

FIG

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINTELOR

VOL.LV
1967 - 1968

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

80129
BUCUREȘTI
1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

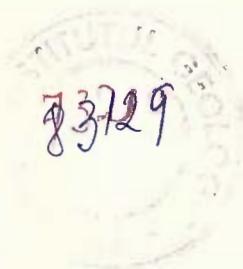
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LV
(1967 — 1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREŞTI
1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ÎN CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI ȘI TECTONICII SEDIMENTARULUI MEZOZOIC DE LA N DE OLĂNEȘTI (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE

CORNEL BOLDOR, ALEXANDRU STILLA, MIHAI IAVORSCHI, IOAN DUMITRU²

Abstract

New Data in Knowledge related to Stratigraphy and Tectonics of the Mesozoic Sedimentary Rocks, North of the Olănești Area (South Carpathians). The study of the Mesozoic territories north of the Olănești area, besides new aspects of cartographic order, led to the obtainment of some new stratigraphic and tectonic data. The authors describe and date, from the stratigraphical point of view, the profiles with the complete sequence of the Jurassic period from the Vînturarița ridge, as well as establish the horizons of the Upper Cretaceous deposits. Tectonically, the Mesozoic deposits are interpreted as forming a monocline which is repeated many times due to the Olănești-Năruțiu faults.

Regiunea la care ne referim este situată în segmentul median al Carpaților Meridionali, la N de paralela stațiunii Olănești. Ea corespunde teritoriilor sedimentare mezozoice dintre valea Oltului și culmea Vînturarița, extinzîndu-se pînă la zonele de aflorare a fundamentului cristalin în culmea Năruțiu, vîrful Cîndoiaia și partea din amonte a văilor Olănești, Cheia, Costești și Bistrița.

Această regiune, cu altitudini depășind frecvent 1.000 m, este foarte occidentată, împădurită și greu accesibilă.

Înainte de a aborda problemele de ordin geologic, aducem mulțumiri colegii Maria Tocorjeșcu căreia îi datorăm studiul și diagnoza probelor micropaleontologice.

¹ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2, București.



Considerații asupra istoricului cercetărilor

Primele date privind geologia regiunii în discuție sunt ale lui Ștefanescu (1884), care socotește seriile sedimentare de peste șisturile cristaline ca aparținând Eocenului. Aceeași vîrstă este acordată depozitelor de către Ștefanescu (1893), Cobălcescu (1887) și Redlich (1896).

Mrazec, Murgoci (1898) susțin pentru prima oară existența Cretacicului în succesiunea sedimentară din regiune și existența breciei de Brezoi. În 1899 Redlich atestă paleontologic existența Cretacicului superior în bazinul Brezoi, datându-l drept Senonian. Mai tîrziu, Murgoci (1908) aseamănă gresile senoniene din bazinul Brezoi cu formațiunile întlnite în zona vîrfului Cîndoiaia și la S de culmea Năruțiu, în zona Piscul Ciinelui.

Popești Voitești și Murgoci (1910) atribuie Malmului calcarele din culmea Vînturarița, semnalând în baza lor un pachet de gresii datează „Jurasic”. Aceste gresii sunt ulterior socotite de către Streckeisen (1930) ca reprezentând Liasicul. Tot Popești Voitești (1915) descrie în zona vîrfului Stogu, la „Fântâna Roșie”, gresii și conglomerate cu matrice roșie pe care le atribuie Jurasicului mediu și confirmă paleontologic (1911 a și b) vîrsta senoniană a depozitelor cretacic superioare din zona vîrfului Cîndoiaia unde acestea se dispun direct peste cristalin, în timp ce spre S repauzează peste calcarele Malmului din culmea Vînturarița.

Referiri asupra regiunii de la N de Olănești se întîlnesc în lucrările cu caracter sintetic aparținând geologilor Streckeisen (1934), Macovei și Atanasiu (1934) și Ghika Budăști (1939 și 1958).

Într-o etapă mai nouă de cercetări, o contribuție însemnată la cunoașterea stratigrafiei regiunii aduce Popești (1952–1954), care pe baza unei faune de amoniți, stabilește existența Maestrichtianului în valea Olănești și la Căciulata.

Recent, Popești și Patrulius (1968) arată că succesiunea cretacică pe văile Olănești și Cheia este constituită din patru complexe, formând două cicluri. După acești cercetători, primul ciclu începe cu un orizont de conglomerate ce revine Albianului (?) și se continuă cu un orizont marno-argilos atribuit Vraconian-Cenomanian-Turonianului. Cel de al doilea ciclu, debutând printr-un alt orizont conglomeratic ce reprezintă Campanianul, se încheie cu orizontul marno-argilos al Maestrichtianului.



În 1968, Boldor, Iavorschi și Braboveanu atestă paleontologic existența Jurasicului mediu sub calcarale Malmului din culmea Vînturarița.

Lupu și Lupu (1967) descoperă pe Valea lui Stan în șisturi argiloase marnocalcaroase negre, o bogată faună care demonstrează vîrstă lor werfeniană.

Codarcă et al. (1967), într-o lucrare cu caracter de ansamblu regional, deosebesc în cadrul pînzei getice o unitate superioară denumită „supragetică” a cărei linie frontală trece prin partea de N a regiunii de care ne ocupăm, în versantul drept al Văii lui Stan.

Considerații stratigrafice

Fundamentul succesiunii depozitelor sedimentare din regiune este constituit din formațiuni cristaline, care în funcție de caracterul lor petrografic și gradul de metamorfism, se grupează (Codarcă et al., 1961) în două serii distințe denumite seria de Lotru (în vest) și seria de Cozia (în est). Peste acest fundament, în suita depozitelor mezozoice, se întâlnesc sedimente triasice, jurasice și cretacice.

Triasicul. Depozitele repartizate Triasicului se dezvoltă pe suprafețe restrânse în nordul regiunii, sub forma a două fîșii în bazinul Văii lui Stan. În bază cuprind conglomerate, microconglomerate și gresii grosiere roșii violacee, ale căror elemente provin exclusiv din șisturile cristaline. Peste acestea urmează al doilea orizont alcătuit din marnocalcare, uneori argiloase, fin grezoase, muscovitice și intens tectonizate. Conținutul faunistic al acestora a fost descris de Lupu și Lupu (1967) care menționează *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria* sp., *Gervilleia* (*Angustella*) aff. *angusta* Münscher, *Mysidoptera* cf. *gronensis* Wittberg, *Velopecten alberti* Goldfuss, etc., forme care au permis susținerea vîrstei campilian-superioare pentru cel de al doilea orizont, iar pentru întreaga succesiune cea werfeniană.

Jurasicul. Depozite aparținînd Jurasicului se cunosc numai în partea vestică a regiunii studiate, în tot lungul culmii Vînturarița.

Succesiunea completă a Jurasicului, mascată de regulă prin grohotișuri, a putut fi observată doar pe două profile, sub vîrfurile Ștevioara și Stogu (fig. 1).

La N de vîrful Ștevioara, peste șisturile cristaline ale fundașului se dispun: 0,35 m calcare spătice alb-cenușii, masive, coraligene;



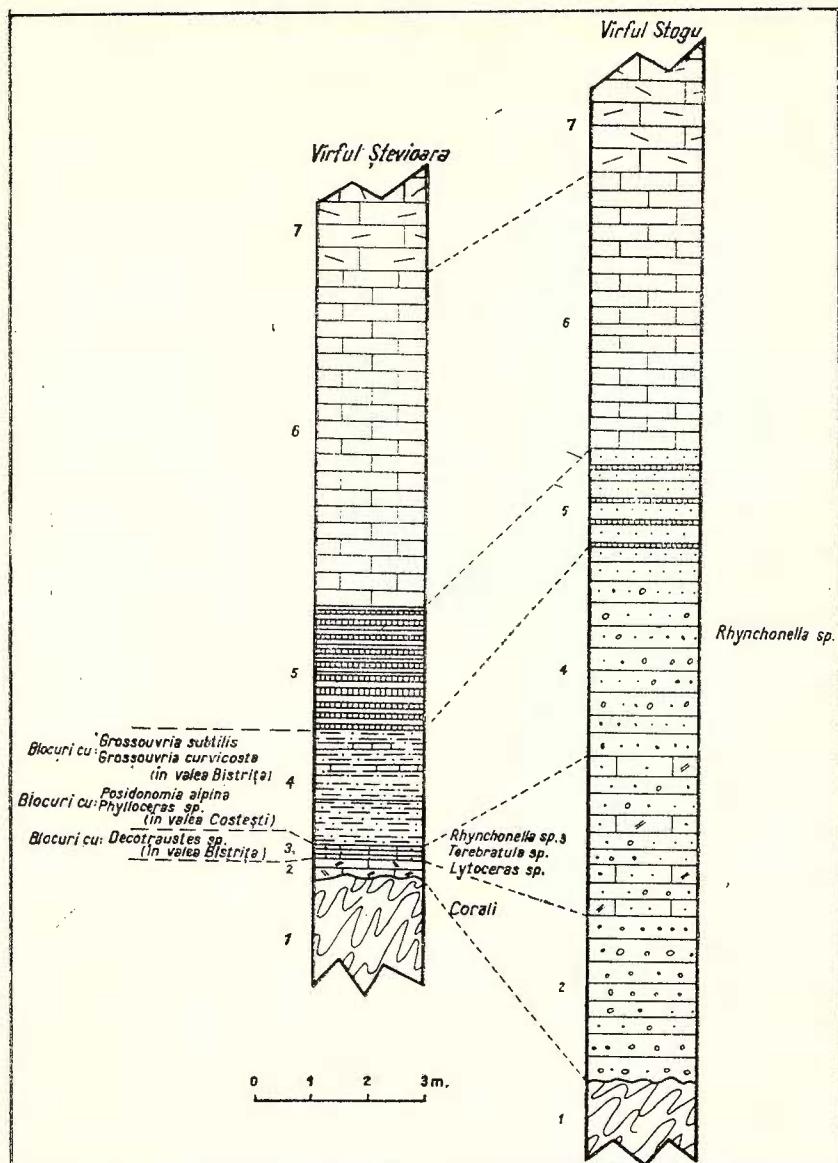


Fig. 1. — Coloane stratigrafice în depozitele jurasice din culmea Vinturarița.

1, micasisturi, gneise (cristalin – serie de Lotru); 2, gresii grosiere, calcare spathice (Bajocien-Bathonian inferior); 3, gresii calcaroase, calcare limonitice (Bathonian superior-Callovian inferior); 4, gresii sistoase, calcaroase, galbuni-roscate, gresii microconglomératice, calcare galbui, micaferes (Callovian mediu-superior); 5, sisturi marnoase, marnocalcare, calcare roși cu jaspuri (Oxfordian); 6, calcare fine roși (Kimmeridgian inferior); 7, calcaré récifale massives (Kimmeridgian superior-Tithonic).

Colonnes stratigraphiques dans les dépôts jurassiques de la crête de Vinturarița.

1, micaschistes, gneiss (cristallin – série de Lotru); 2, grès grossiers, calcaires spathiques (Bajocien-Bathonien inférieur); 3, grès calcaires, calcaires limonitiques (Bathonien supérieur-Callovien inférieur); 4, grès schisteux, calcaires, jaune-rougeâtres, grès microconglomératiques, calcaires jaunâtres, micaferes (Callovien moyen-supérieur); 5, schistes marnueux, marnocalcaires, calcaires rouges à jaspes (Oxfordien); 6, calcaires fins rouges (Kimméridgien inférieur); 7, calcaires récifaux massifs (Kimméridgien supérieur-Tithonique).



0,25 m calcare limonitice cu pete verzui și roșii, remaniind elemente de micașisturi și conținând *Nerinella* sp., *Corbis* sp., *Rhynconella* sp., *Terebratula* sp. ex gr. *T. sferoidalis* și amoniți de tip *Lythoceras*; 0,80 m gresii șistoase calcaroase roșcate, micaferă, întâlnite și ca blocuri în valea Bistrița, unde am colectat *Grossouvria subtilis* N e u m., *G. curvicosta* (O p p.), *Lythoceras* sp., *Holcophylloceras* cf. *mediteraneum* N e u m., *Ptychophylloceras* cf. *feddeni* W a a g e n., asociație care pledează pentru o vîrstă callovian mediu-superioară; 1,30 m gresii șistoase calcaroase alb-cenușiu-verzui, micacee. Dintr-un bloc de asemenea gresii, găsit în valea Costești, se citează (B o l d o r et al. 1968) exemplare de *Bositra buchi* R o e m. și *Phylloceras* sp., pledind pentru o vîrstă calloviană; 2,20 m jaspuri și șisturi marinoase roșii; 6,00 m calcare roz, fine, stratificate; 250—300 m calcare masive recifale, alb-cenușii.

Sub vîrful Stogu succesiunea jurasică cuprinde: 2,50 m gresii cuarțoase, grosiere, dure; 3,25 m gresii calcaroase spatice uneori cu aspecte microconglomeratice; 3,50 m gresii roșcate, grosiere, cu *Rhynchonella* sp. care aflorează și mai la N, la Fântâna Roșie și în valea Olănești; 2,00 m gresii cu jaspuri roșii; 5,00 m calcare roz, fine, stratificate; 250—300 m calcare masive, recifale, albicioase.

Depozitele inferioare calcarelor recifale de la Stogu se pot paraleliza, prin poziția și cîteva caractere litologice comune, cu cele de la V de Ștevioara, remarcînd pentru primele un caracter mai grosier pe care îl interpretăm ca o variație facială.

