, neconcordanțe de opinii și lacune de cercetare, am considerat necesar introducerea denumirii de formațiunea de Oslea (= pro-parte Tuliașă superioară, Pavelescu și Pavelescu 1966, 1970) și atribuirea ei Paleozoicului superior. Orice altă precizare ar fi prematură și ar lărgi domeniul presupunerilor, care și așa este destul de bogat.

B) *Tectonica formațiunii de Oslea*

Depozitele din regiunea cercetată intră în alcătuirea unui sincliniu, pe care-l numesc „sincliniu Oslea”.

Formațiunea de Oslea constituie umplutura sincliniului amintit, dispunându-se discordant pe seriile epimetamorfice ale cristalinelui danubian și suportând tot discordant depozite mezozoice și terțiare. Formațiunea de Oslea prezintă cute orientate E—W, redresate aproape de verticală sau cu tendință de răsturnare spre sud. Cutele se ridică atât spre est cât și spre vest, lăsând să apară la zi formațiunile cristalinelui danubian. În partea de S și de N a regiunii, formațiunea de Oslea este încadrată de două dislocații importante. La sud se află falia Arcanu, al cărui plan înclină cu 60—80° spre nord și reprezintă de fapt o suprafață de desprindere a depozitelor de pe subasamentul lor inițial, iar la nord se află planul de înclinare al cristalinelui getic.

De la sud spre nord am indentificat în formațiunea de Oslea mai multe sinclinale și anticlinale, pe care le prezentăm în cele ce urmează.

Sinclinalele Arcanu (pl. I), situat imediat la nord de falia Arcanu, are zona axială marcată de depozitele complexului superior. Datorită unor falii orientate aproximativ N—S, el este fragmentat în trei compartimente orientate W—E. Compartimentul estic se dezvoltă la E de falia Negru, cel median între falia Negru și falia Gârbovu, iar al treilea la vest de falia Gârbovu până sub vârful Oslea.

Flancul sudic al sinclinalului este reprezentat uneori prin ambele complexe ale formațiunii de Oslea. În ceea ce privește complexul inferior se constată lipsa lui completă în compartimentul estic și apariția sporadică în cel median și vestic. Această situație s-ar explica prin laminarea lui parțială în compartimentele vestic și median datorită alunecării pe planul faliei Arcanu și prin poziția transgresivă a complexului superior care, în compartimentul estic, stă pe formațiuni epimetamorfice închizându-se periclinal (pl. I). În compartimentele median și vestic, flancul sudic prezintă încă două cute secundare care se efilează spre vest în falia Arcanu.



Flancul nordic al sinclinalului prezintă de asemenea două cute secundare bine conturate în compartimentul median și vestic, efilindu-se în ultimul compartiment în falia Răstovanu. În compartimentul estic, cutele secundare n-au fost depistate decât în valea Negruului.

Faciesul psefitic care alcătuiește umplutura sinclinalului Arcanu este bine reprezentat în compartimentul median (valea Răstovanului).

Anticlinalul Răstovanu (pl. II) urmează imediat la nord, cu aceleași compartimente tectonice ca și sinclinalul Arcanu.

Flancul sudic corespunde flancului nordic al sinclinalului Arcanu.

Flancul nordic este bine dezvoltat în compartimentul estic, unde prezintă și două cute secundare, limitate la est de falia Strungu și la vest de falia Răstovanu. Dintre acestea, sinclinalul Strungu este mai bine conturat, fiind constituit din depozitele complexului superior. În compartimentul median și vestic, începând din valea Răstovanului și pînă în valea Gîrbovanului, flancul nordic se efilează progresiv, pentru ca imediat la vest de ultima vale să dispară în falia Răstovanu. Depozitele acestui flanc au fost descrise cu ocazia prezentării faciesului psefitic al complexului superior.

Falia Răstovanu este a doua linie tectonică orientată W—S, evidențiată mai ales prin efilarea unor structuri în lungul ei, așa cum am arătat mai sus. La nord de această linie tectonică se mai găsește o serie de cute strivite și deci discontinui.

Anticlinalul Negru apare clar conturat în valea Negruului. Aici flancul său sudic este puternic recurbat spre sud în direcția stratelor este aproape perpendiculară pe direcția stratelor din flancul nordic al anticlinalului Răstovanu. De altfel situația aceasta a dat indicații despre traseul faliei Răstovanu.

Axul anticlinalului este bine definit de pozițiile contrare din nivelele grezoase ale complexului superior, din același compartiment estic. În compartimentul median structura este răsturnată spre sud, fapt observat în valea Răstovanului unde de altfel structura se încheie periclinal. Totodată este strivită între falia Răstovanu și o falie orientată NW—SW. Ultima falie separă la NW de ea câteva cute cu altă orientare.

Flancul nordic al anticlinalului Negru prezintă două cute secundare bine reprezentate în compartimentul estic și întrerupte tectonic în cel median, mult înainte de a ajunge în valea Răstovanului.

Variațiile de facies ale complexului superior, în care este conturat anticlinalul Negru, sînt evidente și aici. Conglomerate grosiere din periclinalul vestic se reîntîlnesc și pe flancul sudic, dar trec la gresii pe flancul nordic și apoi la argilite în cadrul cutilor secundare.

Anticlinalul Jiului păstrează în mare aceeași orientare (W-E) dar prezintă o serie de ondulații axiale și câteva cute secundare în compartimentul vestic.

Axul structurii este marcat de formațiunile epimetamorfice ale cristalinelui autohton. Acesta se ridică în amonte de valea Gîrbovului și se afundă în aval de ea. La început afundarea este foarte mică și în consecință eroziunea Jiului scoate la iveală o butonieră de cristalini de sub formațiunea de Oslea care prezintă înclinații mici. Apoi, afundarea se accentuează și Jiul taie adînc numai în formațiunea de Oslea.

Flanșurile anticlinalului sînt constituite din ambele complexe ale formațiunii de Oslea. Complexul inferior este reprezentat atît prin pachetul de gresii cuarțitice cu minereu de fier, cît și prin stîva de calcare albe sau cenușii. Complexul superior este alcătuit numai din argilite grafitoase cu rare intercalații de gresii fine și lentile de calcare.

În extremitatea nordică a regiunii, începînd din valea Jiului și pînă aproape de Valea de Pești, structurile formațiunii de Oslea suportă discordant calcarele în facies urgonian ale Cretacului inferior și împreună cu acestea suportă pinza getică. Tot acest edificiu structural a fost afectat de mișcări verticale, în procesul cărora s-a născut grabenul Petroșani, umplut în Paleogen cu depozite care maschează structurile mai vechi.

Privit în ansamblul structurii hercinee, a Carpaților Meridionali, sinclinalul Oslea apare ca un sector median al unui șanț miogeosinclinal extern în raport cu șanțul eogeosinclinal intern din regiunea Drencova-valea Idegului-valea Lăpușnicului. Între ele situîndu-se cordiliera de cristalini autohton reprezentată prin creasta Munților Retezat și a Munților Almaj, sinclinalul Oslea este puternic strivit între creasta amintită și creasta Munților Paring-Vulcan, fapt bine ilustrat în cutede redresate pe care le-am prezentat mai înainte.

BIBLIOGRAFIE

- Manolescu Gh. (1932) Das Alter der Schola - Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, 1, București.
- (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpatés Meridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol.*, XVIII, București.
- (1940) Observations géologiques dans les bassins supérieurs des vallées de la Cerna et du Jial Românesc. *Inst. Geol. Comptes Rendus*, XXIV (1935-1936), București.



- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a Munților Retezat, între Rîul Alb Rîul Nucșoarei, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D. S. Inst. Geol.* LVI/2, București.
- Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Căpușnicul Mare. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4 (1970—1971), București.
- Năstăsescu S., Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.* LVI/4 (1968—1969), București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, București.
- Răileanu Gr. (1963) Considerations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.* V, II, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului Transilvănean și al Jicului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc.* 11, 1, București.
- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Paring). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra Silurianului fosilifer din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LVII/4 (1969—1970), București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motraului (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4 (1970—1971), București.

NOTE PRÉLIMINAIRE CONCERNANT LE PALÉOZOÏQUE ANCHIMÉTAMORPHIQUE (FORMATION D'OSLEA) DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

Les formations faiblement métamorphisées du bassin du Jiu de W ont été attribuées à la formation d'Oslea, où l'on a séparé deux complexes lithostratigraphiques distincts. Le stratotype de la formation a été défini par des colonnes stratigraphiques détaillées où sont corrélés les dépôts des deux complexes (pl. II).

Le complexe inférieur débute par des arkoses et des grès quartzitiques à minéral de fer (hématite, magnétite et limonite) et supporte en continuité de sédimentation des calcaires. Les calcaires peuvent substituer partiellement ou intégralement les grès quartzitiques et présentent parfois de petites lentilles du même minéral de fer. Le complexe inférieur repose en discordance sur différents termes épimétamorphiques du cristallin autochtone, soit à l'intermédiaire des grès quartzitiques, soit à l'intermédiaire des calcaires (pl. II).

Le complexe supérieur suit en continuité de sédimentation à celui inférieur. Le passage progressif des calcaires du complexe inférieur aux argillites séricito-graphiteuses est mis en évidence par l'alternance des calcaires en plaquette avec les argillites, ordinairement observable entre les deux complexes.



Les argilites passent progressivement à des dépôts psammitiques et ensuite à des dépôts pséphitiques sous l'actes de molasse. De fréquents endentements de faciès entre ces types de roches apparaissent dans toute l'épaisseur et l'étendue des roches. Dans ce complexe, à différents niveaux stratigraphiques, apparaissent des intercalations de grès ferrugineux.

La formation d'Oslea a été attribuée au Paléozoïque supérieur, faute d'arguments paléontologiques pour faire d'autres précisions.

Les dépôts de la formation d'Oslea sont le résultat de l'activité d'un sillon miogéosynclinal externe du cycle hercynien des Carpatés Méridionales. Ils constituent un synclinorium où les plis sont orientés approximativement W-E (pl. I), parfois complètement redressés (pl. I) voire même faiblement déversés vers le S et affectés par des failles transversales qui décrochent les structures vers le N et le S. Le synclinorium d'Oslea est écrasé entre le cristallin du massif de Vulcan au S, avec lequel il prend contact tectonique (faille d'Arcanu) et le massif de Hetezat au N. Sur la rive gauche du Jiu, les dépôts du synclinorium ont été recouverts par la nappe gétique et ensemble avec celle-ci ont glissé dans la dépression de Petroșani à la suite de l'orogénèse alpine.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique du secteur occidental de la vallée du Jiu -- synclinorium d'Oslea. Coupes géologiques à travers la formation d'Oslea.

1, Quaternaire; 2, Néozoïque; 3, roches magmatiques; 4, Crétacé inférieur; 5, Paléozoïque supérieur, formation d'Oslea: a, complexe supérieur; b, complexe inférieur; 6, cristallin autochtone; 7, cristallin gétique; 8, calcaires; 9, argiles séricito-graphiteuses; 10, grès argileux; 11, grès quartzifères et arkosiens; 12, grès; 13, conglomérats; 14, limite géologique normale; 15, limite de transgression; 16, axe d'anticlinal; 17, axe de synclinal; 18, position des couches; 19, décrochement; 20, faille; 21, faille inverse; 22, position des coupes géologiques; 23, échantillons avec minerai de fer.

Planche II

Colonnes lithologiques-stratigraphiques à travers la formation d'Oslea.

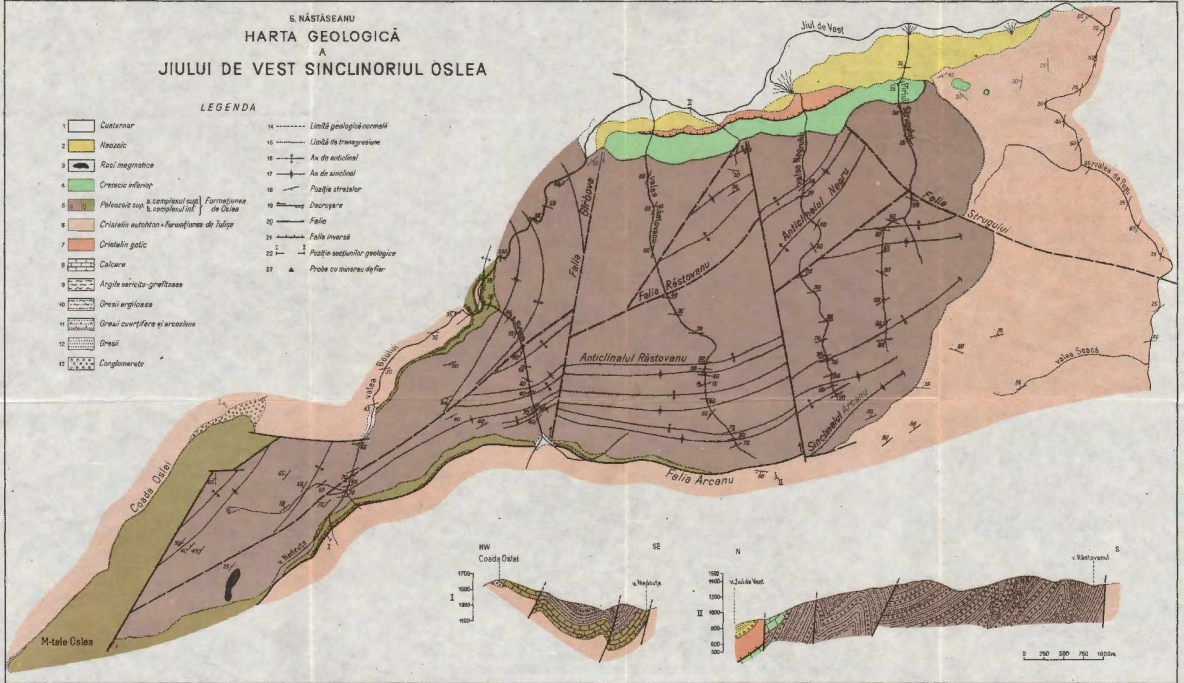
1, calcaires; 2, argilites séricito-graphiteuses; 3, grès argileux; 4, grès calcaires; 5, grès quartzitiques et arkosiens; 6, grès; 7, conglomérats; 8, schistes cristallins; 9, échantillon avec minerai de fer.



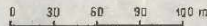
S. NĂSTĂSEANU
HARTA GEOLOGICĂ
 A
JIULUI DE VEST SINCLINORIUL OSLEA

LEGENDA

- | | | | |
|----|--|----|-----------------------------|
| 1 | Quaternar | 14 | Limită geologică normală |
| 2 | Neozoic | 15 | Limită de transgresiune |
| 3 | Raci magmatice | 16 | Ax de simetrie |
| 4 | Cretacic inferior | 17 | Ax de simetrie |
| 5 | Paleozoic sup. și completul său. Formațiunile de Oțina | 18 | Piaștea stradală |
| 6 | Cristalin autohton - formațiunile de Tulcea | 19 | Disrupție |
| 7 | Cristalinul gotic | 20 | Falia |
| 8 | Calcare | 21 | Falia inversă |
| 9 | Argile sericeo-grafice | 22 | Piaștea axului geologic |
| 10 | Graie argiloase | 23 | ▲ Probe cu conținut de fier |
| 11 | Graie cuvertice și arcașie | | |
| 12 | Graie | | |
| 13 | Conglomerate | | |

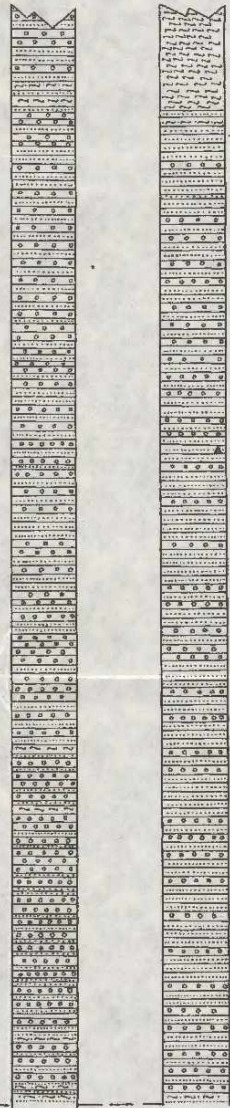


S. NĂSTĂSEANU
 COLOANE LITO-STRATIGRAFICE
 PRIN
 FORMAȚIUNEA DE OSLEA



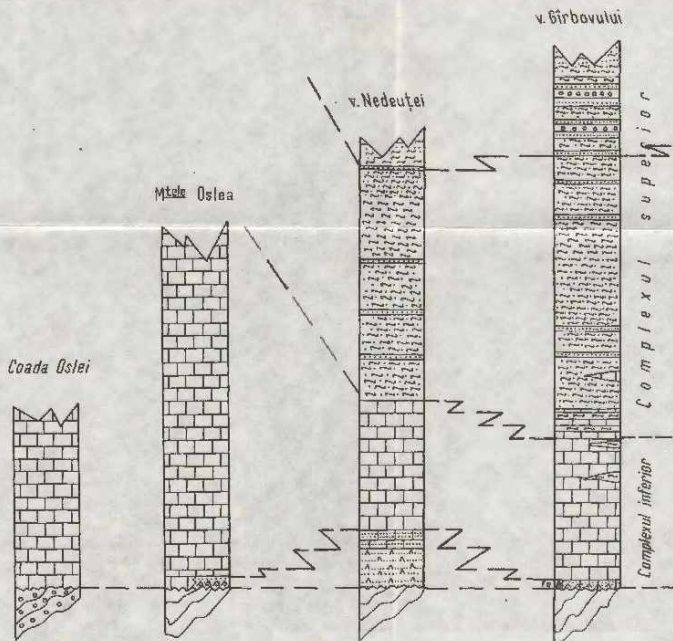
v. Negruțului

v. Strugului



LEGENDA

- 1 Calcare
- 2 Argilele sericito-grafitoase
- 3 Gresii argiloase
- 4 Gresii calcareoase
- 5 Gresii cuarțice și arkozice
- 6 Gresii
- 7 Conglomerate
- 8 Șisturi cristaline
- 9 Fe A. Probe cu minereu de fier



4. STRATIGRAFIE

NOTĂ ASUPRA VÂRSTEI ROCILOR ERUPTIVE DIN ZONA CHEILE TURZII¹

DE

IONEL NICOLAE²

Abstract

Note on the Age of Eruptive Rocks from the Cheile Turzii Zone. This note is referring to the eruptive rocks pertaining to the initial magmatism from the north-eastern part of the Trascău Mts. On the basis of their relationships with the upper Jurassic limestones it was established that the spilitized andesites, pyroxene-bearing andesites, andesitic pyroclastites, rhyodacitic vitrophyres and tuff breccias were emplaced until the time deposition of the lower part of the Upper Jurassic whereas the emplacement of albitized rhyodacites has occurred subsequently to the Upper Jurassic, probably during the Cretaceous.

Obiectul acestei note îl reprezintă rocile aparținând magmatismului inițial din prelungirea NE a Munților Trascăului, cuprinse între Tureni la N și valea Arieșului la S, între localitățile Buru și Cheia.

Cercetări geologice privind rocile eruptive din regiune sînt puțin numeroase.

Alături de referiri tangențiale asupra acestor roci, aparținînd lui Hauner și Stache (1863), Herbieh (1873, 1877), Koch (1887, 1890), sînt de menționat mai ales lucrările lui Szentpétery (1904, 1906) care privesc suprafața cuprinsă între Tureni la N și Rimetea—Podeni la S, fiind însoțite de cite o hartă scara 1 : 500.000.

Ulterior, asupra prezenței acestor roci eruptive se fac mențiuni fie în lucrările unor cercetători care au studiat rocile sedimentare, fie în lucrări cu caracter general (Ilie, 1957; Ianovici et al., 1969).

¹ Comunicare în ședința din 14 aprilie 1972.

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



În privința vârstei rocilor eruptive, Hauer și Stache (1863) observă înglobate în „roca verde” de lângă moara de la Cheile Turzii, fragmente de calcar jurasice-superioare și trag concluzia că punerea în loc a acestor roci eruptive a avut loc după depunerea unei porțiuni a masei de calcar.

Ulterior, Herbich (1877) și Koch (1887) observă lângă Buru, în baza calcarelor jurasice, calcar roșcat pe care le consideră triasice-medii-superioare, fără argumente paleontologice; aceste calcar stau evident deasupra rocilor eruptive, motiv pentru care autorii consideră că erupțiile s-au produs în Triasicul inferior sau mediu.

Szentpétery (1904) citează și el calcar roșcat în baza calcarelor jurasice-superioare, la N de intrarea în Cheile Turzii și în Cheile Turului și este de părere că erupțiile s-au produs înainte de Jurasic.

Tlie (1936, 1950) referindu-se la calcarele roșcate din baza calcarelor jurasice-superioare, consideră că acestea ar putea fi kimmeridgiene, părere la care se raliază și Lupu (1954)³. În lumina acestei interpretări, vârsta triasică nu ar mai putea fi o certitudine.

Cercetările noastre (Nicolae, 1972)⁴ au stabilit în cadrul rocilor vulcanice o remarcabilă varietate de tipuri petrografice. Am pus în evidență în ordinea vârstei: andezite spilitizate, andezite cu piroxen, piroclastite andezitice cit și vitrofire și tufobrecii riodacitice. Cele mai bazice roci ale seriei sînt andezite cu augit și hipersten care au plagioclazul reprezentat prin labrador și uncori chiar bytownit. În tufobreciile și vitrofirele riodacitice nu am întîlnit enclavele de calcar descrise de Hauer și Stache la Cheile Turzii, în schimb la Săndulești în debleul căii ferate am observat în tufobreciile riodacitice, care corespund „rocii verzi” a lui Hauer și Stache, blocuri de calcar al căror facies este asemănător calcarelor jurasice-superioare; în alt punct de observație situat pe versantul stîng al văii Arieșului, în dreptul localității Buru se întîlnesc prinse în calcar jurasice-superioare, mici fragmente de tufobrecii riodacitice.

Rezultă deci că vitrofirele și tufobreciile riodacitice sînt atît anterioare calcarelor jurasice-superioare cit și sincrono cu partea bazală a acestora, erupțiile continuînd și în acest interval. Admitem că întreaga succesiune prezentată mai sus a fost pusă în loc pînă în Jurasicul superior.

³ M. Lupu. Raport privind cercetările geologice din regiunea de la N de Cheile Turzii. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ I. Nicolae. Studiul petrografic al rocilor eruptive din Cheile Turzii. 1972. Arh. Inst. Geol. București.

Oburența frecventă dintre roci vulcanice submarine și calcare reci-fale a fost explicată de Păpău (1956) prin instalarea recifilor pe zone ridicate ale fundului bazinului marin, alcătuite din material de natură vulcanică. Sinceron, în zonele adiacente activitatea vulcanică a continuat odată cu procesul de recifogeneză.

În afara rocilor amintite am mai pus în evidență o serie de dyke-uri de riodacite albitizate care străpung rocile seriei enumerate, inclusiv vitrofirele și tufobreciile riodacitice și sînt deci mai noi decît acestea. Punerea lor în loc s-ar fi putut produce după Jurasicul superior, probabil în Cretacic, dar nu avem elemente pentru a le stabili mai exact vîrsta.

BIBLIOGRAFIE

- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herbich Fr. (1873) Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Erd. Mus. Etyl. Klausenburg.*
- (1877) Geologische Beobachtungen in dem Gebiete der Kalkkippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges. *Bödt. Közt., VII*, Budapest.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu P. T., Boreș M., Lupu M., Bleaha M., Savu Il. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Ilie D. M. (1936) Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de Pâries. *Ann. Inst. Géol. Roum. XVII*, Bucarest.
- (1950) Monts Metallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la valca Stremitului et la valca Ampoiului. *Ann. Com. Géol. XXIII*, Bucarest.
- (1957) Munții Apuseni. Ed. Șt. București.
- Koch A. (1887) Bericht über die im Sommer 1857 durchgeführten geologische Spezialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes im Torda — Aranyeser Comitate. *Jahresb. d. k. ung. geol. Budapest.*
- (1890) Umgebungen von Torda Blatt Zone 19, Col. XXIX (1 : 75.000) geologisch aufgenommen und erläutert. Budapest.
- Păpău V. C. (1956) Eruptii vulcanice submarine. Ed. Șt. București.
- Szentpétery S. (1904) A Tör Torozskői eruptivus vonulat. Kolozsvár.
- (1906) Petrographische Verhältnisse des zwischen Borév, Várfalva, Csegcz und Teroczké liegenden Teiles der Tur — Torozskéer eruptiven Höhenzuges. Kolozsvár.



NOTE SUR L'ÂGE DES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA ZONE DE CHEILE TURZII

(Résumé)

L'objet de cette note est constitué par les roches éruptives, revenant au magmatisme initial, du prolongement vers le NE des Monts Trascău, entre Tureni au N et Valca Arieşului au S.

On a établi une succession (en tenant compte de l'âge) : d'andésites spilitisées, andésites à pyroxènes, pyroclastites andésitiques, vitrophyres et tuffobèches rhyodacitiques et rhyodacites albitisées.

Vu leurs relations avec les calcaires récifaux du Jurassique supérieur on a établi que la partie supérieur des vitrophyres et des tuffobèches rhyodacitiques est synchrone à la partie basale de ces calcaires.

Il en résulte que la mise en place de la succession présentée, y compris les vitrophyres et les tuffobèches rhyodacitiques s'est prolongée jusqu'à la partie inférieure du Jurassique supérieur.

Les rhyodacites albitisées apparaissent sous forme de dykes et sont les plus récentes roches éruptives de la région, mises probablement en place au Crétacé.



4. STRATIGRAFIE

NANNOPLANCTONUL CALCAROS DIN STRATELE DE PODUL SECUL ȘI ORIZONTUL BAZAL AL GRESIEI DE FUSARU DIN VALEA TĂRCUȚA (CURSUL SUPERIOR AL VĂII TARCĂULUI)¹

DE

CAROL LEBENZON ²

Abstract

Calcareous Nannoplankton of the Podul Secul Beds and the Basal Horizon of the Fusaru Sandstone in the Tărcuța Valley (Upstream the Tărcău Valley). In this paper the content of nannoplankton of the Upper Eocene and Lower Oligocene deposits in the region located upstream the Tărcău Valley (Bistrița Valley Basin) is studied. The Upper Eocene is divided into four zones corresponding to the nannoplankton standard zones. Relying on analyses of nannoplankton, the Eocene/Oligocene limit of the geological section under study is established. Finally, a biostratigraphical zonality of the deposits investigated is obtained by means of correlations with stratotype zones, as well as with other fossil groups.

Numeroasele studii de nannoplancton efectuate pe parcursul a mai mulți ani asupra depozitelor terțiare din diverse regiuni ale lumii, au dus, în final, la posibilitatea unei zonări standard de nannoplancton a Terțiarului cu largă aplicabilitate pe plan mondial.

Zonarea standard amintită mai sus constituie o lucrare de sinteză în domeniul nannoplanctonului. Ea aparține lui *Martini* (1970) și a fost prezentată și acceptată de Simpozionul Internațional al Nannoplanctonului de la Roma (octombrie 1970). Zonarea standard a Terțiarului are la bază atât lucrările proprii ale autorului, cât și studiile a numeroși alți cercetători, printre care cităm pe: *Mohler*, *Hay*, *Bramlette*, *Sullivan*,

¹ Comunicare în ședința din 3 martie 1972.

² Institutul de cercetare și proiectare tehnologică pentru industria extractivă de petrol și gaze-Grupul de secții de cercetare, Str. Toamnei nr. 103, București.



Bronnimann, Stradner, Wade, Roth, Wilcoxon, Worsley, Garner, Schmidt, Boudreaux.

Această zonare se bazează pe analiza a numeroase eşantioane provenite din principalele bazine de sedimentare ale Terțiarului și în special din regiunile de stratotip ale etajelor.

Se realizează în același timp o corelare a zonelor de nannoplancton cu zonele stabilite pe baza studiului foraminiferelor planctonice, radiolari și silicoflagelatelor.

Avînd la dispoziție acest studiu de sinteză, foarte recent și de largă aplicabilitate, am încercat în lucrările noastre să precizăm modul cum se încadrează conținutul specific în nannofloră al eşantioanelor studiate în zonarea standard de nannoplancton a Terțiarului. Am considerat că, în acest fel, se va putea realiza, prin intermediul studiilor de nannoplancton, o mai bună corelare între formațiunile paleogene de la noi din țară cu cele din diverse regiuni ale lumii.

În această optică, vom analiza, în cele ce urmează, conținutul în nannoplancton calcaros al probelor studiate.

Vom folosi notația NP (specifică Paleogenului) pentru zonele de nannoplancton ce vor fi discutate.

Dat fiind cele expuse mai sus nu vom reveni asupra autorului pentru fiecare zonă în parte.

Paleogenul în faciesul de Tarcău din regiunea cursului superior al văii Tarcăului a făcut obiectul cercetărilor noastre din anul 1958³.

În scopul folosirii asociațiilor de nannoplancton pentru o analiză microbiostratigrafică a acestor depozite, în anul 1970 am efectuat o colectare sistematică de eşantioane, de pe o secțiune care străbate transversal structurile geologice în această regiune (valea Tăreuța, afluent stînga și valea Răchitiș, afluent dreapta ai văii Tarcăului). O prezentare în general a observațiilor privind conținutul în nannoplancton a formațiunilor geologice din această regiune s-a făcut într-o lucrare apărută în luna septembrie a acestui an (Martini, Lebenzon, 1971). În această lucrare se anunță o tratare ulterioară, în amănunt, a diferitelor segmente ce constituie secțiunea geologică amintită.

Stratele de Podul Secul și orizontul bazal al gresiei de Fusaru, de pe valea Tăreuța reprezintă un prim asemenea segment.

³ C. Lebenzon, O. Dîcea. Cercetări geologice în regiunea Ghimeș-Asău. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

10. Aceste depozite, cu constituție litologică bine cunoscută, aflurează aici pe flancurile anticlinalului Ciudomir-Ardele-Măgura Bieazului și anticlinalului Camuga-Brateș-Secul.

11. Din 18 eșantioane colectate de pe acest segment al profilului amintit, s-au găsit un conținut de nannoplancton calcaros, care a permis identificarea unor asociații specifice (tabelul).

În proba nr. 65, colectată din primul afloriment al stratelor de Podul Secul, ce repauzează pe gresia de Tarcău (flancul estic al anticlinalului Ciudomir-Ardele Măgura Bieazului), s-a determinat o bogată asociație de nannofloră (15 specii).

Existența în această asociație, în afara formelor comune și a speciilor *Dietyococithes dictyodus* (De Flandre et Fert), *Reticulofenestra umbilica* (Levin) și *Sphenolithus radians* D e f l., permite încadrarea acesteia la partea inferioară a zonei NP. 17 (zona *Discoaster saipanensis*).

Încadrarea la această zonă se bazează pe faptul că speciile *Dietyococithes dictyodus* și *Reticulofenestra umbilica* se dezvoltă începând numai cu zona NP. 16, iar specia *Sphenolithus radians* D e f l. nu depășește treimea inferioară a zonei NP. 17.

Ezităm să coborâm mai jos această asociație, deoarece nu a fost identificată specia *Chiasmolithus solitus* (B r a m. et S u l l i v a n), care caracterizează intervalul stratigrafic corespunzător zonei NP. 16 și nu urcă mai sus de această zonă.

Asociația de nannoplancton a zonei NP. 17 a mai fost identificată, în partea inferioară a Eocenului superior (Bartonianul din Ungaria, Germania și S.U.A) (M a r t i n i, 1971), precum și în marnele cu *Pholadomia* ale Bartonianului inferior din bazinul Parisului și în nisipurile de Barton din bazinul Hampshire.

Corelată cu alte grupe fosile, această zonă de nannoplancton, corespunde zonei de foraminifere planctonice *Truncorotaloides rohri* (P. 14) și părții inferioare a zonei *Globigerapsis mexicana* (P. 15) și zonelor de radiolari, *Podocyrthis mitra* (partea terminală), *Podocyrthis chalara*, *Thyrsocyrtis tetracantha* și părții bazale a zonei *Thyrsocyrtis bromia* (M a r t i n i, 1971).

În proba nr. 37, colectată din partea inferioară a stratelor de Podul Secul de pe celălalt flanc al anticlinalului s-a identificat de asemenea o asociație bogată în nannofloră (12 specii) (tabelul).

În această asociație este prezentă specia *Coranulus germanicus* S t r a d n e r. Se consideră că această specie nu apare la un nivel inferior zonei NP. 18 (M a r t i n i, 1970). Sînt de asemenea prezente în asociație

formele *Cyclococcolithus formosus* K a m p t n e r, *Dictyococcolithes dictyodus* (D e f l. et F e r t) și *Reticulofenestra umbilica* (L e v i n), considerate drept comune pentru zona NP. 18.

Atribuirea acestei asociații unui nivel mai superior zonei NP. 18 este de asemenea inoportună, deoarece lipsește din asociație forma *Istmolithus recurvus* D e f l., specifică intervalului imediat superior (se dezvoltă numai începând cu zona NP. 19).

Deși lipsa din asociație a speciei *Chiasmolithus oamaruensis* (D e f l.) impune anumite reticențe, din toate motivele amintite mai sus atribuim această asociație zonei NP. 18.

Ocurența în masă în această probă a speciei *Braarudosphaera bigelowi* (G r a n. et B r a a r u d) (pl. II, fig. 7, 8), indică pentru depozitele respective un facies apropiat de țărniș.

Zona NP. 18 la care atribuim asociația de nannofloră indicată mai sus, corespunde părții superioare a zonei de foraminifere *Globigerapsis mexicana* (P. 15.) (M a r t i n i, 1971).

În proba nr. 10, colectată din stratele de Podul Secul ce aflorază pe flancul estic al sinclinalului Camuga-Brateș-Secu (pl. IV) a fost pusă în evidență o asociație de nannoplancton constituită din 17 specii (tabelul).