Corelînd succesiunile litologice descrise cu alte succesiuni similare din Carpații Meridionali și asociindu-le elementele paleontologice amintite mai sus, se poate preciza:

Bajocian-Bathonianul inferior. Este reprezentat prin gresii grosiere și local calcare spatice coraligene;

Bathonian superior-Callovianul inferior. Cuprinde gresii calcaroase spatice, uneori micacee, cu *Oecotraustes* sp. și calcare limonitice roșcat-verzui, bogat fosilifere;

Callovianul mediu-superior. Este constituit din gresii șistoase calcaroase micaferă, roșcate sau galbui, cu *Grossouvria curvicosta* și *G. subtilis* și calcare grezose galbui, cu *Phylloceras* sp. și *B. buchi* R o e m.;



Oxfordianul. Este constituit din marnocalcare cu jaspuri și sisturi marnoase roșii sau verzi;

Kimmeridgianul inferior. Cuprinde calcar roz, fine, stratificate.

Kimmeridgianul superior-Tithonicul. Alcătuit din calcar masive recifale, formează masa principală a culmii Vînturarița.

Având în vedere grosimea mare a stivei de calcar recifale, nu este exclus ca la partea superioară a acesteia să fie prezent și Cretacicul inferior, dezvoltat în facies urgonian. Din lipsă de suficiente date de observație însă, nu se pot face precizări în acest sens, urmând ca cercetările ulterioare să elucideze problema.

Cretacicul. Formațiunile cretacic-superioare reprezintă termenul cel mai larg dezvoltat în regiunea cercetată.

Pentru a putea discuta succesiunea stratigrafică a acestuia considerăm util să prezintăm cîteva profile edificatoare (fig. 2).

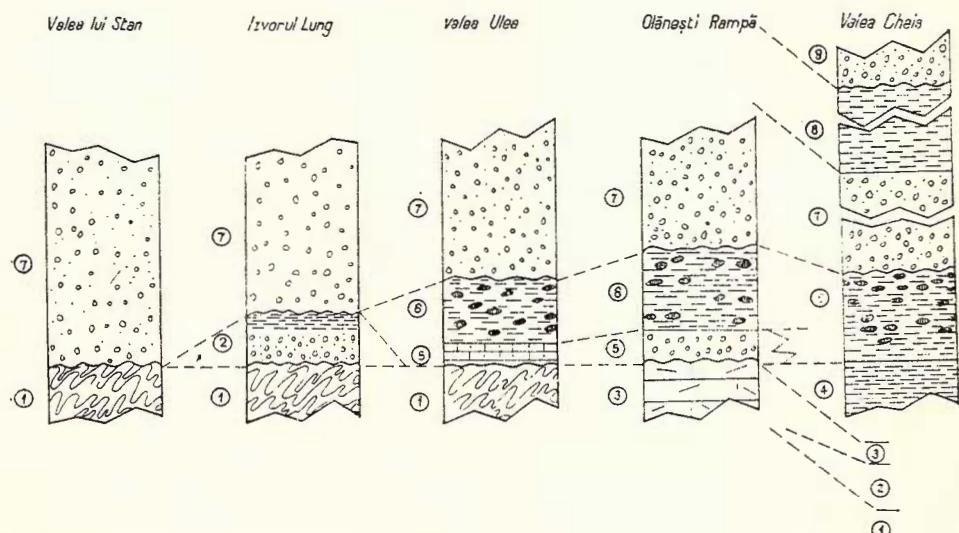


Fig. 2. — Coloane stratigrafice schematicice în depozitele Cretacicului superior de la N de Olănești.

1, gneise, micasisturi (cristalin – serie de Lotru și serie de Cozia); 2, conglomerate, gresii roșii, marnocalcare negricioase (Werfenian); 3, calcare recifale massive, albicioase (Malm); 4, marne, marnocalcare micaferă (Vraconian-Cenomanian-Turonian); 5 și 6, conglomerate calcareoase, gresii calcareoase spătice cu *Hippurites*, *Aclaeonella* – facies de Gosau – și marne, marnocalcare cu siderite (Coniacian-Santonian); 7, conglomerate grosiere poligene (Campanian); 8, marne micaferă, gresii (Maestrichtian); 9, conglomerate poligene (Eocene).

Collones stratigraphiques schématiques dans les dépôts du Crétacé supérieur au N de Olănești.

1, gneiss, micaschistes (cristallin – série de Lotru et série de Cozia); 2, conglomérats, grès rouges, marnocalcaires noirs (Werfénien); 3, calcaires récifaux massifs, blanchâtres (Malm); 4, marnes, marnocalcaires micaferes (Vraconien-Cénomanien-Turonien); 5 et 6, conglomérats calcaires, grès calcaires spathiques à *Hippurites*, *Aclaeonella* – facies de Gosau – et marnes, marnocalcaires à sidérite (Coniacien-Santonien); 7, conglomérats grossiers poligènes (Campanien); 8, marnes micaferes, grès (Maestrichtien); 9, conglomérats poligènes (Eocène).

Pe pîrîul Izvorul Lung, affluent de dreapta al Văii lui Stan, peste șisturile cristaline ale seriei de Lotru și peste depozitele werfeniene urmează conglomerate poligene cu elemente de calcare jurasice și gresii friabile.

O probă micropaleontologică recoltată din matricea grezoasă a conglomeratelor poligene conține *Globotruncana arca* (C u s h.) și *G. lapparenti* Br o t z e n, care indică Senonianul, fără a se putea face precizări mai detaliate.

Stratele din succesiunea descrisă au căderi estice și suportă spre est, prin falia Olănești-Nărușiu, cristalinul seriei de Cozia.

Pe Valea lui Stan, amonte de confluența cu pîrîul Izvorul Lung, peste șisturile cristaline ale seriei de Lotru, se dispun direct conglomerate poligene, în care local apar intercalării de gresii fine marnoase. Din aceste gresii am recoltat un exemplar de *Inoceramus* cf. *balticus* B o e h m. care argumentează vîrstă senoniană a pachetului de conglomerate poligene. Printre elementele componente ale conglomeratelor se observă galeți de gresii calcaroase spătice dure, fosilifere, care după cum vom vedea, provin din remanierea termenului inferior al Senonianului.

Pe valea Ulei, peste cristalinul seriei de Lotru și sub conglomeratele poligene cunoscute din pîrîul Izvorul Lung și Valea lui Stan, succesiunea sedimentară cuprinde un banc de calcare grezoase spătice, dure, apoi gresii grosiere cenușii în bancuri metrice și marne grezoase fine micafere, cu frecvențe lentile sideritice cu alterație portocalie. În bancul grezos-calcaros bazal, pe care îl echivalăm depozitelor în facies de Gosau de la E de valea Oltului, unde a fost descris de D r a g o ș (1953), L u p u și L u p u (1965)³, am observat urme organice care par a fi secțiuni transversale în *Actaeonella*, iar din gresiile grosiere am recoltat o formă de *Gaudryceras* sp.

Probele micropaleontologice colectate din marnele grezoase cu siderite conțin: *Stenissioina exsculpta* R e u s s, *Globotruncana lapparenti* Br o t z e n, *G. fornicata* (P l u m m e r), *G. arca* (C u s h.), *Globorotalites multisepta* Br o t z e n, *Rugoglobigerina ordinaria* (S u b b.), *Marsonella oxycona* (R e u s s). Pe baza asociației micropaleontologice se atribuie pachetului de gresii marnoase cu siderite vîrstă coniacian-santoniană, urmînd deci ca pachetul conglomeratelor poligene să fie repartizat Campanianului.

Succesiuni identice celei de pe valea Ulei au fost observate la obîrșia văii Ciinelui și în zona vîrfului Cîndoiaia.

³ D e n i s a L u p u, M. L u p u. Studiul petrografic și paleontologic al depozitelor cretacice între Ciineni și Rm. Vilcea. 1965, Arh. Inst. geol., București.



La obîrșia văii Ciinelui, trecerea de la gresiile calcaroase spatic de tip Gosau la marnele grezoase cu siderite este mai clară. În aval, marnelor cu siderite le urmează conglomeratele poligene, apoi, la confluența cu pîrîul Ouăle Mocirlelor, se observă o repetare a succesiunii începînd cu marnele grezoase cu siderite.

La Cîndoiaia, este bine deschis bancul bazal grezos-calcaros, spatic pe o grosime de cca 3 m. Din acestea am recoltat numeroase mulaje sau forme rău păstrate de lamelibranhiate, printre care *Trigonia* sp. și *Inoceramus* sp.

O probă colectată din acest sector a dovedit un microconținut cu foarte multe prisme de inocerami și exemplare rare de *G. lapparenti* Brotzen, indicînd cu siguranță Senonianul.

La obîrșia văii Stoia, conglomeratele poligene se dispun din nou direct peste fundamentul cristalin. Pe afluenții de dreapta ai văii Stoia și pe rîul Olănești, de sub conglomeratele poligene, apar depozitele termenului de dedesupră al formațiunilor cretacice. Profilul este bine deschis în zona confluenței văii Olănești cu valea Stoia, în locul numit „la Rampă”. Aici, peste calcarele jurasice sau direct peste cristalin stau gresii calcaroase spatic, masive, care au în bază conglomerate cu ciment grezos roșu, cu elementele slab rulate, formate din calcare jurasice. Peste seria conglomeratică grezoasă urmează gresii grosiere friabile, apoi marne șistoase și marne compacte de culoare cenușiu-vineție.

În această regiune, Popescu-Voitești (1915) menționează din gresii: polipieri, *Avicula* sp. (cf. *A. caudigera* Zitt.), *Exogyra* sp., *Cucullaea* (Arca) cf. *royana* d'Orb., iar din marne: *Micraster* cf. *cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus cripsi* Mant., *Scaphites* sp., *Ammonites obscurus* Schüller, *Baculites* sp.

Din aceleași marne am colectat numeroase exemplare de *Inoceramus* sp. și mai mulți amonți dintre care am determinat *Nowakites Le Marchandi* De Gross, formă ce indică Coniacianul inferior. Microconținutul marnelor este reprezentat prin exemplare de *Globorotalites multisexta* Brotzen, *Marsonella oxycona* (Reuss), *Globotruncana coronata* Bölli, *G. lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti lapparenti* Bölli, *Stenissioina exculta* Reuss, *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Robulus münsteri* (Römer), forme care indică Senonianul inferior.

Pe valea Olănești, aval de „la Rampă”, succesiunea se repetă de două ori, începînd cu marnele grezoase cu siderite, care se reîntîlnesc la confluența cu valea Bolovanului și apoi la confluența cu valea Surlelor. Spre stațiunea Olănești, conglomeratelor poligene le urmează șisturi



marno-grezoase ce conțin faună maestrichtiană (Popescu 1952, Popescu și Patrulius 1968).

Pe valea Cheia, peste calcarale jurasice stau conglomeratele poligenale Campanianului. În aval, printr-o repetare tectonică, urmează gresii micacee cenușii în plăci, alternând cu marne bine deschise la confluența cu pîriul Prislopel, unde Popescu și Patrulius (1968) menționează formele *Stoliczkaia* sp., *Scaphites* sp. și *Schloembachia plana* d'Orb., argumentînd existența Vraconian-Cenomanianului.

O probă micropaleontologică colectată de pe valea Comarnic (afluent de dreapta al văii Cheia) din pachetul vraconian-cenomanian conține: *Hedbergella trochoidea* G andolfi, *Hedbergella* sp., *Globigerina* cf. *waschitanensis* C a r s e y, *Psammosphaera* sp., *Praeglobotruncana delrioensis* (G andolfi), *Planulina schloembachi* (Reuss), *Rotalipora appeninica* (Renzi). Microconținutul probei o placează într-o zonă de trecere dintre Albian și Cenomanian, deci în Vraconian.

Pe pîriul Prislopel (afluent de stînga al văii Cheia) din gresiile și marnele vraconian-cenomaniene am colectat inocerami, echinoide și o formă de *Levesiceras* sp. Deasupra acestei serii urmează gresii și microconglomerate, apoi gresii marnoase cu siderite, din care am recoltat forma *Gaudryceras varagurense* Kossmat, formă caracteristică Santonianului.

Coborînd pe valea Cheia, aval de pîriul afluent Prislopel, peste Vraconian-Cenomanian, în gresii fine micaferă, am întîlnit freevent inocerami, echinoide și amonitul *Barroisiceras* (*Reesidioceras*) *gallicum* Bass, formă strict coniaciană, indicînd Coniacianul inferior. Succesiunea se continuă în aval cu marne gresoase cu siderite, cărora le urmează conglomeratele poligene.

Corelind profilele descrise mai sus, în cele ce urmează, reconstituim succesiunea completă a Cretacicului superior de la NW de Olănești în cadrul căruia distingem:

Vraconian-Cenomanian-Turonian. Este reprezentat printr-un pachet de gresii fine, micaferă, stratificate în plăci centimetrice, cu planele de separație netede, gros de cca 300 m. Baza acestui pachet este necunoscută, iar limita superioară greu de precizat. Acesta este pachetul sedimentar din care Popescu și Patrulius (1968) descriu formele *Stoliczkaia* sp., *Scaphites* sp. și *Schloembachia plana* d'Orb. care indică Vraconianul, admitînd însă ca fiind prezent și Cenomanian-Turonianul.



Depozitele de debut ale Cretacicului superior sunt puțin răspândite în regiune, cunoscîndu-se doar pe valea Cheia și valea Comarnic, unde apar în imediata apropiere a unor accidente tectonice.

Coniacian-Santonianul. Este destul de larg răspîndit. Depozitele bazale ale acestui complex au un caracter sigur transgresiv, cel puțin dinspre rama cristalină și jurasică a arealelor cu depozite cretacice, adică în sectoarele Stogu, Cîndoiaia și valea Ulei.

Primul termen al Coniacian-Santonianului este reprezentat prin gresii calcaroase, conglomeratice, spatice, care remaniază elemente de cristalin și conțin resturi de inocerami și acteonele, echivalente gresiilor calcaroase de tip Gosau. Depozitele de tip Gosau se pot urmări continuu între valea Ulei și vîrful Cîndoiaia. În sectorul văii Olănești-Stogu, termenul bazal schimbă faciesul devenind un conglomerat calcaros cu multe elemente angulare sau puțin rotunjite, de culoare roșie, alternind cu strate de gresii calcaroase spatice, descrise încă de Popescu-Voîtești (1915).