Dintre acestea, o semnificație stratigrafică deosebită o au speciile *Discoaster barbadiensis* T a n S i n H o k (pl. III, fig. 1, 6) și *Istmolithus recurvus* D e f l a n d r e (pl. III, fig. 2, 3).

Astfel, specia *Discoaster barbadiensis* nu se întâlnește mai sus de jumătatea inferioară a zonei NP. 20, iar specia *Istmolithus recurvus* nu coboară mai jos de zona NP. 19. În același timp absența din asociație a speciei *Sphenolithus pseudoradians* B r a m l e t t e et W i l c o x o n, care se dezvoltă începând numai cu zona NP. 20 nu permite încadrarea ei la un nivel superior zonei NP. 19. Asociația respectivă se poate deci atribui zonei NP. 19 (zona *Istmolithus recurvus*), care se situează în baza jumătății superioare a Eocenului superior, conform zonării standard de nannoplancton a Terțiarului.

Zona NP. 19 a fost identificată și în nisipurile de la Mandrikovka-Ucraina (M a r t i n i, R i t z k o w s k i, 1971) și corespunde părții terminale a zonei de foraminifere planctonice *Globigerapsis mexicana* (P. 15) și părții bazale a zonei *Cribrakantkenina inflata* (P. 16).

În proba nr. 11, colectată din stratele de Podul Secul dintr-un nivel imediat superior precedentului (pl. IV), s-a identificat o asociație de nannoplancton mai puțin bogată. Prezența speciilor *Istmolithus recurvus* D e f l.



Landre și *Discoaster saipanensis* Bram. et Riedel, permite însă atribuirea asociației respective la intervalul NP. 19—NP.20.

Din celălalt flanc al sinclinalului Camuga-Brateș-Secu, de la partea terminală a stratelor de Podul Secul (pl. IV) au fost colectate probele nr. 69 și 70.

Asociația de nannofloră pusă în evidență în proba nr. 69 este deosebit de bogată și semnificativă (21 de specii).

Mai puțin bogată, însă la fel de semnificativă, este și asociația de nannoplancton identificată în proba nr. 70.

Prezența în ambele asociații a speciilor *Discoaster saipanensis* Bram. et Riedel, care se dezvoltă numai în Eocenul superior și dispăre odată cu debutul Oligocenului, și *Sphenolithus pseudoradians* Bram. et Wilc. (pl. III, fig. 4, 5), care își începe dezvoltarea numai începând din zona NP. 20, indică cu precizie apartenența asociațiilor respective la zona NP. 20 (zona *Sphenolithus pseudoradians*), zonă ce marchează partea terminală a Eocenului superior.

Din cele expuse mai sus, reiese că partea superioară a stratelor de Podul Secu poate fi corelată, pe baza conținutului în nannoplancton, cu Priabonianul tip (partea superioară a zonei NP. 18—zona NP. 20).

Acest interval stratigrafic corespunde, conform zonării corelate a mai multor grupe fosile (Martini, 1971), părții terminale a zonei *Globigerapsis mexicana*, zonei *Cribohaukenina inflata* (P. 16) și zonei *Globigerina gortanii*/*Globorotalia centralis* (P. 17) (pentru foraminifere planctonice) și zonei *Thyrsocypris bromia* (pentru radiolari).

În probele nr. 71 și 72 s-au identificat două bogate asociații de nannoplancton (25 și respectiv 17 specii). Acestea sînt identice din punct de vedere al conținutului caracteristic (tabelul).

Cele două probe sînt colectate din pelitele intercalate în gresia masivă, din care este constituit orizontul bazal al gresiei de Fusaru, din flancul vestic al sinclinalului Camuga-Brateș-Secu.

Din asociațiile de nannofloră amintite mai sus, o semnificație deosebită o au formele *Ericsonia? subdisticha* Roth. et Hay, *Cyclococcolithus formosus* Kampfner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) și *Istmolithus recurvus* Deflandre (pl. III, fig. 2, 3, 7, 8, 9).

Speciile *Ericsonia subdisticha* și *Cyclococcolithus formosus* nu depășesc în dezvoltarea lor zona NP. 21. Aceste forme, alături de speciile *Istmolithus recurvus* și *Reticulofenestra umbilica*, care mai urcă și în zona imediat următoarea, reprezintă asociația de nannofloră ce indică zona NP. 21 (*Ericsonia? subdisticha*), care caracterizează baza Oligocenului.



TABEL.
Speciile de nanoplacton identificate în probele analizate

Specii de nanoplacton	Vârsta	Eocen Superior						Oligocen	
		Bartonian			Priabonian			Lutetian	
		NP.17	NP.18	NP.19	NP.19-20	NP.20	NP.20	NP.21	NP.21
Zone standard de nanoplacton		65	37	10	11	60	70	71	72
Nr. eşantioane									
<i>Coccolithus</i> sp.		f	e	f	m	f	m	f	m
<i>Helleaufonestra umbilica</i> (Levin)		r	r	m	e	f	r	e	f
<i>Cyathococcolithus formosus</i> Kampiner		r		r		r		r	f
<i>Zygnabithus bispinus</i> (Deflandre)		f	r	r		f		f	f
<i>Coccolithus</i> cf. <i>pelagicus</i> (Walleli)		d	f	m	m	f	r	f	f
<i>Diclypsocithes diepoides</i> (Def. et Fert)		y	r	f	m	e	m	e	f
<i>Sphaerolithus pacificus</i> Martini		f	r	r	m	f		f	f
<i>Discoster barbadensis</i> Tan Sin Hok		r		r		r		r	
<i>Lanternulus minutus</i> Stradner		r		m		m		m	m
<i>Sphaerolithus radicans</i> Deflandre		r							
<i>Coccolithus eopelagicus</i> Bram. et Riede		r		r		m		m	
<i>Brauerosphaera bigelowi</i> (Gran et Brauer)		r	e	r		r			
<i>Discoster</i> sp.		f	r	r	r				r

<i>Discoaster</i> sp. (cf. <i>mirus</i>) Deflandre	r											
<i>Discolithina</i> cf. <i>distincta</i>	r											
<i>Discolithina</i> cf. <i>rimosa</i>	r											
<i>Ericsenia subdisticha</i> Roth et Hay											m	l
<i>Coranulus germanicus</i> Stradner	r	m	r	l	r						r	
<i>Discoaster</i> cf. <i>deflandrei</i> Bram. et Riedel	r										m	
<i>Istanolithus recurvus</i> Deflandre		r	r	m							m	r
<i>Discoaster lani</i> Bram. et Riedel		r		m	r						r	
<i>Trochoaster operosus</i> (Deflandre)		r										
<i>Discoaster subpanicus</i> Bram. et Riedel		r	r	m	r							
<i>Chiasmolithus cararensis</i> (Defl.)			r								m	
<i>Discoaster multiradiatus</i> Bram et Riedel									r			
<i>Discoaster elegans</i> Bram. et Sullivan									r			
<i>Sphenolithus pseudoradiatus</i> Bram. et Wilc.									r	r		
<i>Cathrolithus spinosus</i> Martini									r			
<i>Fasciculithus involutus</i> Bram. et Sullivan										r		
<i>Discolithina putcheroides</i> (Sullivan)												r

continuare tabel 1

Specii de nanoplaceton	Vârsta Zona standard de nanoplaceton Nr. esanționacter	Eocen superior						Oligocen	
		Bartonian		Priabonian		Latdorfian			
		NP.17	NP.18	NP.19	NP.19-20	NP.20	NP.21	NP.21	NP.21
		65	37	40	11	69	70	71	72
<i>Discoaster distinctus</i> Martini								r	
<i>Discoaster</i> cf. <i>lani nodifer</i>								r	
<i>Discoaster toboensis</i> Bram et Riedel								r	
<i>Discoaster binodosus</i> Martini								r	
<i>Helicofenestra</i> cf. <i>insignita</i> Roth et Hay								f	r
<i>Rhabdosphaera tenuis</i> Bram et Sullivan									r
<i>Sphenolithus praeidentus</i> Bram et Wilc.								r	
<i>Helicopontosphaera reticulata</i>								r	r
<i>Micula steurophora</i> (Gardet)									r
<i>Eiffelithus turrisseiffelli</i> (Defl.) Reinhardt									r
<i>Eritesonia</i> cf. <i>fenestrata</i> (Defl.)									r

r = rar; m = moderat; f = frecvent; e = erupție;

Un argument în plus la stabilirea acestei poziții stratigrafice mai este și faptul că din cele două asociații lipsește specia *Discoaster saipanensis* Bra m. et R i o d e l, despre care am amintit anterior, că dispare odată cu începutul Oligocenului.

O asemenea asociație de nannoplancton a fost identificată în depozitele ce reprezintă stratotipul Latdorianului (M a r t i n i, 1969), în stratele de Silberberg din zona Helmstadt, din nordul Germaniei, care reprezintă un neostratotip al Latdorianului, în nisipurile de Grimmertingen din baza Tongrianului belgian (M a r t i n i, M o r k e n s, 1969), precum și în Franța, Barbados, S.U.A. și în Noua Zeelandă.

Această zonă se corelează cu zona de foraminifere *Globigerina tapu-riensis* (P. 18) și în ceea ce privește radiolarii, cu partea inferioară a zonei *Theocyrtis tuberosa* (M a r t i n i, 1971).

În concluzia celor prezentate în această lucrare se pot remarca următoarele:

1. Stratele de Podul Secul și orizontul bazal al gresiei de Fusaru din valea Tărcuța au un bogat conținut de nannoplancton (42 de specii).

2. Pe baza asociațiilor specifice de nannofloră s-a putut stabili o biozonare a stratelor de Podul Secul în patru zone, corespunzătoare zonelor de nannoplancton NP. 17 (zona *Discoaster saipanensis*), NP. 18 (zona *Chiasmolithus oamaruensis*), NP. 19 (zona *Istmolithus recurvus*) și NP. 20 (zona *Sphenolithus pseudoradians*).

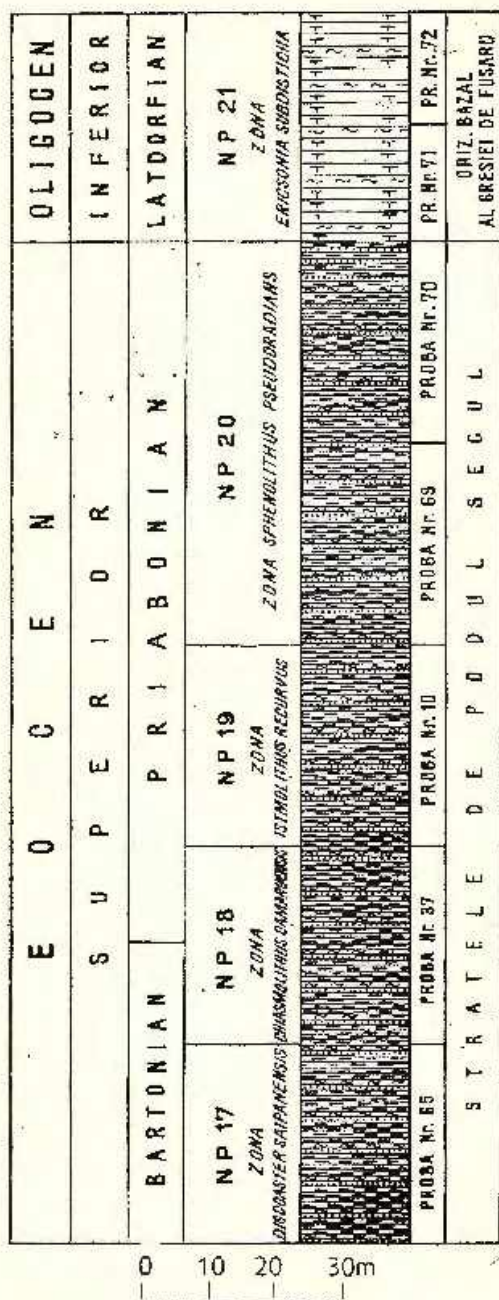
3. Pe baza corelărilor cu asociații specifice de nannoplancton din alte zone, cit și a corelărilor cu alte grupe fosile (foraminifere planctonice și radiolarii) stratele de Podul Secul, pot fi atribuite Bartonianului (partea lor inferioară) și Priabonianului (partea lor superioară) (fig.).

Deoarece limita litologică dintre orizontul gresiei de Tărcău și stratele de Podul Secul, nu este întotdeauna suficient de tranșantă, este posibil ca zonele bazale pe care le atribuim Bartonianului să corespundă părții terminale a orizontului gresiei de Tărcău.

4. Asociația specifică de nannoplancton identificată în orizontul bazal al gresiei de Fusaru, permite atribuirea acestor depozite, Latdorianului.

5. Pe baza studiilor de nannoplancton se stabilește astfel că limita Eocen/Oligocen se plasează, pe acest profil, între stratele de Podul Secul și orizontul bazal al gresiei de Fusaru.

6. Se reușește astfel, o precizare a conținutului biostratigrafic al stratelor de Podul Secul și al orizontului bazal al gresiei de Fusaru și o zonare de detaliu a Eocenului superior și Oligocenului inferior din această regiune.



Coloană stratigrafică schematică a straturilor de Podul Secul și a orizontului bazal al gresiei de Fusaru din valca Târcața.

Colonne stratigraphique schématique des couches de Podul Secul et de l'horizon basal du grès de Fusaru de la vallée de Târcața.

BIBLIOGRAFIE

- Martini E., Moorkens T.** (1969) The type — locality of the sands of Grimmerlingen and calcareous nannoplankton from the lower Tongrian. *Bull. Soc. Helge. Géol. Paleont., Hydrol.* 78, 2, Bruxelles.
- (1969) Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weltweite Parallelisierungen im oberen Eozän und unteren Oligozän. *Senckenbergiana Lethaea* Band 50, 2/3, Frankfurt am Main.
- **Worsley T.** (1970) Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation-Nature, 225, 5229, London.
- (1970) Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation-Nature, 226, 5245, London.
- (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II. Planktonic Conf. Roma, 1970, Roma.*
- **Ritzkowski S.** (1970) Stratigraphische Stellung der obereozänen Sande von Mandrikovka (Ukraine) und Parallelisierungs-Möglichkeiten mit Hilfe des fossilen Nannoplanktons. *Newsl. Stratigr.*, 1, 2, Leiden E. J. Brill.
- **Lebenzon C.** (1971) Nannoplankton-Untersuchungen in oberen Tal des Tarcău Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. *N. Jb. Geol. Paläont. Stuttgart.*
- **Müller Carla** (1971) Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. *Erdöl und Kohle-Ergas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoffe-Chemie Heft.*

LE NANNOPLANKTON CALCAIRE DES COUCHES DE PODUL SECUL ET DE L'HORIZON BASAL DU GRÈS DE FUSARU DE LA VALLÉE DE TÂRCUȚA (COURS SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DU TARCĂU)

(Résumé)

Dans cet ouvrage est présenté le contenu en nannoplankton calcaire des couches de Podu Secu et de l'horizon basal du grès de Fusaru (vallée de Târcuța).

Ces dépôts constituent les flancs d'anticlinal de Ciudomir-Ardete-Măgura Bicazului et du synclinal de Camuga-Brateș-Secu.

Le contenu spécifique en nannoflore des échantillons analysés a permis d'identifier des zones de nannoplankton qui figure dans la zonation standard de nannoplankton du Tertiaire, présentée au Symposium International tenu à Rome en octobre 1970.

Dans la partie basale des couches de Secu on a identifié une association de nannoflore caractéristique pour la zone NP. 17 (Zone *Discoaster saipanensis*). Cette association spécifique a été identifiée aussi dans le Bartonien type de Hongrie, d'Allemagne et des U.S.A., dans les marnes à *Pholadomia* du Bartonien inférieure du bassin de Paris et dans les sables de Barton du bassin d'Hampshire.



Dans un niveau immédiatement surjacent, dans les couches de Podul Secul, on a identifié une association caractéristique pour la Zone NP. 18 (Zone *Chiasmolithus pamarcaensis*) et la partie tout à fait supérieure de ces dépôts contient des associations caractéristiques pour les zones NP. 19 (Zone *Istmolithus recurvus*) et NP. 20 (Zone *Sphenolithus pseudoradians*). La partie supérieure des couches de Podul Secul est ainsi corrélable au Priabonien type.

Dans les dépôts qui constituent l'horizon basal du grès de Fusaru, qui suit immédiatement en continuité de sédimentation, on a identifié l'association spécifique de nannoflore pour la Zone NP. 21 (Zone *Ericsonia subdisticha*), rencontrée aussi dans les dépôts qui représentent le stratotype du Latdorien, dans les sables de Grimmertingen de la partie basale du Tongrien belge, en France, Barbados, U.S.A. et Nouvelle Zélande.

On aboutit ainsi, à partir d'études de nannoplancton, à diviser les couches de Podul Secul en quatre zones correspondant aux zones standard de nannoplancton, à préciser la limite Eocène/Oligocène et à obtenir une zonalité biostratigraphique de ces dépôts, tout en établissant des corrélations avec les zones de stratotypes et avec d'autres groupes fossiles.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche IV

Emplacement schématique des échantillons le long de la coupe.

DISCUȚII

N. Gheța. Este meritorie inițiativa tov. Lebenzon de a realiza în primul rând un inventar al nannoplanctonului conținut de depozitele cocene în facies de flis. Consider că este mai indicat ca paralelizările cu alte grupe fosile (în special foraminifere planctonice) să fie făcute în primul rând pe scama aceluiași depozite din care s-a analizat nannoplanctonul înainte de corelările posibile pe-seama literaturii de specialitate.

M. Săndulescu. Lucrarea este foarte meritorie și constituie o primă încercare a aplicării studiilor de nannoplancton în zona externă a flisului. Problema limitei Oligocen-Eocen în faciesul gresiei de Tarcău — așa cum este prezentată în lucrare — comportă unele precizări. Există profile clare în partea internă a pînzei de Tarcău în care gresii micafere masive (de tip Fusaru) se intercalază în marnel cu globigerine de la partea superioară a stratelor de Podu Secu a căror vîrstă priaboniană este certă atît pe baza microfunei de foraminifere planctonice cît și a nannoplanctonului calcaros așa cum arată autorul notei. Este posibil ca așa cum în faciesuri externe există două gresii similare suprapuse (gresia de Lucăcești — Eocen și gresia de Fierăstrău — Oligocen — I. Dumitrescu, 1952, 1963) și în faciesul gresiei de Tarcău să avem de-a face cu două „gresii de Fusaru bazale” una cocenă (intercalată în marnel cu globigerine), alta oligocenă, deasupra marnel cu globigerine.



PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — *Discaster lodsensis* Bram. et Riedel. x 2.000; 65 Târcuța (Eocen).
Fig. 2. — *Discaster lodsensis* Bram. et Riedel. x 4.000; 65 Târcuța (Eocen).



C. LEBENZON. Nanoplanktonul calcaros din stratele de Podul Secul.

Pl. I.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedimențelor, vol. LX/4.

PLANȘA II

- Fig. 1. — *Discoaster lani* Bram. et Riedel, x 2.000; 10 Târcuța (Eocen).
- Fig. 2. — *Discoaster lani* Bram. et Riedel, x 1.000; 10 Târcuța (Eocen).
- Fig. 3. — *Reticiotfenestra umbilica* (Levin). N⁺; (90°); x 2.000; 65 Târcuța (Eocen superior).
- Fig. 4. — *Dictyoscelites diripodus* (Detl. et Berl.). N⁺; (0°); x 2.000; 65 Târcuța (Eocen superior).
- Fig. 5. — *Sphenolithus radians* De laandre. N⁺; (0°); x 2.000; 65 Târcuța (Eocen superior).
- Fig. 6. — *Coranulus germanicus* Stradner. NII; (0°); x 2.000; 37 Târcuța (Eocen superior).
- Fig. 7. — *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud). N⁻; x 2.000; 37 Târcuța (Eocen superior).
- Fig. 8. — *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud). NII; x 2.000; 37 Târcuța (Eocen superior).



C. LIEBENZON. Nannoplacntonul calcaros din stratele de Podul Secul.
Pl. II.



1



2



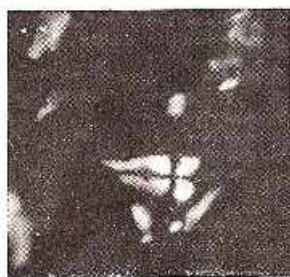
3



4



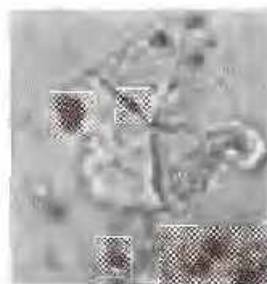
5



6



7



8

Institutul Geologic, Dări de seamă ale ședintelor, vol. XIX/4.



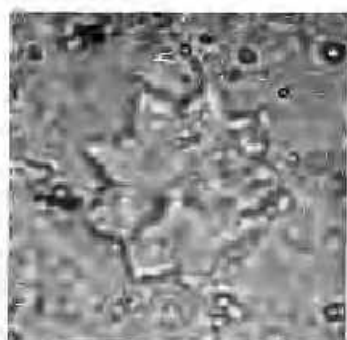
PLANȘA III

- Fig. 1. -- *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, x 2.000; 10 Tărcuța (Eocen superior).
- Fig. 2. *Ismolithus recurvus* Defflandre, NH; x 2.000; 10 Tărcuța (Eocen superior).
- Fig. 3. *Ismolithus recurvus* Defflandre, N⁺; x 2.000; 10 Tărcuța (Eocen superior).
- Fig. 4. -- *Discoaster saipanensis* (Bram. et Wiedeb.) x 2.000; 69 Tărcuța (Eocen superior).
- Fig. 5. -- *Sphenolithus pseudosatlans* Bram. et Wiedeb. N⁺; x 4.000; 69 Tărcuța (Eocen superior).
- Fig. 6. -- *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, Electronmicrofoto nr. 76; x 9.000.
- Fig. 7. *Cyclocycolithus formosus* Kammer. N⁺; (0°); x 2.000; 71 Tărcuța (Oligocen inferior).
- Fig. 8. *Reticulofenestra umbilica* (Levin) N⁺; (90°); x 2.000; 71 Tărcuța (Oligocen inferior).
- Fig. 9. -- *Ericsonia subdisticha* Roth et Hay, N⁺; (90°); x 1.000; 71 Tărcuța (Oligocen inferior).

Electronmicrofotografiile au fost executate la microscopul electronic a Laboratorului de Geologie de la Muzeul de Istorie Naturală din Paris.

Les électromicrophotographies ont été exécutées au microscope électronique du Laboratoire de Géologie du Musée d'Histoire Naturelle de Paris.





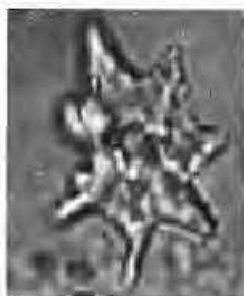
1



2



3



4



5



6



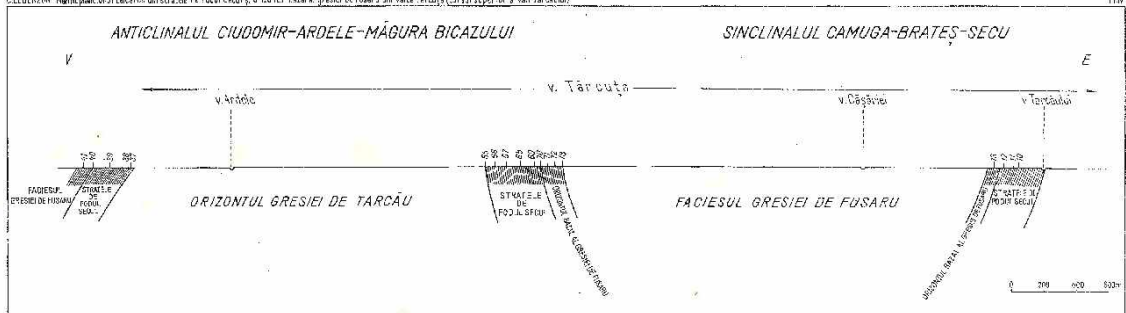
7



8



9



4. STRATIGRAFIE

NANNOPLANCTONUL CALCAROS AL DEPOZITELOR OLIGOCENE ȘI MIOCEN-INFERIOARE DIN CURSUL SUPERIOR AL VĂII TĂRCĂULUI (VALEA TĂRCUȚA ȘI VALEA RĂCHITȘ) ¹

DE

CAROL LEBENZON ²

Abstract

Calcareous Nannoplankton of Oligocene and Lower Miocene Deposits Upstream the Tarcău Valley (Tărcuța and Răchitiș Valleys). In this paper, the content of nannoplankton of Oligocene and Lower Miocene deposits upstream the Tarcău Valley (Bistrița Valley Basin) is studied. On this basis the biostratigraphical zonality of the respective deposits was obtained. A biofacies characteristic of the Rupelian was revealed. The Miocene deposits are for the first time identified in the respective region.

Lucrarea de față face parte dintr-o serie de comunicări în care ne propunem să analizăm conținutul în nannoplancton al depozitelor terțiare, ce aflurează în regiunea cursului superior al văii Tarcăului în vederea stabilirii semnificației lui stratigrafice.

În această comunicare prezentăm un al doilea segment al secțiunii geologice transversale, de pe văile Tărcuța și Răchitiș, afluenți stînga și respectiv dreapta ai văii Tarcăului. Acest segment de secțiune este constituit, de jos în sus, din următoarele subdiviziuni litostatigrafice: orizontul bazal al gresiei de Fusaru; orizontul marnelor și marnocalcarelor brune; orizontul pseudodisodilelor; orizontul gresiei de Fusaru; stratele de Krosno.

Într-o comunicare anterioară am arătat care este conținutul în nannoplancton calcaros al orizontului bazal al gresiei de Fusaru și am

¹ Comunicare în ședința din 10 martie, 1972.

² Institutul de cercetare și proiectare tehnologică pentru industria extractivă de petrol și gaze-Grupul de secții de cercetare. Str. Toamnei, nr. 103, București.



conchis, pe această bază, că această formațiune poate fi atribuită Latdorlianului.

Din această cauză, în lucrarea de față nu vom reveni asupra orizontului bazal al gresiei de Fusaru. Îl vom reprezenta însă, ca atare, cu întregul său conținut specific de nannofloră, în planșele anexe pe care le prezentăm (vezi tabelul).

În lucrarea de față vom păstra notațiile folosite anterior, de NP. pentru zonele standard de nannoplancton ale Paleogenului și NN. pentru zonele de nannoplancton ale Neogenului.

În cele ce urmează vom analiza deci, conținutul în nannoplancton calcaros al depozitelor ce repauzează peste orizontul bazal al gresiei de Fusaru.

Din orizontul marnelor și marnocalcarelor brune situate în continuitate de sedimentare peste orizontul bazal al gresiei de Fusaru din flancul vestic al sinclinalului Camuga-Brateș-Secu, de pe valea Tărcuța, a fost colectată proba nr. 74 (pl. IV).

Studiul acestei probe a permis identificarea unei asociații de nannofloră constituită din 17 specii (tabelul).

În această asociație nu mai apare specia *Cyclococcolithus formosus* K a m p t n e r, care nu depășește în evoluția sa zona NP. 21. Sînt prezente însă speciile *Reticulofenestra umbilica* (L e v i n), *Istmolithus recurvus* D e f l., *Dictyococcites dictyoëus* (D e f l. et F e r t) etc. prezentate în zonarea standard a Terțiarului ca specii comune zonei NP. 22. Atribuirea acestei asociații unui nivel superior nu este posibilă, dat fiind prezența speciilor *Istmolithus recurvus* D e f l. și *Reticulofenestra umbilica* (L e v i n) care se dezvoltă numai pînă la partea terminală a zonei NP. 22. Asociația de nannofloră identificată în proba nr. 74 se atribuie deci zonei NP. 22 (Zona *Helicopontosphaera reticulata*).

Zona NP. 22 (zona *Helicopontosphaera reticulata*), corespunde părții superioare a Oligocenului inferior (intervalul stratigrafic situat imediat deasupra Latdorlianului) în zonarea standard de nannoplancton a Terțiarului (M a r t i n i, 1971).

Zona NP. 22 corespunde părții mediane a zonei de foraminifere P. 19 (zona *Globigerina sellii*/*Pseudohastigerina barbadoensis*).

De pe celălalt flanc al sinclinalului mai sus amintit, dintr-o deschidere ce reprezintă litostratigrafic formațiunea imediat superioară (orizontul pseudodisodilelor), a fost colectată proba nr. 14.

Asociația de nannofloră identificată în această probă nu se caracterizează printr-un mare număr de specii, în schimb este net dominată

de dezvoltarea în erupție a speciei *Reticulofenestra ornata* Müller (pl. III, fig. 2, 3). Dezvoltarea în masă, a acestei specii are o semnificație biostratigrafică deosebită.

Müller (1970), a semnalat și analizat o asociație identică cu *Reticulofenestra ornata*, conservată în marnocalcarul molasei bavareze.

Asociația cu dezvoltare în erupție a speciei *Reticulofenestra ornata* Müller a fost interpretată ca un echivalent al zonei de nannoplancton NP. 23 (zona *Sphenolithus predistentus*), deci ca un echivalent biostratigrafic al Rupelianului tip, precum și a unei părți a formațiunii de Cipero din Trinidad (Martini, 1971).

Aceeași asociație a fost identificată de Müller într-un marnocalcar de culoare deschisă dintr-o carotă din sonda de la Piberbach, din Austria superioară.

Punerea în evidență a asociației cu *Reticulofenestra ornata* și în orizontul pseudodisodilelor din Paleogenul Carpaților Orientali prezintă astfel interes, deoarece poate indica lărgirea ariei de răspândire și a semnificației acestui bio-facies al Rupelianului.

Zona NP. 23, corespunde părții superioare a zonei de foraminifere P. 19 (*Globigerina sellii*/*Pseudohastigerina barbadoensis*) și părții inferioare a zonei P. 20 (*Globigerina ampliapertura*).

Acest interval stratigrafic corespunde de asemenea părții superioare a zonei de radiolari *Theocyrtis tuberosa* (Martini, 1971).

În proba nr. 15 colectată din depozite situate în imediata continuitate a celor descrise anterior, și cu care debutează, de altfel, orizontul gresiei de Fusaru propriu-zise, a fost identificată o asociație de nannofloră constituită din 11 specii.

În această asociație nu mai apare specia *Reticulofenestra ornata* Müller, în schimb s-a determinat specia *Helicopontosphaera recta* Haq (pl. III, 1). Această specie se dezvoltă numai începând cu zona NP. 24, fiind însă prezentă și în asociația caracteristică zonei NP. 25, ce marchează intervalul stratigrafic terminal al Oligocenuhi. Mai este prezentă în asociație și specia *Cyclcoccolithus floridanus* Roth et Hay.

Această asociație poate fi atribuită intervalului stratigrafic reprezentat de zonele NP. 24 (Zona *Sphenolithus distentus*) și NP. 25 (zona *Sphenolithus ciperoensis*). La aceleași zone de nannoplancton pot fi atribuite și asociațiile de nannofloră identificate în probele nr. 20 (11 specii) și 25 (8 specii) (tabelul și figura).

Spre deosebire de acestea însă, frecvența mai moderată a speciei *Cyclcoccolithus floridanus* în asociația specifică probei nr. 15, indică pentru acca-



sta o poziție mai inferioară în intervalul stratigrafic marcat de zonele NP. 24 și NP. 25.

Acest lucru corespunde, de altfel, și cu poziția pe profil a punctului unde a fost colectată proba respectivă (pl. IV).

O poziție mai superioară, în cadrul acestui interval stratigrafic destul de larg, este marcată de asociațiile de nannofloră identificate în probele nr. 20 și 25.

Astfel, în proba nr. 25 asociația de nannoplancton este dominată de dezvoltarea în erupție a speciei *Cyclococcolithus floridanus* Roth. et Hay. (foarte frecventă în Oligocenul terminal), fiind încă însoțită de forma *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) (pl. III, fig. 4, 6).

În proba nr. 20, apare în plus specia *Dictyococithes dictyodus* (Defl. et Fert.) (pl. III, fig. 5). Alături de motivele indicate mai sus, persistența în asociațiile specifice ale acestor 3 probe (15, 20 și 25) a speciilor *Dictyococithes dictyodus* și *Zygrhablithus bijugatus* pledează pentru apartenența lor, încă, la Oligocen.

Zonele NP. 24 și NP. 25 corespund formațiunii tipice a argilei cu septarii din Germania de nord (Kupelianul superior) și Chattianului tip (Martini, Müller, 1971).

Acestui interval stratigrafic îi corespunde, din punct de vedere al zonării foraminiferelor, partea superioară a zonei P. 20 (*Globigerina ampliapertura*) și zonele P. 21 [*Globigerina angulisuturalis*/*Globorotalia (turborotalia) opima*] și P. 22 (*Globigerina angulisuturalis*), iar din punct de vedere al radiolarilor Zona *Doreadospyris atechus* (Martini, 1971).

Conținutul în nannoplancton calcaros a părții superioare a orizontului gresiei de Fusaru ce aflorează în axul sinclinalului Camuga-Brateș-Secu, pe valea Tărcuța, și a nivelelor inferioare ale stratelor de Krosno ce aflorează în flancurile sinclinalului Răchitiș-Isvorul Muntelui, pe valea Răchitiș, nu permite atribuirea acestui interval stratigrafic la o anumită zonă, dar are probabil o semnificație stratigrafică.

Astfel, în probele nr. 22 și 23, colectate din orizontul gresiei de Fusaru din axul sinclinalului amintit și în probele nr. 78, 85, 86, 87, 88 și 89, colectate din ambele flancuri ale sinclinalului Răchitiș-Isvorul Muntelui, de pe valea Răchitiș (pl. IV), au fost identificate un număr mare de specii (în tabelul anexat se dau, exemplificativ, speciile identificate în probele nr. 23 și 87). Conținutul bogat de nannofloră al acestor probe este însă remaniat din depozite aparținând Cretacicului superior, Paleocenului, Eocenului inferior, Eocenului superior și Oligocenului inferior.