Peste termenul bazal, atât pe valea Ulei și la Cîndoiaia cât și pe valea Olănești („la rampă”) urmează gresii friabile cu *Micraster cortestudinarium* Goldfuß, apoi marne cenușiu-vineții compacțe, care conțin *Nowakites Le Marchandi De Gross* atestînd vîrstă coniacian inferior-medie a depozitelor.

Pe valea Cheia, spre interiorul arealului de sedimentare cretacic superior, este dificilă punerea în evidență a transgresivității seriei senonian inferioare. Aici depozitele Vraconian-Cenomanian-Turonianului care conțin la partea superioară inocerami, echinoide și *Lewesiceras* sp., sunt urmate de gresii marnoase micaferă, cu rare intercalații de marne roșii. Din gresile marnoase micacee am colectat inocerami din grupul *Inconstans* și un exemplar de *Barroisiceras (Reesidioceras) gallicum* Bass, formă exclusiv coniaciană.

Succesiunea senonian inferioară se încheie cu marne grezoase cenușii, bine stratificate și cu frecvențe intercalații sideritice lenticulare, care conțin, pe pîrul Prislopel, *Gaudryceras varagurense* Kossmat, formă caracteristică Santonianului.

Coroborarea elementelor paleontologice și micropaleontologice descrise din seriile senonian inferioare, conduce la închadrarea timpului lor de sedimentare în intervalul Coniacian—Santonian, grosimea stivei senonian inferioare putînd fi apreciată la cca 1000 m.

Campanianului ii sunt repartizate depozite cu o grosime de 1500 — 2500 m, puternic transgresive, grosier detritice. Transgresivi-

tatea acestor depozite este marcată prin dispoziția lor peste formațiuni senonian inferioare, vraconian-cenomanian-turoniene, jurasice, sau în multe cazuri direct peste șisturile cristaline ale fundamentului.

Pachetul campanian este conglomeratic și subordonat, la partea superioară, grezos-grosier. Elementele conglomeratelor, deseori de dimensiuni suprametrice, sunt reprezentate prin șisturi cristaline, calcare jurasice, calcare grezoase spătice cu acteonele, gresii și marne senonian inferioare cu inocerami.

Generind un relief cu o mare energie, conglomeratele campaniene sunt larg dezvoltate în regiune, între Valea lui Stan, pe la vîrful Cîndoiaia, peste văile Olănești și Cheia pînă în valea Otăsău și la S de vîrful Năruțiu, peste culmea Piatra Tăiată și Piscul Ciinelui pînă în valea Muiereasca și valea Oltului la Călimănești.

Maestrichtianul este termenul care încheie succesiunea cretacic superioară, deasupra căreia se dispun transgresiv depozitele conglomeratice ale Eocenului.

Litologic Maestrichtianul este alcătuit dintr-un pachet de argile cenușiu-negricioase, bine stratificate în plăci de grosimi centimetrice. Din aceste depozite Popescu (1954) descrie, amonte de izvorul nr. 24 Olănești o faună de *Parapachydiscus gollevilensis* d'Orb. și *Baculites* sp. din grupul *B. vertebralis*, care indică cert Maestrichtianul.

Din valea Oltului de la Călimănești, orizontul argilo-grezos se poate urmări peste văile Muiereasca și Olănești pînă în valea Cheia, la Schitu-Ezeru, de unde spre W, este depășit transgresiv de depozitele eocene.

Neozoicul și Cuaternarul. Formațiunile sedimentare întâlnite în regiune ce aparțin Neozoicului, sunt reprezentate prin Paleogen și Miocen. Destul de răspîndite sunt și formațiunile cuaternare care apar sub forma aluviunilor grohotișurilor de pantă și porniturilor.

În legătură cu brezia de Brezoi menționată de antecercetători în regiune, precizăm că aceasta există doar la N de culmea Cozia-Năruțiu în bazinul Brezoi, la Călinești, unde credem că este de natură tectonică. La sud de culmea Cozia-Năruțiu, în regiunea cercetată de noi aceasta nu apare, iar ceea ce a fost considerat de înaintași ca brecie de Brezoi este de fapt partea bazală a conglomeratelor campaniene. Sporadic și puțin dezvoltată peste șisturile cristaline și sub Senonianul de la S de culmea Cozia-Năruțiu, se întâlnește o formațiune brecioasă cu blocuri de cristalin prinse într-un detritus provenit tot din șisturile cristaline, care poate fi socotită un „grohotiș fosil”, după cum au arătat de altfel și Ghika - Budești (1939, 1958).



Considerații tectonice

Din punct de vedere tectonic teritoriile cristaline și mezozoice studiate aparțin masei alohtone a Carpaților Meridionali, adică unității pînzei getice și în parte, unității supragetice. În partea de S a regiunii în discuție, se dezvoltă depozite paleogene și miocene aparținînd deprezisunii getice, care însă ies din cadrul preocupărilor noastre.

La prima vedere sedimentarul mezozoic pare să constituie un simplu monoclin de depozite atingînd grosimi foarte mari și avînd în general căderi sud-estice. Descifrînd stratigrafia depozitelor cretacic-superioare, am putut depista în cadrul succesiunii acestora, două repetări tectonice datorate faliei Olănești-Năruțiu și faliei Cheia. Ambele falii au orientare aproximativă NE-SW și planul înclinat către SE.

Falia Olănești-Năruțiu este mai importantă, pasul ei atingînd valori de peste 1500 m. A fost urmărită din cursul inferior al Văii lui Stan unde intersectează falia Coziei pînă peste valea Cheia, la mînăstirea Pătrunsa. Prin planul ei, compartimentul estic este ridicat, astfel că în zona Văii lui Stan seria cristalină de Cozia stă peste Campanian sau direct peste Werfenian. Aici ea corespunde traseului liniei frontale a unității supragetice descrisă de Codarcea et al. (1967), în timp ce spre S se datorează reluării acestei linii în faze de mișcări post-senoniene.

Falia Cheia, o dublură a faliei Olănești-Năruțiu, a fost urmărită din valea Olănești pînă la E de culmea Vînturarița, spre obîrșia văii Otășău.

În cadrul compartimentelor datorate denivelărilor produse de faliile amintite, valoarea înclinării stratelor variind între 60–10° scade treptat de la N către S, cu excepția zonelor din apropierea traseelor acestora.

Existența mai multor cicluri sedimentare este bine evidențiată de transgresiunea Werfenianului, a Bajocian-Bathonianului, foarte probabil de cea a Vraconianului și de asemenea de transgresiunea Coniacianului și a Campanianului.

Se evidențiază apoi transgresiunea Eocenului și cea a Burdigalian (?)-Helvețianului.

Din cele arătate rezultă că sedimentarea în regiune a fost deseori întreruptă de fazele de mișcare și că în Cretacicul superior bazinul de sedimentare a devenit subsident. După faza laramică, care a imprimat caracterul tectonic principal al regiunii, subsidența se continuă și depo-



zitele care iau naștere ulterior în Paleogen și în Miocen capătă un caracter molasic. Mișcările noi, mai puțin intense, au dus la definitivarea stilului tectonic și la exondarea definitivă a regiunii.

Concluzii

În încheiere, ținem să subliniem că studiul teritoriilor mezozoice de la N de Olănești, pe lîngă aspectele noi de ordin cartografic, a dus la obținerea unor inedite date stratigrafice și tectonice. În linii mari acestea se referă la descrierea unor profile cu succesiunea completă a Jurasicului din culmea Vînturarița, orizontarea depozitelor Cretacicului superior dintre valea Oltului, virful Stogu și culmea Vînturarița, precum și interpretarea tectonică a depozitelor mezozoice, ca fiind dispuse într-un monoclin cu repetări datorate faliilor Olănești-Năruțiu și Cheia.

BIBLIOGRAFIE

- Boldor C., Iavorschi M., Braboveanu D.** (1968) Cîteva date noi privind stratigrafia Jurasicului din culmea Vînturarița (Carpații Meridionali), *D. S. Inst. geol.*, vol. LIV/1, București.
- Cobălcescu Gr.** (1887) Despre sorgintele minerale de la Călimănești și Căciulata, *Bul. Soc. Med. și Nat.* I, Iași.
- Codarcea Al., Lupu M., Codarcea Dessila Marcela, Lupu Denisa.** (1967) Unitatea supraregică în Carpații Meridionali, *St. cerc. geol.*, XII/2, București.
- Dragoș V.** (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre Topolog și Olt (comunicare prelminară), *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, București.
- Ghika Budăsti St.** (1939) Les Carpathes Meridionales centrales, *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, București.
- (1958) Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia, *St. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, III/1–2, București.
- Lupu Denisa, Lupu M.** (1967) Prezența Werfenianului în Carpații Meridionali Centrali (Valea lui Stan), *St. cerc. geol.*, XII/2, București.
- Macovei Gh., Atanasiu I.** (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Cretacée, *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, București.
- Mrazec L., Murgoci Gh.** (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. III. Mării Lotrului, (Tip. Th. Basilescu), București.
- Murgoci Gh.** (1908) Terțiul din Oltenia, *An. Ins. Geol. Rom.*, I, București.
- Popescu Voitești I., Murgoci Gh.** (1910) Discuțiuni asupra tectonicii Văii lui Stan, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, București.

- Popescu Voitești I. (1911 a) Contribuții la studiul stratigrafic al Nummuliticului Depresiunii Getice, *An. Inst. Geol. Rom.*, București.
- (1911 b) Comunicare preliminară asupra prezenței pînzei conglomeratelor de Bucegi în valea Oltului, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, București.
 - (1915) Pînza conglomeratelor de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali, *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1914, București.
- Popescu Gr. (1952) Notă asupra prezenței Senonianului superior la N de Băile Olănești (Depresiunea Getică), *Com. Șt. Acad. R.P.R.*, II/11–12, București.
- (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora-Rm. Vilcea-Olănești (Depresiunea Getică), *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
 - , Patrulivs D. (1968) Formațiunile cretacice pe marginea nordică a Depresiunii Getice între valea Oltului și masivul Vinturarița (Carpații Meridionali), *D. S. Inst. geol.*, LIV/1, București.
- Redlich K. (1896) Geologische Studien in Rumänien, *Verhand. d. k. k. Reich.*, Wien.
- (1899) Geologische Studien im Gebiete der Olt und Oltetz Thäler in Rumänien, *Jahr. d. k. k. R. A.*, XLIX, Wien.
- Ștefănescu S. (1884) Memoriu relativ la geologia județului Argeș, *An. Bir. Geol. Rom.*, 2, București.
- Ștefănescu Gr. (1893) Harta geologică a României lucrată de membrii Biroului Geologic. Foaia X, București.
- Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între valea Oltului și valea Jiului, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București.
- (1934) Sur la tectonique des Carpathes Meridionales, *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, București.
- * * * Ghidul excursiilor. (1961) *Carpații Meridionali, Asoc. Geol. Carpato-balcanică. Congr. V.*, București.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE DU SÉDIMENTAIRE
MÉSOZOÏQUE DU N DE OLĂNEȘTI
(CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Au N de la station Olănești, les auteurs reconstituent la succession stratigraphique des dépôts mésozoïques, en tenant compte de certains profils bien ouverts d'où on a recueilli de nombreux arguments paléonto-



logiques et des données récentes, obtenues par les chercheurs antérieurs : Popescu, 1952 ; Lupu, Lupu, 1967 ; Popescu, Patrulius, 1967 ; Boldor et al. 1967 ; Codarcea et al., 1967.

Le Trias est le premier terme sédimentaire qui repause sur le socle bassement représenté par les schistes cristallins des séries de Lotru et de Cozia. Celui-ci se développe sur de petites surfaces dans le bassin de la vallée Valea lui Stan, du N de la région, et comprend à la base des conglomérats grossiers rouges suivis par des marnocalcaires schisteux grisâtre-noirâtre, à faune campilienne supérieure, tout le paquet triasique étant attribué au Werfénien.

Le Jurassique est connu dans le N-W de la région étudiée où il forme le sommet Vînturarița. Il est caractérisé par les importants dépôts de calcaires récifaux du Malme supérieur.

La sédimentation jurassique commence par les grès grossiers et les calcaires spathiques coraligènes du Bajocien-Bathonien inférieur et continue par les grès calcaires spathiques et les calcaires limonitiques rougeâtres du Bathonien supérieur-Callovien inférieur à *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., *Lytoceras* sp. et *Oecotraustes* sp.

L'intervalle Callovien moyen-supérieur est représenté par un paquet de grès calcaires schisteux jaunâtre-rougeâtre, calcaires jaunâtres, grès microconglomératiques à *Bositra buchi* R o e m., *Grossouvria subtilis* N e u m., *G. curvicosta* (O p p.) et *Phylloceras* sp.

L'Oxfordien est caractérisé par des marnocalcaires et des jaspes rouges et verdâtres et le Kimméridgien inférieur par des calcaires rouges, fins, stratifiés.

Les calcaires récifaux massifs sont attribués au Kimméridgien supérieur-Tithonique ; on ne peut préciser si ceux-ci comprennent à la partie supérieure le Crétacé inférieur en faciès urgonien.

Le Crétacé supérieur, la plus développée formation sédimentaire de la région, comprend à la base des marnocalcaires micaféres, des marnes vraconniennes-cénomaniennes-turonniennes à *Schloembachia plana* d'Orb., *Stoliczkaia* sp., *Scaphites* sp. Les termes suivants (appartenant au Coniacien-Santonien) comprennent des conglomérats calcaires, grès calcaires spathiques à actéonelles — faciès de Gosau, grès, marnes et marnocalcaires à sidérites à *Nowakites Le Marchandi* De Gross, *Barroisiceras* (*Reesidioceras*) *gallicum* B a a s e et *Gaudryceras varagurense* K o s s m a t.