Dacă luăm în considerare faptul că pe de o parte, acest interval stratigrafic (singurul de altfel în care s-a observat această aglomerare de nannoplancton remaniat), se situează peste depozitele atribuite curent părții terminale a Oligocenului, iar pe de altă parte, că între speciile identificate nu figurează forme cu răspândire largă în Oligocen, ca *Dietyococithes dietyodus* (Defl. & Fert.) și *Zigrhablithus bijugatus* (Deflandre), putem considera că acest interval stratigrafic ar putea aparține Miocenului.

Conținutul în nannoplancton al nivelului imediat superior acestui interval stratigrafic indică sigur vîrsta miocen-inferioară (Zonele NN. 2 și NN.3).

În acest caz, intervalul cu nannofloră remaniată situîndu-se stratigrafic, peste zonele de paleogen NP. 24—NP.25 și sub zonele de Neogen NN2.—NN.3, ar corespunde zonei de limită între Oligocen și Miocen.

Această observație ridică problema semnificației stratigrafice a remanierilor amintite, care ar putea să se datoreze unei transgresiuni, în această zonă, a depozitelor miocene peste cele paleogene.

Pentru precizări privind cauza acestor remanieri și semnificația lor stratigrafică, vor fi necesare colectări suplimentare de probe.

Din stratele de Krosno din axul sinclinalului Răchitiș-Isvorul Muntelui, de pe valea Răchitiș, deci dintr-un nivel stratigrafic imediat superior, s-au colectat probele nr. 75 și 76 (pl. IV).

Analiza acestor probe a permis identificarea a două asociații specifice de nannofloră cu o semnificație stratigrafică precisă (tabelul, fig. IV).

Prezența în ambele asociații a speciilor caracteristice *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon, *Helicopontosphaera ampliaperla* (Bramlette et Wilcoxon) și *Helicopontosphaera aff. kamptneri* Hay et Mohler (pl. III, fig. 7, 8, 9), permite atribuirea cu precizie a acestor asociații la zonele de nannoplancton NN.2 și NN.3 (Zona *Discoaster druggi* și respectiv, Zona *Sphenolithus belemnos*), care ocupă partea mediană a Miocenului inferior.

Se poate face această repartizare stratigrafică, deoarece conform zonerii standard de nannoplancton a Terțiarului, în marea majoritate a cazurilor specia *Sphenolithus belemnos* nu se întâlnește decît începînd cu zona NN.2 și nu depășește zona NN.3, iar speciile *Helicopontosphaera kamptneri* și *Helicopontosphaera ampliaperla* nu se dezvoltă decît începînd cu zona NN. 3 și în cazuri foarte rare apare din zona NN.2.

Asociația specifică de nannofloră ce caracterizează acest interval stratigrafic (tabelul) a mai fost identificată și în Trinidad și în Oceanul



TABEL.

Speciile de nanoplancton identificate în probele analizate

Vârsta	Oligocen						Miocen				
	Lutetian		Itupelian		Châtlian		Inferior				
	NP.21	NP.21	NP.22	NP.23	NP.24	NP.24	NP.?	NP.?	NN.	NN.	
Specii de nanoplancton											
Zona standard de nanoplancton											
Nr. esantionelor	71	72	74	14	15	20	25	23	87	75	76
<i>Coccolithus</i> sp.	f	m				m		m	m	m	m
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (Levin)	e	f						f	f		
<i>Cyclococcolithus formosus</i> Kamp.	r	r				r		r			
<i>Zigrhabditus bijugatus</i> (Defl.)	f	f				r	m				
<i>Coccolithus</i> cf. <i>palagicus</i> (Walliich)	f	f	r			m		m	m	m	m
<i>Dictyococcolithes dictyodus</i> (Defl. et Fert)	e	f				m					
<i>Sphenolithus pacificus</i> Marlini	f	f	f			r			r	r	r
<i>Discosaster barbadensis</i> Tan Sin Hok	r										
<i>Lamertius minutus</i> Stradner	m	m									
<i>Coccolithus eopetagicus</i> Bram. et Riedel	m		r					r			r
<i>Discosaster</i> sp.		r									
<i>Ericsonia subdisticha</i> Roth et Hay	m	r									
<i>Coranotus germanicus</i> Stradner	r										
<i>Discosaster</i> cf. <i>deflandrei</i> Bram. et Riedel	m	r									
<i>Isinolithus recurvus</i> Deflandre	m	r	r								
<i>Discosaster tani</i> Bram. et Riedel	f										
<i>Chiasmolithus oamaruensis</i> (Deflandre)	m		f								
<i>Discolithina pulcherrima</i> (Sullivan)	r										
<i>Discosaster distinctus</i> Marlini	r										
<i>Discosaster</i> cf. <i>tani</i> nudifer	r										
<i>Discosaster loadoensis</i> Bram. et Riedel	r		r								



Pacific și corespunde, conform zonării corelate a mai multor grupe fosile, cu partea terminală, a zonei de foraminifere N.4 [*Globigerinoides quadrilobatus primordius*] *Globorotalia* (*Turborotalia*) *kugleri*], cu zona N.5 (*Globorotalia dehiscens praedelescens*] (*Gg. dehiscens*) și cu partea inferioară a zonei N.6 (*Globigerinatella insueta*] *Globigerinita dissimilis*), iar din punct de vedere al radiolarilor cu zona *Calocyclus virginis*.

În concluzia celor expuse mai sus, putem aminti următoarele rezultate mai importante ale comunicării de față :

— zonarea biostratigrafică pe baza nannoplanctonului a depozitelor oligocene din cursul superior al văii Tărcăului (valea Tărcuța și valea Răchitiș).

— găsirea, în regiunea studiată, a unor asociații nannofloristice corespondente cu cele din stratotipurile Latdorlianului, Rupelianului și Chattianului ;

— punerea în evidență a unui biofacies specific al Rupelianului (*Reticulofenestra ornata*) în depozitele oligocene din regiunea studiată ;

— identificarea, pentru prima oară în această regiune, a depozitelor miocene.

BIBLIOGRAFIE

- Martini E., Worsley T. (1970) Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225, 5229, London.
- (1970) Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 226, 5245, London.
- (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 11. Planktonic Conf.* 1970, Roma.
- Lebenzon C. (1971) Nannoplankton-Untersuchungen in oberen Tal des Tărcău (Ostrakarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* Stuttgart.
- Müller Carla (1971) Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochimie vereinigt mit Brennstoff-Chemie Heft.*
- Müller Carla (1970) Nannoplankton Zonen der unteren Meeresmolasse Bayerns. *Geologica Bavarica* 63. (Sonderdruck), Bayerisches Geologisches Landesamt, München.



LE NANNOPLANCTON CALCAIRE DES DÉPÔTS OLIGOCÈNES ET MIOCÈNES INFÉRIEURS DU COURS SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DU TARCAÛ (VALLÉES DE TÂRCUȚA ET DE RĂCHITIS)

(Résumé)

Dans cet ouvrage est présenté le contenu en nanoplancton calcaire des dépôts paléogènes et miocènes inférieurs du cours supérieur de la vallée du Tarcău.

Suivant leur lithostratigraphie, ces dépôts reviennent à l'horizon basal du grès de Fusaru, à l'horizon des marnes et des marnocalcaires bruns, à l'horizon pseudodysodilique, à l'horizon du grès de Fusaru et aux couches de Krosno.

Le contenu en nanoflore des échantillons analysés a permis d'identifier dans ces dépôts quelques zones nanofossiles qui figurent dans la zonation standard du nanoplancton du Tertiaire, présentée à Rome en octobre 1970.

Dans les dépôts qui constituent l'horizon basal du grès de Fusaru on a identifié l'association de nanoflore spécifique à la Zone NP. 21 (Zone *Ericsonia subdisticha*) correspondant au Latdorfien.

Dans les dépôts qui constituent l'horizon des marnes et des marnocalcaires bruns on a mis en évidence une association spécifique de nanoflore qui caractérise la zone NP. 22 (Zone *Helicopontosphaera reticulata*) correspondant à la partie supérieure de l'Oligocène inférieur. Dans l'horizon pseudodysodilique on a identifié une association spécifique de nanofossiles dominée par l'éruption de la forme *Reticulofenestra senata* Müller. Cette association représente un équivalent local de la Zone NP. 23 (Zone *Sphenolithus predistentus*) c'est-à-dire un équivalent biostratigraphique du Rupélien type.

Dans les dépôts qui constituent la partie inférieure et moyenne de l'horizon du grès de Fusaru on a mis en évidence une association spécifique de nanoflore correspondant aux zones NP. 24 (Zone *Sphenolithus distentus*) et NP. 25 (Zone *Sphenolithus cipersensis*) qui correspondent à la série typique de l'argile à septares du N de l'Allemagne (Rupélien supérieur) et respectivement au Chattien type.

La partie supérieure du grès de Fusaru et la partie inférieure des couches de Krosno se caractérisent par un contenu en nanoflore, dans la plupart des cas, remanié du Crétacé supérieur, de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur. Le niveau stratigraphique immédiatement surjacent des couches de Krosno contient une association spécifique de nanoflore, caractéristique pour les Zones NN. 2 (Zone *Discosaster drugii*) et NN. 3 (Zone *Sphenolithus heteromus*) indiquant donc l'âge miocène inférieur.

On aboutit ainsi, à partir d'études de nanoplancton à une zonalité biostratigraphique des dépôts oligocènes, à identifier un biofaciès spécifique du Rupélien et à identifier pour la première fois dans la région des dépôts miocènes.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche IV

Emplacement schématique des échantillons le long de la coupe.



ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

M. Bleahu. În lucrare se citează conținutul în nannoplancton din 11 probe. Numai acestea au fost cercetate, altele au fost sterile sau nesemnificative și lăsate deoparte? De ce nu s-a făcut o prelucrare statistică?

C. Lebenzon. În anexele prezentate sînt figurate toate probele colectate, cu poziția lor în profil. În comunicare sînt comentate însă, numai probele care au avut un conținut de nannofloră concludent, pentru a se putea face determinări specifice, necesare acestui studiu.

Th. Joja. Cum se explică remanierile în masă de forme de nannoplancton în partea superioară a orizontului gresiciei de Fusaru?

C. Lebenzon. Scopul comunicării a fost prezentarea unei situații de fapt concrete evidențiată de secțiunea geologică prezentată. În acest context este semnalată zona cu remanieri la care vă referiți. Nu se fac precizări privind zona de nannoplancton căreia îi revine acest interval stratigrafic, deoarece din punct de vedere biostratigrafic aglomerarea de nannoplancton remaniat din acest interval nu permite acest lucru. Se stabilește însă precis poziția acestui interval cu remanieri, situat peste partea terminată a Oligocenului, căreia îi corespunde zona NP. 25 și sub intervalul ocupat de zonele de Neogen NN. 2—NN. 3, reprezentînd ca vîrstă Aevitaniului superior-Burdigaliului inferior. Semnificația geologică a acestei aglomerări de nannoplancton remaniat care din expunere s-a văzut că nu reprezintă un fenomen izolat, specific numai zonei în discuție, nu se poate preciza pe baze biostratigrafice decît după studiul a cel puțin încă cîteva profile, unde aflorază depozite corelabile cu cele prezentate. Ne referim la stratele de Vinejișu, la stratele de Podul Morii, la stratele de Găinești și bineînțeles la profilul de la Cornu.

V. Moisescu. Cum se plasează zonele de nannoplancton în cadrul succesiunii depozitelor studiate. Ce revine Latdorlianului, Rupelianului și Chaitianului? Care este fosila de zonă caracteristică Latdorlianului în momentul de față? Ce raporturi există între zonele *Ericsonia subdisticha* și *Helicopontosphaera reticulata*?

C. Lebenzon. Din tabelele prezentate revine poziția zonelor de nannoplancton în cadrul succesiunii depozitelor studiate. Latdorlianului îi revine zona NP. 21 (zona *Ericsonia subdisticha*), Rupelianului îi revine zona NP. 23 (zona *Sphenolithus predistentus*) iar Chaitianului, partea superioară a zonei NP. 24 (zona *Sphenolithus distentus*) și zona NP. 25 (zona *Sphenolithus ciperoensis*). Fosila de zonă, caracteristică Latdorlianului este specia *Ericsonia subdisticha* Roth et. Hay. Zona este indicată însă de o asociație caracteristică, din care în afara acestei specii mai fac parte și altele, printre care și specia *Cyclaccolithus formosus* Kamp p t n e r. Zona NP. 21 (zona *Ericsonia subdisticha*) reprezintă Latdorlianul, iar zona NP. 22 (zona *Helicopontosphaera reticulata*) reprezintă partea superioară a Oligocenului inferior, adică intervalul situat imediat peste Latdorlian.

Th. Joja. În acord cu observația făcută de tov. Săndulescu consider parțial nepotrivită denumirea de strate de Krosno pe care o utilizează pentru orizontul pe care de mult l-am denumit strate de Găinești. În ce privește tendința de a cobori limita oligocen/miocen în interiorul depozitelor atribuite pînă acum Oligocenului ea este mai veche și a fost sugerată între altele de prezența gipsurilor de la Platonija cunoscute de mult încă dintr-o lucrare a lui I. P. Voitești. Îmi permit cu această ocazie să felicit pe tov. Lebenzon pentru ardoarea cu care a luptat și luptă pentru a-și însuși cit mai complet noua metodă de determinare a vîrstei relative a stratelor pe baza nannoplanctonului și pentru ardoarea cu care a luptat împotriva adversităților care i-au stat în cale, adversități de care trebuie să facă abstracție pentru a putea obține rezultate la fel de interesante ca cele la care a ajuns în comunicarea prezentată astăzi.



I. G. Motaş. Vreau să remarc la comunicarea tov. Lebenzon, că acel nivel cu remanieri este cunoscut în Carpații Orientali tot la partea superioară a gresiei de Fusaru. Astfel, în valea Bizidului, în dealul Stirmina, se cunosc alunecări submarine (slumfing) și tot acolo a găsit tov. F. Oileanu acea *Myogypsina* care arată vîrsta burdigaliană. De asemenea tov. Gh. Bombiță a descris în valea Crasnei, afluent al Teleajenului, o asociație remanentă de numuliți eoceni, în aceeași poziție stratigrafică. Trebuie să felicităm pe tov. Lebenzon pentru competența și finețea cu care argumentează biostratigrafic limita Neogen/Paleogen. Acest lucru este bănuît încă mai de mult de școala geologică de la noi și chiar la Simpozionul Terțiarului din 1959 împreună cu acad. G. Murgeanu, Emilia Saulea și Gr. Popescu arătam că limita Neogen/Paleogen trebuie căutată undeva în cuprinsul flișului oligocen".

M. Săndulescu. Comunicarea dovedește indubitabil, prezența Oligocenului în zona flișului Carpaților Orientali. Este de dorit însă ca nomenclatura să fie utilizată corect; denumirea de strate de Krasno nu poate fi aplicată numai depozitelor superioare gresiei de Fusaru întrucît aceasta din urmă corespunde cu ceea ce se cunoaște sub denumirea de strate de Krasno medii din Carpații polonezi. Stratele de Krasno corespund cu întregul pachet cunoscut sub denumirea de faciesul gresiei de Fusaru în Carpații românești. Zona cu remanieri poate fi paralelizată cu orizontul breșilor de Sloń în valea Buzăului. Cum deasupra acestora urmează gipsurile inferioare și stratele de Cornu, miocene inferioare, s-ar întrevedea posibilitatea paralelizării pachetului de strate de deasupra orizontului gresiei de Fusaru cu aceste două orizonturi, marcînd astfel două faciesuri sincrone ale Miocenului inferior. Acest mod de-a vedea lucrurile ar explica lipsa gipsurilor inferioare și a stratelor de Cornu în partea centrală și nordică a Carpaților Orientali.



PLAȘA I



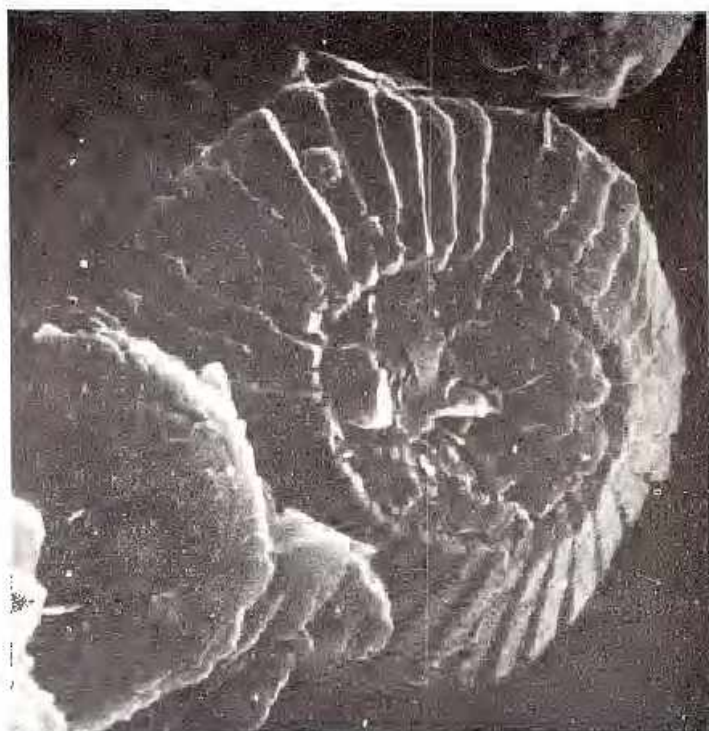
PLĂNSĂ 1

Fig. 1. — *Coccolithus pelagicus* (Wallich), Electronenmikrogr. 279; x 10.000.

Fig. 2. — *Coccolithus pelagicus* (Wallich), N^o 71 Târcuța; x 2.000.

Fig. 3. — *Coccolithus pelagicus* (Wallich), N^o 71 Târcuța; x 2.000.





1



2



3

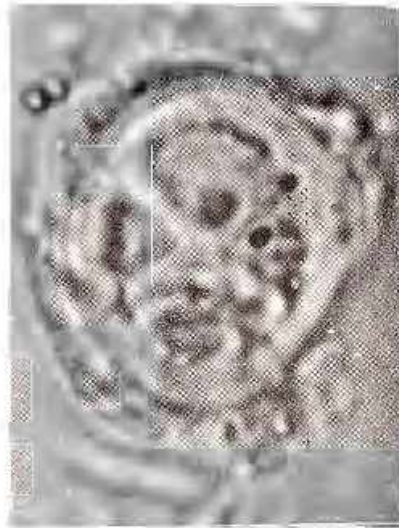
PLANȘA II

- Fig. 1. — *Chiasmolithus camiruensis* Deflandre. NII; x 2.000; 11 Târcuța (Oligocen mediu).
- Fig. 2. *Chiasmolithus camiruensis* Deflandre. NII; x 4.000; 11 Târcuța.
- Fig. 3. *Chiasmolithus oanuruensis* Deflandre. Electronmicrofoto nr. 382; x 10.000.

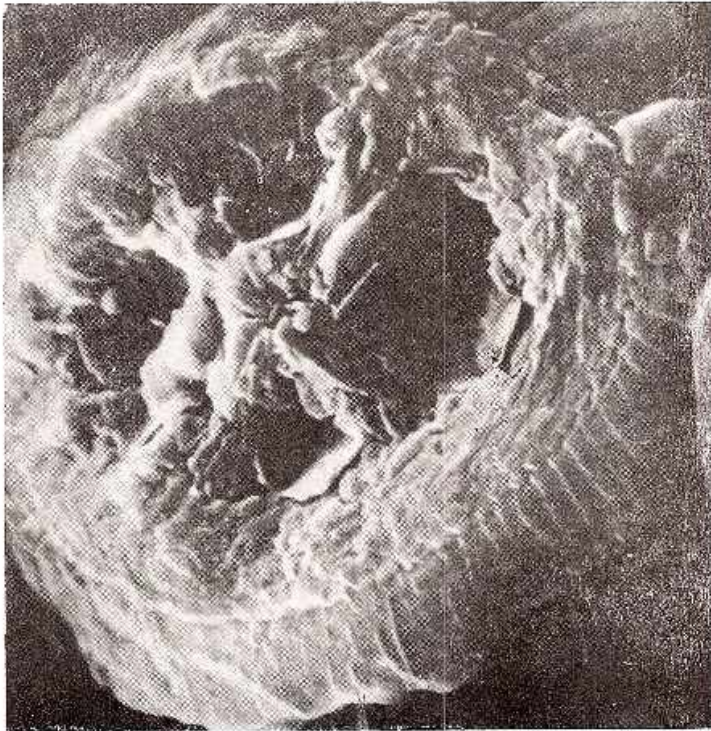




1



2



3

PLANȘA III

- Fig. 1. — *Helicopontosphaera recta* Ilisk., N⁺; (80°); x 2.000; 14 Târcuța (Oligocen mediu).
- Fig. 2. — *Reticulofenesira ornata* Müller, N⁺; (90°); x 2.000; 14 Târcuța (Oligocen mediu).
- Fig. 3. — *Reticulofenesira ornata* Müller, N⁺; (90°); x 2.000; 14 Târcuța (Oligocen mediu).
- Fig. 4. — *Cyctococcolithus Heridanus* Rothl. et Hay, N⁺; (0°); x 2.000; 25 Târcuța (Oligocen superior).
- Fig. 5. — *Diclypsococcolithes dichodus* (Defl. et Perle), N⁺; (15°); x 2.000; 25 Târcuța (Oligocen superior).
- Fig. 6. — *Zygrrhablithus bijugatus* (Deflandre), N⁺; (0°); x 2.000; 25 Târcuța (Oligocen superior).
- Fig. 7. — *Helicopontosphaera ampliapertura* (Bram. et Wilc.), N⁺; (45°); 75 Târcuța (Miocen inferior).
- Fig. 8. — *Sphenolithus belemnus* Bram. et Wilc., N⁺; (0°); 75 Târcuța (Miocen inferior).
- Fig. 9. — *Helicopontosphaera* aff. *kampneri* Hay et Mohler, N⁺; (80°); 75 Târcuța (Miocen inferior).

Electronmicrofotografiile au fost executate la microscopul electronic al Laboratorului de Geologie de la Muzeul de Istorie Naturală din Paris.

Les életronmicrophotographies ont été exécutées au microscope électronique du Laboratoire de Géologie du Musée d'Histoire Naturelle de Paris.





1



2



3



4



5



6



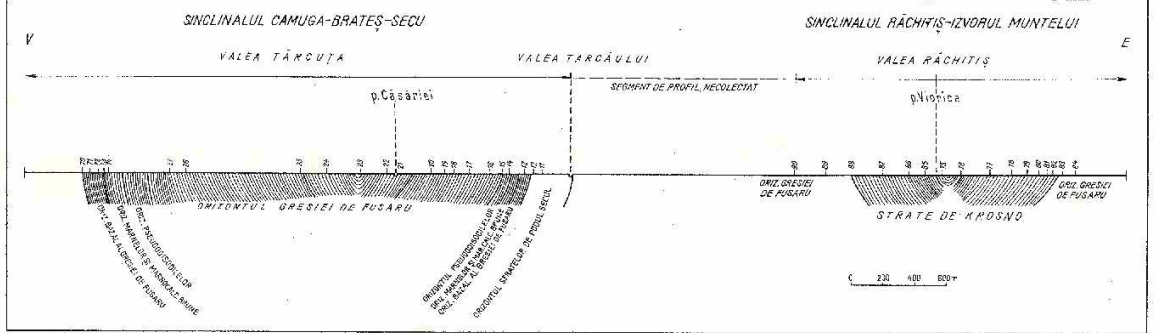
7



8



9



4. STRATIGRAFIE

OBSERVAȚII BIOSTRATIGRAFICE PE VALEA RODULUI (VEST DE SIBIU)¹

DE

VICTORIA LUBENESCU², DOINA GHEORGHIAN³

Abstract

Studies of the Valea Rodului Fauna (West of Sibiu). The authors present a study relating to the fauna of some assemblages of mollusks and foraminifera, sampled along the Valea Rodului area (West of Sibiu). Relying on paleontological data, the Badenian, Sarmatian and Malvensian (partly) Middle Pannonian stages have been identified.

Cu ocazia cercetărilor geologice efectuate între anii 1964-1971 asupra depozitelor neogene de pe rama sudică a depresiunii Transilvaniei, am găsit o serie de puncte fosilifere încă necunoscute.

Asupra acestei regiuni au fost executate în decursul timpului, numeroase cercetări și studii geologice, care au adus însemnate contribuții de ordin paleontologic, stratigrafic și tectonic. Dintre acestea le menționăm pe cele ale lui Hauer și Stache (1863), Koch (1900), Ilie (1953), Ichim (1959)³, Maxim (1965), Dumitriu et. al (1965)⁴, Gheor-

¹ Comunicare în ședința din 3 mai 1972.

² Intreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Str. Garansebeș nr. 1, București.

³ Tr. Ichim. Cercetări geologice în regiunea Ocuș Sibului-Alba Iulia-Sebeș. 1959. Arh. I.G.G. București.

⁴ M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Aura Cehlarov, Magdalena Radu, Silvia Dinescu. Prospekțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în vestul bazinului Transilvaniei, între valea Mureșului și valea Cibinului. 1965. Arh. M. N.P.G. București.

ghian (1964-1967)⁵⁻⁷, Huică et. al (1971)⁸, Maxim și Hönig (1970).

În nota de față ne vom referi numai la punctele fosilifere din depozitele miocene și pannoniene de pe valea Rodului (Apold) (pl.).

Primele depozite studiate de noi, se dispun transgresiv și discordant peste nisipuri total lipsite de faună și sînt alcătuite din marne albicioase tufacee care au în bază un nivel conglomeratic. În aceste marne nu a fost identificată macrofaună, dar microconținutul analizat se caracterizează prin abundența foraminiferelor planctonice și anume a celor din asociația cu *Orbulina suturalis*. În continuare se dispun marne cenușii-negriceoase cu intercalații centimetrice de nisipuri grosiere roșcate, parțial cimentate, care la partea superioară au gipsuri zaharoide și marne interstratificate cu gips fibros. Aceste marne se deosebesc de cele subjacente atât prin culoarea mai închisă, cît și prin înlocuirea foraminiferelor planctonice cu o bogată asociație de microfaună bentonică ce caracterizează zona cu *Spiroplectamina carinata* și *Uvigerina*. La partea superioară a succesiunii litologice imediat sub gipsuri a fost identificat orizontul cu *Pseudoviplasia* menționat și de geologii cehi la același nivel (Gheorghian, 1971).

Deasupra gipsurilor, urmează marne cenușii-negriceoase, disodiliforme și marne vineții cu intercalații de nisipuri cenușii albicioase care conțin și primele indicații macrofaunistiche. Din baza acestui complex au fost determinate speciile: *Nucula (Nucula) nucleus* Linné, *Corbula (Variocorbula) gibba* Olivé, *Anadara (Anadara) dituvii* Lamark.

Probele micropaleontologice (10, 11, 12, 1218, 1219) colectate din aceste marne ce au în total cca 400 m grosime au pus în evidență o bogată asociație de foraminifere (conform tabelului de mai jos):

⁵ M. Gheorghian, Doina Gheorghian. Urmărirea și colectarea de profile normal deschise în formațiuni de vîrstă paleogen-neogenă de pe rama sudică a bazinului Transilvaniei. 1965. Arh. M.M.P.G. București.

⁶ M. Gheorghian, Doina Gheorghian. Urmărirea de profile pe rama de sud a Bazinului Transilvaniei. 1966. Arh. M.M.P.G. București.

⁷ M. Gheorghian, Doina Gheorghian. Stabilirea conținutului micropaleontologic în succesiunea stratigrafică a depozitelor miocene din partea de sud a bazinului Transilvaniei și din regiunea cuprinsă între valea Arieșului și valea Someșului Mic. 1967. Arh. M.M.P.G. București.

⁸ J. Huică, Victoria Lubenescu, Magdalena Radu, M. Paucă, Aura Cehlarov, Antoaneta Clemens, Doina Gheorghian. Raport geologic privind lucrări de sinteză a cercetărilor geologice pentru sare, săruri de potasiu și hidrocarburi în zona cutelor diapire din partea de SW, S și E a depresunii Transilvaniei între V. Mureșului și rama Carpaților Meridionali și Orientali. Perimetrul Ocna Sibiului-Ocna Mureșului-Albă Iulia-Scebs. 1971, Arh. M.M.P.G. București.



TABEL

Foraminifere	Numărul probelor					
	10	11	12	13	1218	1219
<i>Spiroplectammina carinata</i> (d'Orb.)					x	
<i>Siphotextularia concava</i> (Karrer)	x		x	x		x
<i>S. inopinata</i> Luczk.		x		x		x
<i>Pavonitina styriaca</i> Schubert		x		x		x
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orb.)				x		x
<i>Quinqueloculina akueriana</i> d'Orb.				x		x
<i>Sigmoilina tenuis</i> (Czjzek)		x		x		x
<i>Lagena elongata</i> (Ehrenberg)	x					x
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.	x		x	x	x	x
<i>Bolizina marginata</i> Cushman		x				x
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orb.		x	x	x		
<i>B. subulata</i> Cushman et Parker			x		x	x
<i>Globobulimina perversa</i> (Cushman)			x	x		
<i>Uvigerina</i> cf. <i>U. acuminata</i> Hostius				x		x
<i>Trifarina angulosa</i> (Will.)	x		x		x	x
<i>Valvulineria sauteii</i> (d'Orb.)	x	x	x		x	x
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	x	x	x			
<i>Velapertina indigena</i> (Luczk)		x				x
<i>Cibicides boucanus</i> d'Orb.		x	x			x
<i>C. lobatulus</i> (Walker et Jacob)			x		x	
<i>Cassidulina neocarinata</i> (Tolman)		x				x
<i>Attomorphina macrostoma</i> Karrer		x				x
<i>Pullenia bulloides</i> d'Orb.				x		x
<i>P. quinqueloba</i> (Reuss.)		x			x	
<i>Gyroidina gyrodana</i> (Reuss.)		x		x		x
<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel et Moll.)	x	x	x	x	x	x
<i>Heterolepa duplei</i> (d'Orb.)				x		x
<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orb.)		x		x		x

Prezența în asociație a frecventelor exemplare de *Siphotextularia* și *Pavonitina*, alături de *Valvulineria sauteii* și *Velapertina*, indică fără dubiu Badenianul superior respectiv zona cu *Valvulineria sauteii*, considerată de noi ca echivalentă cu marnele cu *Spiralis* din Subcarpați.

Urmează o porțiune acoperită (cca 270 m) după care apar nivele de marne argiloase cenușii cu fragmente de cardite juvenile și gasteropode mici (proba 13), ce suportă marne și gresii cenușii friabile în care au fost întâlnite rare exemplare de *Ervilia podolica dissita* Eichw. Faptul că asociația micropaleontologică a probei 13 este caracteristică tot Badenianului superior iar macrofauna din marnele suprajacentे indică Sarmatianul, ne conduce la ideea că limita dintre aceste două etaje poate fi trasată la acest nivel.

Successiunea se continuă cu marne cenușii rubanate, uneori foioase, deranjate tectonic (10—15 m), ce conțin o faună indeterminabilă, apoi marne albicioase fosilifere stratificate, marne foioase în alternanță cu mar-

ne masive bine cimentate și șisturi calcaroase gălbui, reiate, uneori disodiliforme (cca 30 m).

Asociația fannistică este alcătuită din numeroase exemplare de *Ervilia podolica dissita* Eichw. și *Abra (Sindesmya) reflexa* Eichw. alături de rare exemplare de *Articulina* sp. și ostracode.

În axul unei mici cute în continuitate de sedimentare, se dispun marne cenușii-negricioase care suportă marne reiate, cu impresiuni de plante și solzi de pești dar și frecvente exemplare de *Cardium gleickenbergensis* Papp. Microfauna (proba 15) reprezentată la acest nivel doar de frecvente exemplare de *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), „*Sphaeridia*” și otolite, ne îndreptățește să acordăm întregii suite de depozite virsta sarmațiană respectiv volhyniană superioară — bessarabiană inferioară.

Aparent în continuitate de sedimentare, urmează marne cenușii masive bine cimentate, fosilifere (cca 20 m) din care au fost colectate numeroase lamelibranhiate și gasteropode caracteristice Pannonianului :

- Congeria banatica* R. Hörn.
- Paradaena lenzi* Hoernes
- P. syrmensis* Hoernes
- Pisidium costatum* Gorj-Kramberger
- P. protractum* Gorj-Kramberger
- Radix (Velutinopsis) velutina* Deshayes
- Planorbis* cf. *P. tenuistriatum* Gorj-Kramberger.

Asociația micropaleontologică a probelor 16, 17, colectate din acest punct este alcătuită în exclusivitate din ostracode (în curs de studiu).

Ultimele iviri asupra cărora ne-am oprit sînt formate din marne argiloase cenușii ce conțin numeroase ostracode și foraminifere miocene (remaniate) precum și o bogată faună de congerii, limnocardiacee și limneide :

- Congeria banatica* R. Hörn.
- C. partschi firmocarinata* Papp
- C. spathulata* Partsch.
- Paradaena lenzi* Hoernes
- P. syrmensis* Hoernes
- Planorbis tenuistriatum* Gorj-Kramberger
- Radix (Velutinopsis) velutina* Deshayes
- Provalenciennius* sp.
- Helix* sp.

Lipsa din asociațiile noastre a cardiidelor și a speciei *Congeria ornithopsis* caracteristice zonei A (Papp, 1951) în bazinul Vienei precum și

frecvențele remanieri de microfaună miocenă întâlnite de noi ne indică o lacună de sedimentare la limita Sarmățian/Pannonian.

De fapt în urma prelucrării faunei obținute din datele de foraje executate în centrul depresiunii Transilvaniei s-a constatat de către V a n e c a (1965) prezența echivalentelor Pliocenului inferior extracarpatic peste depozite sarmățiene.