Le Campanien transgressif est représenté par un important banc de conglomérats grossiers, polygènes et le Maestrichtien est représenté par des marnes micafères et des grès à faune typique d'ammonites.

Au S de la région étudiée, les formations mésozoïques sont transgressivement couvertes par les dépôts tertiaires de la dépression gétique.

Du point de vue tectonique, la pile de dépôts mésozoïques est interprétée comme un monocline à pendages S-E. Ce relief se répète à cause des failles Olănești-Năruțiu et Cheia.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte géologique de la région située au N de Olănești, entre la vallée de l'Olt et la crête de Vînturarița.

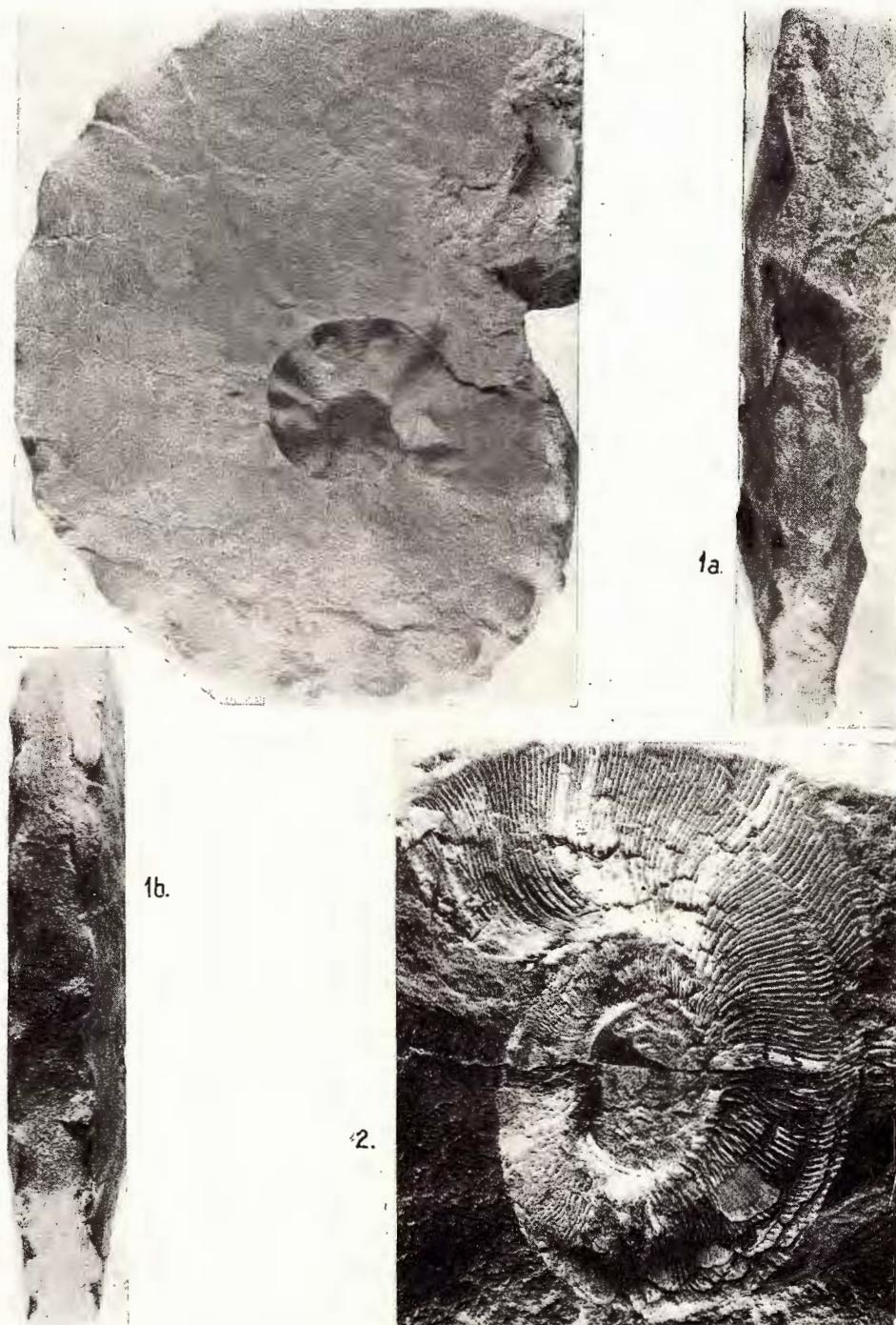
- 1, Quaternaire : a, éboulis ; b, alluvions ; c, glissements ; d, grands blocs de calcaires ;
- 2, Miocène : conglomérats, grès sableux, marnes ; 3, Paléogène : conglomérats, grès, marnes ; Senonien. 4, Maestrichtien : argiles et marnes gréseuses ; 5, Campanien : conglomérats grossiers ; 6, Coniacien-Santonien : marnes et grès marneux à sidérite — a, grès et conglomérats calcaires ; b, marnes rouges ; 7, Vraconien-Cénomanien-Turonien : grès argileux, micafères ; 8, Kimméridgien-Tithonique : calcaires massifs récifaux, fins, rouges à la partie basale ; 9, Oxfordien : jaspes et marnes rouges ; 10, Callovien moyen-supérieur : grès calcaires schisteux ; 11, Bajocien-Bathonien-Callovien inférieur : grès, grès calcaires spathiques, calcaires spathiques ou limonitiques ; Werfénien. 12, Campilien : marnocalcaires noirâtres ; 13, Séisien : conglomérats grossiers rouges ; 14, cristallin : gneiss, micaschistes ; 15, faille ; 16, limite normale ; 17, limite de transgression ; 18, gisement fossilifère ; 19, échantillon micropaléontologique ; 20, direction de la coupe géologique.

PLANŞA I

- Fig. 1. — *Barroisiceras (Reesidioceras) gallicum* Baase; × 1.
Barroisiceras (Reesidioceras) gallicum Baase; × 1.
- Fig. 1 a. — Vedere ventrală anterioară; × 1.
 Vue ventrale antérieure; × 1.
- Fig. 1 b. — Vedere ventrală posterioară; × 1.
 Vue ventrale postérieure; × 1.
- Fig. 2. — *Gaudryceras varagurense* Ko ss m.; × 1.
Gaudryceras varagurense Ko ss m.; × 1.



C. BOLDOR et al. Sedimentarul mezozoic de la N de Olănești. Pl. I



Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/5.



Institutul Geologic al României

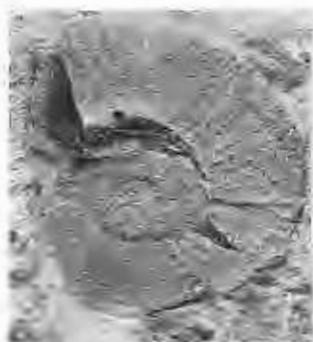
PLANŞA II

- Fig. 1. — *Grossouvría subtilis* Neum.; $\times 1$.
Grossouvría subtilis Neum.; $\times 1$.
- Fig. 2. — *Grossouvría curvicosta* (Opp.); $\times 1$.
Grossouvría curvicosta (Opp.); $\times 1$.
- Fig. 3. — *Lewesiceras* sp.; $\times 1$.
Lewesiceras sp., $\times 1$.
- Fig. 3 a.—Vedere ventrală; $\times 1$.
Vue ventrale; $\times 1$.
- Fig. 4. — *Nowakites Le Marchandi* De Gross.; $\times 1$.
Nowakites Le Marchandi De Gross.; $\times 1$.
- Fig. 4 a.—Vedere ventrală; $\times 1$.
Vue ventrale; $\times 1$.



Institutul Geologic al României

C. BOLDOR et al. Sedimentarul mezozoic de la N de Olănești. Pl. II



1



2



3



4



3 a.



6 a

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/5.



Institutul Geologic al României

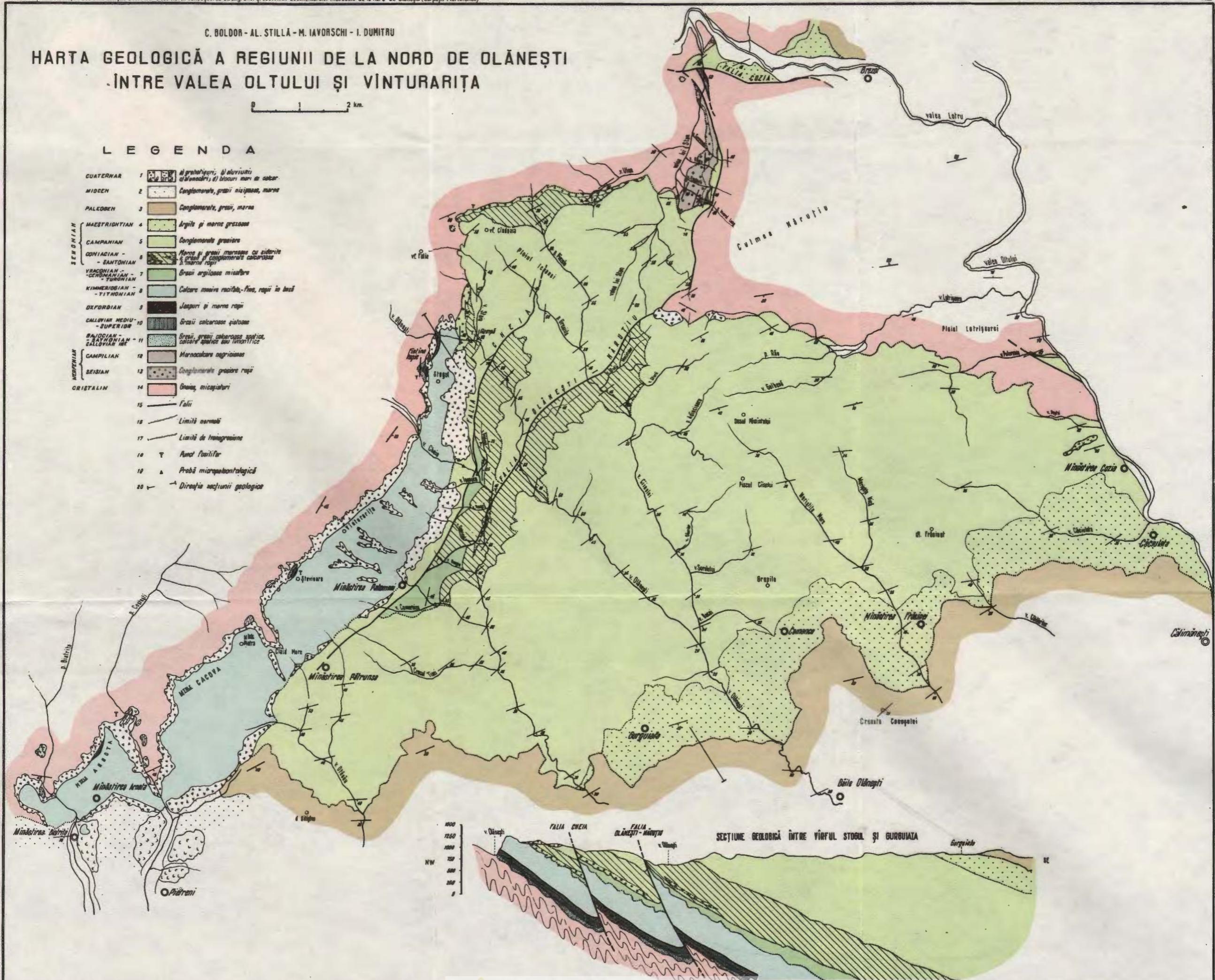
C. BOLDOR - AL. STILLA - M. IAVORSCHI - I. DUMITRU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DE LA NORD DE OLĂNEŞTI ÎNTRE VALEA OLTULUI ȘI VÂNTURARIȚA

0 1 2 km

L E G E N D A

CUATERNAR	1		Δ) gresiu ijeruri; δ) aluviuuri δ) concrecții; δ) blocuri mari de otec-
MIOCEN	2		Conglomerat, gresii nisipicioase, marno-
PALEOGEN	3		Conglomerat, gresii, marno-
MAESTRIGNIAN	4		Argila și marmă gresioasă
CAMPAÑIAN	5		Conglomerat, gresie
CONIACIAN - - SANTONIAN	6		Marmă și gresii meroase cu siderita Δ) gresii și conglomerate calcareoase Δ) marmă roșii
YRACONIAN - - CENOZOICAN - - TURONIAN	7		Gresii argiloase măslănuite
KIMMERIDGIAN - - TITHONIAN	8		Calcare măreșe recidită, fină, roșii și la-
OXFORDIAN	9		Jaspuri și marmă roșii
CALLOVIAN MEDIU- - SUPERIOR	10		Gresii calcaroase puturoase
BALIOCIAN - - TITHONIAN ICR CALLOVIAN ICR	11		Gresii, gresii, calcaroase spălate, calcare apărute sau înfrântice
CAMPILIAN	12		Marnocalcare negriciosă
SESIAN	13		Conglomerat, gresie roșii
CRISTALIN	14		Gresii, micăciușuri
	15		Falii
	16		Limiță normală
	17		Limiță de înințigere
	18	T	Punct florifer
	19	A	Probă microfaunologică
	20		Δ) Direcția neînținută geologică



CONSIDERAȚII PRIVIND ANSAMBLUL STRUCTURAL
DE ADÎNCIME DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI¹

DE
ION BUCUR²

Abstract

Considerations regarding the Deep-Seated Structural Complex from the Transylvanian Depression. The results of the geological research work carried out subsequently to 1950 require the modifying of views linked with the geotectonical evolution of the above depression. Proceeding to these modifications one must take into account the fact that the depression is crossed by a series of structures which have determined varied geological evolutions, and that in the course of its evolution, the Transylvanian depression was linked to the neighbouring sedimentation areas. The above expounded led to the conclusion that in the evolution of the depression two periods may be distinguished: the first which begins in the Permo-Carboniferous and lasts as long as the Lower Miocene inclusively (in this interval the geological connection with the alpine areas is evidenced), and a second period developed during the stratigraphic interval the Tortonian-Quaternary inclusively, dominated by the conditions of subsidence sedimentation.

Transilvania, ținut străjuit de jur împrejur de masive muntoase impozante, definită ca depresiune în accepțiune geografică și bazin în cea geologică, a constituit obiectul a numeroase cercetări geologice.

Cunoașterea sa geologică este marcată însă de cîteva lucrări de mare întindere care au determinat tot atîtea etape.

Prima etapă se încheie cu monografia de Hauer și Stache (1863) apărută la Viena în 1865. Următoarea etapă se încheie tot cu o monografie care aparține lui Koch (1901). Descoperirea gazului metan în 1908 în sonda 2 Sârmășel (K. v. Papp) dă impuls cercetărilor pri-

¹ Comunicare în ședința din 16 februarie 1968.

² Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice, Str. Coralilor nr. 20, București.



vind tectonica sedimentarului depresiunii. Începe astfel cea de a treia etapă care se va încheia în perioada 1911—1913 odată cu apariția lucrării lui B o e c k h (1911) privind tectonica Neogenului superior.

Cea de a patra etapă începe după 1918 și-și găsește expresia în lucrarea lui M r a z e c și J e k e l i u s (1927). Autorii ne furnizează informații privind poziția și relațiile structurale dintre depresiune și domeniile de sedimentare învecinate, precum și date legate de structura internă dominată în Neogen de mișcarea ascensională a formațiunii cu sare.

Exploatarea gazului metan prin sonde adânci a permis îmbogățirea cunoștințelor geologice. Rezultatele obținute prin aceste foraje coroborate cu observațiile directe de teren au permis apariția de noi lucrări geologice. Cele mai importante aparțin autorilor V a n c e a (1960) și C i u p a g e a (1935). Primul autor întocmește în 1960 o lucrare de sinteză care reprezintă o nouă etapă în cunoașterea geologică a depresiunii. Preocupările geologice ale acestor autori au fost continuante apoi cu aceleași rezultate de către geologii M. B ī r l o g e a n u, V. C ă t a, D. L o l i c i și C. T i g ă u.

Anul 1948 marchează începutul unei noi etape. Deși interesul major a fost dominat de aprecierea posibilităților de hidrocarburi ale depresiunii, concomitent s-a încercat rezolvarea unor probleme geologice importante. În acest scop, de la acea dată și pînă în 1960 Ministerul Petrolului a întreprins prin specialiștii săi cartări geologice regionale³ în vederea întocmirii unei hărți geologice de ansamblu⁴.

Paralel cu aceasta se intensifică prospecțiunile prin metode geofizice (gravimetrie, seismică) care ne-au furnizat date foarte interesante în legătură cu aranjamentul structural profund. Aportul lucrărilor din ultima perioadă, pentru intervalul stratigrafic Tortonian-Pliocen este mai redus contribuind doar cu completări la imaginea geologică deja cunoscută prin lucrările anterioare. În schimb pentru formațiunile de sub brecia sării, prezentă în întreaga depresiune, acest aport determină noi concluzii privind evoluția geologică a Transilvaniei⁵.

³ Autorul lucrării a executat cercetări regionale în toate zonele de bordură ale depresiunii transilvane.

⁴ I. Bucur. Sintetizarea preliminară a rezultatelor geologice în depresiunea Transilvaniei. 1960, Arh. Min. Petr. și I.P.G.G., București.

⁵ La obținerea acestor concluzii și-au adus contribuția și geologi din cadrul Direcției geologice, Institutul pentru cercetări și proiectări industriale de hidrocarburi, Direcția gaz metan Mediaș și Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, unități aparținând Ministerului Petrolului.



Observații de suprafață au stabilit că în zonele de bordură Neogenul inferior, Paleogenul și Cretacicul însumează grosimi apreciabile. Aceste sedimente marchează transgresiuni pe catenele înconjurătoare depresiunii și prezintă căderi homoclinale către interiorul ei. În cuprinsul acestui homoclin s-au detectat însă o serie de accidente structurale majore. Prezența lor a constituit un prim indiciu asupra aranjamentului structural din zonele mai interne ale depresiunii.

Imaginile geologice obținute, ca rezultat al prospecțiunilor geofizice, în spătă a celor gravimetrice, au atras atenția asupra faptului că depresiunea Transilvaniei nu reprezintă o largă zonă sinclinală. Din punctul de vedere al gravimetriei, centrul geografic nu mai corespunde cu zona cea mai adâncă.

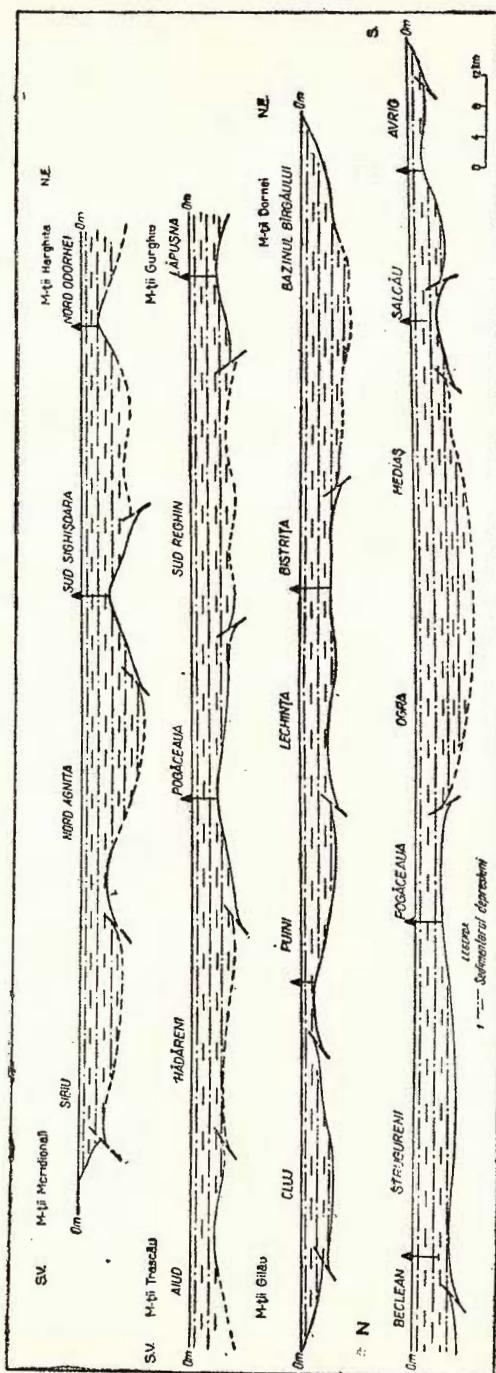
S-a stabilit că de-a lungul axei cardinale nord-sud între Becllean pe Someș și Pogăceaua se înscrie un maxim gravimetric care în zona Pogăceaua se bifurcă, o ramură îndreptîndu-se spre sud-vest (Alba Iulia) iar o alta către sud-est (Sângiorgiul de Pădure). Aceste extremități par să se uni printr-o altă zonă de maxim care se înscrie pe direcția est-vest paralel cu Carpații Meridionali. La interiorul și exteriorul acestor maxime, se schițează zone de minim largi, afectate însă de fracturi, fapt bănuit din modul de înscriere al izogalelor. Rezerva cu care au fost privite aceste rezultate (în parte justificată) era generată de faptul că contrastele de densitate aparțin sedimentarului și nu reliefului fundamentalui depresiunii. Și din această cauză, imaginile geologice obținute erau privite numai din punct de vedere calitativ.

Prospecțiunile magnetice (A i r i n e i 1957) au indicat de asemenea o serie de anomalii (printre care și anomalia gravimetrică centrală) explicate în general prin prezența în adâncime a unor corpuri intrusive. S-au constatat însă și o serie de nesuprapunerile între anomaliiile magnetice și cele gravimetrice.

Prospecțiunile prin metodele seismice au contribuit de asemenea la elucidarea unor probleme privind zonele profunde din depresiune. Prin metoda refracției s-a obținut pe anumite aliniamente dirijate nord-sud sau est-vest configurația fundamentului fie la nivelul cristalinului fie la cel al Mezozoicului. Din păcate această metodă s-a dovedit inoperantă pe zonele în care pantele reliefului de adâncime depășesc 30° înclinare. Cu toate acestea, cordiliera centrală a fost detectată și prin această metodă.

Rezultate mult mai complete ne-au furnizat prospecțiunile prin metoda seismică de reflecție. Încă din 1955, s-au obținut în anumite zone (Tg. Mureș), plane și unghiuri de discordanță importante. Rezul-





Secțiuni geologice privind evoluția fundamentalui depresiunii transilvane.

I, sedimentar de presiuni.

Coupes géologiques relevant l'évolution du soubasement de la dépression de Transylvanie.

I, dépôts compressifs.

tate mai concludente au fost obținute începînd însă din 1964. Pentru a exemplifica, menționăm că s-a reușit să se estimeze grosimea sedimentarului între Mureș și Tîrnava Mică la cîteva mii de metri grosime, obținându-se limite și elemente de contrast reflectante care au permis aceste aprecieri.

Dar cele mai importante rezultate privind pretortonianul depresiunii s-au obținut prin forajele de adîncime. Pentru a se verifică ridicarea axială centrală Beclean-Pogăceaua, s-a forat o sondă pe acest aliniament, care a intilnit în centrul depresiunii la cca 2 800 m, Mezozoicul calcaros. Aceasta a fost străpuns pe o grosime de peste 100 de m, forajul în final fiind oprit la cca 3 000 de m în fundamentul cristalin. Rezultatele acestui foraj considerate la data obținerii lor ca spectaculoase, au determinat noi orientări în execuția lucrărilor geologice. Rezultate la fel de interesante au fost obținute și prin forajele executate în partea estică a depresiunii, între rîurile Olt și Mureș, zonă în care s-a stabilit prezența Paleogenului, Cretacicului, Jurasicului, Triasicului și probabil a Permianului începînd cu adîncimea de 1400 m. Date geologice noi asupra cristalinului, Cretacicului, Paleogenului și Neogenului inferior s-au obținut de asemenea și în partea de NV a depresiunii, ca și în sudul ei.

Toate aceste rezultate au stat la baza întocmirii hărții paleo-tectonice și la tragerea unor concluzii noi privitoare la evoluția depresiunii Transilvaniei consemnate în lucrarea de față.

Studiul complex al tuturor acestor date, ridică o serie de probleme asupra cărora încercăm acum o rezolvare. Ele sint legate de : aranjamentul structural al depresiunii în lumina noilor date ; evoluția depresiunii și conexiunile sale cu domeniile învecinate.

În legătură cu aranjamentul structural, se poate aprecia că depresiunea Transilvaniei nu mai reprezintă din punct de vedere tectonic, o largă zonă sinclinală în care centrul geografic constituie zona cea mai adâncă. Această schimbare a concepției de interpretare și a reconsiderării etapelor tecto-orogene prin care a trecut, a început după 1948, odată cu primele investigații în pretortonianul depresiunii.

Pe baza datelor de care dispunem astăzi se poate aprecia că pe aliniamentul Beclean pe Someș-Pogăceaua-Copșa Mică, se înscrie un element structural care prezintă maximum de ridicare la Pogăceaua. Către nord și sud de acest punct acesta coboară treptat.

În nodul tectonic Pogăceaua se racordează o altă structură care vine cu direcție nord-vestică dinspre Lujerdiu-Sic. Se pare că în zona Sic are loc racordarea plonjului cristalin al Cheilor Turzii (vest Turda). În



același nod Pogăceaua are loc racordarea unei alte structuri care are direcție nord-estică și se înscrie pe aliniamentul Bistrița-Miceștii de Cîmpie.

Credem că înspre același punct Pogăceaua se îndreaptă și structura care se schițează începînd de la Jibert, se continuă către Sighișoara, iar de aici probabil pe la sud-vest de Filitelnic. La rama estică a depresiunii pare a se înscrie o altă structură cristalină, controlată și probată deocamdată numai în punctul Bentid. Credem că această structură nu poate avea decît direcția nord-sud. Afirmația noastră poate fi susținută de faptul că în zona Ibănești (est Reghin) un foraj a întîlnit formațiuni mezozoice (probabil triasice și permiene) foarte aproape de suprafață.

Mai adăugăm în sfîrșit, că la rama sudică a depresiunii se înscriu două structuri, prima pe aliniamentul Sibiu-Nucet și a doua pe direcția Cenad-Ruși-Ghijasa-est Agnita, care marchează coborîrea catenei Carpaților Meridionali către interiorul depresiunii.

Evoluția acestor osaturi tectonice a fost însotită indiscutabil de producerea de accidente tectonice în lungul căror s-au manifestat ulterior mișările de basculă ale diferitelor sectoare din depresiune, creîndu-se zone care din punct de vedere al sedimentării au determinat diferențieri faciale.

Trasarea acestor falii în etapa actuală este greu de realizat și mai ales de susținut, decât numai pe bază de ipoteze.

În încheierea acestui punct mai adăugăm că este posibil ca zona Bazna-Saroș, să reprezinte centrul unei mari regiuni stabile cu fundație cristalină, care a rămas relativ rigidă pînă în Miocenul inferior, după care a manifestat o lentă și continuă coborîre, marcând începutul adevăratei subsidențe, care în final a determinat acumularea unei stive groase de Neogen superior. Am denumit această zonă uscatul transilvan, căruia îi atribuim un rol important în evoluția geotectonică a depresiunii Transilvaniei.

Deși nu dispunem de date suficiente, se impune totuși o concluzie și aceasta este legată de existența structurilor și a zonelor emerse, care prin evoluția lor au determinat zone de sedimentare separate. Este posibil ca osatura tectonică menționată împreună cu alte elemente neidentificate încă, să fi determinat în timpul Neogenului și Paleogenului în interiorul depresiunii, condiții de sedimentare de tip epicontinental.