O discontinuitate între depozitele sarmățiene și pannoniene remarcă pentru aceeași zonă și M a r i n e s c u și P o p e s c u (1968).

Lipsa depozitelor mai vechi este atribuită de către P a u c ă (1933) unei puternice eroziuni ante-pontiene.

Fauna întâlnită de noi confirmă presupunerea că pe rama sudică a bazinului Transilvaniei, este prezent numai Pannonianul mediu — zona cu *Congeria banatica* — sau în parte Malvensianul.

În concluzie în depozitele deschise pe valea Rodului constatăm în mod cert prezența Badenianului reprezentat printr-o asociație de moluște (*Nucula*, *Anadara*) cantonată în partea sa superioară și prin numeroase foraminifere care ne-au permis să identificăm următoarele zone de asociație: zona cu *Orbulina suturalis*, *Spiroplectamina carinata* și *Uvigerina* și zona cu *Valvulineria saulei* (considerată de noi ca fiind echivalentă marnelor cu *Spirialis*).

În continuitate de sedimentare, a fost identificat Sarmățianul (Volhynian + Bessarabian inferior și mediu) datat paleontologic prin prezența exemplarelor de *Ervilia podolica*, *Abra (Sindesmya) reflexa* și *Cardium gleichenbergensis*, *Nonion*, *Articulina*, *Elphidium* și „*Sphaeridia*”.

Ultimele depozite se dispun după o lacună de sedimentare și conțin asociația de moluște aparținând zonei cu *Congeria banatica* și reprezintă Malvensianul (în parte) sau Pannonianul mediu.

BIBLIOGRAFIE

- Gheorghian Doina (1971) Asupra prezenței genurilor *Pseudotriplasia* și *Pavonitina* (Foraminiferida) în Miocenul din Transilvania. *D.S. Inst. Geol.* LVII/3, București.
- Hauer Fr., Staehle G. (1863) *Geologie Siebenbürgens*, Wien.
- Ilie M. (1953) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei, regiunea Aiud-Teiuși-Alba Iulia-Gena Sibiuului. *D. S. Inst. Geol.* XXXVII, București.
- Koch A. (1900) *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile II Neogen*, Budapest.
- Maxim I. A. I. (1965) Asupra prezenței unor blocuri de calcare eocene și tortoniene răsbindite în regiunea Dobrică (Sebeș-Sibiu). *Soc. St. Nat. și Geogr. din R.P.R.* II, București.



- Hönig G. (1970) Cercetări asupra foraminiferelor miocene de la Dobruca (Sibiu-Sebes). *Bul. Soc. St. Geol. R.S.R. București*.
- Marinescu Fl., Popescu A. (1968) Harta geologică sc. 1/200 000, 19 Tg. Mureș. Note explicative. Inst. Geol. București.
- Motaș I., Marinescu Fl. (1971) L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le bassin dacique. *Földt. Közl. Bull. of the Hungarian Geol. Soc.*, Budapest.
- Papp A. (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. Sonderabdruck aus den. *Mitt. der Geol. Gesel. Wien* 39—41 Band 1946—1948, Wien.
- Paucă M. (1933) Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Sencke. *Bull. Soc. Roum. Geol.* II, București.
- Stevanović P. M. (1959) Das Neogen in Jugoslavien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. *Sonderabr. aus Mitt. d. Geol. Ges. in Wien* 52 Bd. 1959 (Verh. des Comité du Neogene méditerranéen), Wien.
- Vancea A. (1965) Geologia regiunii de la nord de Tg. Mureș. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.* 10, 2, București.

REMARQUES FAUNIQUES DANS LA VALLÉE DU RODU (À L'W DE SIBIU)

(Résumé).

L'ouvrage présente l'étude de la faune de quelques dépôts néogènes de la vallée du Rodu (à l'W de Sibiu) situés sur la bordure méridionale de la dépression de Transylvanie.

A cette occasion a été mise en évidence la présence du Badénien grâce à une association de mollusques (*Nucula*, *Anadara*) et de foraminifères contenant : *Orbulina suturalis*, *Spiroplectammina carinata*, *Uvigerina* et *Valvulineria sauleii*.

En continuité de sédimentation on a identifié le Sarmatien à partir de : *Ervilla podolica*, *Abra (Sinuismya) reflexa* et *Cardium gleichenbergensis*, *Nonion*, *Articulina*, *Elphidium* et „*Sphaeridia*”.

Les derniers dépôts identifiés s'accumulent après une lacune de sédimentation et contiennent l'association à mollusques de la zone à *Congeria banatica*. Ils représentent le Malvensien (proparte) ou le Pannonien moyen.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonne biostratigraphique dans la vallée du Rodu (ouest de Sibiu).



ÎNTREBĂRI

O. Iliescu. 1. Peste ce formațiuni se situează depozitele tortoniene cercetate de autori?

2. Dacă se poate separa Bessarabianul de Volhynian?

3. La ce nivel în cadrul Pannonianului se situează depozitele cu *Congeria banatica* întâlnite în regiune?

1. Depozitele badenice care află pe valea Rădului se dispun peste un orizont nisipos lipsit de faună.

2. Bessarabianul se poate separa de Volhynian pe baza asociațiilor macro- și microfau-nistice întâlnite.

3. Depozitele cu *Congeria banatica* întâlnite în regiunea cercetată de noi se situează la nivelul Pannonianului mediu.

C. Stoica. La ce ar corespunde lacuna stratigrafică dintre Sarmațian și Pannonian?

Lacuna stratigrafică constată de autori pe baze faunistice corespunde aproximativ Bessa-rabianului superior și Kersonianului.

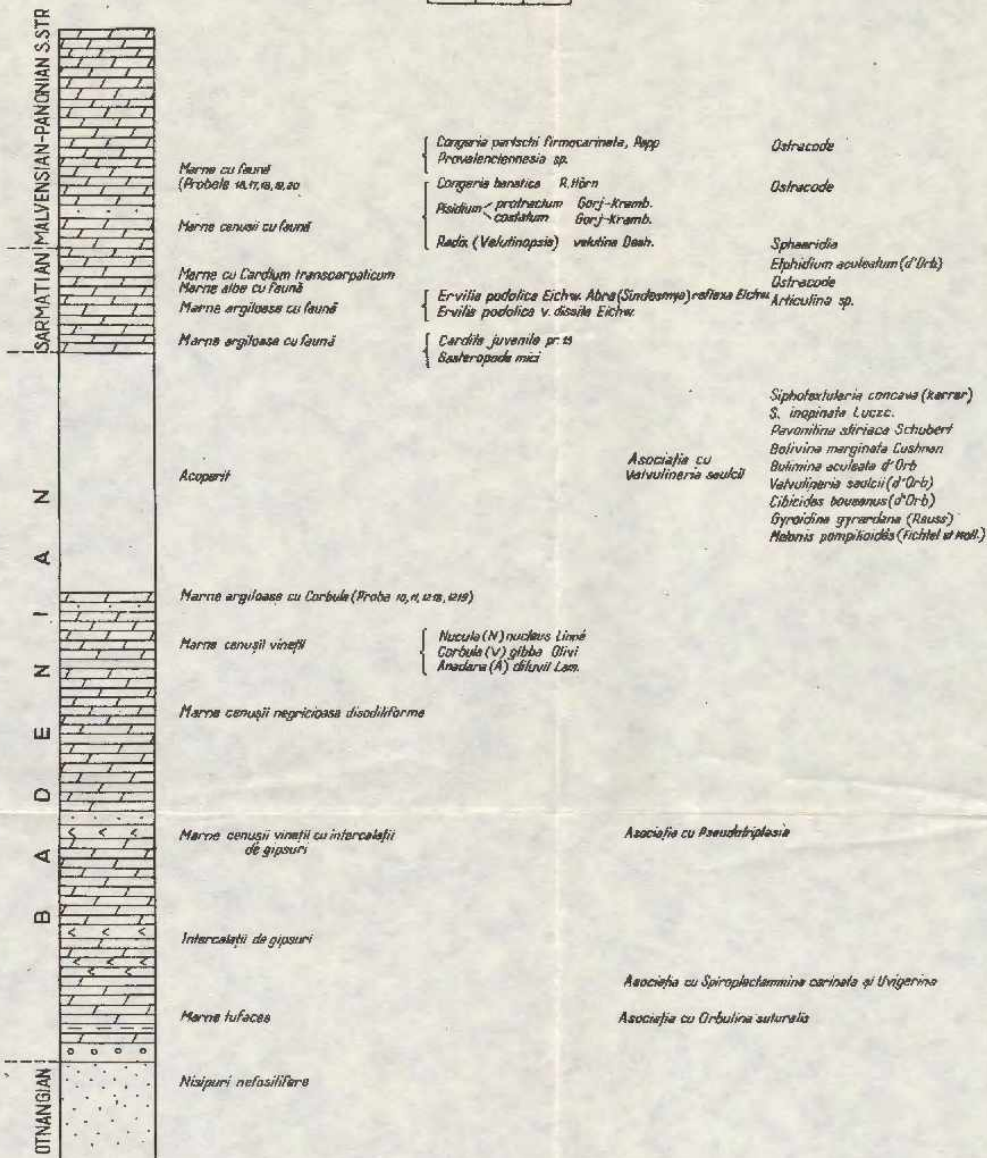




COLOANĂ BIOSTRATIGRAFICĂ PE V. RODULUI (V. DE SIBIU)

VICTORIA LUBENESCU SI DOINA GHEORGHIAN

0 50 100 150 m



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI BADENIENE DIN SUD-VESTUL TRANSILVANIEI (ZONA SEBEȘ ALBA — CUT)¹

DE

VICTORIA LUBENESCU²

Abstract

Contributions to the Study of the Badenian Fauna from the South-West of Transylvania (Sebeș Alba-Cut Zone). The author presents an assemblage of mollusks and foraminifera for the first time encountered nearby the town of the Sebeș Alba, along the south-eastern border of the Transylvania Depression. In conclusion, some paleoecological considerations are made, as well as parallels are drawn between the similar faunas from Romania and those from other countries.

În urma unor revizuirii și lucrări de sinteză efectuate între anii 1969 — 1972 asupra unor depozite neogene dezvoltate pe rama sudică a depresiunii Transilvaniei, am descoperit un nou și bogat zăcămint fosilifer, cu faună badeniană.

Punctul fosilifer respectiv este situat la 1 km est de localitatea Cut, pe un mic afluent pe dreapta al văii Secaș.

Cercetările geologice asupra părții de sud și sud-vest a depresiunii Transilvaniei au fost efectuate încă din secolul trecut.

Contribuții însemnate în descifrarea stratigrafiei Neogenului au adus Hauer și Stache (1863), Koch (1900), Ilie (1953), Iehim (1959)³, Dumitriu et al. (1965)⁴ și Hucă et al. (1971)⁵.

Fauna badeniană a fost întâlnită într-o zonă cu depozite considerate panoniene.

¹ Comunicare în ședința din 28 mai 1972.

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

³ T. Iehim. Cercetări geologice în regiunea Oena Sibului — Sebeș — Alba Iulia. Arh. I.P.G. București.

⁴ M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Aura Cehlarov, Magdalena Radu, Silvia Dinescu. Prospecțiuni geologice pentru hidrocar-



Într-o deschidere situată în versantul drept al unui mic ogaș al văii Secaş am întâlnit marne argiloase cenușii, compacte, ușor micafero, nefosilifere, cu o grosime de cca 3 m, peste care se dispun nisipuri gălbui-albicioase cu lentile de pietrișuri fine, polimictice și concrețiuni calcareoase. Pachetul nisipos cu pietrișuri, dezvoltat pe cca 2 m grosime, conține o bogată faună de gasteropode și lamelibranhiate necunoscută în regiune.

Microfauna din marnele și argilele din partea inferioară a deschiderii a fost analizată de M. Doina Gheorghian, care ne-a prezentat o asociație de foraminifere bentonice și planetonice dintre care mai frecvente sînt speciile :

- Valvulineria saulcui* (d'Orb.)
- Globigerina bulbosa* (Le Roy)
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globigerinoides trilobus* (Rss.)
- Praeorbulina glomerosa* (Blow.)
- Praeorbulina transitoria* (Blow.)
- Orbulina suturalis* Bronn.

și pteropodul

- Spiratella andrusovi* Kittl.

Fauna de moluște determinată de noi din pachetul nisipos superior (pl. I—V) cuprinde :

Lamelibranchiate

- Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lamarek
- Glycymeris* (*Glycymeris*) *glycymeris pilosus* (Linné)
- Arcopsis* (*Arcopsis*) *papillifera* (Hoernes)
- Pycnodonta cochlear* (Brocchi)
- Pitaria* sp.
- Venus* sp.

Gasteropode

- Diloma* (*Oxystele*) *patula orientalis* (Cossmann et Peyrot)
- Pirenella picta picta* (DeFrance)

huri și săruri de potasiu în [vestul bazinului Transilvaniei, inclusiv zona cutelor diapire între Valea Mureșului și Valea Cibinului. 1965. Arh. M.M.P.G. București.

⁵ I. Huică, Victoria Lubenescu, Magdalena Radu, M. Paucă, Aura Cehlarov, Antoaneta Clemens, Mihaela Gheorghian. Raport geologic privind „Lucrări de sinteză a cercetărilor geologice pentru sare, săruri de potasiu și hidrocarburi în zona cutelor diapire din partea de sud-vest, sud și est a depresiunii Transilvaniei între valea Mureșului și rama Carpaților Meridionali și Orientali. 1971. Arh. M. M. P. G. București.



- Potamides (Potamides) gambitzensis pseudotheodiscus* Strauss
Bittium reticulatum (Da Costa)
Turritella (Archimediella) erronea Cossmann
Turritella (Archimediella) badensis Sacco
Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg
Lemantina arenaria (Linné)
Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi
Ficus sp.
Cyprea sp.
Perynotus (Perynotus) swainsoni (Michelotti)
Hinia (Uzita) rosthorni Partsch.
Nassa (Phrontis) cf. dujardini (Deshayes)
Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck
Narona (Sveltia) dertovaricosa (Sacco)
Clavus (Drillia) angustae (R. Hoernes et Auinger)
Clavatula (Clavatula) interrupta (Brocchi)
Clavatula (Clavatula) ursulae (R. Hoernes et Auinger)
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn.
Conus (Conolithus) dujardini Deshayes
Terebra (Terebra) neglecta Michelotti
Terebra (Mycarella) basieroti Nyst.
Subula (Oxymoris) fuscata modesta (Trist.)
Cerithium sp.

Analizând asociația de moluște determinată, putem trage o serie de concluzii asupra condițiilor paleoecologice din acel timp.

Prezența numeroaselor forme de *Anadara* și *Glycymeris*, organisme foarte sensibile la schimbările de salinitate, ne dau indicații asupra salinității normale a apelor.

Bogăția faunistică, a cochiliilor bogat ornamentate, presupun de asemenea ape cu regim normal al gazelor și cu o temperatură ridicată. (Genurile *Ostrea*, *Venus*, *Cardita*, *Turritella* trăiesc în mările actuale cu climat tropical).

Între moluștele întâlnite un mare număr de specii și indivizi îl prezintă cele erbivore (*Turritella*, *Diloma*, *Vermetus*) ceea ce ne permite să admitem în același timp și existența unei flore marine abundente.

Gasteropodele carnivore sînt de asemenea frecvente (*Murex*, *Conus*, *Natica*, *Cerithium*).

Întreaga faună găsită, în care apar, alături de forme juvenile, forme adulte, ne demonstrează condiții optime de dezvoltare a viețuitoarelor.

Depozitele marine fosilifere de la Cut, sînt sinerone celor întîlnite de noi anul trecut la Cacova Sibiului și Apold (Victoria Lubenescu în raportul Huică et al., 1971) de unde am recoltat o bogată faună din marne argiloase. Între exemplarele de acolo determinate de Antoaneta Clemens⁶ remarcăm și identități cu cele de la Cut. Cităm: *Nucula (Nucleus) nucleus* (Linneé), *Lucina (Linga) columbella* Lamarck, *Glycymeris (Glycymeris) glycymeris pilosus* (Linneé), *Anadara diluvii* Lamarck, *Pyrenodonta cochlear navicularis* Broc., *Diloma (Oxysteles) patula orientalis* (Cosmann et Peyrot) și altele.

Asociația faunistică, pe care am atribuit-o Badenianului (în sensul A. Papp), prezintă asemănări cu faunele clasice de la Buituri, Lăpușiu, Alba Iulia, Delinești, Mehădia și Bahna, precum și cu cea din bazinul Lom (Bulgaria) și bazinul Vienei.

BIBLIOGRAFIE

- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hoernes R., Aninger M. (1891) Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I und II Miozänen Medit. Stufe, Abh. d.k.k. geol. R.A. Wien.
- Koch. A. (1894-1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile II Neogen. Budapesta.
- Kojuŋdgieva K., Strachimirov. M. (1960) Les fossiles de Hongrie, Tortonien. Sofia.
- Ilie M. (1953) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Aiud, Teiuș, Alba Iulia, Ocna Sibiului). D. S. Com. Geol., XXXVII (1949-1950), București.
- Iliescu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehădia. Studiu geologic și paleontologic. Mem. Inst. Geol. IX, București.
- Moisescu Gertruda (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortonice și sarmatiene din regiunea Buituri. Ed. Acad. P.P.R. București.
- Rado Gertrude (1967) Contribuții la cunoașterea faunei tortonice din regiunea Alba Iulia. An. Univ. București, seria Geol.-Geogr. 37, București.
- Stancu Iosefina, Andreescu Eugenia (1968) Fauna tortoniană din regiunea Huși-Delnești. Stud. cerc. geol. 13, 2, București.

⁶ Laboratorul de macropaleontologie al I.P.G. București.



CONTRIBUTIONS A L'ETUDE DE LA FAUNE BADÉNIENNE DU SW DE LA TRANSYLVANIE (ZONE DE SEBEŞ ALBA-CUT)

(Résumé)

L'auteur présente une association de mollusques et de foraminifères attribuée au Badénien (sensu A. P a p p) qu'elle a rencontrée pour la première fois dans des dépôts considérés pannoniens par les dévanciers.

Le gisement fossilifère se trouve à une distance d'un km de Cut (Sebeş Alba) sur la bordure SE de la dépression de Transylvanie.

L'auteur y fait aussi quelques considérations paléocologiques et quelques parallélisations avec des faunes badéniennes classiques de Roumanie et d'autres pays.



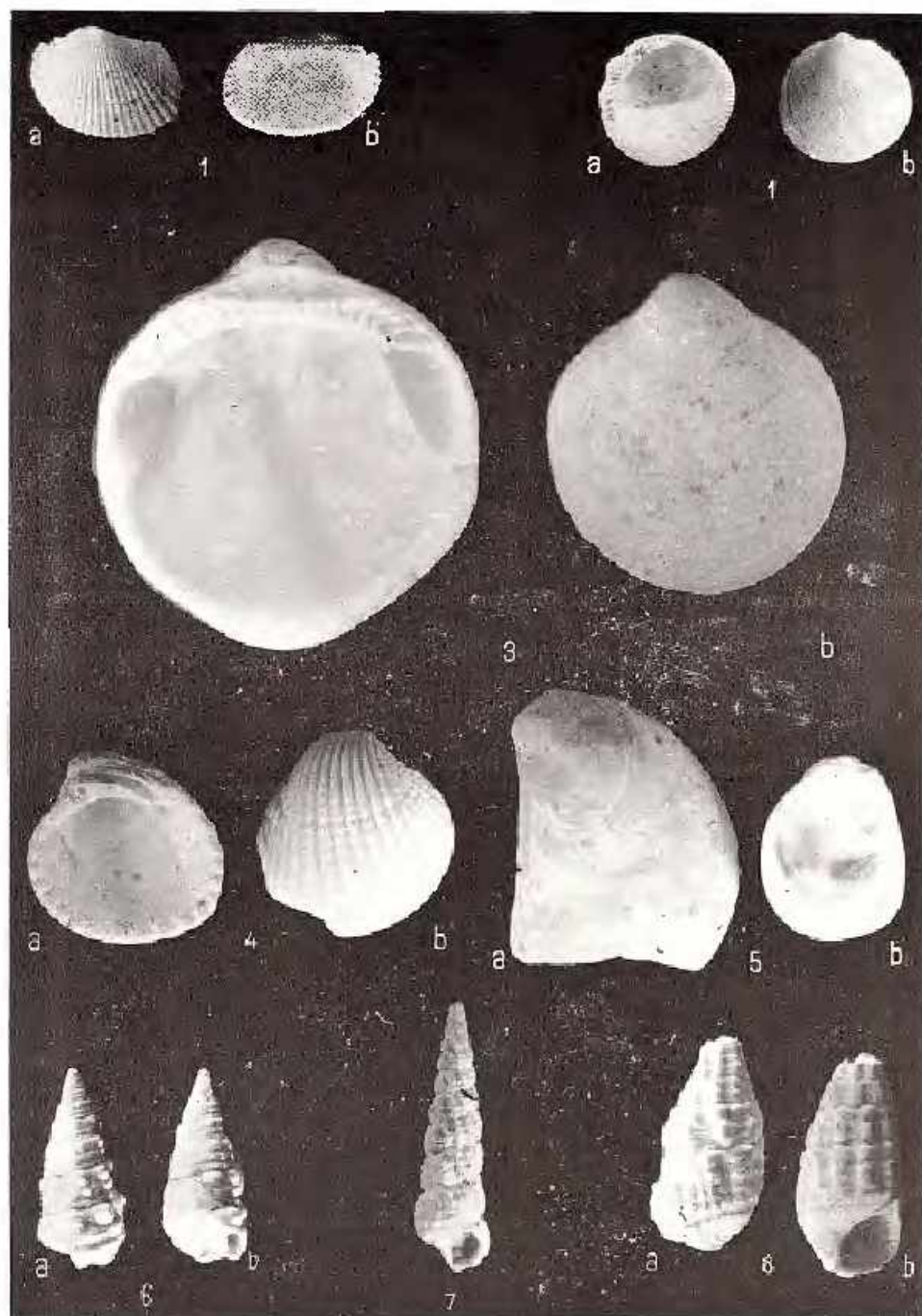
PLAȘA I



PLAȘA I

- Fig. 1 a,b. — *Ancistrus (Ancistrus) dituoi* L. a m a r e k, x 2, Bačentian, Gut (Sebes Alba).
- Fig. 2 a, b. — *Glycymeris (Glycymeris) var. doljasi* (C o s s m a n e t P e y r o t), x 2.
- Fig. 3 a, b. — *Glycymeris (Glycymeris) glycymeris pilosus* (L. i n n e), Badenian, Gut (Sebes Alba).
- Fig. 4 a, b. — *Cardilla (Cardiscordiba) parlschi* G o n d l i t z s, x 1, 2, Badenian, Gut (Sebes Alba).
- Fig. 5 a, b. — *Pygostoma cochlear nasutularis* (B r e n e r t), x 1, 2, Badenian, Gut (Sebes Alba).
- Fig. 6 a,b. — *Pteroncha picta picta* (D e F r a n c o), x 3, Badenian, Gut (Sebes Alba).
- Fig. 7. — *Hicium rebeolium* (D a C o s c a), x 4.
- Fig. 8 a, b. — *Cerithium* sp., x 2, 3.



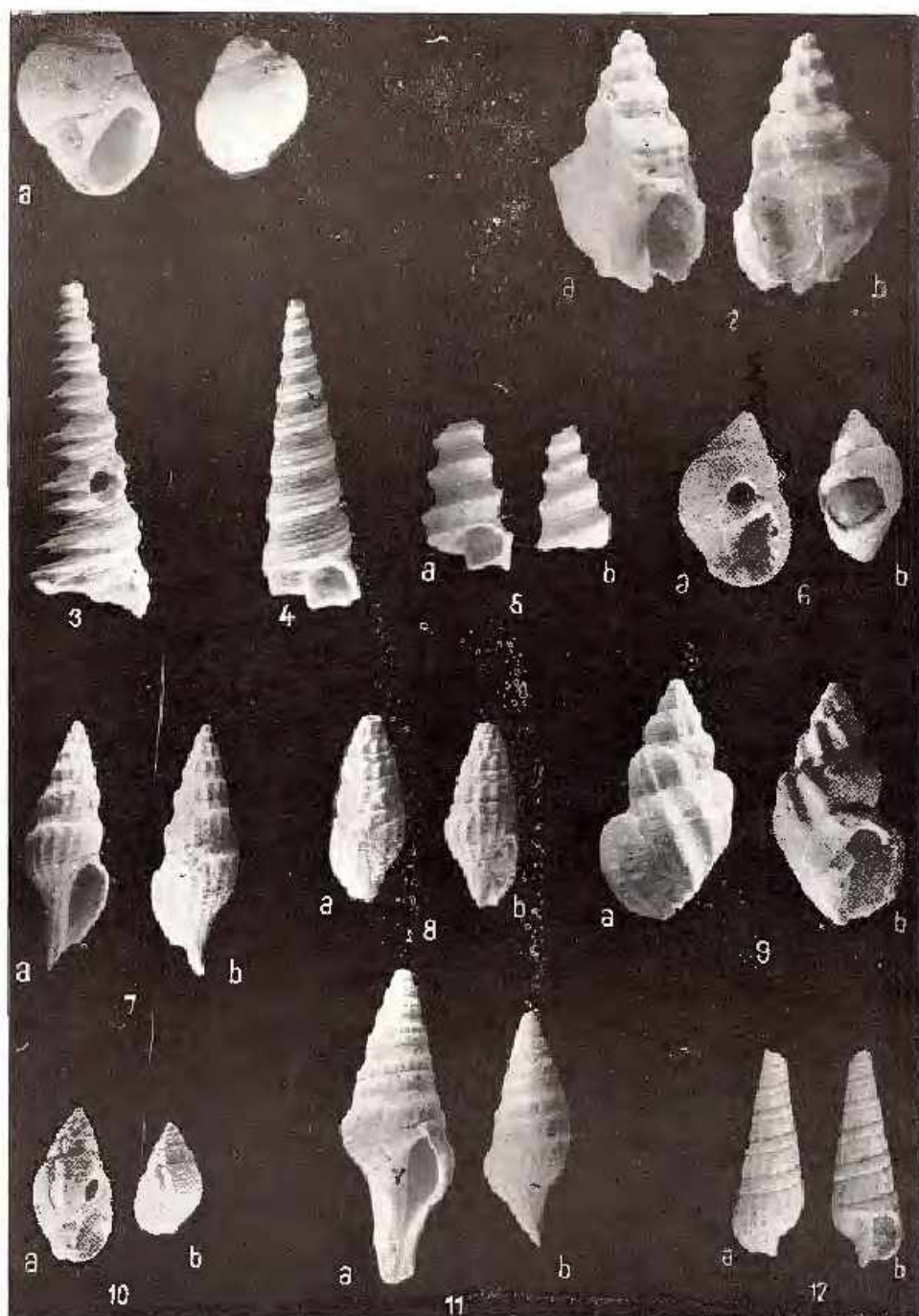


Institutul Geologic. Dăreii de seamă ale ședințelor, vol. I, IX/4.

PLANȘA II

- Fig. 1 a,b. - *Natica (Lunatia) calena helicina* Bouché, x 2, Badenian, Cut (Sebeș Alba),
- Fig. 2. - *Peripatus (Peripatus) swainsoni* (Michelsch.), x 1, 8, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 3. - *Turritella (Archinacella) eronca eronca* Gossman, x 2, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 4. *Turritella (Archinacella) badensis* Sacco, x 1, 5, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 5. *Turritella (Zurta) subangulata polonica* Friedberg, x 1, 5, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 6 a, b. - *Hinia (Uvula) rosthorni* Parzsch, x 1, 5, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 7 a, b. *Raphitoma (Raphitoma) hispida* (Jan), Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 8 a, b. *Clavus (Drillia) angustae* (R. Haerzner et Aulinger), x 1, 4, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 9 a, b. - *Narona (Suella) derlovatica* Sacco, x 1, 5, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 10 a, b. - *Nassa (Tritia) limata* Chrenkowitz, x 2, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 11 a,b. *Clavatula (Clavatula) inflexa* (Brocchi), x 0,8, Badenian, Cut (Sebeș Alba).
- Fig. 12 a, b. *Terebra (Terebra) neglecta* Michelsch., x 1, 5, Badenian, Cut (Sebeș Alba).



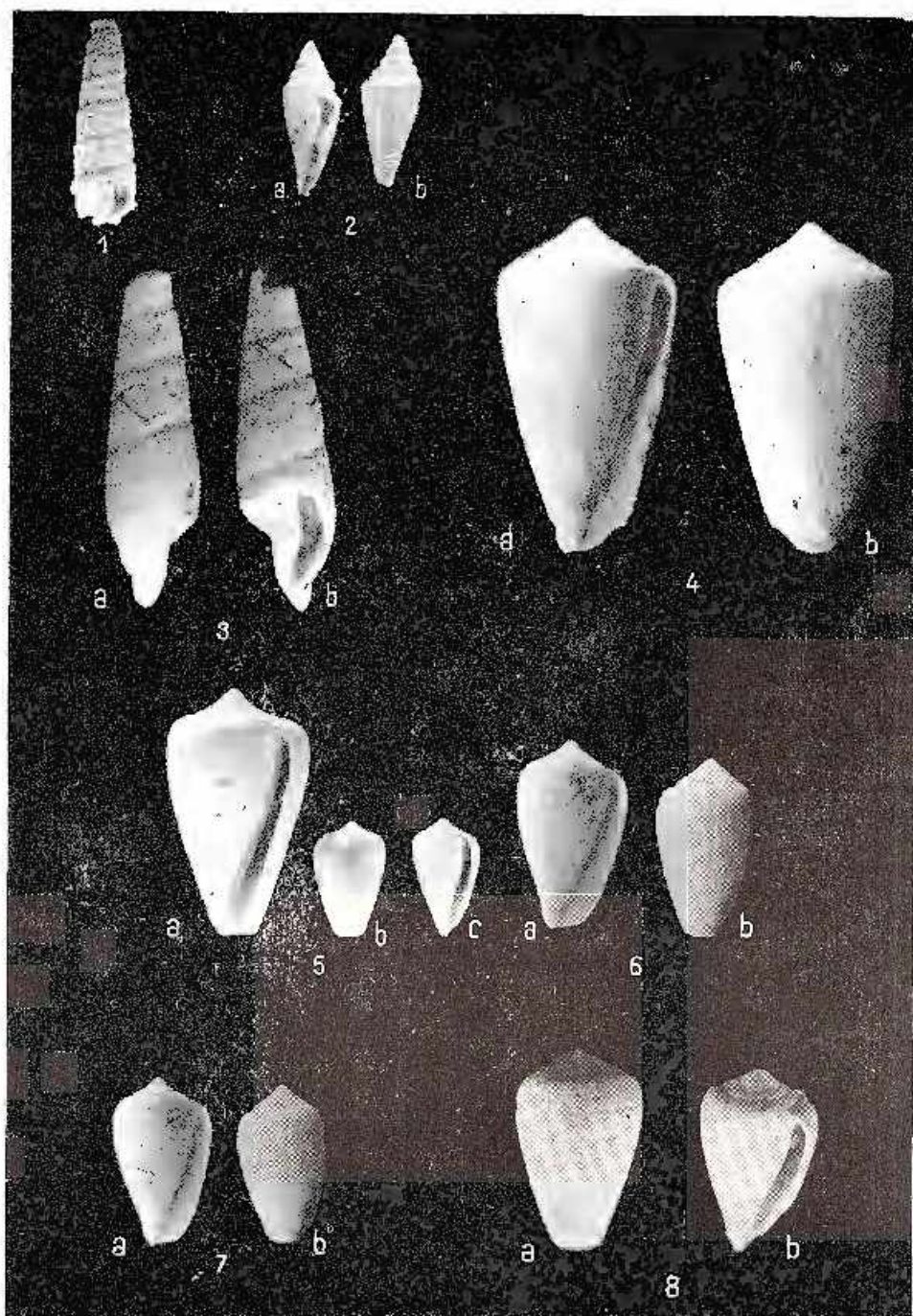


Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LIX/4.



PLANȘA III

- Fig. 1. — *Tyrocara (Mycarota) buskeri* N y s U., x 1,8. — Badenian, Gut (Sebes Alba).
Fig. 2 a, b. — *Conus (Coniellus) difformis* Deshayes., x 1,5. — Badenian, Gut (Sebes Alba).
Fig. 3 a, b. — *Subula (Oxymetis) fuscata modesta* (U r i s t o.), — Badenian, Gut (Sebes Alba).
Fig. 5a, b; 6 a, b; 7 a, b; 8 a, b. — *Conus (Chelycanus) fuscoopulatus* B r o n n., Badenian, Gut (Sebes Alba).



Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/4.

ASOCIAȚIA FAUNISTICĂ TORTONIANĂ DE LA BALTA SĂRATĂ-
JUDEȚUL CARAȘ-SEVERIN¹

DE

VIORICA PAVNOTESCU², OVIDIU ILIESCU², AUREL RADU²

Abstract

Tortonian Fauna from the Balta Sărată Zone (Caraș-Severin district). In this paper the Tortonian fauna from the Balta Sărată, Caraș-Severin district, is presented. The fauna which was determined and corroborated with the encountered micropaleontological assemblage allows to assign to the deposits, from which it was sampled, the Lower Tortonian (Badenian) age. This fauna may be parallelized with the one met in Mehadia, Rugi-Delincști, Bahna, north-western Oltenia, Buituri, Lăpușiu, Zorlenț areas, Lom Basin (Bulgaria) and the Vienna Basin (Austria).

Fauna prezentată a fost colectată din orizontul marnos-argilos cu cărbuni și tufuri dacitice aparținând Tortonianului inferior din extremitatea nordică a bazinului Caransebeș-Mehadia.

Punctul fosilifer se află la sud-est de localitatea Balta Sărată și la oca 3 Km sud de orașul Caransebeș, pe un mic vilcel al pârului Zlagna, afluent al văii Timiș.