Cit privește Paleogenul și Neogenul de la rama nordică și nord-estică, nu trebuie exclusă posibilitatea apartenenței lor la domeniile carpatice. De altfel, ultimele lucrări (Băncilă, 1965) privind corelările structurale în cadrul catenei carpatice susțin identificarea unității de



Măgura din flișul Carpaților polonezi în flișul maramureșan de pe teritoriul țării noastre și, adăugăm noi, și în zona paleogen-neogenă, Lăpuș-Bîrgău.

Aceleași aprecieri se pot face și asupra Paleogenului și Neogenului de la rama sudică a depresiunii, cu deosebirea că asemănările litologice ca și conținutul paleontologic fac posibilă acceptarea ideii unor legături ale acestei zone cu ariile de sedimentare extra-carpatiche. Considerăm de asemenea interesant să ne oprim puțin și asupra unor erupții întâlnite în sonde, sau care constituie acoperișul sedimentarului neogen. Datorită poziției sale, materialului vulcanic exploziv de la rama estică a depresiunii, i s-a atribuit o vîrstă post-pliocenă, el fiind depus cu puțin timp înainte de retragerea apelor mării și a începerii fenomenului structogen cel mai recent.

Considerăm că o parte din aceste efuziuni s-au pus în loc chiar și în Tortonian. Afirmația noastră este susținută de faptul că la est de satul Cața (nord Rupea) în creasta separatoare dintre văile Homorod, între depozite de vîrstă sigur tortoniană am întâlnit material vulcanic de tipul celui care constituie liantul blocurilor de andezit ce alcătuiesc depozitele cunoscute sub denumirea de aglomerate andezitice. Vîrsta tortoniană a depozitelor în care se găsește intercalat acest material vulcanic este atestată de microfauna următoare : *Globigerina triloba* R e u s s, *Globigerinella insueta* C u s h. și S t e w a r t, *Globorotalia craesula* C u s h. și S t e w a r t, *Uvigerina maexicana* N u t t., *Bulimina aculeata* d' O r b., *Bolivina punctata* d' O r b.

Erupțiuni de vîrstă paleogenă par a fi susținute de rezultatele forajului executat în zona Feleac (nordul depresiunii). În sfîrșit, mai adăugăm că nu trebuie să excludem existența unor linii eruptive orientate est-vest chiar în interiorul depresiunii. Poate numai aşa ne-am explica mai ușor prezența în zona Blaj-Ocnișoara-Soroștin a opt intercalării de cinerite dacitice cuprinse între depozite de vîrstă sarmațiană și bugloviană, ca și existența în dealul Șona de la nord de Blaj a blocurilor mari de andezite citate de V. Căta⁶. Un argument în sprijinul ipotezei noastre îl constituie o serie de anomalii magnetice în zona amintită, bine conturate de înscrierea izodinamelor. A legă însă aceste depozite, de transportul din zonele vulcanice marginale ale depresiunii, pare mai greu de susținut.

Informațiile geologice de care dispunem astăzi impun o reconsiderare a concepțiilor privind istoria geologică a Transilvaniei. Literatura geologică de pînă acum a răspuns în unanimitate asupra datei formării

⁶ Comunicare verbală.



sale, fixînd-o la finele Cretacicului și începutul Paleogenului, după care a urmat o lungă perioadă de coborîre pînă în Cuaternar.

O excepție de la acest punct de vedere a făcut H. B o e c k h (1911), care a afirmat că depresiunea Transilvaniei s-a instalat pe resturile unui vechi geosinclinal. Tot excepții pot fi considerate și ideile exprimate de I l i e (1958) care susține că Paleogenul din Lăpuș-Bîrgău reprezintă faciesurile de tranziție ale domeniului carpatic. Autorul admite de asemenea existența unui șariaj pus în loc în timpul mișcărilor mezo-cretacice, de amploarea Muntîilor Apuseni-munților Perșani pe sub cuvertura Terțiului depresiunii Transilvaniei.

Concluziile noastre se axează pe ideea că în evoluția depresiunii se disting două perioade: prima perioadă începe la finele Paleozoicului și ține pînă în Neogenul inferior. În tot acest timp au avut loc intense legături cu domeniile de sedimentare alpine înconjurătoare; a doua perioadă începe din Tortonian și se încheie în Cuaternar, odată cu ridicarea definitivă și stabilizarea (relativă) structurii interne a depresiunii. În timpul acestei perioade, depresiunea a avut legături episodice numai cu domeniul pannonic.

În timpul primei perioade, peste fundamentul cristalin s-au depus formațiuni paleozooice (permo-carbonifere), mezozoice (triasice, jurasice și cretacice) și terțiare (paleogene și neogen inferioare).

Asupra raporturilor dintre aceste perioade, deocamdată nu se pot trage concluzii sigure. În etapa actuală, a extinde cu grad de certitudine fazele tectogene din domeniile alpine într-un moment în care se încearcă prognoze de vîrstă pentru formațiunile pretortoniene din depresiunea Transilvaniei, considerăm că este încă prematur. Fazele structogene alpidice (hercinică, chimerică, laramică și savică) s-au manifestat cu siguranță și în bazinul Transilvaniei, dar precizarea lor acum se poate face numai pe bază de ipoteze.

În linii cu totul generale, credem că sedimentarul depresiunii Transilvaniei îi sănt proprii mai multe stiluri de cutare, și anume: structura depozitelor cristaline și permo-carbonifere, structura depozitelor mezozoice, structura depozitelor paleogen-neogen inferioare și structura depozitelor neogen superioare.

Cea de a doua etapă este legată de începuturile Tortonianului și se continuă neîntrerupt în cadrul general de sedimentare subsident pînă în Cuaternar. În această perioadă ultimele resturi ale domeniului de sedimentare pliocen se colmatează, au loc ultimele mișcări structogene care vor completa edificiul structural al depresiunii, în timp ce fenome-



nele complexe de gliptogeneză își lasă amprenta în relieful obținut, pentru a rezulta ceea ce este cunoscut astăzi ca depresiunea sau bazinul Transilvaniei.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S. (1957) Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul depresiunii Transilvaniei. *Bul. St. Acad. R.P.R.* București.
- Băncilă I. (1965) Sur la tectonique des Carpates Orientales. *Carpato-Balkan Geological Association VIII*, Sofia.
- Boeck H. (1911) Über die Erdöl und Gasführenden antikinalzüge des Siebenb. Beckens. *Bul. Min. Fin.* Budapest.
- Bucur I. (1964) Notă geologică asupra calcarului de la vest de satul Merești. Bazinul Homorodului Mic. *Rev. Petrol și Gaze*. 2, București.
- (1965) Cercetări geologice în bazinul Homorodului (depresiunea Transilvaniei). *Rev. Petrol și Gaze* 8, București.
 - (1964–1965) Asupra prezenței Burdigalianului în zona Sebeșul de Sus. *Com. Geol. D. S. LII/1*, București.
 - (1965) Date faunistice asupra Cretacicului superior de la Tăuți-Vînțul de Jos. *Rev. Petrol și Gaze*. 11–12, București.
- Ciupagaea D. (1935) Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bull. Soc. Roum. Géol.* II, București.
- Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și carte geologică. Ed. Didactică și Pedagogică, București.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Ilie M. (1958) Podișul Transilvaniei. Ed. Științifică, București.
- Koch A. (1901) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenburgischen Landesteile-Paleogen 1894, Neogen 1900, Budapest.
- Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure du bassin de Transylvanie et sur les gisements de gaz. *Guide des excursions*, Bucarest.
- Vancea A. (1960) Neogenul bazinului Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R., București.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ENSEMBLE STRUCTURAL PROFOND DE LA DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE

(Résumé)

Dans la connaissance géologique du bassin de la Transylvanie, on remarque plusieurs étapes dominées par des travaux géologiques d'am-



pleur, organisés par Hauer et Stache en 1865, Koch en 1901, Boeck entre 1911 et 1913, Mrázec et Jekelius en 1927, Vancea en 1960.

Les résultats des travaux géologiques, organisés après 1950, imposent toute une série de reconsidérations en ce qui concerne l'évolution de la dépression, en marquant ainsi le commencement d'une nouvelle étape.

Les travaux de la dernière période ont établi que la dépression de la Transylvanie ne pouvait plus être considérée comme une large zone synclinale parce qu'elle était traversée par une série de structures dans les directions NS et EW, affectées par des failles.

Pour ce qui est de l'épaisseur des dépôts sédimentaires, on apprécie (basé sur les résultats des sondages et des travaux de prospection géophysique) qu'entre les rivières Mureş et Tîrnava ceux-ci totalisent plusieurs mille mètres d'épaisseur. Les investigations faites pour le Paléozoïque et le Mésozoïque ont démontré que leur épaisseur, d'environ 1500 m, n'était pas suffisante pour pouvoir faire des appréciations sur le développement.

En ce qui concerne le Paléogène et le Néogène, on mentionne qu'il y a des différences faciales entre les dépôts de même âge qui affleurent dans les zones de bordure et ceux de l'intérieur de la dépression. L'opinion que le Paléogène nordique de la dépression appartiendrait du point de vue structural aux unités carpato-alpines semble être soutenue d'un nombre toujours plus grand de spécialistes.

On a admis, relativement à l'âge des éruptions, que les agglomérats andésitiques de la chaîne Hărgita-Căliman sont post-pliocènes. Nous croyons qu'une série de telles éruptions est précisément d'âge tertonien et même paléogène.

Dans la dépression de la Transylvanie on remarque plusieurs styles tectoniques. Nous avons exprimé en 1960, pour la première fois, l'idée de l'existence de certaines discordances tectoniques et des styles variés. A présent, comme une conséquence de la croissance du volume de connaissances, nous sommes arrivés à la conclusion que la structure de la dépression est dominée par la tectonique des dépôts cristallins et permocarbonifères, la tectonique des dépôts mésozoïques, la tectonique des dépôts paléogènes-néogènes inférieurs ainsi que par la tectonique des dépôts néogènes supérieurs. Tout ceci porte à conclure que dans l'évolution de cette dépression on distingue deux grandes périodes : la première période qui se développe dans l'intervalle du Paléozoïque-Néogène



inférieur inclusivement, où ont lieu des liaisons avec les domaines alpins ; la deuxième période commence du Tortonien et s'achève en Quaternaire. Elle est dominée par une sédimentation subsidente.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Tentative paléogéographique et tectonique des formations pré-tortonniennes de la dépression de Transylvanie.

1, massifs cristallins de bordure ; 2, structure cristalline centrale ; 3, structure cristalline présumée ; 4, zone mésozoïque marginale d'affleurement ; 5, mésoréruptions ; 6, zone paléogène marginale d'affleurement ; 7, zone néogène marginale d'affleurement (Med. I) ; 8, formations explosives néo-éruptives ; 9, néo-éruptions ; 10, distribution des formations mésozoïques dans la dépression ; 11, distribution des formations paléogènes dans la dépression ; 12, distribution des formations néogènes dans la dépression ; 13, trajet de coupes.

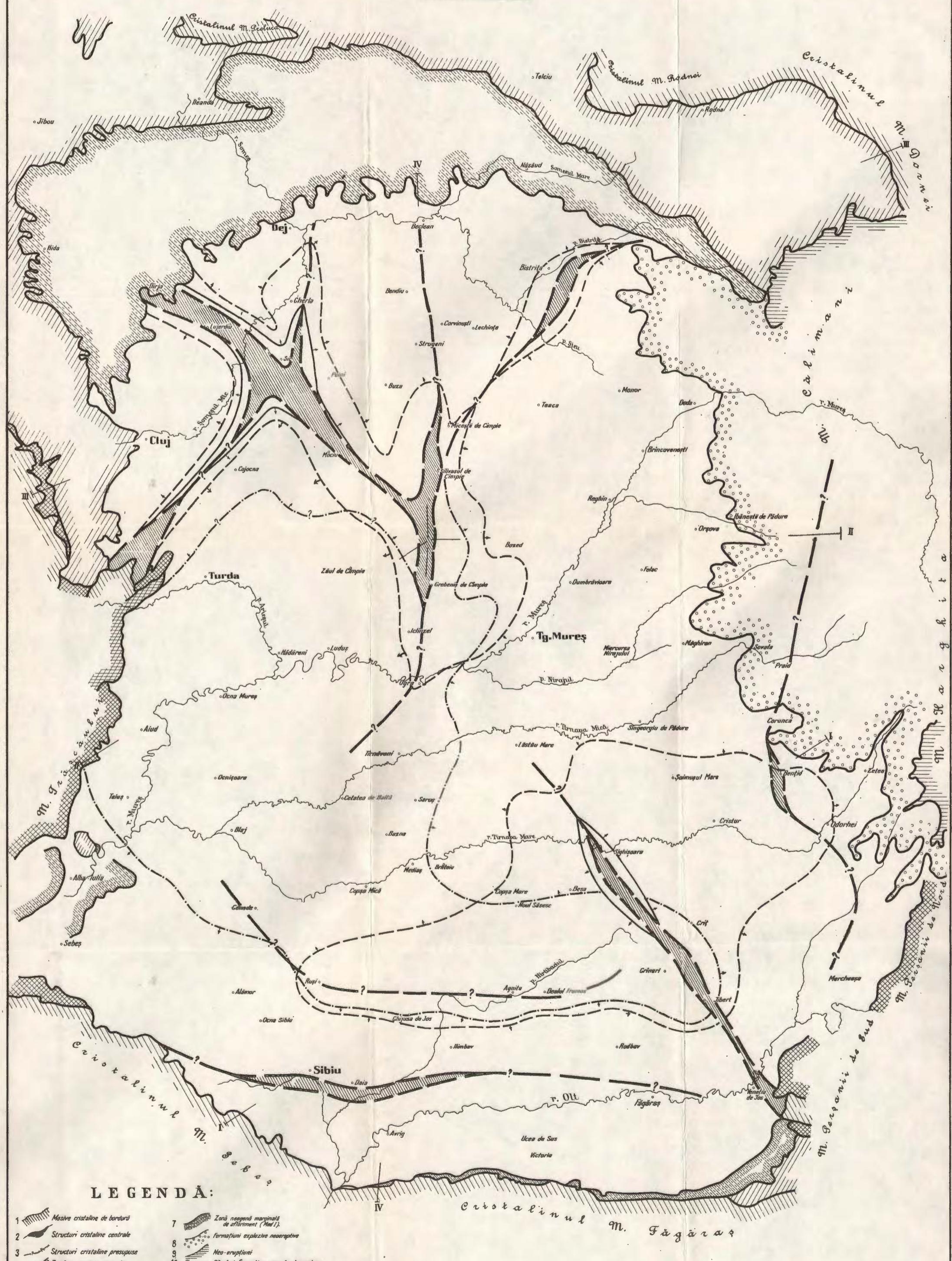




Institutul Geologic al României

**TENTATIVA PALEOGEOGRAFICĂ și TECTONICĂ A FORMAȚIUNILOR
PRETORTONIENE DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI**

Scara
0 4 8 12 16 20 Km.



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

STUDII STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE ÎN REGIUNEA LUCINA-MOLDOVA-SULIȚA-BREAZA (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

MIHAI DIMIAN²

Abstract

Stratigraphical and Tectonical Study in the Lucina-Moldova-Sulitza-Breaza Region East, Carpathians. Within the Bucovinian unit, in the northern part of the East Carpathians, two subunits may be distinguished being characterized by the presence in their close vicinity of some deposits Upper Cretaceous in age, showing clear-cut facies and thickness.

INTRODUCERE

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor se află situată între valea Moldovei la est, valea Cîrlibaba și valea Tibău la vest, Bahna, Bobeica, Moldova Sulița la nord și Breaza la sud.

Între autorii care au adus contribuții demne de semnalat cu privire la zonele sinclinale Lucina-Măgura și Tibău (partea de sud-est) menționăm în primul rînd pe Paul (1876), care consideră depozitele din regiunea Lucina ca neocomiene. El recunoaște poziția sinclinală a depozitelor mezozoice de la Breaza pînă la Rarău (sinclinalul Rarău).

În 1889 Uhlig efectuează cîteva excursii geologice în regiunile Tibău, Cîrlibaba și Lucina. El adoptă vîrsta cenomaniană pentru depozitele sedimentare de la Lucina, paraleлизîndu-le cu cele din Tibău, pe care Zápalovics le-a atribuit anterior acestui etaj.

¹ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1968.

² Institutul geologic, Sos. Kiseleff 55, București.



Szajnoch (1890) a studiat o faună colectată de A. Alth din partea de sud-est a zonei Țibău în vecinătatea vîrfului Iedul Mic, reprezentată prin *Mantelliceras mantelli* Sow, *Puzosia planulata* Sow, *Exogyra columba* Lk.

Kräutner (1930) execută lucrări de cartare în sinclinalele Lucina-Măgura și Țibău. Referitor la șisturile cristaline din rama bazinului, Kräutner arată că cea mai mare parte aparțin unor serii sedimentare detritice, calcaroase slab metamorfozate și subliniază poziția superioară sinclinală a calcarelor cristaline. Acest autor menționează de asemenea prezența unei serii mai puternic metamorfozate în anticlinalul Bretilei precum și într-o zonă mai externă, aceea a gnaiselor de Rarău, pe care le consideră ca produse de injectie, cu șisturi biotitice la contact.

Kräutner atribuie aproape toate depozitele bazinului Lucina-Măgura, Apțianului, cu excepția a două mici fâșii de „strate de Sinaia” pe care le separă cartografic în valea Cîrlibaba și valea Țibăului³. Probabil că susținerea existenței stratelor de Sinaia aici l-a determinat să considere această zonă ca făcind parte, sub forma unui „golf”, din zonele de fliș estice. În ceea ce privește „bazinul” Țibăului acest autor atribuie majoritatea depozitelor recunoscute azi ca paleogene, Cenomanianului, cu excepția unor calcare cu numuliți situate pe ramă.

Maslakova și Chernov (1965) în cursul unei excursii efectuate în țara noastră au recoltat în valea Cîrlibaba din siltite cenușii forma *Inoceramus labiatus* Schloth., aproape de limita sudică a sinclinalului Lucina-Măgura.

Marinescu, Cristodulo, Mișa (1966) au colectat în timpul efectuării unui profil în cursul superior al văii Cîrlibaba o impresiune de *Acanthoplites* cf. *aschiltensis* Anth. și o a doua de *Puzosia* sp.

Studiile recente asupra stratigrafiei și tectonicii șisturilor cristaline aparțin lui Dessila-Codarcă et al. (1964); Ianovici și Ionescu (1966). Recent Dessila-Codarcă (1967) pe baza unor studii palinologice (Viorela Iliescu) aduce precizări cu privire la vîrsta calcarelor și dolomitelor cristaline (carboniferă), ca și a șisturilor epimetamorfice din valea Bistriței, amonte de confluența cu valea Cîrlibaba (proterozoic superioară).

³ Aceste date se află reprezentate pe harta geologică a R.S.R. la scara 1:500.000. Pe harta geologică a R.S.R. scara 1:1.000.000 depozitele din sinclinalul Lucina sunt repartizate Cretacicului superior.

Bercia et al.⁴, cu ocazia cercetării stratigrafiei și tectonicii formațiunilor cristaline, au executat și o cartare a depozitelor cretacice și paleogene aparținând părții de sud-est a bazinului Tibăului.

Cu privire la sinclinalul marginal al Rarăului, trebuie menționat în primul rînd faptul că Uhlig (1903, 1907) a fost cel dintâi care a prezentat zona Rarău ca un sinclinal marginal cu flancul extern antrenat într-o tectonică de solzi. De asemenea el a fost primul care a separat două grupuri de formațiuni mezozoice, ce intră în componența a două pînze, cea inferioară alcătuită din șisturi cristaline și roci mezozoice, denumită pînza bucovinică și cea superioară denumită pînza transilvană, constituită din roci mezozoice și conservată doar sub forma unor klippe, de întindere variabilă.

Vettters (1905), publică pentru prima dată o hartă a părții de nord-vest a sinclinalului marginal al Rarăului. El citează din valea Sărata (versantul de sud al Pîrcălabului), șisturi cenușii sau roșii cu *Aptychus imbricatus* Meyer peste jaspuri.

Între 1926 și 1930 cercetările sunt reluate de Kräutner care prezintă o hartă la scara 1 : 50.000 a părții sudice a sinclinalului Rarău. El distinge în Rarău conglomerate și gresii verrucanice, dolomite și calcar triasice—considerate inițial de Paul (1876) și Uhlig (1889) ca triasice, și ulterior de Uhlig (1903, 1907) ca permiene—, jaspuri și șisturi roșii radiolaritice callovian-oxfordiene, calcare tithonice (în realitate urgoniene), strate de Sinaia (de fapt strate cu *Aptychus*), șisturi negre barremiene, calcare apătene și diabaze considerate ca intercalate normal în Aptian și serpentinite (Tîmpa-Breaza).

Kräutner (1930) a considerat (după Vettters, 1905) că partea de nord-vest a sinclinalului Rarău se prezintă sub forma unui sinclinal normal cu flancul estic parțial acoperit de depozite neocomiene. Datorită desigur unui grad insuficient de detaliere, trăsăturile structurale ale părții de nord-vest a sinclinalului Rarău sunt sesizate în mod imperfect.

Cu privire la zonele mai sudice ale sinclinalului Rarău s-au publicat în ultimii ani o serie de lucrări care au meritul de a contribui la crearea unei imagini mai exacte asupra acestei mari structuri. Dintre acestea trebuie menționată în primul rînd lucrarea lui Popescu și Patru-

⁴ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan. Studiul șisturilor cristaline din partea nordică a zonei cristalino-mezozoice (zona Dîrmoxa valea Bisriței) 1965. Arh. Inst. geol., București.

l i u s (1964), care prezintă un interesant ansamblu de date despre sinclinalul Rarău, cu cîteva profile de detaliu și care propune ipoteze cu privire la modul de formare al klippelor din Wildflysch-ul cretacic (din desmembrarea unei pînze de șariaj sau de decolare gravitațională). De asemenea mai cităm pentru aporturi de date noi în ceea ce privește stratigrafia sinclinalului Rarăului, pe M u t i h a c (1965), T u r c u l e ț (1964, 1965) și S t ă n o i u (1967). Trebuie menționat că spre deosebire de cercetătorii anteriori (K r ä u t n e r, 1930, P o p e s c u și P a t r u l i u s, 1964), B ă n c i l ă (1958) trasează continuarea liniei centrale (bucovinice) spre nord între flancul extern al sinclinalului Rarău și stratele de Sinaia care rămîn în exteriorul acesteia.

Printre primii autori care s-au ocupat de studiul flișului din nordul Moldovei, menționăm pe P a u l (1876) și apoi pe U h l i g (1907), care separă o pînză beskidică și subbeskidică, S w i d z i n s k i (1935) care distinge în Bucovina strate de Șipote compuse din șisturi negre, gresii cuartitice, șisturi roșii cu intercalații verzi, șisturi brun-verzui și gresia de Tarcău. Mai recent G h e r m a n, D e m e t r e s c u (1956)⁵ au executat prospecțiuni pentru petrol într-un perimetru care a inclus și partea de nord-vest a Rarăului precum și o parte din sinclinalul Lucina.

În anul 1967 S t e f ă n e s c u a efectuat cercetări între izvoarele văii Cîrlibaba și pîrîul Negru, privitoare la formațiunile pînzelor de Ceahlău și Teleajen, ca și la raporturile tectonice dintre acestea și pînza de Audia. S-au separat de către acest autor în cadrul pînzei de Ceahlău două digitații, una superioară și o alta inferioară (Breaza). În stratele de Sinaia distinge un orizont inferior marno-grezos, și un orizont superior cu gresii groase micacee și brecii. Tot în această unitate se separă o serie de gresii groase micacee cu urme cărbunoase, gresii cenușii cu alterație ruginie, mai subțiri, argile și marne cenușii, precum și marloocalcare sideritice cu alterație ruginie. Această serie se atribuie Barremian-Aptianului pe baza asemănărilor litologice cu stratele de Bistra, ca și pe baza similitudinii unor gresii și marnocalcare, cu stratele de Comarnic. În cadrul aceleiași unități se mai separă Albianul reprezentat prin gresii groase micacee, gresii subțiri curbicorticale, marne și argile cenușii micacee cu alterație ruginie și marne sideritice, iar la partea superioară prin conglomerate cu șisturi cristaline și calcare. Sînt prezentate de asemenea observații referitoare la pînzele de Teleajen și Audia.

⁵ E. G h e r m a n, A. D e m e t r e s c u. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Moldovița-Lucina 1956. Arh. Min. Petr., București.

GEOLOGIA REGIUNII

Pentru mai multă claritate datele stratigrafice vor fi prezentate pe unități structurale, pornind de la vest către est.

1. Unitatea bucovinieă

Este constituită în mare parte din șisturi cristaline și doar în mai mică măsură din depozite mezozoice.

Cristalinul. Studiile recente asupra șisturilor cristaline au permis pe de o parte realizarea unei stratigrafii mai exacte, iar pe de altă parte separarea unor subunități în cadrul unității bucovinice (Dessila-Codarcă et al., 1964; Bercia et al., 1965)⁶; Dessila-Codarcă, 1967; Iliescu⁷; Mureșan, 1967.

Fără a intra în detalii trebuie totuși să amintim că autorii de mai sus menționează în regiune existența unei unități epimetamorfice centrale, în constituția căreia intră o serie sedimentogen-vulcanogenă acidă cu compoziții terigeni și tufogeni, cu cuarțite negre cu mangan la partea inferioară și calcare și dolomite către cea superioară. Studii palinologice efectuate de Iliescu (1965)⁸, au permis atribuirea vîrstei proterozoic-superioară seriei sedimentogen-vulcanogenă acidă și o vîrstă carboniferă calcarelor care apar în poziție sinclinală la partea superioară.

În cadrul unității bucovinice apar în regiune mai multe subunități (cu grad de pînză sau de „digitație”?). În 1965⁹ Bercia et al. au remarcat în regiunea văii Putna încălecarea șisturilor epimetamorfice peste depozite mezozoice, separând cu această ocazie în unitatea epimetamorfică centrală două subunități denumite respectiv solzul de valea Putnei și solzul de Fundul Moldovei, considerate ca încălecind spre vest. În realitate este probabil vorba de subunități ce șariază de la vest către est și al căror plan de șariaj plonjează spre est. Către nord-vest, la 9 km de Fundul Moldovei, datorită unor puternice decroșări NE-SW, aceste două subunități nu au mai putut fi urmărite.

⁶ Op. cit. pct. 4.

⁷ Violeta Iliescu. Studiu palinologic al șisturilor cristaline de la Cîrlibaba. 1965. Arh. Inst. geol., București.

⁸ Op. cit. pct. 7.

⁹ Op. cit. pct. 4.



Noi am putut distinge în schimb pe malul drept al văii Țibăului, de la valea Prestînci spre sud-est, existența unei importante linii de fractură care se continuă probabil cu o fâlfie trasată cu unele intreruperi la Cîrlibaba pînă aproape de Ciocănești. Însemnatatea ei reiese din faptul că desparte două compartimente, cărora le-am atribuit gradul de subunități, în care apar depozite de vîrstă cenomaniană, dar mai ales turoniană, cu faciesuri și grosimi net deosebite, în imediata vecinătate. Aceste subunități sunt: subunitatea de Țibău la vest, iar la est o subunitate reprezentînd probabil continuarea nord-vestică a subunității de Fundul Moldovei (pînza de Fundul Moldovei, Mureșan 1967).

a) Subunitatea de Țibău

Sinclinalul mezozoic-paleogen al Țibăului se află situat în partea internă a unității bucovinice, orientat NW-SE.