Printre primii cercetători care amintesc de prezența unor depozite tortoniene în această regiune, menționăm pe Halaváts (1880) și Schretter (1909).

Cercetări ulterioare, atât în zona menționată cât și în regiunile învecinate se datorese lui Pop (1959), Iliescu² et al. (1968, 1970),

¹ Comunicarea în ședința din 3 mai 1972.

² Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Sos. Kiseleff nr. 2, București.

³ O. Iliescu, A. Radu, Viorica Pavnotescu. Sinteza lucrărilor geologice pentru cărbune brun în bazinele Caransebeș-Mehadia și Bozovici. 1970. Arh. I.G.P. București.

Lubenescu și Păvnotescu (1970), Marinescu și Marinescu (1962), Radu, Păvnotescu (1968)⁴, Stancu, Andreescu (1968).

Situația geologică de la Balta Sărată prezintă următoarea succesiune: peste pietrișurile și conglomeratele ce reprezintă primele depozite atribuite Tortonianului, urmează alternanțe de marne și argile cenușii-gălbui, cu două sau trei nivele de cărbuni și 1—3 intercalații de tufuri dacitice.

Materialul paleontologic care formează obiectul notei de față a fost întâlnit în intercalațiile marnoase-argiloase dintre stratele de cărbuni, asociat cu un bogat conținut micropaleontologic reprezentat prin :

- Pseudotriplasia elongata* Mateki
- Pseudoclavulina mexicana* Cush.
- Bulimina ovata* d'Orb.
- Cassidulina carinata* Cush.
- Cassidulina globosa* Pantk.
- Cassidulina subglobosa* Brady
- Eponides umbonatus* Reuss
- Globigerina apertura* Cush.
- Globigerina bulbosa* Le Roy
- Globigerina venezuelana* Hedb.
- Globigerina incompta* Cifelli
- Globigerina brady* Wisner
- Globigerinoides bisphaericus* (Todd.)
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globigerina pachiderma* Ehrenb.
- Globigerina foliata* Bolli
- Globigerina trilocularia* d'Orb.
- Globigerinoides tritobus* (Reuss)
- Planularia cassis* (F. et M.)
- Planularia lanceolata* (d'Orb.)
- Planularia ornata* d'Orb.
- Planulina wuellersdorfi* Sewäger
- Plectofrondicularia floridana* Cush.
- Præorbulina glomerata* (Blow.)
- Pyrgo lunula* d'Orb.

⁴ A. Radu, Viorica Păvnotescu, Revizuire și sinteza lucrărilor geologice de cercetare pentru cărbune brun în bazinul Caransebeș-Mehădia, sectorul Caransebeș-Peneș. 1968. Arh. I.G.P. București.

Pyrulina albatrossi C u s h . et O s a w a
Turborotalia obesa (B o l l i)
Uvigerina aculeata d' O r b .
Uvigerina galloway C u s h .
Uvigerina laevigata C o r y e l et R i v e r o
Dentalina badenensis d' O r b .
Glandulina laevigata d' O r b .
Bulimina subbulata C u s h .
Cibicides conoides (O z y z .)
Cibicides pseudoungertanus (C u s h .)
Globorotalia mayeri (C u s h . et E l l i s o r)
Globorotalia scytula (B r a d y)
Orbulina saturalis B r o n n
Orbulina univrsa d' O r b .
Orbulina bilobata d' O r b .

Analiza conținutului micropaleontologic arată o mare dezvoltare a globigerinelor, concomitent cu dezvoltarea orbulinelor, asociația care caracterizează în diverse regiuni din țară și din țările învecinate Tertonianul inferior (Badenian inferior).

Fauna determinată de noi de la Balta Sărată este constituită dintr-o asociație de moluște (lamelibranhiate și gasteropode), scafopode și anthozoare (pl. I, II).

Anthozoare

Caryophyllia (Caryophyllia) viadobonensis (R e u s s)

Lamelibranchiate

Anadara (Anadara) diluvii (L a m a r e k)
Chlamys (Aequipeecten) spinosa (M ü n s t e r)
Chlamys seniensis lomnickii H i l b e r .
Pyrenodonta cochlear navicularis (B r o c c h i)
Carita subrudista F r i e d b e r g
Cardita (Cardiocardita) partschi G o l d f u s s
Venus (Ventricola) multilamella L a m a r e k
Corbula (Varicorbula) gibba (O l i v i)

Gasteropode

Acrilla (Acrilla) kimakowiczi (B o e t t i n g e n)
Turritella (Zaria) subangulata polonica (F r i e d b e r g)
Turritella (Turculoidella) bicarinata bicarinata E i c h w a l d
Turritella (Archimediella) pythagoraica H i l b e r
Architectonica (Architectonica) millegranum L a m a r e k

- Natica (Nacca) millepunctata* De France
Natica (Lunatia) catena helicina (Brocchi)
Aporrhais pespelicani Linné
Murex (Haustellum) partschi Höernes
Murex cf. delbosianus Grateloup
Typhis (Cyphonochelus) fistulosus (Brocchi)
Mitrella (Macrurella) nassoides (Grateloup)
Hinia (Uzita) limata (Chemnitz)
Hinia (Uzita) restitutiana Fontanes
Fusus ligerianus Peyrot
Verrillum (Uromitra) eupressianum (Brocchi)
Gemmula anae (R. Höernes und Auinger)
Gemmula coronata (Munster)
Epalix (Balytoma) cataphracta dertogranosa (Sacco)
Clavavula jouaneti Desmoulin
Raphitoma harpula (Bronn)
Conus (Cheliconus) fuscocingulatus Bronn
Terebra bistriata exbistriata (Sacco)
Ringicula (Ringicula) auriculata Menardi

Scaphopode

- Dentalium (Entalis) badense* Partsch
Dentalium (Dentalium) michelotti Höernes
Dentalium (Antale) vitreum Schlotheim

Majoritatea dintre acestea sînt necitate pînă în prezent în această zonă. Mai mult forma *Acrilla (Acrilla) kimakowicz* Böetinger, nu a mai fost citată la noi în țară dect la Coștei (în Banat).

Din lista de faună anexată, bine reprezentate sînt moluștele, în special, gasteropodele, iar dintre acestea, atrag atenția prin abundența lor formele de *Turritella (Zaria) subangulata*, *T. (Archimediella) pythagoraica*, *Natica (Nacca) millepunctata*, *N. (Lunatia) catena helicina*, precum și scafopodele prin genul *Dentalium*.

Prezența unor genuri ca *Typhis*, *Murex*, *Aporrhais*, *Fusus*, cu cochilie frumos ornamentată, denotă un biotop bogat în carbonat de calciu. De asemenea abundența speciilor de moluște erbivore, avînd ca reprezentanți forme de *Turritella*, *Aporrhais*, etc. indică prezența unei flore marine bine dezvoltată și doci ape cu adîncimi mai mici și bine aerate.



Se poate trage astfel concluzia că formele fosile prezentate indică o zonă apropiată de țărâm, cu ape cu salinitate normală și cu o temperatură în general ridicată, apropiindu-se de un climat tropical.

Depozitele din care a fost colectată fauna determinată, aparțin Tortonianului (Badenianului) inferior. În sprijinul acestei afirmații, în afară de poziția lor stratigrafică este și conținutul micropaleontologic, în care predomină formele de globigerine asociate cu orbuline.

Ansamblul faunistic prezintă asemănări cu faunele tortoniene cunoscute la Mehadia, Bahna, Oltenia de nord-vest, Buituri, Lăpușiu, Zorlenț, precum și cu cea întilnită în bazinul Lómului (R. P. Bulgaria) și bazinul Vienei.

BIBLIOGRAFIE

- Dincă Al., Radu Magdalena (1968) Asupra prezenței Tortonianului superior în culoarul Bistra (Valea Mare-Banat). *Stud. cerc. geol. geof. ser. Geol.* 13, 2, București.
- Florei N., Băluță C. (1967) Date noi asupra faunei tortoniene de la Zorlențul Mare (Banat). *Stud. cerc. geol. geogr., ser. Geol.* 12/1, București.
- Friedberg W. (1934—1936) Miezaki miocenskie ziem Palskich-Gasteropoda, 1911—1928, I, Lamellibranchiata, 1934—1936, II, Varșovia.
- Halavats J. (1880) Zur geologische Kenntnis des Szörenijer Komitates. *Föld.Közl.* Budapesta.
- Hörnes M. (1856) Die fossilen Mollusken der Tertiärbekens von Wien. *Abh. d.k.k.R.A.I. Univalven.* Vienna.
- (1870) Die fossilen Mollusken der Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d. k. R. A. II Bivalven.* Vienna.
- Iliescu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehadia. Studii geologice și paleontologice. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.
- Kojumdjieva E., Strachimirov M. (1960) Les fossiles de Bulgarie, Tortonien, VII, Sofia.
- Lubenescu Victoria, Pavnotescu Vioreica (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Caransebeș. *D. S. Inst. Geol.* LV/4, București.
- Marinescu Fl., Marinescu Josefina (1962) Contribuții la studiul Miocenului din bazinul Bahna-Orșova și culoarul Balta-Băia de Aramă. *D.S. Com. Geol.* XLV, București.
- Moisescu Gertruda (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene din regiunea Buituri (R.P.R.). Ed. Acad. R.P.R. București.
- Moor R. (1960) Treatise on Invertebrate Paleontology, partea I, Mollusca, 1, New York.
- Pop E. (1950) Le bassin néogène Caransebeș entre Poarta et Caransebeș. *C. R. Com. Géol. Roum.* XXVII—XXIX (Résumé), București.
- Sacco F. I. (1872—1904) Molluschi del Piemonte e della Liguria, XXX, Torino.



Stancu Ioscfina, Andreescu Eugenia (1963) Fauna tortoniană din regiunea Rugi-Delnești (bazinul Caransebeșului). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. Geol.* 13, 3, București

ASSOCIATION FAUNIQUE DE BALTA SĂRATĂ — DISTRICT DE CARAȘ-SEVERIN

(Résumé)

Dans cette note est présentée la faune tortonienne-badénienne prélevée des intercalations marnenses-argileuses cantonnées entre les couches à charbons de Balta Sărată, district de Caraș Severin.

On a identifié 36 formes fossiles dont la plupart sont pour la première fois citées dans cette région.

L'association faunique identifiée a permis aussi quelques considérations d'ordre palé-écologique et biostratigraphique qui ont conduit à conclure qu'elle a vécu dans un milieu à salinité normale et dans une zone littorale à climat chaud.

Vu la position stratigraphique des dépôts dont on a prélevé la faune citée et leur contenu micropaléontologique (abondance des Globigérines et des Orbulines) ils reviennent au Tortonien inférieur (Badénien). La faune qu'ils comportent peut être parallélisée à celle de la zone de Mehadia Rugi Delnești Bahaua, l'Olténie de NW, Buituri, Lăpușiu, Zorlenț, le bassin Lom (R. P. Bulgarie) et du bassin de Vienne.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

C. Stoica. În asociația micropaleontologică în afară de globigerine și orbuline, mai sînt și alte forme care se întîlneșc în Tortonianul superior?

Viorica Pavnottescu. Da. Într-adevăr, în afara globigerinelor și orbulinelor sînt prezente și unele forme care de obicei sînt întîlnite în Tortonianul superior. Prezența însă în explozie a globigerinelor, asociate cu orbulinele, sînt astăzi unanim acceptate, în special explozia de *Orbulina suturalis* și *Orbulina universa* ca reprezentînd baza Tortonianului inferior. Prezența unor exemplare de radiolari și a unor forme izolate de microfosile care au o dezvoltare mai mare în Tortonianul superior, nu reprezintă un argument care să ne conducă în a atribui aceste depozite, Tortonianului superior, deoarece ar infirma ceea ce toți cercetătorii acceptă astăzi (explozia de globigerine și orbuline) ca Tortonian inferior. Prezența radiolarilor în aceste depozite a condus pe G. H. Voicu (1970) la unele concluzii cu care nu putem fi de acord pe motivele arătate, în atribuirea vîrstii acestor depozite la Tortonianul superior, deoarece s-a bazat numai pe anumite forme, ignorînd atât microconținutul caracteristic (globigerine și orbuline) cît și aspectul paleogeografic și paleotectonic de ansamblu al bazinului. De altfel formele care sînt citate ca tortoniene superioare, sînt întîlnite și în depozite mai vechi Helvețian sau chiar Burdigalian, chiar radiolarii se întîlneșc mult mai jos.



Victoria Lubenescu. Fauna prezentată de autori este foarte frumoasă, conține forme rare și reprezintă o contribuție însemnată adusă la descifrarea stratigrafiei Badenianului în bazinul Caransebeș — Mehadia.

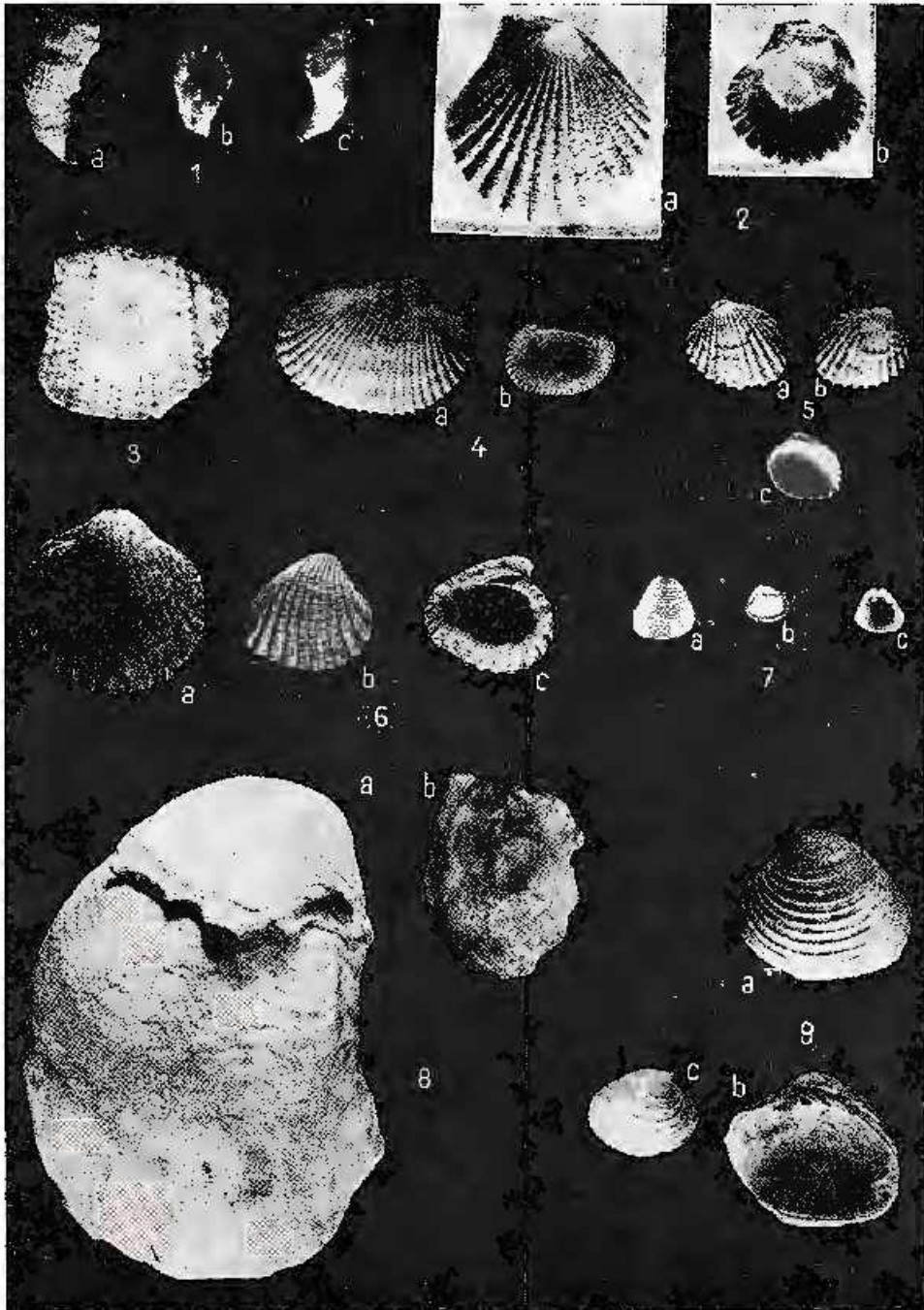
Maria Mărgărit. Microfauna citată, cuprinzând o asociație bogată de faună tortoniană, este întâlnită și în bazinul Hațeg unde s-a considerat că reprezintă Tortonianul superior întrucât în acest bazin se întâlnesc în strate intercalate între calcare de Leitha.

Gh. Voicu. Nivelul stratigrafic ce face obiectul comunicării aparține Tortonianului superior (= Badenianului superior) pentru următoarele argumente: conține asociația diagnostică (micropaleontologică) tipică a marelor cu *Spiralis*. Această asociație încadrează stratigrafic zăcămintul de cărbuni din bazinele Caransebeș și Mehadia; prezintă macrofauna tipică a calcarelor de Leitha; bazinele Bahna și Lăpugiu cu care autorii paralelizează nivelul stratigrafic cercetat sînt nelindoielnic tortonian superioare; —stratotipul microfaunei Tortonianului inferior este „tuful de Slănic” și „tuful de Dej” caracterizate prin dominarea formelor planctonice în special *Orbuline* și marea sărăcie a formelor bentonice. Nivelul stratigrafic cercetat de către autori nu are această asociație, ci pe aceea a „marelor cu *Spiralis*”; nivelul cercetat prezintă o macrofaună foarte bogată, macrofauna cal arelor de Leitha, tortonian-superioare. Tuful de Slănic și tuful de Dej, tortonian-inferioare, prezintă o macrofaună foarte sărăcă cauzată de erupțiile vulcanice care au viciat bentosul.



PLANȘA I

- Fig. 1 a, b, c. — *Caryophyllia (Caryophyllia) vindobonensis* (Reuss)
Fig. 2 a(x2), b. — *Chlamys sentiensis lomnickii* Huber.
Fig. 3. — *Chlamys (Aequipeclen) spinosa* (Münster).
Fig. 4 a, b. — *Anadara (Anadara) diluvii* (Lamarck).
Fig. 5 a, b, c. — *Cardita subrudista* (Friedberg).
Fig. 6 a, b, c. — *Cardita (Cardiocardita) partschi* Goldfuss.
Fig. 7 a, b, c. — *Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi.
Fig. 8 a, b. — *Pycnodonta cochlear nasicularis* (Brocchi).
Fig. 9, a, b, c. — *Venus (Ventricola) multilamella* Lamarck.

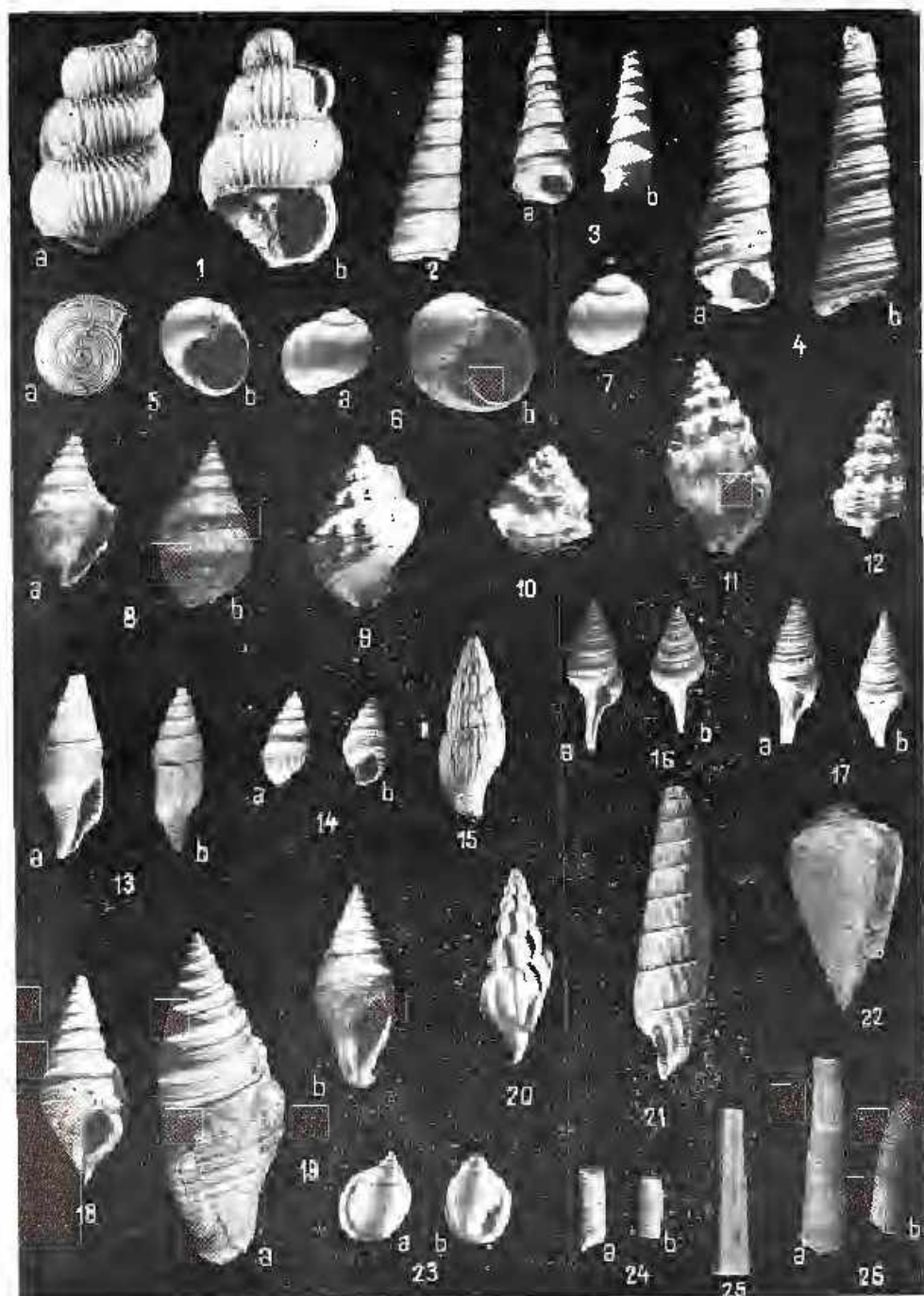


Institutul Geologic. Țări de seamă ale sedințelor, vol. LIX/4.

PLANȘA II

- Fig. 1 a, b(x2). — *Acrilla* (*Acrilla*) *kimakovitz* (Böettinger).
 Fig. 2. — *Tarullella* (*Tarullidella*) *bicarinata bicarinata* (Schwaid).
 Fig. 3 a, b. — *Tarullella* (*Zaria*) *subannulata polonica* (Friedberg).
 Fig. 4 a, b. — *Tarullella* (*Archimedella*) *pythagorica* Hilber.
 Fig. 5 (x2). — *Architectonica* (*Architectonica*) *millegranum* Lambeck.
 Fig. 6 a, b. — *Natica* (*Lunatia*) *catena helicina* (Brocchi).
 Fig. 7 a, b. — *Natica* (*Nacca*) *millepunctata* DeFrenes.
 Fig. 8 a, b. — *Aporrhais* *peppelicani* Linne.
 Fig. 9 (x2). — *Murex* (*Hausteium*) *partsch* Hübner.
 Fig. 10. — *Murex* cf. *delbosianus* Grateloup.
 Fig. 11 (x2). — *Typhis* (*Cyphonocheilus*) *fistulosus* (Brocchi).
 Fig. 12. — *Fusus* *ligerianus* Peyrot.
 Fig. 13 a, b. — *Mitrella* (*Macurella*) *nassoides* (Gualdeoup).
 Fig. 14 a, b. — *Uvula* (*Uvula*) *limata* (Chemnitz).
 Fig. 15. — *Vexillum* (*Uromitra*) *eupressianum* (Brocchi).
 Fig. 16 a, b. — *Gemma* *coronata* (Munster).
 Fig. 17 a, b. — *Gemma* *ance* (R. Hübner und Aninger).
 Fig. 18. — *Clavulium* *jouaneti* Desmoulin.
 Fig. 19 a(x2). — *Epilix* (*Balgionia*) *cataphracta dactylografa* (Sacco).
 Fig. 20 (x2). — *Haploma* *harpala* (Bronn).
 Fig. 21 (x2). — *Terrebra* *bistriata exbistriata* (Sacco).
 Fig. 22. — *Comus* (*Chelyconus*) *fuscescigulatus* Bronn.
 Fig. 23 a, b. — *Ringicula* (*Ringicula*) *auriculata* Menard.
 Fig. 24 a, b. — *Dentalium* (*Antate*) *strenu* Schleichheim.
 Fig. 25. — *Dentalium* (*Dentalium*) *michelii* Hübner.
 Fig. 26 a, b. — *Dentalium* (*Pinelid*) *badense* Patsch.





Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LIX/4.



4. STRATIGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA CRONOLOGIEI PROCESELOR VULCANICE NEOGENE DIN MUNTII CĂLIMANI, GURGHIU ȘI HARGHITA ¹

DE

DAN P. RĂDULESCU ²

Abstract

Comments on the Chronology of Neogene Volcanic Processes in the Călimani, Gurghiu and Harghita Mts. In commenting four absolute age determinations (see Table I) of volcanic rocks the author concludes that (1) the volcanic activity within the three massifs was not simultaneous but more and more recent toward south, and (2) the upper limit of the volcanism does not reach the Pleistocene but remains around the age of $3,9 \times 10^6$ years.

Recent au fost executate câteva determinări de vîrstă absolută a unor roci vulcanice neogene din România (Rădulescu, Pătrașcu, Bellon, 1972); cu toate că selectarea formațiunilor supuse determinării a avut în vedere un obiectiv special, foarte restrîns, rezultatele obținute îngăduie unele observații preliminare asupra cronologiei ansamblului proceselor vulcanice desfășurate în cursul Neogenului în Carpații Orientali.

Rezultatele determinărilor de vîrstă absolută sînt prezentate în tabelul 1; toate probele reprezintă roci complet proaspete. Cele 4 valori de care dispunem permit comentarea, cu precădere, a două probleme: corelarea proceselor vulcanice desfășurate în cele 3 masive muntoase, Călimani, Gurghiu și Harghita, și limita superioară a intervalului de activitate vulcanică.

¹ Comunicare în ședința din 17 martie 1972.

² Facultatea de Geologie-Geografie, Bul. Bălcescu nr. 1, București.



Corelarea proceselor vulcanice desfășurate în Munții Călimani, Gurghiu și Harghita

Pe baza cunoștințelor geologice actuale, cele 4 determinări de vîrstă absolută permit o primă apreciere asupra relațiilor generale dintre fenomenele desfășurate în cele 3 porțiuni ale lanțului eruptiv, Munții Călimani, Gurghiu și Harghita.

În tabelul 2 este prezentată, după ultimele lucrări publicate, succesiunea produselor eruptive în cele 3 porțiuni cu indicarea formațiunilor din care s-au făcut determinări de vîrstă absolută și valorile obținute.

TABELUL 1

*Vîrsta absolută a unor roci vulcanice din Carpații Orientali **

Nr. probă	Natura petrografică	Punctul de colectare	Vîrsta (milioane ani)
R ₂₅	Andezit cu augit și hipersten	Piriul Tăieturilor (valca Haitei), Munții Călimani	7,08 ± 0,21
R ₄₆₁	Bazalt cu augit și olivină	Confluența valca Iivei—valca Mureșului, Munții Călimani	7,37 ± 0,66
R ₄₆₁	Andezit cu hornblendă verde	Valea Jirca, Munții Gurghiu	6,8 ± 0,4
R ₄₂₂	Andezit cu hipersten dominant și augit	Vlăhila, carieră în valea Virghișului, Munții Harghita	3,92 ± 0,2

* Determinările au fost executate de H. Bellon în Laboratorul de cronologie absolută al Facultății de științe de la Orsay (D. Radulescu, Șt. Pătrașcu, H. Bellon, 1972).

Relațiile dintre fenomenele din Munții Harghita și cele din Munții Gurghiu apar cu suficientă claritate deoarece succesiunile de roci din cele două regiuni sînt, practic, identice: andezitele amfibolice sînt, în ambele regiuni, mai vechi decît cele cu augit și hipersten. Poziția celor două puncte de recoltare a probelor în structurile vulcanice respective corespunde acestor relații iar valorile de vîrstă determinate demonstrează justetea interpretării geologice. Părererea autorului este că diferența de la $6,8 \pm 0,4 \times 10^6$ la $3,92 \pm 0,2 \times 10^6$ ani — în ipoteza extrapolării de la un masiv la celălalt a fiecăreia din cele două valori de vîrstă — este prea mare pentru a justifica ansamblul de fenomene desfășurate în fiecare regiune între momentul apariției andezitelor amfibolice și cel al apariției andezitelor cu augit și hipersten și că, deci, este foarte probabil că apariția tipurilor petrografice similare nu a fost concomitentă în cele două regiuni; cele două va-



lori de vîrstă par a indica — așa ca și diverse elemente de ordin geologic — că ansamblul fenomenelor desfășurate în Munții Harghita este mai recent decît ansamblul fenomenelor desfășurate în Munții Gurghiu.

TABELUL 2

Succesiunea produselor vulcanice în Munții Călimani, Gurghiu și Harghita*.

Vîrsta mil. ani	Călimani		Gurghiu	Harghita	Vîrsta mil. ani
	Nord	Sud			
3,92				and. bazaltoid	3,92
				and. hipersten dominant.	
	and. bazaltoid + bazalt		and. bazaltoid	and. augit + hipersten	
6,8	and. biotit + amfiboli		and. augit + hipersten	and. piroxeni + amfiboli	6,8
	and. piroxeni super.	and. bazaltoid + bazalt	and. piroxeni + amfiboli	and. hornblendă + biotit	
	and. amfiboli	and. biotit + amfiboli	and. hornblendă verde	and. hornblendă	
7,08	and. piroxeni infer.	and. piroxeni	and. hornblendă brună		7,08
7,37	diorit	and. amfiboli			7,37
			and. bazaltoid		
	and. piroxeni + amfiboli	diorit	and. piroxeni		
	dacit	and. piroxeni + amfiboli	and. piroxeni + amfiboli		
		dacit	and. amfiboli.		

Notă. Este evident că din poziția în tabela rocilor, cu excepția celor 4 pentru care există determinări (incadrate), nu poate fi dedusă cu exactitate vîrsta lor absolută; poziția lor reprezintă numai o sugestie în ceea ce privește vîrsta absolută.

*. Tabelul prezintă într-o formă simplificată concluziile lucrărilor citate în bibliografie.



fără însă ca începerea activității din Munții Harghita să fi avut loc, neapărat, după încheierea a ceea ce din Munții Gurghiu (tabelul 2 nu poate reda astfel de detalii ale relațiilor dintre fenomenele desfășurate în cele 3 regiuni).

Situația din Munții Călimani este ceva mai greu de interpretat, deși cercetătorii regiunii nordice și cei ai regiunii sudice cu ajuns la stabilirea unor succesiuni de produse care corespund foarte bine în liniile lor principale. Poziția formațiunilor a căror vîrstă absolută a fost determinată este foarte clară în cele două succesiuni. Atribuirea celor două vîrste ne duce însă la o situație care, înată ca atare, este puțin verosimilă: andezitele bazaltoide cu $7,37 \pm 0,66 \times 10^6$ ani ar reprezenta cele mai tinere produse în partea sudică, în timp ce andezitele piroxenice din Pirul Tăieturilor, cu $7,08 \pm 0,21 \times 10^6$ ani, s-ar situa în partea inferioară sau mijlocie a succesiunii din zona nordică a Munților Călimani.

Prima alternativă de interpretare, aceea a acceptării aproximativ a ceea ce vîrste pentru încheierea activității în partea sudică și pentru partea ei de început în zona nordică ni se pare exclusă (această alternativă este figurată în tabelul 2 între paranteze în coloana corespunzînd părții nordice a Munților Călimani); nu există nici un element geologic care să indice o asemenea diferență între desfășurarea fenomenelor din cele două regiuni ale Munților Călimani.

O a doua alternativă, aceea a acceptării erorii maxime în sensul reducerii valorii $7,37 \times 10^6$ la cea $6,7 \times 10^6$ ani, ni se pare puțin probabilă deoarece, echivalînd andezitele bazaltice din partea nordică cu cele din partea sudică, s-ar ajunge la concluzia, evident neverosimilă, că aproape întreaga activitate vulcanică din Munții Călimani s-ar fi desfășurat în decurs de numai cea $3,8 \times 10^6$ ani ($7,08 \times 10^6 - 6,7 \times 10^6$ ani).

Posibilități de interpretare suplimentare există dacă succesiunilor stabilite de cercetătorii celor două regiuni li se aduc unele modificări.

O a treia alternativă apare în ipoteza că, în regiunea nordică, cele două nivele de andezite piroxenice constituie, în realitate, un singur nivel (din punct de vedere cronologic); atunci valoarea $7,08 \times 10^6$ ani ar corespunde cu porțiunea superioară a succesiunii și diferența dintre regiunea sudică și cea nordică, în ceea ce privește partea terminală a activității, s-ar găsi în limite acceptabile.

O a patra alternativă ar apare, în sfîrșit, dacă poziția în succesiune a andezitelor bazaltoide din partea sudică n-ar fi reală. Singura altă posibilitate ar fi ca ele să facă parte din compartimentul inferior vulcano-sedimentar; în acest caz întreg restul succesiunii de roci din această regiune —

aparținând compartimentului superior — ar trebui să fie mult mai tânăr decât $7,37 \times 10^6$ ani. O asemenea situație n-ar putea fi corelată însă cu cea din regiunea nordică — nici în cazul existenței unui singur nivel de andezite piroxenice nici în cazul existenței a două asemenea nivele — deoarece deplasînd foarte mult spre actual limita superioară a perioadei de activitate din regiunea sudică s-ar crea o diferență prea mare între momentele terminale din cele două regiuni, comparabilă cu cea din prima alternativă socotită și ea, din acest motiv, inacceptabilă.

Impresia autorului este, în limita cunoștințelor actuale, că cea de-a treia alternativă este cea mai verosimilă. Examinarea hărții și a textului în care au fost definite și separate cele două tipuri de andezite piroxenice (Cosma et al., 1964) nu furnizează elemente care să excludă cu desăvîrșire o asemenea interpretare; autorul lucrării de față nu are însă alte elemente pentru susținerea echivalării celor două nivele de andezite și nu poate face, bineînțeles, o afirmație hotărîită în acest sens.

Acceptarea acestei alternative pentru succesiunea produselor vulcanice din Munții Călimani — ea, de altfel, și eventuala acceptare a alternativei 2 sau, parțial, a alternativelor 1 și 4 — conduce și la concluzia că încheierea activității vulcanice aici s-a produs mai timpuriu decît în Munții Gurghiu (andezitele piroxenice la $7,08 \times 10^6$ ani în Munții Călimani în timp ce la $6,8 \times 10^6$ ani succesiunea din Munții Gurghiu se găsește abia la andezitele cu hornblendă). În felul acesta se completează argumentarea ideii migrării vulcanismului dinspre nord spre sud; și în acest caz, ea și în cazul Gurghiu-Harghita, perioadele de activitate din cele două regiuni se suprapun parțial, în timp.

Limita superioară a intervalului de activitate vulcanică

În discuția asupra limitei superioare a vulcanismului din Carpații Orientali n-au putut fi aduse, pînă acum, decît puține argumente de ordin obiectiv. Două sînt elementele care au fost folosite în acest sens și care au creat — atît la cercetătorii regiunii vulcanice (Peltz, 1969; Peltz, Peltz, 1964; Rădulescu, Vasilescu, Peltz, Peltz, 1964; Rădulescu, Boroș, 1968) cît și la cei ai formațiunilor cuaternare din jurul acesteia (Ghenea, 1967; Ghenea, Bandrabur, Mihăilă, Ghenea, Giurgea, 1971; Ghenea, Bandrabur, Mihăilă, 1971; Liteanu, Ghenea, 1966) — impresia că activitatea vulcanică s-a prelungit pînă la începutul Pleistocenului: relativ buna conservare a aparatelor vulcanice și constatarea unor intercalații de material cineritic în depozitele pleistocene. Recent (Peltz, Peltz,



1970), s-a argumentat chiar continuarea activității pînă în Pleistocenul superior.

În conformitate cu vîrstele absolute discutate în acest articol și cu ideea migrării vulcanismului de la nord spre sud, trebuie să ne așteptăm ca produsele cele mai tinere ale vulcanismului din Carpații Orientali — dacă excludem din considerațiile noastre vulcanismul bazaltic din Munții Perșani — să le găsim în Munții Harghita.

Cea mai mare parte a Munților Harghita — regiunile centrală și nordică — este acoperită de andezite cu augit și hipersten în curgeri largi, practic neafectate de eroziune; exceptînd aparițiile de andezite bazaltoide — corpuri intruzive mici, puțin numeroase — andezitele cu augit și hipersten sînt considerate de toți cercetătorii (Lazăr, Arghir, 1964; Peltz, Peltz, 1964; Rădulescu, Vasilescu, Peltz, Peltz, 1964; Rădulescu, Borcoș, 1968) a reprezenta ultimele produse ale activității vulcanice. În partea centrală a Munților Harghita, din masa andezitelor cu augit și hipersten au putut fi separate forme cu hipersten dominant, eliberate de aparate vulcanice dintr-o a doua generație asociate aparatului vulcanic principal care reprezintă, probabil, o calderă; ele sînt, deci, mai tinere decît restul andezitelor cu augit și hipersten (Rădulescu, 1964).

Proba R₄₂₂ provine din curgerea de andezite cu hipersten dominant deschisă în cariera de la est de localitatea Vlăhița; vîrsta sa absolută, $3,92 \times 10^6$ ani, reprezintă, în consecință, în mod sigur, partea terminală a perioadei de emisiune de magme în cea mai mare parte a Munților Harghita. Andezitele bazaltoide, atît în nordul cit și în sudul Munților Harghita, nu pot să fi apărut mult după acest moment; de altfel, în regiunea nordică ele fac parte chiar din structura aparatului vulcanic Ostoros (Peltz, Peltz, 1964), așa încît existența unui interval mare de timp între apariția lor și cea a andezitelor cu hipersten și augit este exclusă.

Harta geologică a României 1 : 200 000 (Foata 20, Odorhei, 1968) sugerează pentru andezitele cu amfiboli și biotit din partea sudică a Munților Harghita o poziție cronologică similară (sau superioară) aceleia a andezitelor cu augit și hipersten — fără a o argumenta în textul explicativ — în ciuda faptului că ultimii cercetători ai acestei regiuni socotesc andezitele cu augit și hipersten mai tinere (Lazăr, Arghir, 1964). Chiar în alternativa sugerată de harta geologică 1 : 200 000, vîrsta andezitelor cu amfiboli și biotit nu poate fi mai recentă decît cea a andezitelor cu augit și hipersten cu diferențe de ordinul milioanei de ani.



În concluzie, activitatea vulcanică din cea mai mare parte a Munților Harghita și deci, din lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita s-a încheiat în urmă cu cea $3,9 \times 10^6$ ani; în puține puncte, formarea de roci vulcanice a continuat o perioadă de timp încă nedeterminată — dar, după toate indicațiile scurtă — fără a se atinge, în acest fel, limita Pliocen-Cuaternar. În lumina acestor date, interpretarea celor două observații menționate la început trebuie revizuită și apare mai probabil (a) că buna conservare a morfologiei vulcanice se datorește unei intensități foarte scăzute a eroziunii și (b) că nivelele de cinerite din depozitele cuaternare se găsesc în zăcămint secundar ceea ce, de altfel, este indicat și de faptul, demonstrat de toate corectările din regiunea vulcanică, că activitatea s-a încheiat cu procese efuzive și nu explozive.

O ultimă observație care se poate face este aceea că, cel puțin pentru Munții Gurghiu și Harghita, interpretarea generală a succesiunii fenomenelor geologice — existența unui compartiment vulcano-sedimentar, născut prin distrugerea unor aparate vulcanice mai vechi, și a unui compartiment superior, acela al suprastructurilor vulcanice astăzi vizibile — se dovedește a fi compatibilă cu perioadele de timp definite de vârstele absolute: perioada activității vulcanice mai recente fiind de $3,5 - 4 \times 10^6$ ani (între momentele cea $7,0$ și cea $3,5 \times 10^6$ ani), perioada de activitate mai veche și de erodare a aparatelor vulcanice corespunzătoare poate fi foarte bine concepută a fi durat cea 5×10^6 ani, între începutul Pliocenului (limita Miocen-Pliocen la 12×10^6 ani) și momentul cea $7,0 \times 10^6$ ani în urmă.

BIBLIOGRAFIE

- Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei Munților Călimani de nord și Birgău de sud. *D. S. Inst. Geol. L/2*, București.
- Ghenea C. (1967) Prezența unui tuf vulcanic în Villafranchianul din depresiunea valahă. *St. tehn. econ.*, II, 3, București.
- Bandrabur T., Mihăilă N., Ghenea Ana, Gîrgea F. (1971) Notă explicativă la Harta cuaternarului din România 1:1 000 000, Inst. Geol. București.
- Bandrabur T., Mihăilă N. (1971) Guidebook for Excursion INQUA, Prahova Valley — Brașov Basin, Inst. Geol. București.
- Lazăr Aurelia, Arghir Adela (1964) Studiul geologic și petrografic al cruptivului neogen din partea de sud a munților Harghita. *D. S. Inst. Geol. L/2*, București.
- Liteanu E., Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România *St. tehn. econ.* H, 1, București.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ.*, I, 4, București.



- Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostorog (munții Harghita). *D.S. Inst. Geol. L/1*, București.
 - Peltz Margareta (1970) Contribuții petrografice și paleovulcanice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu. *D. S. Inst. Geol. LVI/1*, București.
- Rădulescu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a munților Harghita. *D. S. Inst. Geol. L/2*, București.
- Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
 - Borcoș M. (1968) Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *Ann. Com. Géol. XXXVI*, București.
 - Pătrașcu Șt., Bellon H. (1972) Pliocene Geomagnetic Epochs: New Evidence of Reversed Polarity around the Age of 7 my. *Earth a. Planetary Science Letters*, 14/1.
- x x x Harta geologică a României 1: 200 000, Foaia 20 Odorhei, 1968, București.

CONSIDERATIONS SUR LA CHRONOLOGIE DES PROCESSUS VOLCANIQUES NÉOGÈNES DES MONTS CĂLIMANI, GURGHIU ET HARGHITA

(Résumé)

En examinant à la lumière des connaissances géologiques existantes quatre déterminations d'âge absolu (tab. 1) effectuées sur des roches volcaniques néogènes des Monts Călimani Gurghiu et Harghita, deux idées s'en détachent sur cette région.

Les processus volcaniques ne se sont pas déroulés simultanément dans les trois massifs montagneux. Le volcanisme a avancé du N au S, la partie terminale de la période de manifestation dans une région septentrionale correspondant au début de la période des manifestations dans la région adjacente située au S.

L'achèvement de l'activité volcanique (dans les Monts Harghita et par conséquent dans l'ensemble de la chaîne volcanique) a eu lieu il y a environ $3,5 \times 10^6$ années, fait démontré par l'âge de $3,92 \times 10^6$ années obtenu pour les derniers produits volcaniques dans la plus grande partie des Monts Harghita. Après ce moment, l'activité volcanique n'a été que de courte durée, insignifiante pour établir la limite supérieure du volcanisme dans cette région.



4. STRATIGRAFIE

INFORMARE ASUPRA „REUNIUNII A V-a A GRUPULUI DE LUCRU PENTRU PARATETHYS — MAI-IUNIE — 1972 — ROMÂNIA

DE

FLORIAN MARINESCU¹, MUȘAT GHEORGHIAN¹

În perioada 29 mai — 8 iunie a avut loc în România a V-a reuniune a Grupului de lucru pentru Paratethys.

Organizarea reuniunii în România a fost propusă în 1970 la Viena, la cea de a III-a reuniune a grupului pentru Paratethys.

Grupul de organizare a cuprins următorii specialiști: I. Andreescu¹, Doina Gheorghian¹, M. Gheorghian¹, Fl. Marinescu¹, I. Mirza², I. C. Motaș¹, T. Orășanu¹, I. Papanopol¹, Gh. Popescu¹, A. Rusu¹, N. Șuraru². Pentru completarea unor date paleontologice au mai colaborat Josefina Stancu¹ și R. Olteanu¹.

În afara membrilor Grupului de lucru pentru Paratethys, la această reuniune au fost invitați și alți specialiști din Austria, Bulgaria, Cehoslovacia, Jugoslavia, Polonia, Ungaria, URSS precum și din alte țări care, la Colocviul Neogenului Mediteranean de la Lyon — 1971 și-au exprimat dorința de participare.

Reuniunea a debutat cu o zi de ședințe la Cluj, a continuat cu 7 zile în care au fost parcurși 2 600 km-excursie prin țară și s-a încheiat cu 3 zile de discuții la București. La ședințele de la Cluj și București cât și la excursie au participat câteva grupe de specialiști din țară: de la Centrala Industrială a Gazului Metan — Mediaș, Institutul de Cercetări pentru Petrol — Cîmpina, Institutul de Petrol-Gaze și Geologie din București, Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni — București, Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice — București, Universitatea Babeș-Bolyai — Cluj,

¹ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

² Catedra de Geologie, Universitatea din Cluj, Str. Kogălniceanu Cluj.



Universitatea din București și Universitatea Al. I. Cuza din Iași. Numărul participanților s-a ridicat la 99 de persoane, a căror listă nominală este anexată lucrării.

Deschiderea reuniunii

Reuniunea a început la Cluj, în ziua de 29 mai 1972, în aula Nicolae Iorga a Universității Babeș-Bolyai, cu cuvintele de salut ale Prof. Dr. Doc. Șt. Pascu — rectorul Universității din Cluj, M. Bleahu — director adjunct științific al Institutului Geologic din București și A. Papp — din partea Grupului de lucru pentru Paratethys. Au urmat scurte prezentări ale Neogenului din România, expuse de I. O. Moțaș — pentru Miocenul inferior-mediu și de F. I. Marinescu pentru Sarmatian și Pliocen. Programul reuniunii de la Cluj a continuat cu vizitarea colecțiilor de geologie și de mineralogie a Universității.

Excursia

În continuare a urmat excursia științifică, ce s-a desfășurat în perioada 30 mai-5 iunie. În cadrul excursiei au fost vizitate profile deschise în depozitele neogene din Transilvania, Banat, Oltenia și Muntenia. Organizarea administrativă a excursiei a fost preluată de către Oficiul Național de Turism, iar partea științifică a revenit grupului de organizare a căruia componentă a fost prezentată mai sus.

În timpul excursiei participanții au analizat profilele prezentate, au colectat fosile și probe micropaleontologice și au discutat, atât la fața locului cât și în timpul deplasărilor de la o oprire la alta, confruntându-și opiniile.

În prima zi de excursie a fost parcurs traseul Cluj-Baciu-Sînpaul-Zimbor-Hida iar la înapoiere s-a intrat pînă la Coruș. În această primă zi au fost examinate depozitele egericne-stratice de Zimbor pe pînă Sintic-Zimbor și stratele de Sînmihai pe valea Măgura în comuna Sînmihaiu-Almașului; depozitele eggenburgiene — nisipurile de Coruș la localitatea tip și argilele de Chereșiș de la dealul Coruș; depozite eggenburgian-ottnangiene — stratele de Hida de la localitatea tip precum și depozitele badeniene — strate de Ciceu-Giurgești la Popești-Cluj.

Traseul celei de a doua zi de excursie a trecut prin Gherla-Dej și în apoi, apoi Cluj-Turda-Alba Iulia-Sibiu. Pe acest traseu au fost examinate: depozite de vîrstă eggenburgian-ottnangiană — strate de Hida; depozite de vîrstă oligocenă — eggenburgiană — strate de Bizușa, de Heanda și



de Buzaş în facies marnos precum și depozite de vîrstă karpatiană-badeniană — strate de Ciccu-Giurgești și tuful de Dej; iar în drum spre Turda — depozite badeniene cu celestină și gips.

Traseul celei de a treia zi de excursie a început la Sibiu -Rășinari apoi prin Deva-Caransebeș-Reșița. Au fost examinate depozite badeniene la Rășinari și Lăpugiu; depozite sarmatice la Rășinari și Soceni și depozite pannoniene la Soceni.

În ziua a patra de excursie s-a plecat de la Reșița spre Turnu Severin prin Soceni-Caransebeș-Mehadia-Orșova. Au fost examinate deschideri în depozite de vîrstă badeniană-ponțian inferioară, cu opriri la Bolnișoara (7 km de Caransebeș), Cura Văii (Orșova), Breznița, Jidoșlița, Valea Morilor (Turnu Severin).

Ziua a cincea de excursie a început la Turnu Severin, excursia trecînd prin Tirgu Jiu și Rimnicu-Vilcea. Au fost examinate deschideri în care aflurează depozite de vîrstă badeniană, ponțiană și daciană cu opriri la Ilovăț, Valea Berii-Șișești de Sus, Piștești, Valea Mare-Bengești, Ciocadia, Dealul Țuțurului-Buleta.

În ziua a șasea excursia a avut traseul Cozia-Pitești -Tîrgoviște-Cimpina-Ploiești. Au fost examinate deschiderile în depozitele egerian-badeniene din lungul văii Prahova în regiunea Breaza-Cimpina.

Ziua a șaptea de excursie a avut o modificare de program. Traseul urmat a fost Ploiești-Buzău- vizitarea vulcanilor noroioși de la Bercă-Pictele Mari, regiune declarată rezervație naturală.

Programul excursiei realizate a coincis aproape întru totul cu cel propus și descris în ghidul excursiei (1972). Excepție face ultima zi cînd, din cauza lucrărilor la unul din podurile șoselei dintre Buzău și Vintilă Vodă circulația a fost întreruptă împiedicîndu-se în acest fel examinarea Pliocenului din lungul Slănicului de Buzău.

Ședințele de lucru — Discuții și concluzii

În scopul de a distiga timp pentru discuțiile cu caracter științific de la București, în timpul excursiei, în seara zilei de 4 iunie, a avut loc la Ploiești o primă ședință de lucru, privind publicațiile din seria Chronostratigraphie und Neostatotypen.

În această ședință Dr. J. S e n e ș a anunțat că volumul asupra Sarmatianului este deja încheiat și trimis la tipografie, urmînd să înceapă pregătirile pentru redactarea volumului asupra Egerianului.

Pentru acest volum, la care colaborează deja specialiști din Austria, Cehoslovacia și Ungaria, s-a propus ca din România să fie prezentate 3—4

profile de referință din deschideri naturale din diverse regiuni ale țării și în diverse faciesuri. Din discuții s-au ales următoarele profile: stratele de Zimbor și de Sîmihai din NW Transilvaniei; stratele de Valea Lăpușului — faciesul intermediar al stratelor de Vima, din nordul Transilvaniei, formațiunea de Tîlmaciu din sudul Transilvaniei; bazinul Petroșani. De la exteriorul Carpaților nu a putut fi ales un profil reprezentativ, deoarece depozitele egeriene din acea regiune au fost resedimentate în Eggenburgian (orizontul brecei sedimentare din formațiunea de Cornu). Au fost stabiliți responsabilii pentru România (N. Șuraru — pentru problemele de coordonare a datelor de stratigrafie și descriere a profilelor) și pentru unele grupe paleontologice (B e k e B a l d i — Moluște; I. C i c h a — Foraminifere; C. L e b e n z o n — nanuoplancton). Circulara privind organizarea lucrului pentru acest volum va fi difuzată de către redactorul coordonator al volumului, Dr. J à n S e n e ș .

În zilele de 6 — 8 iunie au avut loc, în incinta bibliotecii Institutului Geologic din București, ședințele de lucru ale Grupului pentru Paratethys.

6 iunie — în timpul dimineții s-au discutat problemele legate de corelarea formațiunilor Miocenului inferior și mediu (Egerian—Badenian) din România, cu cele din Paratethysul central. La discuții au luat cuvîntul Dr. I. C i c h a , Prof. G. D e m a r e q , Dr. D o i n a G h e o r g h i a n , Dr. M. G h e o r g h i a n , Dr. M a r i a n a I v a , Prof. A. P a p p , Dr. G h . P o p e s c u , Dr. J. S e n e ș , Dr. N. Ș u r a r u . A fost prezentată o scară cronologică a foraminiferelor bentonice în paralel cu cele planctonice.

Întrucît s-au exprimat pe de o parte opinii deosebite privind scara cronostratigrafică a Miocenului pre-badenian din Paratethys, iar pe de altă parte dorința de a se examina material micropaleontologic, s-a propus ca discutarea acestor probleme și examinarea la microscop să se continue în cadrul unui grup restrîns de către cei interesați.

În după amiaza zilei de 6 iunie, lucrările reuniunii au continuat cu discuții asupra părții superioare a Miocenului și asupra intervalului de la limita Miocen-Pliocen. Problemele limitei Miocen-Pliocen nu au intrat în discuție, toți specialiștii fiind de acord că această chestiune depășește cadrul grupului de lucru pentru Paratethys, ea trebuind să fie discutată la scară globală.

O discuție amplă a avut loc asupra conținutului Sarmatianului și asupra termenului intercalat între Sarmatian (sensu S u e s s) și Pontian. Ținînd cont de prioritate (S u e s s , 1866) s-a recomandat păstrarea denumirii „Sarmatian” pentru intervalul cuprins între Badenian și Pannonian (sau echivalentele acestuia). Acest etaj cuprinde astfel Volhynianul și Bes-



sarabianul inferior (— stratele cu *Cryptomactra* sau echivalentele sale, anterioare nivelelor în care apar faunele cu congerii și melanopside din bazinele dacic și euxinic). Păstrarea în Euxinia a sensului mai larg al Sarmațianului este o chestiune de convenție locală, dar este necesară precizarea că nu este vorba de Sarmațian *s. str.* Din discuții a reieșit clar că această delimitare în cuprinsul Bessarabianului este marcată și de modificări ale faunelor, nu numai de cardiacee, dar și a altor moluște, precum și a foraminiferelor. G. H. Voicu a subliniat importanța formelor de „*Sphaeridia*” pentru corelările ce pot fi făcute în Sarmațian, străgînd atenția că opiniază a le încadra din punct de vedere sistematic la Misidae, ele fiind statolite.

Pentru intervalul următor, cuprins între Sarmațian *s. str.* și Pontian, este utilă folosirea unei denumiri comune, cel puțin pentru Paratethysul central. Necesitatea adoptării acestei denumiri apare evidentă mai ales acolo unde, în cadrul aceluiași teritoriu se găsesc terenuri neogene aparținînd mai multor arii cu evoluție deosebită (pannonică, dacică, euxinică). Această necesitate apare evidentă mai ales pe teritoriul României și din acest motiv denumirea de Malvensian apare ca deosebit de utilă. S-a atras atenția că denumirea a fost aleasă în mod intenționat din bazinul dacic, regiune intermediară între Pannonia și Euxinia, tocmai pentru a sublinia posibilitățile de corelare între aceste regiuni. Termenul de Pannonian, folosit încă și azi în cele două sensuri (cel inițial, al lui Roth von Telegt și redefinit de Lorenthey, și sensul restrîns dat de P. Stevanović), reprezintă mai mult denumirea unui facies particular al depozitelor neogene postsarmațiene din bazinul panonic. Utilizarea în continuare a denumirii de Pannonian în sensul său larg (Austria, Cehoslovacia, Ungaria) sau adoptarea unuia din termenii echivalenți — Pannonian sens restrîns (în Jugoslavia) ori Malvensian (propus de România) — în domeniul panonic rămîne o chestiune de opțiune, dar se recomandă specialiștilor de a face efortul de a adopta un limbaj comun și cît mai util posibilităților de corelare cît mai largă.

În acest fel Malvensianul, sinonim cu Pannonianul în sens restrîns (Stevanović, 1961), cuprinde pe de o parte Slavonianul iar pe de altă parte Bessarabianul superior, Kersonianul și Meotianul. O corelare mai exactă a acestor subdiviziuni utilizate de cele două părți ale Carpaților, nu este încă posibilă, dar rezultatele studiilor asupra moluștelor și mai ales asupra ostracodelor oferă numeroase speranțe pentru viitorul apropiat.

Aceste păreri au fost susținute de Prof. A. Papp, Prof. Emilia Saulca, Dr. R. Jifíček, Dr. Fl. Marinescu, Dr. Florica

N e g o i ț ă . O părere deosebită a prezentat Dr. E m i l i a K o j u m d g i - e v a care a susținut că Pannonianul în sens restrins este aproape în întregime echivalent Meotianului.

În ziua de 7 iunie discuțiile au continuat asupra Pontianului, Dacia- nului și Romanianului.

S-a conchis că Pontianul este etajul Pliocen ale cărui depozite pot fi cel mai ușor corelate în cuprinsul Paratethysului. Baza sa este marcată de faunele cu *Congeria unguilacaprae*, în Pannonia, primele apariții ale spe- ciei *Paradaena abichi*, în bazinul dacic și Euxinia (echivalent stratelor su- perioare ca abichi din Pannonia), uneori asociată cu *Didacna strophora* și *Congeria digitifera*, sau cu primele nivele cu *Prosodacna littoralis* (în Euxi- nia și o parte din bazinul dacic). Limita superioară este dată de primele Pachydacne din Dacian sau Cimmerian. Subdiviziunile Pontianului sînt Odessian, Portaferrian și Bosphorian.

Discuții mai ample s-au purtat asupra denumirii subdiviziunii infe- rioare a Pontianului. Dr. V. S e m e n e n k o a recomandat denumirea de Novorossian, ea fiind mai veche (1897), ea aparținînd lui S o k o l o w . În acest fel accepțiunea dată Novorossianului de către N. A n d r u s s o w , ca intervalul care cuprinde Pontianul inferior și mediu, pînă la Bosphorian, ar fi mai recentă (1917). În acest sens s-a redactat și tabelul de corelări din concluziile reuniunii. Discuțiile duse ulterior de I. C. M o t a ș , I. A n d r e - e s e c u și I. P a p a i a n o p o l cu V. S e m e n e n k o și revederea datelor de bibliografie au arătat că de fapt S o k o l o w împărțea Pontianul în trei subdiviziuni, dar fără să le fi denumit. Denumirea de Novorossian apar- ține lui A n d r u s s o w (1917) și cuprinde primele două subdiviziuni ale lui S o k o l o w (inclusiv stratele cu *rhomboidea* sau echivalentele sale). În acest fel este recomandabil păstrarea sensului dat de A n d r u s s o w pentru prima parte a Pontianului, pînă la Bosphorian, iar pentru Pon- țianul inferior (cuprins între baza Pontianului și stratele cu *Congeria rhom- boidea* sau echivalentele sale) să se folosească numele propus recent (M a c a - r o v i c i , M a r i n e s c u , M o t a ș , 1965) de Odessian.

Portaferrianul este intervalul Pontianului cu conținutul cel mai uni- form de faună din întregul Paratethys și cu aria cea mai mare de răspîndire. El marchează momentul de maximă extensiune a depozitelor pontiene și cuprinde formațiunile cu *Congeria rhomboidea*, *C. balatonica*, *C. triangularis*, *Prosodacna carbonifera*.

Bosphorianul, subdiviziunea superioară a Pontianului, reprezintă un interval în care fauna o continuă pe cea portaferriană dar mai sărăcită.



În bazinul pannonic nu sînt cunoscute din Pontian decât Odessianul și Portaferianul, echivalentul Bosphorianului găsindu-se probabil în baza stratelor inferioare cu paludine.

Următorul interval stratigrafic discutat a fost Dacianul. Numele sîndat de Teissyre (1906) are prioritate asupra Kimmerianului (Andrusow, 1907), numai cîă sinonimia lor nu poate fi considerată perfectă din cauza penuriei de date care sîă permită o echivalare exactă a limitelor superioare ale celor două subdiviziuni. Echivalentul pannonic al Dacianului se află tot în stratele inferioare cu paludine. În bazinul dacic, Dacianul a fost împărțit în două subdiviziuni. Dacianul inferior — Gețianul, caracterizat în special prin *Pachydaena*, avînd extinderea cea mai mare, și superior — Parscovianul, mai restrîns ca arie de rîăspîndire și caracterizat prin prezența genului *Prosodacna* (*Psilodon*) și a genurilor *Horiodacna* și *Limnodacna*. În bazinul Euxinic Kimmerianul cuprinde trei subdiviziuni, din care cea inferioară, Azovianul, corespunde aproximativ Gețianului, fîără însă cîă limitele lor superioare sîă coincidă. În acest fel Camishburunianul și Panticapaeianul, subdiviziunile următoare, conținînd prosodacne mari de tip *macrodon*, se pot corela cu aproximație cu Parscovianul. Un facies înduleit al Kimmerianului este reprezentat prin stratele de Duab.

Următoarea temă discutată a fost ultimul termen al Pliocenului. În bazinul dacic el este reprezentat prin etajul Romanian, caracterizat prin apariția speciei *Unio sturdzae* în bază și prin abundența speciilor *Viviparus bifarcinatus* și *V. stricturatus*. Prezența, în stratele medii cu paludine din sudul bazinului pannonic a aceluorași specii de *Viviparus* deschide perspectiva corelării acestor depozite cu cele din România. Același lucru s-a remarcat și în ceea ce privește faunele din Kuzalnikian. Din aceste motive se recomandă studierea aprofundată a unionidelor și viviparidelor din aceste depozite. În acest fel se speră sîă se poată aborda corelarea cît mai exactă a stratelor medii și superioare cu paludine — cu Romanianul și a acestuia cu Kuzalnikianul. Deoarece nici limita inferioară a acestor etaje locale și cu atît mai puțin cea superioară (care este funcție de hotărîrea ce se va adopta cu privire la limita Pliocen-Pleistocen) nu pot fi bine corelate, deocîndată nu se poate recomanda folosirea unui termen stratigrafic unic. Din acest motiv s-a conchis cîă deocîndată pentru Pliocenul superior sîă se continue folosirea denumirilor locale, problema nomenclaturii rîămînînd deschisă. Pentru rezolvarea acestei probleme este imperios necesară aprofundarea studiului faunelor de moluște și de ostracode din intervalul Pliocenului superior.

La discuții au luat cuvîntul: Nadežda Gagić, Elisabeta Hanganu, R. Jiříček, G. Karatishvili, Fl. Marinescu, I. C. Moțaș, Vl. Semenenko, Ana Sokać, P. Stevanović. Trebuie reținută intervenția colegilor Ana Sokać și Nadežda Gagić, care pe baza unor studii asupra ostracodelor au remarcat că stratele cu paludine pot reprezenta Pleistocenul, Pliocenului revenindu-i cel mult partea lor inferioară. Problema rămîne încă deschisă mai ales că este necesar un studiu comparativ și în bazinul dacic, asupra depozitelor daciene și romaniene, mai ales că în acest fel se abordează și problema limitei inferioare a Pleistocenului.

Lucrările grupului de micropaleontologie

Ședințele secțiunii au început în ziua de 6 iunie după amiază și au continuat și în ziua de 7 iunie (dimineața și după amiază). Ele au avut un caracter de lucru (examinarea preparatelor la microscop) și de discuții — schimburi de păreri.

Au luat parte: R. Brzobohaty⁴, I. Cicha, M. Holzkn-echt, și R. Jiříček⁵ (Cehoslovacia), Fr. Röggl (Elveția); Adela Bistrićić, Nadežda Gagić⁵, Vera Marcović, Danica Matisin, Slavica Muldini-Mamuzić, Ana Sokać⁵ (Jugoslavia); G. Bombiță, Constanța Corobea, Cornelia Cornea, Doina Gheorghian, M. Gheorghian, Elisabeta Hanganu⁵, Mariana Iva, Florica Negoită⁵, R. Olteanu⁵, Gh. Popescu, Josefina Stancu⁴, Maria Șuraru, N. Șuraru (România).

Au fost prezentate succesiv în cadrul celor trei ședințe de lucru de la Institutul Geologic, următoarele categorii de preparate:

1. Colecția de tipuri de foraminifere planctonice (H. M. Bolli — Fr. Röggl, Elveția).
2. Colecția de asociații de foraminifere miocene din bazinul Vienei (I. Cicha — Fr. Röggl, Cehoslovacia-Elveția).
3. Colecția de foraminifere din stratele de Gostila, stratele de Ohochiș și stratele de Hida (Gh. Popescu, România).
4. Colecția de microfauună din depozitele miocene (Egerian — Ottnangian) din nordul Transilvaniei (Mariana Iva, România);

⁴ Un grup restrîns (R. Brzobohaty și Josefina Stancu) a discutat asupra otolitelor.

⁵ Grupul de specialiști în ostracode a lucrat separat; materialul cercetat a fost pus la dispoziție de Elisabeta Hanganu, Florica Negoită și R. Olteanu.



5. Colecția de specimene de *Cyclammîna* în secțiuni (Miocen, G h . P o p e s c u , România).

6. Colecția de asociații micropaleontologice din profilul tip al formațiunii de Tâlmăciu (Egerian-Eggenburgian) din sudul Transilvaniei (M. G h e o r g h i a n , România).

7. Asociații microfaunistice din depozitele badeniene — sarmațiene din sudul Transilvaniei (D o i n a G h e o r g h i a n , România).

8. Asociații microfaunistice de la Lăpugiu de Sus-Punedoara (D o i n a G h e o r g h i a n , România).

9. Asociații microfaunistice din stratele de Ciccu-Giurgești și din formațiunile suprajacentele din nordul Transilvaniei (Karpatian-Sarmațian) (G h . P o p e s c u , România).

10. Asociații și tipuri de foraminifere din Miocenul Subcarpaților din Moldova (C o n s t a n ța C o r o b e a — C o r n e l i a C o r n e a , România).

11. Asociații de microforaminifere și Miogypsiine din profilul tip al stratelor de Cornu din Subcarpații Munteniei (G . B o m b i ț ă — M. G h e o r g h i a n , România).

12. Asociații și tipuri de ostracode din Sarmațian — Pliocen din Muntenia și depresiunea getică (E l i s a b e t a H a n g a n u , România).

13. Asociații de ostracode din Sarmațian — Pliocen de la exteriorul arcului Carpatic (F l o r i c a N e g o i ț ă , România).

14. Asociații și tipuri de ostracode din Sarmațian—Pliocenul de la exteriorul arcului Carpatic și din Pannonianul din Transilvania și depresiunea panonică (R . O l t e a n u , România).

15. Asociații de otolite din depozitele sarmațiene din România (J o s e f i n a S t a n c u , România).

Din examinarea materialului micropaleontologic și din schimbul de opinii avut, se desprind următoarele :

— În privința microfaunei de foraminifere :

1. Specimenele determinate în România (M. G h e o r g h i a n) ca *Globigerinoides quadritobatus*, reprezintă (după F r . R ö g l și I . C i c h a) subspecia *Gl. quadritobatus primordius*, caracteristică Egerianului și totodată zonei N_4 din scara microbiostratigrafică internațională.

2. Formațiunea de Tâlmăciu conține numeroase forme încă nedescrise de *Uvigerina*, momentan neîntâlnite în alte locuri din Paratethys. S-a recomandat studierea și descrierea lor.



3. Profilul de la Tălmăcel, care cuprinde depozite în facies marin foarte bogate în microfaună, va fi inclus ca faciostratotip în volumul asupra Egerianului din seria Chronostratigraphie und Neostratotypen.

4. Eggenburgianul din sudul Transilvaniei este bine reprezentat microfaunistic și perfect corelabil cu cel din Cehoslovacia și Austria.

5. Specimenele determinate în România (Constanța Coro-bea, Cornelia Cornea, M. Gheorghian) drept *Catapsidraa dissimilis* (din zona cu *C. dissimilis* din baza Miocenului) nu sînt forme tipice, fapt remarcant și în alte regiuni din Paratethys. Din acest motiv rămîne ca zona să fie păstrată numai pentru bioprovincia mediteraneană și în nici un caz pentru Paratethys.

6. Exemplarele determinate în România (Mariana Iva, M. Gheorghian) drept *Globigerina pachiderma* sînt foarte asemănătoare cu tipul speciei care provine din Pleistocenul marin. Problema care se ridică și care rămîne de studiat este dacă această specie n-a fost semnalată pînă în prezent și în sedimente mai vechi decît Pleistocenul, deoarece specimenele din România provin din depozite de vîrstă eggenburgiană.

7. Este util să se insiste asupra studiului microfaunelor ce indică Ottnangianul (Constanța Coro-bea, Cornelia Cornea) la exteriorul arcului carpatic.

8. Este necesară aprofundarea studiului micropaleontologie asupra Karpatianului din România, microfauna acestui interval fiind deocamdată puțin concludentă.

9. Zoncle microfaunistice din Badenianul românesc și cele din Sarmatian sînt perfect corelabile cu cele din restul Paratethysului central.

10. În privința microfaunei de la Lăpugin-Hunedoara s-a exprimat opinia (Fr. Rögli și I. Cicha) că aceasta ar reprezenta Badenianul inferior pe baza prezenței speciei *Uvigerina macrocarinata* Papp și Turnovski. Rămîn de revizuit macro- și microforaminiferele din asociație (*Heterostegina*, *Borelis*, *Alveolina* și foraminiferele planctonice) pentru a se putea conchide definitiv asupra vîrstei (Badenian inferior sau superior).

— În privința microfaunei de ostracode:

11. S-a confirmat opinia exprimată de Elisabeta Hanganu asupra migrării faunelor de la est la vest în timpul Miocenului superior și a Pliocenului.

12. Schimbul de păreri între specialiștii români și cei jugoslavi a arătat că asociația cu Cyprididae din Malvensian (Mcoțianul) din domeniul dacic nu apare în Jugoslavia.



13. Asociațiile de ostracode din Pontianul din România sînt perfect corelabile cu cele din Paratethysul oriental.

14. Asociația de ostracode din Pannonianul din Transilvania și Banat sînt perfect corelabile cu cele din Jugoslavia și Ungaria.

15. Se recomandă intensificarea studierii ostracodelor din depozitele malvensiene din bazinele pannonic și dacic pentru punerea la punct a corelării acestor formațiuni care cuprind numeroase puncte comune (R. Jiříček și R. Olteanu).

16. S-au exprimat puncte de vedere diferite în privința încadrării taxonomice a unor genuri și specii de ostracode (Elisabeta Panganu România — Nađežda Gagić, Ana Sokać, Jugoslavia)

— În privința resturilor de pești:

17. S-a remarcat existența unor specii ce pot fi considerate index pentru Sarmatian (*Argentina rumana*, *Gadus ? minusculoides*, *Atherina austriaca* etc.

18. Fauna ihtiologică sarmatiană este deosebită de cea din Badenian prin: a) absența rechinilor; b) abundența clupeidelor, gadiidelor și gobiidelor; c) mictphiidele, de fapt forme stenohaline sînt încă prezente numai în Sarmatianul inferior din Jugoslavia și România;

19. Fauna ihtiologică din partea de NW a Paratethysului central (bazinele Vienei, al Slovaciei de est și al Dunării mijlocii) prezintă semnele unei îndulcirii mai accentuate decît regiunile sudice și estice.

Ziua de 8 iunie nu a fost ocupată de ședințe de lucru decît dimineața. Conform programului, Dr. I. Andreescu a făcut o succintă prezentare a discuțiilor privind limita Pliocen-Pleistocen, discuții care au avut loc în cadrul coloquiului din URSS, prezentînd totodată modul cum se pune această problemă în țara noastră.

În încheiere au fost prezentate pe scurt rezultatele discuțiilor care s-au purtat între specialiștii micropaleontologi și au fost reamintite problemele discutate în cadrul comisiei de stratigrafie — paleontologie, rezultatele discuțiilor fiind prezentate în tabelul alăturat. Trebuie subliniat că acest tabel reprezintă recomandările care au rezultat din discuțiile purtate, el putînd constitui baza de plecare a altor discuții ulterioare.

În numele comitetului de organizare ne facem o datorie din a mulțumi tuturor aceluia care au colaborat entuziast și desinteresat la realizarea reuniunii în condiții optime.

Mulțumim conducerii Institutului Geologic pentru sollicitudinea și sprijinul pe care ni l-a acordat. Deosebite mulțumiri Rectoratului precum



Couches à Paludines	supérieures	(Romanien)	Pliocène supérieur	(? Gourrien)
	moyens			(Kouïainikien)
	inférieures	Parscovien	Dacien (Teisseyre 1907)	Kimmerien (Andrussow 1909)
	Gétien	Panticapæen		
Pannonien (Roth, redéf. Löwenthey)	Pontien			Bosphorien
	Pannonien str. s. (Stevanović, 1951)	Serbien		Portaferrien
		Slavonien		Odessien
			Malvensien	Novorossien (Andrussow)
				Méotien
			Chersonien	
Sarmatien (Suess, 1866)				Bessarabien sup.
				Bessarabien inf.
				Volhynien
				Sarmatien (Andrussow)
Badénien				

și colectivului Catedrei de Geologie de la Universitatea din Cluj, care n-au preocupat nimic pentru a ușura sau chiar a prelua organizarea și buna desfășurare a reuniunii la Cluj. Mulțumim de asemenea grupului tehnic — desenatori, tehnoredactori și imprimerie atât de la Institutul Geologic cât și de la tipografia Informația-București pentru realizarea Ghidului excursiei.

Propuneri

În afară de discuțiile privind corelările stratigrafice, în ședința din ziua de 7 iunie F1. Marinescu a comunicat că la solicitarea primită din partea responsabilului Grupului de lucru pentru Paratethys, România se poate angaja cu coordonarea și editarea volumelor pentru Pliocen din seria Chronostratigraphie und Neostratotypen. În acest sens se consideră că primul volum care va fi redactat ar putea cuprinde Pontianul. Pentru aceasta face însă apel la toți colegii, specialiști din toate țările, pentru a intensifica studiile lor asupra Pontianului în așa fel încît la sfîrșitul anului 1974 redactarea volumului să poată fi încheiată și să înceapă imprimarea lui.

În cadrul aceleiași ședințe, tot F1. Marinescu a propus redactarea a două lucrări pe care le consideră deosebit de utile ca instrumente de lucru: „Lexiconul zăcămintelor fosilifere neogene din Paratethys” și „Bibliografia Neogenului din Paratethys”. Nici aceste lucrări nu vor putea fi redactate fără concursul tuturor specialiștilor din Paratethys. După ce au fost date explicațiile asupra modului în care consideră că vor putea fi concepute aceste lucrări, propunerile au fost acceptate, urmînd ca pînă în toamna anului 1972 să se difuzeze circularale respective, în care să fie explicat pe larg modul în care trebuie redactate aceste lucrări și termenele de primire a manuscriselor.

Anexa nr. 1

PROBLEMA LIMITEI TERȚIAR — CUATERNAR. SCURTĂ DARE DE SEAMĂ ASUPRA DISCUȚIILOR PURTATE ÎN CADRUL COLOCVIULUI INTERNAȚIONAL DIN URSS

ION ANDREESCU

Opiniile exprimate de către cercetătorii din toate continentele, referitoare la poziția limitei dintre Neogen și Cuaternar, se grupează finalmente în trei părți. De notat că toate cele trei modalități de a trasa această limită au în vedere, în primul rînd criteriul evoluției lumii organice.



Astfel luând în considerație evoluția faunelor de mamifere, o parte dintre cercetători acceptă limita dintre Tertiâr și Cuaternar la baza complexului Moldavian (nu este vorba de Meotianul superior numit și Moldavian, ci de o formațiune situată la limita Pliocen-Pleistocen) ceea ce ar corespunde aproximativ cu baza Villafranchianului inferior din Italia. Majoritatea mamalogilor consideră însă că partea inferioară a complexului Moldavian este mai veche decât Villafranchianul inferior, situându-se la nivelul părții superioare a complexului de Roussillon (= ? Csarnotian). În acest fel, doar partea superioară a complexului Moldavian de la Kotlovina ar corespunde Villafranchianului inferior. Conform acestei opinii limita inferioară a Cuaternarului trece între Kimmerianul superior (= Panticapeean) și Kuialnikianul inferior (din Curia) din zona bazinului euxinic și între „Seria de Balakany” și Acciaglianul din bazinul caspic. În bazinul dacic, conform acestei propuneri, limita dintre Tertiâr și Cuaternar ar trece între stratele superioare cu *Psilodon* (= Dacian superior = Parscovian) și „stratele cu unionizi netezi și *Viviparus ex gr. bifarcinatus*” (Romanian). Ca urmare, faunele de mamifere de la Berești și Mălușteni, paralelizabile cu localitățile clasice pentru Villafranchianul inferior din Franța și Italia (Violettes, Etouaires, Villafranca d’Asti) ar reveni Pleistocenului inferior. Menționăm că, deocamdată, această manieră de a trasa limita dintre Tertiâr și Cuaternar este adoptată de foarte puțini cercetători (K. V. Nikiforova, L. I. Alekseeva, P. Samson și P. Rădulescu etc.).

O a doua propunere pentru limita dintre Neogen și Antropogen se sprijină în principal pe evoluția faunelor de moluște din zona bazinelor euxinic și caspic. Susținătorii acestei opinii au în vedere, de asemenea, puternica răcire generală a climei la nivelul Mündelianului. Limita ar trece astfel între Apșeronian și Bakinian, între Gurian și Ccaudian precum și între complexe de mamifere Tamanian și Tiraspolian. Trasată în acest fel limita ar corespunde cu începutul ultimei epoci de magnetism normal (= Brunhes, la 0,69 milioane ani). De asemenea, este posibil ca această limită să corespundă și cu apariția Pithecanthropului. Majoritatea cercetătorilor sovietici utilizează această schemă care, de altfel, este acceptată oficial în URSS.

În fine conform celei de a treia opinii îmbrățișată de majoritatea participanților străini la colocviul din Uniunea Sovietică limita dintre Tertiâr și Cuaternar trebuie trasată avându-se în vedere principiile de bază ale stratigrafiei prin care se recomandă ca separările între unitățile cronostratigrafice să se facă ținându-se cont de schimbările petrecute în fauna marină. Dacă ținem cont că Antropogenul se caracterizează printr-o al-



terare profundă și des repetată a climatului globului terestru, atunci este de presupus că aceste schimbări climatice au influențat hotărâtor evoluția lumii organice nu numai pe continente dar și în mări.

Cercetările din ultimii ani au dovedit că microfauna marină a fost sensibilă la schimbările climatice care au afectat globul terestru. Aceste schimbări s-au tradus prin dispariția unor genuri sau specii și prin apariția altora la nivelul Calabrianului, fapt ce poate fi folosit la trasarea limitei Pliocen-Pleistocen la baza acestui etaj marin. Principalele schimbări din lumea microorganismelor marine planctonice se rezumă la prima apariție evoluată a speciei *Globorotalia truncatulinoides* concomitent cu extincția pe plan planetar a speciei *G. tosaensis*. Prima specie este caracteristică pentru Calabrian, a doua pentru nivelele comparabile Piacenzianului. La același moment, odată cu începutul Calabrianului, se constată și extincția celei mai mari părți a discoasteridelor, moment ce corespunde aproximativ cu limita dintre zona cu *Discoaster broweri* și zona cu *Gephyrocapsa caribbeanica*.

Limita dintre Terțiar și Cuaternar trasată în acest mod adică la baza Calabrianului, trece în domeniul ponto-caspic între Apșeronian și Acciaglian, între Gurian și Kuialnikian (sau între Gurian și Porațianul superior) precum și între complexe de mamifere Tamanian și Ilaprovian. Se estimează că Villafranchianul mediu, sau cel puțin o parte din acesta, ar reveni Pliocenului terminal. Trasată în acest mod, limita Terțiar-Cuaternar corespunde principalei schimbări a declinației magnetice (= Gilsa, la 1,79 milioane ani) din cadrul epocii Matuyama de magnetism invers. Ca urmare, corelările la scară planetară sînt foarte mult înlesnite.

Deoarece în momentul de față nu se cunosc cu exactitate echivalenții continentali ai Calabrianului (se admite, deocamdată, că aceasta corespunde doar cu Villafranchianul superior și poate cu o parte din cel mediu) s-a recomandat ca în următorii 10 ani Calabrianul să fie studiat în amănunțime, din toate punctele de vedere, pentru a se încerca apoi o corelare mai judicioasă cu depozitele marine și continentale din întreaga lume.

Urmînd această opinie se ține cont, pe de o parte, de recomandarea celui de al 18 Congres Geologic de la Londra din 1948 de a se trasa limita Terțiar-Cuaternar la baza unui etaj marin, respectiv a Calabrianului, iar pe de altă parte se elimină confuziile produse în rîndul cercetătorilor ca urmare a adunerii, în trecut, a aserțiunii Calabrian = Villafranchian.

S-a recomandat, de asemenea, ca denumirea de Villafranchian să fie păstrată doar pentru ceea ce era cunoscut ca Villafranchian inferior, cu tipul la Villafranca d'Asti.



În ceea ce privește România trebuie amintit că pînă în prezent o mare parte dintre geologi acceptă limita Terțiar-Cuaternar la baza stratelor de Cîndești, considerate ca echivalente ale Villafranchianului mediu și superior, după faunele de mamifere. Cercetările din ultimii ani au ridicat problema dacă nu cumva stratele de Cîndești sînt ceva mai cuprinzătoare, corespunzînd probabil și Villafranchianului inferior. În bazinul dacic se consideră că ultimul nivel cu *Potomida lenticularis* marchează sfîrșitul Pliocenului, ceea ce ar corespunde aproximativ cu limita dintre Porațianul inferior și cel superior precum și cu limita dintre complexe de mamifere Moldavian și Ilaprovian din domeniul euxinic. Se admite, de asemenea, că faunele de mamifere de la Tuluțești (Moldova) și Cernătești (Oltenia) corespund Villafranchianului mediu și prin urmare, pot fi atribuite bazei Pleistocenului inferior. După opinia lui S a m s o n și R ă d u l e s c u (informație verbală) faunele de la Tuluțești și Cernătești sînt ceva mai vechi corespunzînd faunei de la Montopoli (Astian final).

O poziție încă insuficient precizată o au, în cadrul bazinului dacic, stratele de Pleșcoi. Păreră noastră referitoare la această chestiune ar fi trasarea limitei inferioare a Cuaternarului din zona de curbură a Carpaților Orientali peste stratele de Pleșcoi, anume între ultimul nivel cu *Euxinocardium* și primul nivel cu *Bogatschevia sturi*, identificat de noi la partea superioară a stratelor de Pleșcoi. Se știe că nivelul cu *Bogatschevia sturi* marchează baza Apșeronianului, urmînd peste stratele Kuialnikianului superior de la Odesa. Or, conținutul faunistic al stratelor de Pleșcoi ne obligă ca, la nivelul actual al cunoștințelor, să le paralelizăm cu Kuialnikianul superior de la Krizjanovka (Odesa), evanțulși cu partea inferioară a Gurianului. Este posibil ca, în viitor, luînd în considerare prezența Adacnelor în stratele de Pleșcoi, să reconsiderăm într-o oarecare măsură poziția stratigrafică a acestor strate, paralelizîndu-le cu Apșeronianul inferior (?), poate și cu o parte din cel mediu (?). Comparînd cu faunele de moluște adaciaghiene, kuialnikiene, guriene și apșeroniene se poate preciza că exceptînd Adacnele, nici un alt gen de limnocardiide din stratele de Pleșcoi, nu se apropie de faunele apșeroniene. Pe de altă parte, reprezentanții genului *Euxinocardium* din stratele de Pleșcoi reamintesc, într-o oarecare măsură pe cei din stratele de Kuialnik de la Odesa.

Poziția principalelor zăcăminte cu mamifere fosile pliocen-superioare și pleistocen-inferioare din bazinul dacic și compararea cu localitățile clasice din Franța și Italia reies din tabelul anexat.



*Aneca II-a***Specialiștii care au participat la cea de a V-a reuniune a Grupului de lucru pentru Paratethys**

1. Albu Ștefan	București—România
2. Andreescu Ion	București—România
3. Babucea Yvonne	București—România
4. Bistricié Adela	Zagreb—Jugoslavia
5. Birlogeanu Marius	Medias—România
6. Brzobohaty Rotislav	Brno—Cehoslovacia
7. Căta Vasile	Medias—România
8. Chivu Maria	București—România
9. Cicha Ivan	Praga—Cehoslovacia
10. Ciupagea Dumitru	București—România
11. Clichici Octav	Cluj—România
12. Corobea Constanța	București—România
13. Cornea Cornelia	București—România
14. Demareq Gerard	Lyon—Franța
15. Dicea Oprea	București—România
16. Dinu Cornel	București—România
17. Donos Iuri	București—România
18. Donos Mirela	București—România
19. Dragoș Ioan	Cluj—România
20. Dușescu Pompiliu	București—România
21. Dumitrescu Gheorghe	București—România
22. Florei Nicolae	Cluj—România
23. Gabos Nicolae	Cluj—România
24. Gagié Nadežda	Belgrad—Jugoslavia
25. Gheorghian Doina Mihaela	București—România
26. Gheorghian Mușat	București—România
27. Ghiurcă Virgil	Cluj—România
28. Grăf Ion	București—România
29. Grăf Sanda	București—România
30. Grujinski Constantin	București—România
31. Hámor Géza	Budapesta—Ungaria
32. Hanganu Elisabeta	București—România
33. Holzknecht Milan	Hodonin—Cehoslovacia
34. Ianoliu C.	Cluj—România
35. Ichim Traian	București—România
36. Ionesi Bica	Iași—România



- | | |
|-----------------------------|---------------------------------|
| 37. Ionesi Liviu | Iași—România |
| 38. Iva Mariana | București—România |
| 39. Janáček Josef | Bratislava—Cehoslovacia |
| 40. Jiříček Rudolf | Gbely—Cehoslovacia |
| 41. Joja Theodor | București—România |
| 42. Karatischvili Georgi D. | Tbilisi—URSS |
| 43. Kojumdgieva Emilia | Sofia—Bulgaria |
| 44. Krach Wilhelm | Krakowia—Polonia |
| 45. Lăzărescu Vasile | București—România |
| 46. Lebenzon Carol | București—România |
| 47. Macarovići Nicolae | Iași—România |
| 48. Manoliu Eugenia | București—România |
| 49. Matušek Teodor | București—România |
| 50. Marincaș Valeria | Cluj—România |
| 51. Marinescu Florian | București—România |
| 52. Marcović Vera | Beograd—Novi-Sad—
Jugoslavia |
| 53. Marosi Paul | Cluj—România |
| 54. Matisin Danica | Zagreb—Jugoslavia |
| 55. Mărgărit Eugenia | București—România |
| 56. Meszáros Nicolae | Cluj—România |
| 57. Moisescu Victor | București—România |
| 58. Motaș Constantin | București—România |
| 59. Motaș Ionel | București—România |
| 60. Muldini-Mamuzić Slavica | Zagreb—Jugoslavia |
| 61. Müntz Kurt | București—România |
| 62. Negoită Florica | București—România |
| 63. Nicorici Eugen | Cluj—România |
| 64. Olteanu Florian | București—România |
| 65. Olteanu Radu | București—România |
| 66. Orășanu Teodor | București—România |
| 67. Orbocea Marioara | București—România |
| 68. Pană Ioana | București—România |
| 69. Papaianopol Florin Ion | București—România |
| 70. Papp Adolf | Viena—Austria |
| 71. Paucă Mircea | București—România |
| 72. Popescu Ecaterina | București—România |
| 73. Popescu Gheorghe | București—România |
| 74. Rado Gertrude | București—România |

75. Rögl Fred	Zürich — Elveția
76. Roșculescu Ecaterina	București — România
77. Rusu Anatolie	București — România
78. Sagatovici Alexandra	București — România
79. Saulea Emilia	București — România
80. Schultz Orwin	Viena — Austria
81. Semenenko Vladimir Nic.	Kiev — URSS
82. Seneš Ján	Bratislava — Cehoslovacia
83. Sokač Ana	Zagreb — Jugoslavia
84. Solcanu Mihai	București — România
85. Solomon Desideriu	București — România
86. Stancu Josefina	București — România
87. Stăneulescu Constanța	București — România
88. Steininger Friederich	Viena — Austria
89. Stevanović Petar	Beograd — Jugoslavia
90. Stoicescu Adrian	București — România
91. Șuraru Maria	Cluj — România
92. Șuraru Nicolae	Cluj — România
93. Tămaș M.	Cluj — România
94. Tătărîm Nița	București — România
95. Tudor Mira	București — România
96. Turenleț Liviu	București — România
97. Țirlea Iulia	Cluj — România
98. Voicu Gheorghe	București — România
99. Zaharescu Georgeta	Mediaș — România

INFORMATION SUR LA „V^e RÉUNION DU GROUPE DE TRAVAIL
POUR LA PARATÉTHYS” MAI-JUIN-1972-ROUMANIE

PAR

FLORIAN MARINESCU, MUȘAF GHEORGHIAN

Entre le 29 mai-8 juin a eu lieu en Roumanie la V^e Réunion du Groupe de Travail pour la Paratéthys.

L'organisation de la Réunion en Roumanie a été proposée en 1970 à Vienne, à la III^e réunion du groupe de travail pour la Paratéthys.



Le groupe qui a préparé la réunion a été formé par : I. Andreescu¹, Doina Gheorghian¹, M. Gheorghian¹, Fl. Marinescu¹, I. Mirza, I. C. Moțaș¹, T. Orășanu¹, I. Papaianopol¹, Gh. Popescu¹, A. Rusu¹, N. Șuraru².

En dehors des membres du Groupe de travail pour la Paratéthys, à cette réunion ont été invités aussi d'autres spécialistes d'Autriche, de Bulgarie, de Tchécoslovaquie, de France, d'Yougoslavie, de Pologne, de Hongrie.

La réunion a débuté par un jour de séances à Cluj, a continué par 7 jours d'excursion, pendant lesquelles on a parcouru 2600 km à travers la Roumanie et s'est achevée par 3 jours de discussions à Bucarest. Aux séances de Cluj et de Bucarest et aux excursions ont participé aussi quelques groupes de spécialistes de Roumanie : de la Centrale Industrielle du Gaz Méthane (Medias), de l'Institut de recherches pour le Pétrole (Cimipna), de l'Institut de Pétrole-Gaz et Géologie de Bucarest, de l'Entreprise géologique de Prospections de Bucarest, de l'Entreprise de Prospections géologiques et géophysiques de Bucarest, de l'Université Babeș-Bolyai de Cluj, de l'Université de Bucarest et de l'Université Al. I. Cuza de Iași. Nous annexons la liste des participants, au nombre de 98.

Séance inaugurale de la Réunion

La Réunion a débuté à Cluj le 29 mai 1972, dans l'amphithéâtre Nicolae Iorga de l'Université Babeș-Bolyai. Des allocutions furent prononcées par le Prof. Dr. Doc. Șt. Pascu — recteur de l'Université de Cluj, par le Dr. M. Bleahu — directeur scientifique de l'Institut Géologique de Bucarest et par le Prof. Dr. A. Papp de la part du Groupe de travail pour la Paratéthys. Des aperçus sur le Néogène de Roumanie furent présentés par I. C. Moțaș (au sujet du Miocène inférieur-moyen) et par Fl. Marinescu (au sujet du Sarmatien et du Pliocène). On a ensuite visité les collections géologiques et minéralogiques de l'Université de Cluj.

Excursion

Entre le 30 mai—5 juin a eu lieu l'excursion scientifique dont le but a été de visiter les coupes où affleurent les dépôts néogènes de Transylvanie, Banat, Olténie et Valachie. L'Office National de Tourisme s'est char-

¹ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

² Catedra de Geologie — Universitatea din Cluj, Str. Kogălniceanu, Cluj.



gé de l'organisation administrative de l'excursion alors que l'organisation scientifique est revenue au groupe ci-dessus présenté.

Les participants à la Réunion ont analysé des affluements, ont prélevé des fossiles et des échantillons micropaléontologiques, ont porté des discussions sur les lieux autant que durant les déplacements d'un arrêt à l'autre, confrontant leurs opinions.

Le premier jour d'excursion on a parcouru le trajet : Cluj-Baciu-Sin-paul-Zimbor-Hida et en rentrant à Cluj on a fait un détour jusqu'à Coruș. Ce premier jour on a examiné les dépôts égériens-couche de Zimbor sur le ruisseau Sintie -Zimbor, les couches de Sînnihai de la vallée de Măgura commune de Sînnihaiu-Almașului, les dépôts eggenburgiens-sables de Coruș de la localité type et les argiles de Chechiș de la colline Lornii Coruș, les dépôts eggenburgiens-ottnangiens-couches de Hida de la localité type et les dépôts badéniens-couches de Ciceu-Giurgești de Popești-Cluj.

Au second jour d'excursion le trajet a été Cluj-Gherla-Dej-Poiana Blenchii, retour à Cluj, puis Turda-Alba Iulia-Sibiu. On a examiné les dépôts d'âge eggenburgien-ottnangien (couches de Hida), les dépôts d'âge oligocène-eggenburgien (couches de Bizușa, de Ileanda et de Buzuș) sous faciès marin marneux et les dépôts d'âge karpatien-badénien (couches de Ciceu-Giurgești et tuf de Dej) et en route vers Turda les dépôts badéniens à celestine et gypse.

Le troisième jour d'excursion on est parti de Sibiu vers Râșinari et ensuite à travers Deva-Caransebeș on est arrivé à Reșița. On a examiné les dépôts badéniens de Râșinari et de Lăpugiu, les dépôts sarmatiens de Râșinari et de Soceni, les dépôts pannonien de Soceni et ceux pontiens de la coupe Crivina-Criciova.

Le quatrième jour d'excursion on a parcouru la distance Reșița-Turnu Severin en passant par Soceni-Caransebeș-Mehadia-Orșova. On a présenté en route les affluements de dépôts badénien-sarmatiens inférieurs des golfes de Mehadia et de Bahna-Orșova et ceux badéniens, sarmatiens, méotiens et pontiens des environs de Turnu Severin, (Breznița, Jidoștița, Valca Morilor-Cobași).

Le cinquième jour d'excursion on est parti de Turnu Severin vers Tirgu Jiu-Râmnicu Vilcea-Cozia. On a examiné les affluements de dépôts d'âge pontien et dacien de Novăț, Șișești de jos, Piștești, Bengești et de Buleta et le Badénien de Ciocadia.

Le sixième jour d'excursion on a parcouru le trajet Cozia-Pitești-Tîrgoviște-Cîmpina-Ploiești. On a examiné les affluements de dépôts égériens-badéniens qui longent la vallée de la Prahova dans la région de Breaza-Cîmpina.



A cause d'une crue du Slănicul de Buzău et des travaux en cours d'exécution à un pont entre Buzău et Vintilă-Vodă, dans le programme du VI^e jour d'excursion est survenu un changement. On a parcouru le trajet Ploiești-Buzău et on a visité les volcans boueux de la réserve naturelle de Berca-Piclele Mari.

Le trajet parcouru a été celui proposé et décrit dans le guide de l'excursion (1972) à la différence du VI^e jour quand, à cause de l'interruption de la circulation sur la route Buzău-Vintilă-Vodă, on n'a pas pu examiner le Pliocène qui affleure le long du Slănic de Buzău.

Séances de travail

Afin de gagner du temps pour les discussions à caractère scientifique à Bucarest, au cours de l'excursion, le soir du 4 juin, a eu lieu à Ploiești la première séance de travail, concernant les publications de la série Chronostratigraphie und Neostratotypen.

Le Dr. J. S e n e s a annoncé que l'ouvrage sur le Sarmatien est déjà terminé et expédié à l'imprimerie et que l'ouvrage sur l'Egérien est en train de rédaction.

Pour ce dernier ouvrage auquel collaborent déjà des spécialistes d'Autriche, de Tchécoslovaquie, et de Hongrie on a proposé à la Roumanie de présenter 3—4 coupes de références situées dans des régions différentes et apparaissant sous des faciès différents. A la suite des discussions on a choisi les coupes suivantes : les couches de Zimbor et de Siminhal du NW de la Transylvanie ; les couches de Valea Lăpușului — le faciès intermédiaire des couches de Vima du N de la Transylvanie, la formation de Tilmăciu du S de la Transylvanie ; le bassin de Petroșeni. On n'a guère pu choisir une coupe représentative à l'extérieur des Carpates car les dépôts égériens y ont été remaniés au cours de l'Éggenburgien (horizon de la brèche sédimentaire de la formation de Cornu). On a désigné le Dr. N. Ș u r a r u de l'Université Babeș-Bolyai de Cluj pour coordonner les données de stratigraphie et à s'occuper des descriptions des coupes respectives, et les responsables des chapitres de paléontologie : Dr. B e k e B a l d i pour les Mollusques, Dr. I. O i c h a pour les Foraminifères et Dr. O. L e b e n z o n pour le nannoplacton. La circulaire traitant l'organisation du travail pour cet ouvrage sera diffusée par le rédacteur coordonnateur Dr. J à n S e n e s.

Les séances de travail du 6 au 8 juin ont eu lieu dans la salle de la bibliothèque de l'Institut Géologique de Bucarest.

6 juin — au cours de la matinée on a porté des discussions sur des problèmes de corrélation entre les formations du Miocène inférieur et



moyen (Egérien — Badénien) de Roumanie et celles de la Paratéthys centrale. Aux discussions ont participé : Dr. I. C i e h a , Prof. G. D e m a r c q , Dr. D o i n a G h e o r g h i a n , Dr. M. G. G h e o r g h i a n , Dr. M a r i a n a I v a , Prof. A. P a p p , Dr. G h . P o p e s c u , Dr. J. S e n e s . Dr. N. Ş u r a r u . On a présenté une échelle chronostratigraphique des foraminifères benthiques et planctoniques.

Etant donné qu'au sujet de l'échelle chronostratigraphique du Miocène Prébadénien de la Paratéthys furent exprimés des points de vue divergeants et du fait qu'on a exprimé le désir d'examiner du matériel micropaléontologique on a proposé aux spécialistes respectifs de continuer les discussions et l'examen du matériel au microscope en groupe restreint.

Au cours de l'après midi les discussions portèrent sur la partie supérieure du Miocène. On n'a point entamé des discussions sur la limite Miocène/Pliocène proprement-dite, tous les spécialistes étant d'accord que ce problème dépasse le cadre du Groupe de travail pour la Paratéthys et qu'il doit être discuté à l'échelle du Globe.

Des discussions prolongées furent portées au sujet du contenu du Sarmatien et du terme intercalé entre le Sarmatien (*sensu* S u e s s) et le Pontien. Vu la priorité (S u e s s , 1866) il a été recommandé de maintenir le terme de „Sarmatien” pour l'intervalle compris entre le Badénien et le Pannonien (ou ses équivalents). Cet étage embrasse ainsi le Volhynien et le Bessarabien inférieur (= couches à *Cryptomactris* ou ses équivalents, antérieures au niveau où apparaissent les faunes à congéries et mélanopsidés des bassins dacique et euxinique). L'utilisation plus loin en Euxinie du Sarmatien en un sens plus large est un problème local. Néanmoins il est nécessaire de préciser qu'il ne s'agit pas du Sarmatien *s. str.* Les discussions ont nettement révélé que cette délimitation dans le cadre du Bessarabien est marquée aussi par des modifications de faunes survenues non seulement parmi les cardiidés mais aussi parmi les autres mollusques et parmi les foraminifères. G h . V o i e u a souligné l'importance des formes de „*Sphaeridia*” pour des corrélations qu'on peut faire dans le Sarmatien, tout en attirant l'attention qu'au point de vue systématique il les rattacherait aux Misidae, étant des statolithes de ce groupe.

En ce qui concerne l'intervalle compris entre le Sarmatien ainsi délimité et le Pontien il est nécessaire de le désigner par une dénomination commune au moins pour ce qui est de la Paratéthys centrale. La nécessité d'adopter un nouveau terme est d'autant plus évidente surtout pour le territoire de la Roumanie, là où se trouvent ensemble des terrains néogènes revenant à plusieurs régions à évolutions différentes (pannonique, da-

cique, euxinique). On a expressément choisi le terme de Malvensien, qui a été emprunté au bassin dacique, région de raccordement entre la Pannonie et l'Euxinie, justement pour souligner les possibilités de faire des corrélations entre ces deux régions. Le terme de Pannonien utilisé aussi à présent dans les deux sens (celui initial de Roth von Telegt et redéfini par Lóronthey, et celui restreint donné par Stevanović) représente plutôt la dénomination d'un faciès particulier des dépôts néogènes post-sarmatiens du bassin pannonique. Il est donc question de conclure si l'on retient plus loin le terme de Pannonien (*s. l.*) utilisé par l'Autriche, la Tchécoslovaquie et la Hongrie ou si l'on adopte un des termes équivalents notamment : Pannonien sens restreint utilisé par la Yougoslavie ou Malvensien proposé par la Roumanie. Nous recommandons aux spécialistes de faire un effort et d'adopter un langage commun et propice à établir de larges corrélations.

En ce sens le Malvensien, synonyme du Pannonien sens restreint (Stevanović, 1951), contient d'une part le Slavonien et le Serbien, et d'autre part le Bassarabien supérieur, le Kersonien et le Méotien. Une meilleure corrélation de ces subdivisions utilisées de part et d'autre des Carpates n'est pas encore possible, cependant les données offertes par l'étude des mollusques et surtout des ostracodes sont prometteuses.

Le Prof. A. Papp, le Prof. Emilia Saulea, le Dr. R. Jiríček et le Dr. Fl. Marinescu, le Dr. Florica Negoită abondent tous dans ce sens. Seule le Dr. Emilia Kojumdjieva soutient que le Pannonien *s. str.* est presque intégralement équivalent du Méotien.

Le 7 juin, avant de commencer les discussions concernant les corrélations stratigraphiques, Fl. Marinescu a communiqué qu'à la suite des suggestions faites par le secrétaire du Groupe de Travail pour la Paratéthys la Roumanie peut s'assumer la tâche de coordonner et de rédiger les volumes sur le Pliocène de la série Chronostratigraphie und Neostratotypen. On peut partant considérer que le premier volume rédigé traitera du Pontien. Elle fait néanmoins appel à tous les collègues, spécialistes de tous les pays, d'intensifier leurs études sur le Pontien pour qu'à la fin de 1974 le volume soit complètement rédigé et prêt à être imprimé.

Fl. Marinescu a également proposé de rédiger deux travaux particulièrement utiles pour les spécialistes du Néogène, notamment le Lexique des gisements fossilifères néogènes de la Paratéthys et la Bibliographie du Néogène de la Paratéthys pour lesquels nous sollicitons le concours de tous les spécialistes pour la Paratéthys. On a donné des explications sur la manière dont on pourra concevoir ces travaux, après quoi



les suggestions ont été acceptées. Jusqu'à la fin du 1973 on diffusera les circulaires respectives qui contiendront des explications détaillées sur la manière dont on devra rédiger ces travaux et les termes de réception des manuscrits.

La séance du 7 juin a continué avec des discussions sur le Pontien, le Dacien et le Romanien.

On a conclu que le Pontien est l'étage du Pliocène dont les dépôts sont facilement corrélables dans le cadre de la Paratéthys. Sa partie basale est marquée par : 1) les faunes à *Congeria unguilacprae*, en Pannonie, 2) les premières apparitions de l'espèce *Paradaena abichi* dans le bassin dacique et en Euxinie (équivalent des couches supérieures à abichi en Pannonie), avec laquelle on trouve parfois ensemble *Didacna otiofhora* et *Congeria digitifera*, ou 3) par les premiers niveaux à *Prosodacna littoralis* (en Euxinie et dans une partie du bassin dacique). La limite supérieure est donnée par les premières apparitions des Pachydaenés du Dacien ou du Cimmérien. Les subdivisions du Pontien sont : l'Odessien, le Portaferrien et le Bosphorien.

La dénomination de la subdivision inférieure du Pontien a suscité des discussions prolongées. Le Dr. V. S e m e n e n k o a recommandé celle de Novorossien, à raison d'ancienneté nous venant de S o k o l o v , (1897), le premier auteur qui a subdivisé le Pontien en trois parties. Ainsi le Novorossien de N. A n d r u s s o w (notamment : intervalle qui contient le Pontien inférieur et moyen jusqu'au Bosphorien) serait plus récent (1917). C'est dans ce sens que fut rédigé initialement le tableau des corrélations des conclusions de la Réunion. Une deuxième raison pour laquelle le Dr. V. S e m e n e n k o recommande de ne pas employer le nom d'Odessien comme subétage est pour éviter une éventuelle confusion avec le terme couches d'Odessa, qui ne sont qu'une partie du Pontien inférieur. Les discussions portées ultérieurement entre I. M o t a ș , I. A n d r e e s c u et I. P a p a i a n o p o l d'une part et V. S e m e n e n k o d'autre part et la révision des données de bibliographie ont montré qu'en réalité S o k o l o v avait partagé le Pontien en trois subdivisions, sans leur donner de nom. Le nom de Novorossien revient à A n d r u s s o w (1917) et représente les deux premières subdivisions de S o k o l o v (y compris les couches à rhomboïde ou ses équivalents). Il est donc recommandable de garder le sens donné par A n d r u s s o w à la première partie du Pontien jusqu'au Bosphorien et d'utiliser le nom d'Odessien récemment proposé (M a c a r o v i c i , M a r i n e s c u , M o t a ș 1965) pour le Pontien inférieur (compris entre

la partie basale du Pontien et les couches à *Congerina rhomboidea* ou ses équivalentes : = couches d'Eupatoria + couches d'Odessa).

Le Portaferrien est l'intervalle du Pontien le plus étendu, dont le contenu en faune est plus uniforme de tout le Pliocène de la Paratéthys. Il marque le maximum d'extension des dépôts pontiens et contient les formations à *Congerina rhomboidea*, *C. balatonica*, *C. triangularis*, *Prosodaena carbonifera*.

Le Bosphorien, la subdivision supérieure du Pontien, représente un intervalle où persiste une bonne partie de la faune du Portaferrien, mais appauvrie.

Dans le bassin pannonique on n'a reconnu du Pontien que l'Odessien et le Portaferrien, l'équivalent du Bosphorien se trouvant probablement à la partie basale des couches inférieures à paludines, ou dans d'autres dépôts dulçaquicoles surmontant le Portaferrien de la Pannonie.

L'intervalle stratigraphique suivant mis en discussion a été le Dacien. Son nom, nous venant de Teissière (1906), a la priorité par rapport au Cimmérien (Andrussov, 1907); cependant on ne saurait les considérer parfaitement synonymes, faute de données suffisantes à faire une équivalence exacte entre les limites supérieures des deux subdivisions. L'équivalent pannonique du Dacien se trouve toujours dans les couches inférieures à paludines. Dans le bassin dacique, le Dacien a été divisé en deux subdivisions : le Dacien inférieur ou Gétien, le plus étendu, caractérisé particulièrement par la présence de *Pachydaena* et le Dacien supérieur ou Parascovien, moins étendu et caractérisé par la présence des genres : *Prosodaena* (*Psilodon*), *Horiodaena* et *Limnodaena*. Dans le bassin euquzique le Cimmérien contient trois subdivisions, dont celle inférieure l'Azovien correspond approximativement au Gétien, sans toutefois que leurs limites coïncidassent. Ainsi les subdivisions suivantes, le Kamyshbouraunien et le Panticapéen, contenant des prosodacnés de grande taille de type macrodon, peuvent être corrélées, avec approximation, au Parascovien. Un faciès adouci du Cimmérien est représenté par les couches de Douah.

Le terme suivant mis en discussion a été celui qui représente le Pliocène sommital. Dans le bassin dacique il est représenté par l'étage Romanién, caractérisé par l'apparition de l'espèce *Unio sturdzae* en base et par l'abondance des espèces *Viviparus bifurcatus* et *V. stricturatus*. La présence, dans les couches moyennes à paludines de la partie méridionale du bassin pannonique, des mêmes espèces de *Viviparus* conduit à la probabilité de corrélations entre ces dépôts et ceux de Roumanie. Il en est de même

en ce qui concerne les faunes du Kouyalnikien. Aussi recommande-t-on l'étude approfondie des unionidés et des viviparidés de ces dépôts, car on espère aboutir à des corrélations exactes entre les couches moyennes et supérieures à paludines et le Romanien et entre celui-ci et le Kouyalnikien. Etant donné que ni la limite inférieure de ces étages locaux, d'autant moins celle supérieure (qui dépend de la décision que l'on va adopter à l'égard de la limite Pliocène-Pléistocène) ne sauraient être corrélées, pour le moment on ne peut pas recommander l'utilisation d'un terme stratigraphique unique.

Pour cause on a décidé d'utiliser, pour le Pliocène supérieur, plus loin des dénominations locales, le problème de la nomenclature restant ouvert, mais il est absolument nécessaire d'approfondir l'étude des faunes à mollusques et à ostracodes du Pliocène supérieur.

Ont participé aux discussions : Nadezda Gagic, Elisabeta Hanganu, R. Jiricék, G. Karatishvili, Fl. Marinescu, I. C. Motas, Vl. Semenenko, Ana Sokać, P. Stevanovic. Nous remercions les interventions de Ana Sokać et de Nadezda Gagic qui, basées sur des études effectuées sur des ostracodes, ont remarqué que les couches à paludines pourraient représenter le Pléistocène, au Pliocène revenant tout au plus leur partie inférieure. Néanmoins le Prof. P. Stevanovic n'accepte pas ce point de vue. Le problème reste encore ouvert, d'autant plus qu'aux études comparatives des dépôts daciens et romaniens où l'on pourrait aborder aussi le problème de la limite inférieure du Pléistocène, est absolument nécessaire.

Travaux du groupe de micropaléontologie

Les micropaléontologues travaillèrent dans l'après midi du 6 juin, le matin et l'après midi du 7 juin. On a examiné les collections de foraminifères et d'ostracodes et on a porté des discussions concernant les corrélations des dépôts néogènes de Roumanie avec les stratotypes de la Paratethys centrale.

Ont participé : — R. Brzobohaty⁴, I. Oicha, M. Holzhecher et R. Jiricék⁵ (Tchécoslovaquie); Fr. Rögl (Suisse);

⁴ Quelques chercheurs (R. Brzobohaty et Josefina Stancu) ont porté des discussions sur les otolithes.

⁵ Les spécialistes en ostracodes ont travaillé séparément; le matériel examiné a été procuré par Elisabeta Hanganu, Florica Negoita et R. Olteanu.



— Adela Bistricea, Nadezda Gagic⁵, Vera Marcovic, Danica Matisin, Slavica Muldini-Mamuzic, Ata Sokac⁵ (Yugoslavic); — G. Bombiță, Constanța Corobea, Cornelia Cornea, Doina Gheorghian, M. Gheorghian, Elisabeta Hanganu⁵, Mariana Iva, Florica Negoită R. Olteanu, Gh. Popescu, Josefina Stancu⁴, Maria N. Șuraru (Roumanie).

On a insisté sur les catégories de préparations suivantes :

1. La collection des types de foraminifères planctoniques (H. M. Bolli — Fr. Röggl, Suisse).
2. La collection des foraminifères miocènes du bassin de Vienne (I. Cicha — Fr. Röggl, Tchécoslovaquie — Suisse).
3. La collection des foraminifères des couches de Gostila, des couches de Chechiș et des couches de Hida (Gh. Popescu, Roumanie).
4. La collection de microfaune des dépôts miocènes (Egérien-Ottrangien) du N de la Transylvanie (Mariana Iva, Roumanie).
5. La collection des spécimens de *Cyclammina* en coupes minces (Miocène) (Gh. Popescu, Roumanie).
6. La collection micropaléontologique de la coupe type de la formation de Filmaci (Egérien — Eggenburgien) du S de la Transylvanie (M. Gheorghian, Roumanie).
7. Les associations microfauniques des dépôts badéniens-sarmatiens du S de la Transylvanie (Doina Gheorghian, Roumanie).
8. Les associations microfauniques de Lăpugiu de Sus-IIunedoara (Doina Gheorghian, Roumanie).
9. Les associations microfauniques des couches de Ciceu-Giurgești et des formations surjacentes du N de la Transylvanie (Karpaticien — Sarmaticien) (Gh. Popescu, Roumanie).
10. Les associations et les types de foraminifères du Miocène des Subcarpathes de la Moldavie (Constanța Corobea — Cornelia Cornea, Roumanie).
11. Les associations des microforaminifères et des Miogypsines de la coupe type des couches de Cornu des Subcarpathes de la Munténie (G. Bombiță — M. Gheorghian, Roumanie).
12. Les associations et les types d'ostracodes du Sarmaticien — Pliocène de la Munténie et de la Dépression Gétique (Elisabeta Hanganu, Roumanie).
13. Les associations d'ostracodes du Sarmaticien — Pliocène situées à l'extérieur de Parc carpatique (Florica Negoită, Roumanie).



14. Les associations et les types d'ostracodes du Sarmatien—Pliocène situés à l'extérieur de l'arc carpatique et du Pannonien de la Transylvanie et de la Dépression Pannonique (E. Olteanu, Roumanie).

15. Les associations d'otolithes des dépôts sarmatiens de la Roumanie (Josefina Stancu, Roumanie).

De l'examen du matériel micropaléontologique et des discussions se détachent les appréciations suivantes :

— Au sujet de la microfaune à foraminifères :

1. Les spécimens identifiés en Roumanie (M. Gherghian) comme *Globigerinoides quadrilobatus* représentent (selon Fr. Rögl et I. Cicha) la sous-espèce *Gl. quadrilobatus primordius*, caractéristique pour l'Égérien et pour la zone N₄ de l'échelle microbiostratigraphique internationale.

2. La formation de Tâlmăcel contient de nombreuses formes d'*Uvigerina* non encore décrites et non encore rencontrées dans d'autres endroits de la Paratéthys. On a recommandé de les étudier et de les décrire.

3. La coupe de Tâlmăcel, avec des dépôts sous faciès marin abondant en microfaune, est recommandée comme faciostrototype pour l'Égérien.

4. L'Éggenburgien du sud de la Transylvanie est bien représenté quant à la microfaune et parfaitement corréléable à celui de Tchécoslovaquie et d'Autriche.

5. Les spécimens identifiés en Roumanie (Constanța Corobea, Cornelia Cornea, M. Gherghian) comme *Catapsydrax dissimilis* (de la zone à *C. dissimilis* de la base du Miocène) ne sont pas des exemplaires typiques, fait remarqué aussi dans d'autres régions de la Paratéthys. Pour cause la zone ne sera retenue que pour la bioprovince méditerranéenne, et en aucun cas pour la Paratéthys.

6. Les exemplaires identifiés en Roumanie des dépôts eggenburgiens (Mariana Iva, M. Gherghian), comme des *Globigerina pachyderma* approchent sensiblement du type de l'espèce qui provient du Pléistocène marin. Le problème soulevé et qui est à étudier est si cette espèce a été signalée aussi dans des sédiments plus anciens que le Pléistocène.

7. Il faut insister sur l'étude des microfaunes qui indiquent l'Ottmannien à l'extérieur de l'arc carpatique (Constanța Corobea, Cornelia Cornea).

8. On doit approfondir l'étude micropaléontologique du Karpatrien de Roumanie, sa microfaune étant pour le moment peu concluante.



9. Les zones microfauniques du Badénien de Roumanie et du Sarmatien sont parfaitement corrélables à celles du reste de la Paratéthys centrale.

10. Quant à la microfaune de Lăpușiu-Hunedoara, considérée par certains auteurs comme Badénien supérieur, il a été affirmé (Fr. Rogl et J. Cichá) qu'elle représente le Badénien inférieur, vu la présence de l'espèce *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovski. Sont à réviser les macro-et les microforaminifères de ce gisement (*Heterostegina*, *Borelis*, *Alveolina* et les foraminifères planctoniques) afin de conclure définitivement sur leur âge.

— Au sujet de la microfaune à ostracodes :

11. On a confirmé l'opinion de Elisabeta Hanganu sur la migration des faunes de l'E à l'W durant le Miocène supérieur et le Pliocène.

12. Les discussions entre les spécialistes roumains et yougoslaves ont abouti à la conclusion que la faune à Cypridiidae du Malvensien supérieur (Méotien) du domaine dacique n'apparaît pas en Yougoslavie.

13. Les faunes d'Ostracodes du Pontien de Roumanie sont parfaitement corrélables à celles de la Paratéthys orientale.

14. Les faunes d'ostracodes du Malvensien (= Pannonien *s. str.*) de la Transylvanie et du Banat sont parfaitement corrélables à celle de la Yougoslavie et de la Hongrie.

15. On a recommandé l'intensification de l'étude des Ostracodes des dépôts malvensiens des bassins pannonique et dacique pour la mise au point des corrélations de ces formations qui comportent de nombreux points communs (R. Jiríček et R. Otleanu).

16. Des points de vue différents ont été exprimés en ce qui concerne la taxonomie de certaines formes d'ostracodes (Elisabeta Hanganu Roumanie; Nadezda Gagic, Ana Sokać, Yougoslavie)

— Au sujet des restes de poissons, surtout otolithes :

17. On a remarqué l'existence de certaines espèces qui peuvent être considérées des espèces index pour le Sarmatien (*Argentina rumana*, *Gadus? minusculoides*, *Atherina austriaca* etc.).

18. La faune ichtyologique sarmatienne se distingue de celle badénienne par : a) l'absence des requins ; b) l'abondance des clupéidés, gadiidés et gobiidés ; c) les mictrphiidés, en réalité des formes sténohalines ne sont encore présentes que dans le Sarmatien inférieur de Yougoslavie et de Roumanie.



19. La faune ichthyologique de la partie NW de la Paratéthys centrale (bassins de Vienne, la partie orientale de la Slovaquie et le Danube moyen) accuse des adoucissements plus marqués que ceux des régions méridionales et orientales.

Le 8 juin les séances de travail eurent lieu seulement au cours de la matinée. Conformément au programme le Dr. I. A n d r e e s c u a succinctement présenté des discussions sur la limite Pliocène-Pléistocène, discussions qui ont eu lieu au colloque d'URSS, présentant en même temps la manière dont ce problème doit se poser en Roumanie. Ce texte se trouve en annexe, à la fin de ce compte rendu.

A la fin furent présentés succinctement les résultats des discussions des micropaléontologues et repris les problèmes de stratigraphie discutés lors de la réunion. Les résultats de ces discussions sont consignés dans le tableau annexé. Il y a lieu de remarquer que ce tableau représente les recommandations résultées des discussions, pouvant constituer les points de départ pour des discussions futures.

Nous considérons qu'il nous revient la tâche de remercier au nom du Comité d'organisation à tous ceux qui ont collaboré pleins d'enthousiasme et désintéressés à mener à de bonnes fins cette Réunion.

Nous adressons nos remerciements aux dirigeants de l'Institut Géologique pour la sollicitude et l'appui accordés. Nous remercions tout particulièrement au Rectorat et au collectif de la Chaire de Géologie de l'Université de Cluj qui n'ont rien épargné pour nous venir en aide en s'assurant l'organisation et le déploiement en bonnes conditions de la Réunion à Cluj. Nous remercions également au groupe technique — dessinateurs, technorédacteurs et imprimeurs de l'Institut Géologique autant qu'à la typographie „Informația — Bucarest pour la réalisation du guide de l'excursion.

Annexe no. 1

PROBLÈME DE LA LIMITE TERTIAIRE QUATERNAIRE. APERÇU SUR LES DISCUSSIONS DU COLLOQUE INTERNATIONAL D'URSS

ION ANDREESCU

Les points de vue exprimés par les chercheurs de tous les continents sur la position de la limite Néogène/Quaternaire ont été finalement séparés en trois groupes. À noter que les trois manières de tracer cette limite tiennent compte tout d'abord de l'évolution du monde organique. Prenant en considération l'évolution des faunes des mammifères une partie des



chercheurs acceptent la limite entre le Tertiaire et la Quaternaire à la partie basale du complexe Moldavien (il ne s'agit pas du Mécotien supérieur, nommé aussi Moldavien, mais d'une formation située à la limite Pliocène—Pléistocène) ce qui correspondrait approximativement à la base du Villafranchien inférieur d'Italie. Cependant la plupart des mammalogues considèrent que la partie inférieure du Moldavien est plus ancienne que le Villafranchien inférieur, étant située à la partie supérieure du Roussillon (= ? Csarnotien), et alors seule la partie supérieure du Moldavien (de Kotovina) correspondrait au Villafranchien inférieur. D'après cette opinion la limite inférieure du Quaternaire est tracée entre le Cimmérien supérieur (= Panticapéen) et le Kouyalnikien inférieur (de Gouric) du bassin euxinique et entre la „Série de Balakany” et l'Aktelagylien du bassin caspique. Dans le bassin dacique, suivant ce point de vue la limite Tertiaire/Quaternaire passerait entre les couches supérieures à *Psilodon* (= Dacien supérieur = Parscovien) et les „couches à unionidés lisses et *Viviparus* ex gr. *bifurvinatus*” (= Romanien). Pour cause les faunes mammifères de Berești et de Mălușteni parallélisables à celles des localités classique pour le Villafranchien inférieur de France et d'Italie (Violette, Etouiares, Villafranca d'Asti), reviendraient au Pleistocène inférieur. Nous mentionons que pour le moment cette manière de tracer la limite Tertiaire /Quaternaire n'a été adoptée que par un nombre réduit de chercheurs (K. V. Nikiforova, L. I. Alekseeva, P. Samson et P. Rădulescu etc.).

Une seconde proposition notamment celle de tracer la limite Néogène/Antropogène s'appuie principalement sur l'évolution des faunes à mollusques de la zone des bassins euxinique et caspique. Les promoteurs de cette idée tiennent également compte du refroidissement sensible et général du climat au cours du Mindélien. Donc cette limite devrait être tracée entre l'Apchéronien et la Bakinien, entre le Goumien et le Tschauoudien ainsi qu'entre les complexes de mammifères Tamanien et Tiraspolien. Elle correspondrait alors au début de la dernière époque de magnétisme normal (= Brunhes, il y a 0,69 mill. a.). Elle pourrait également correspondre à l'apparition de *Pithécantropus*. La plupart des chercheurs soviétiques utilisent ce schéma qui, par ailleurs, est officiellement acceptée en U.R.S.S.

Enfin, conformément au troisième point de vue, embrassé par la plupart des participants étrangers au colloque d'URSS la limite Tertiaire/Quaternaire doit être tracée en tenant compte des principes de base de la stratigraphie qui recommandent que les séparations entre les unités chro-



stratigraphiques soient faites à partir des modifications subies par la faune marine. Etant donné que l'Antropogène se caractérise par une altération profonde et réprétée souvent du climat du globe terrestre il est à supposer que ces changements climatiques eussent nettement influencés l'évolution du monde organique continental autant que marin.

Les recherches effectuées ces dernières années attestent que la micro-faune marine a été sensible aux changements climatiques qui ont affecté le globe terrestre. Ces changements se traduisent par la disparition de certains genres ou espèces et par l'apparition d'autres au cours du Calabrien, fait qui pourrait être utilisé pour tracer la limite Pliocène/Pléistocène à la partie basale de cet étage marin. Des principaux changements survenus parmi les microorganismes marins planctoniques nous signalons la première apparition évoluée de l'espèce *Globorotalia truncatulinoides* synchrone à l'extinction totale de l'espèce *G. tosaensis*. La première espèce caractérise le Calabrien et la seconde les niveaux comparables au Piacenzien (= Plaisancien). Au début du Calabrien s'éteignent aussi la plupart des discoasterides, époque qui correspond approximativement à la limite entre la zone à *Discoaster brouweri* et la zone à *Gephyrocapsa caribeanica*.

La limite Tertiaire/Quaternaire, tracée de cette manière, c'est-à-dire à la partie basale du Calabrien, passe dans le domain Ponto-Caspique entre l'Apchéronien et l'Aktehagylien, entre le Gourvien et le Kouyalnikien (ou entre le Gourien et le Poratien supérieur) ainsi qu'entre les complexes de mammifères Tamanien et Khaprovien. On estime que le Villafranchien moyen, ou au moins une partie de cette subdivision, reviendrait au Pliocène terminal. Ainsi tracée la limite Tertiaire/Quaternaire correspond au changement principal de la déclinaison magnétique (= Gilsa, il y a 1,79 m.a.) de l'époque Matuyama de magnétisme inverse. Par conséquent les corrélations à l'échelle planétaire sont sensiblement facilitées.

Etant donné qu'à l'heure actuelle l'on ne connaît pas exactement les équivalents continentaux du Calabrien (on admet pour le moment que celui-ci ne correspond qu'au Villafranchien supérieur et peut-être aussi à une partie de celui moyen) on a recommandé pour les 10 années suivantes d'étudier minutieusement le Calabrien de tous les points de vue afin de tenter une corrélation plus judicieuse avec les dépôts marins et continentaux du monde entier.

Tenant compte de ce point de vue on respecte d'une part les recommandations du 18^e Congrès Géologique de Londres (1948) de tracer la limite Tertiaire/Quaternaire à la base d'un étage marin, respectivement le Calabrien, et d'autre part on écarte toute confusion venant du fait que les chercheurs avaient admis autrefois l'assertion Calabrien = Villafranchien.



On a également recommandé de ne maintenir le nom de Villafranchien que pour désigner les dépôts connus sous le nom de Villafranchien inférieur, dont le type a été établi à Villafranca d'Asti.

En ce qui concerne la Roumanie rappelons que jusqu'à l'heure actuelle bon nombre de ses chercheurs acceptent la limite Tertiaire/ Quaternaire à la partie basale des couches de Căndești, considérées équivalentes du Villafranchien moyen et supérieur vu les faunes de mammifères. Les recherches effectuées ces dernières années ont soulevé le problème selon lequel les couches de Căndești seraient plus compréhensives correspondant probablement aussi au Villafranchien inférieur. Dans le bassin dacique on considère que le dernier niveau à *Potomida lenticularis* marque la fin du Pliocène, fait qui correspondrait approximativement à la limite Poratien inférieur/Poratien supérieur ainsi qu'à la limite d'entre les complexes à mammifères du Moldavien et du Khaprovien du domain euzinique. On a également admis que les faunes à mammifères de Tulucești (Moldavie) et de Cernătești (Olténie) correspondent au Villafranchien moyen et peuvent partant être attribuées à la partie basale du Pléistocène inférieur. À l'avis de S a m s o n et R ă d u l e s c u (information orale) les faunes de Tulucești et de Cernătești correspondent à la faune de Montopoli (Astien terminal).

Dans le bassin dacique une position incertaine est celle des couches de Pleșcoi. Nous exprimons notre point de vue dans le tableau 1 où nous tentons de mettre d'accord les différentes opinions au sujet de la limite Tertiaire/ Quaternaire. Dans ce schéma nous avons placé la limite inférieure du Quaternaire de la zone de courbure des Carpates Orientales au dessus des couches de Pleșcoi notamment entre le dernier niveau à *Euzinocardium* et le premier niveau à *Bogatschevia sturi*, que nous avons identifié à la partie supérieure des couches de Pleșcoi. Il est bien connu que le niveau à *Bogatschevia sturi* marque la partie basale de l'Apchéronien reposant sur des couches équivalentes du Kouyalnikien supérieur d'Odessa. Or le contenu faunique des couches de Pleșcoi nous oblige, au niveau actuel de nos connaissances, à les paralléliser au Kouyalnikien supérieur de Krivanovka (Odessa), éventuellement aussi à la partie inférieure du Gourien. Il n'est pourtant pas exclus que, plus tard, tenant compte de la présence des Adacnés dans les couches de Pleșcoi nous reconsidérions en quelque mesure la position stratigraphique de ces couches, les parallélisant à l'Apchéronien inférieur (?), voire même à une partie de celui moyen (?). Comparant les faunes à mollusques de l'Aktschagylien, du Kouyalnikien, du Gourien et de l'Apchéronien nous sommes à même de préciser que, exception faite pour les Adacnés, aucun genre des limnocardiidés des couches de Pleșcoi n'ap-

proche des faunes apchéroniennes. D'autre part les représentants du genre *Euxinocardium* des couches de Pleşcoi rappellent en une certaine mesure ceux des couches de Kouyalnik d'Odessa.

La position des principaux gisements de mammifères fossiles du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur du bassin dacique et les comparaisons avec ceux des localités types de France et d'Italie sont consignées dans le tableau.

CUPRINS

PALEOZOIC

1. Krăulner G. H., Mureșan M., Iliescu Violeta, Minzatu Silvia, Vișdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionciță Magdalena, Anđăr Anca, Anastase S. Devonian-Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă 5
2. Mureșan M. Scria de Izvorul Mureș - o nouă formațiune paleozoică în Carpații Orientali 65
3. Năstăsescu S. Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali 71

MEZOZOIC

4. Nicolae I. Notă asupra vârstei rocilor eruptive din zona Cheile Turzii 85

NEOZOIC

5. Lebenzon C. Nanoplactonul calcaros din stratele de Podul Secul și orizontul bazal al gresiei de Fusaru din valea Tărcuța (cursul superior al văii Tarcăului) 89
6. Lebenzon C. Nanoplactonul calcaros al depozitelor oligocene și miocen-inferioare din cursul superior al văii Tarcăului (valea Tărcuța și valea Răchitiș) 101
7. Lubenescu Victoria, Gheorghiu Doina. Observații biostratigrafice pe valea Rodului (vest de Sibiu) 113
8. Lubenescu Victoria. Contribuții la studiul faunei badeniene din sud-vestul Transilvaniei (zona Sebeș Alba-Cul) 121
9. Pavnotescu Viorica, Iliescu O., Radu A. Asociația faunistică de la Bolla Sărală - județul Caraș-Severin 127
10. Rădulescu D. Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Calimani, Gurghiu și Harghita 135
11. Marinescu Fl., Gheorghiu M. Informare asupra „Reuniunii a Va a grupului de lucru pentru Paratethys” - mai-Iunie-1972, România 143



CONTENU

(Résumé)

PALÉOZOÏQUE

1. Kräutner G. IL, Mureşan M., Iliescu Violeta, Minzatu Silvia, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioneică Magdalena, Andâr Anca, Anastase S. Le Dévonien-Carbonifère inférieur épimétamorphique de Poiana Ruscă 51
2. Mureşan M. Série d'Izvorul Mureş, une nouvelle formation paléozoïque dans les Carpatés Orientales 69
3. Năstăsescu S. Note préliminaire concernant le Paléozoïque archimétamorphique (formation d'Ostlea) des Carpatés Méridionales 83

MÉSOZOÏQUE

4. Nicolescu I. Note sur l'âge des roches éruptives de la zone de Cheile Turzii 88

NÉOZOÏQUE

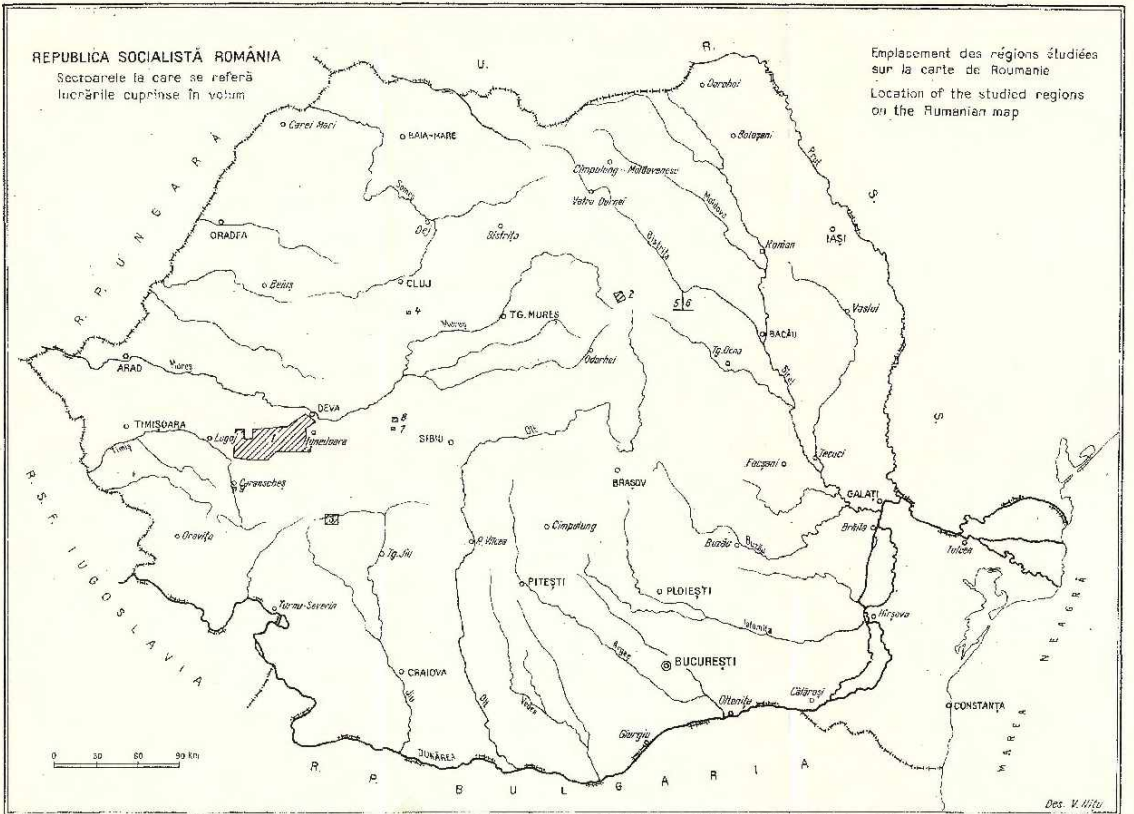
5. Lebenzon C. Le nanoplancton calcaire des couches de Podul Secul et de l'horizon basal du grès de Fusaru de la vallée de Târcuţa (cours supérieur de la vallée du Tarcău) 99
6. Lebenzon C. Le nanoplancton calcaire des dépôts oligocènes et miocènes inférieurs du cours supérieur de la vallée du Tarcău (vallées de Târcuţa et de Răchitiş). . . 110
7. Lubenescu Victoria, Gheorghian Doina. Remarques fauniques dans la vallée du Rodu (à l'W de Sibiu) 118
8. Lubenescu Victoria. Contributions à l'étude de la faune badénienne du SW de la Transylvanie (zone de Sebeş-Alba-Cul) 125
9. Păvulescu Victoria, Iliescu O., Radu A. Association faunique tortonnienne de Balta Sărată — district de Caraş-Severin 132
10. Rădulescu D. Considérations sur la chronologie des processus volcaniques néogènes des Monts Călbăni, Gurghiu et Harghita 142
11. Marinescu F.I., Gheorghian M. Information sur la „V^e Réunion du Groupe de Travail pour la Paratéthys”, mai-juin 1972 — Roumanie . . . 161



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Secțiunile 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 PELTZ
Tehnoredactor: GEORGETA BORLEA
Traducător: MARGARETA HĂLJEU, MARIANA SAULEA
Ilustrații: V. NITU

*Dată la editare: martie 1978. Bun de tipar: oct. 1978. Tiraaj: 1000 ex. Hârtie scrisă
I. A. Ponișni 70 × 100/65 g. Cost de tipar: 11.5. Coasta 027. Pentru bibliotecă
indicele de clasificare 55 (058).*

Intreprinderea poligrafică „Informatik” Str. Buzolnau nr. 23-25, București
România.



Institutul Geologic al României

95503



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIX

1972

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României