Cenomanianul. Transgresiv peste șisturi cristaline se dispun conglomere și brecii cu elemente constituite din calcare, dolomite, șisturi epimetamorfice, apoi deasupra, microconglomerate cuarțoase și gresii foarte dure, cuarțoase, bogat micacee, cenușii. Grosimea acestor depozite poate atinge 20—50 m.

În 1852—1853 Alois von Alth a colectat de pe halda veche a unei galerii săpate pentru explorarea unui presupus zăcămînt de fier (siderite grezoase micacee), în valea Țibăului, pe versantul vestic al vîrfului Iedului, o faună determinată ulterior la muzeul din Cracovia de S a j n o c h a (1890), care cuprinde următoarele forme: *Mantelliceras mantelli* S o w., *Puzosia* sp. ex gr. *planulata* S o w., *Exogyra columba* L a m., *Ptychodus polygyrus* A g a s s i z (dinte). Această asociație indică cu certitudine vîrstă cenomaniană a depozitelor.

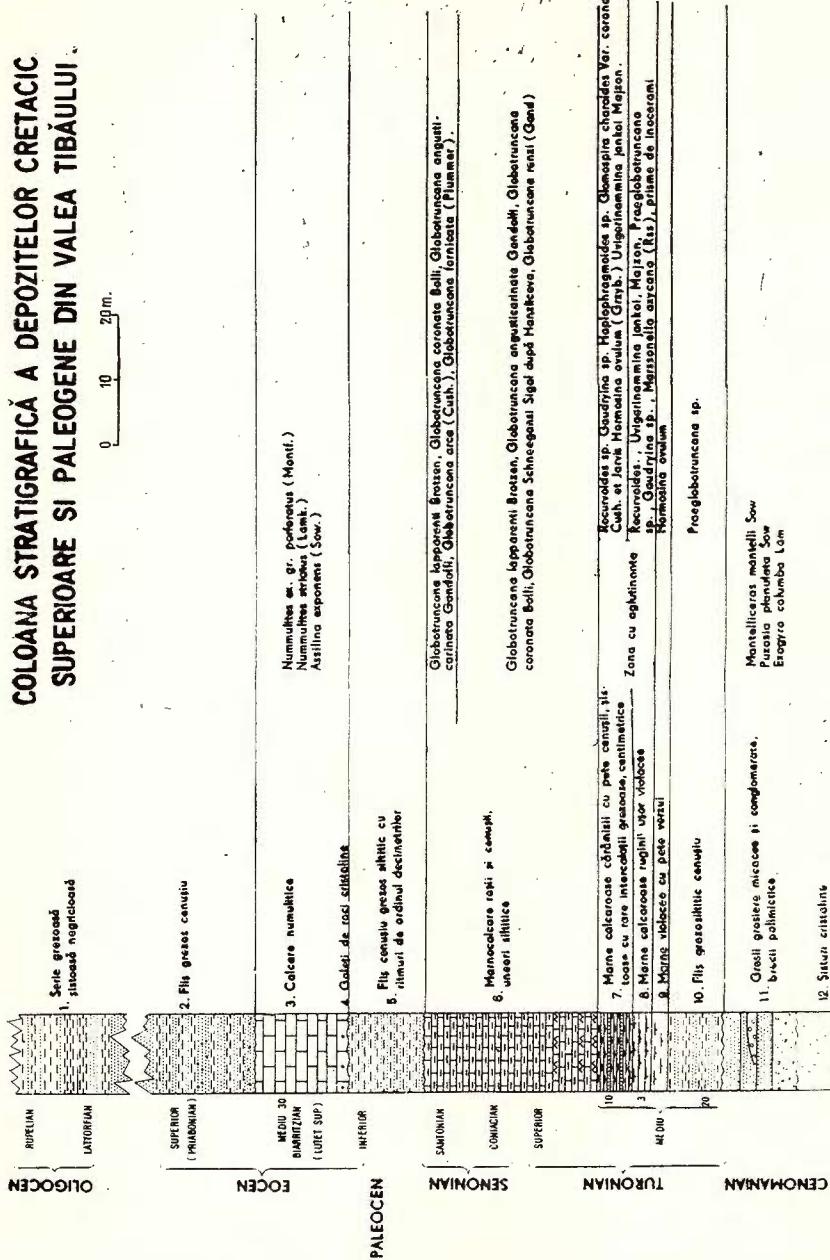
Întrucît, în general în cazurile în care Cenomanianul apare transgresiv are la bază Vraconianul, considerăm că este posibil ca și aici la baza succesiunii să fie prezent acest subetaj.

Fig. 1. — Colonne stratigraphique des dépôts crétacés supérieurs et paléogènes de la vallée Țibăului :

1, série gréseuse schisteuse noirâtre; 2, flysch gréseux grisâtre; 3, calcaires nummulitiques; 4, galets de roches cristallines; 5, flysch grisâtre gréseux silittique à rythmes décométriques; 6, marnocalcaires rouges et gris parfois silittiques; 7, marnes calcaires brique à taches grisâtres, schisteuses à rares intercalations gréseuses centimétriques; 8, marnes calcaires rouille faiblement violacées; 9, marnes violacées à taches verdâtres; 10, flysch gréseux-silittique grisâtre; 11, grès grossiers micacés et conglomérats, brêches polymictiques; 12, schistes cristallins.



COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR CRETACIC SUPERIOARE SI PALEOGENE DIN Valea Tibăului



Turonian-Senonianul inferior. Transgresiv peste gresiile cenomaniene se dispune un fliș grezo-siltitic cenușiu de cca 20 m grosime care conține *Praeglobotruncana* sp.

Deasupra se observă marne violacee cu pete verzui cu *Hormosina ovulum* Grzyb. și marne calcaroase ruginii ușor violacee de 5 m grosime cu *Recurvooides* sp., *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Praeglobotruncana* sp., *Gaudryina* sp., *Marssonella oxycona* (Rss.) și prisme de inocerami. Peste acestea apar cu cca 10 m grosime marne calcaroase cărămizii cu pete cenușii, sistoase, cu rare intercalări grezoase cu grosimi de ordinul centimetrelor. Acestea conțin următoarea asociatie microfaunistică: *Recurvooides* sp., *Gaudryina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira charoides* var. *corona* Cussh. et Jarvis, *Hormosina ovulum* (Grzyb.) *Uvigerinammina jankoi* Majzon. Această asociatie caracterizează (după Maria Tocorescu, care a efectuat și determinările) „zona cu aglutinante” situată sub nivelul cu globotruncane bicarinate ale Turonianului superior și indică probabil vîrstă turoniană medie. Turonianul inferior este absent.

Deasupra urmează marnocalcare roșii și cenușii uneori siltitice cu *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. angusticarinata* Gaudolfi, *G. coronata* Bölli, *G. schneegansi* Sigal după Hanzikova, *G. renzi* (Gaudolfi), fragment de *Rotalipora* sp. ex gr. *R. montsalvensis* Mornoch. Microfauna arată vîrstă turonian superior-coniaciană.

La partea superioară a marnocalcarelor și marnelor calcaroase siltitice micacee din valea Pleta apare asociatia: *G. lapparenti* Brotzen, *G. angusticarinata* Bölli, *G. area* (Cussh.), *G. fornicata* (Plummer), ce indică, după Tocorescu, vîrstă senonian-inferioră, mai precis santoniană.

Pe interfluviul valea Prestînci-valea Davriluvca la partea superioară a marnocalcarelor apar *G. lapparenti* Brotzen și *G. coronata* Bölli, indicind de asemenea Senonianul inferior.

Deci marnele și marnele calcaroase roșii uneori pătate, precum și cele cenușii reprezintă intervalul Turonian mediu-Santonian.

Paleocen-Eocenul inferior (?). Peste marnele calcaroase și cenușii urmează discordant conglomerate și gresii în alternanță cu siltite alcătuind ritmuri cu grosimi de ordinul decimetrilor cu aspect de fliș. Grosimea întregului orizont este de cca 20–30 m.



Întrucât în acest orizont nu am găsit nici macro- și nici microfaună îl atribuim cu caracter de probabilitate Paleocenului, posibil și Eocenei inferior.

Biarritzian (Lutețian superior). Transgresiv peste șisturi cristaline, marne calcaroase roșii sau peste depozite paleocene apar calcare numulitice alb-gălbui, dure, de cca 30 m grosime, în bancuri groase.

Ele conțin conform determinărilor efectuate de G. B o m b i ț ă : *Nummulites ex gr. perforatus* (M o n t f.), *N. striatus* și *Assilina exponnens* (S o w.), asociatie ce caracterizează Biarritzianul (Lutețianul superior).

Lattorfian-Rupelian. În sinclinalul Tibăului peste calcarele numulitice urmează o serie marno-argiloasă negricioasă nefosiliferă, considerată prin paraleлизarea cu seria sedimentară (cu caracteristici și poziție analoge) fosiliferă din Maramureș, ca având vîrstă lattorfian-rupeliană.

Succesiunea stratigrafică din Tibău este asemănătoare cu aceea din bazinul Glodu, unde în partea inferioară, peste șisturi cristaline, se dispune discordant o serie detritică grosieră (conglomerate, gresii glauconitice cu *Exogyra columba* L m k. și *Acanthoceras rothomagense* S o w.) de vîrstă cenomaniană. Transgresiv peste aceasta se dispun marnocalcare și marne roșii și cenușii cu *Inoceramus labiatus* S c h l o t h., *I. costellatus* W o o d s., *I. latus* M a n t e l l. și *Nowakites carezi* G r o s s. indicind vîrstă turoniană și respectiv coniaciană, *Texanites serratomarginatus* R e d. și o microfaună de *Globotruncana*, specifică Senonianului inferior. La partea superioară apare o serie ritmică de vîrstă paleocen-eocen inferioară.

Seriile cretacic superioare din subunitatea Tibăului pot fi paralellizate de asemenea cu serii similare din Carpații sovietici. Astfel depozitele detritice grosiere transgresive, vraconian (?)-cenomaniene din Tibău se pot paralelliza cu suita de șoimul de aceeași vîrstă, alcătuită din conglomerate cu șisturi cristaline. De asemenea seria de marnocalcare roșii vărgate și cenușii din Tibău de vîrstă turonian-senonian inferioară se poate compara cu suita de Puchov cu marne roșii siltitice cu microfaună turoniană.

Caracterele sedimentației privite în ansamblu (grosimea relativ redusă a seriilor, numeroasele discordanțe stratigrafice) subliniază caracterul de geanticlinal al mediului de sedimentare.



b) Subunitatea de Fundul Moldovei

Sinclinalul Lucina-vîrful Măgura. Sinclinalul Lucina-Măgura se prezintă desfășurat nord-vest—sud-est pe o lungime de cca 20 km și o lățime de 2–4 km, paralel cu sinclinalul Țibăului, la nord-est de acesta.

Cenomanianul. Discordant peste șisturile epimetamorfice, gnaisse de Rarău, depozite triasice și jurasicе, se dispune o serie detritică grosieră, groasă de cca 800 m, încununată de o serie de fliș grezo-siltitic necalcaros cu grosime în jur de 600 m. Aceste serii intră în alcătuirea sinclinalului Lucina-Măgura.

În constituția seriei detritice grosiere inferioare intră: conglomerate cu cuarțite și șisturi epizonale, dar mai ales microconglomerate cuarțoase și gresii grosiere groase de 1–5 m, cu suprafete de eroziune bazală și dezvoltare lenticulară.

În partea inferioară a acestei serii apar în valea Cîrlibaba, valea Cornodovata și izvoarele văii Lucina, la cca 100 m de limita cu șisturile epimetamorfice, calcarenite în strate cu grosimi de ordinul metrilor, cu remanieri de calcare cu melobesie și elemente de diabaze. Un bloc de diabaz remaniat, de cca 50 m diametru mai apare pe malul stîng al văii Cîrlibaba în aval de punctul Buhăescu. Acest nivel inferior cu calcarenite ar putea reprezenta Vraconianul.

Spre partea superioară, prin apariția treptată a unor intercalații tot mai importante de fliș și prin dispariția conglomeratelor și a gresiilor grosiere, se trece la o serie de fliș grezos siltitic cenușiu necalcaros micaceu. Din această serie Marinescu, Cristodulo și Micșa (1966) au recoltat din valea Cîrlibaba, în aval de valea Mejuschi Mare o impresiune de amonit pe care au determinat-o ca *Acanthoplites cf. aschiltensis* A n t h., formă aptiană. De fapt este vorba, ținînd seama de ornamentație, de *Acanthoceras rothomagense* D e f r., formă ce indică vîrsta cenomaniană.

Turonianul. La partea superioară a seriei de fliș grezos siltitic necalcaros cenușiu, în zona axială a sinclinalului Lucina-Măgura s-a colectat din valea Cîrlibaba (M a s l a k o v a - C e r n o v, 1965) *I. labiatus* S c h l o t h. Aceasta indică pentru partea superioară a seriei de fliș (cca 150 m grosime) vîrsta turoniană.

Comparativ cu seriile sedimentare cretacic-superioare din subunitatea de Țibău, seriile cretacic-superioare din subunitatea de Fundul Moldovei se disting printr-un caracter detritic mai grosier, o grosime mult mai mare, caracterul necalcaros al depozitelor și lipsa unor forma-



țiuni de culoare roșie. De asemenea se constată absența depozitelor de vîrstă senoniană și paleogenă. Prezența în imediata vecinătate a unor depozite de aceeași vîrstă, dar cu caracterul faciale net diferite nu poate fi explicată decât prin intervenția agentilor tectonici.

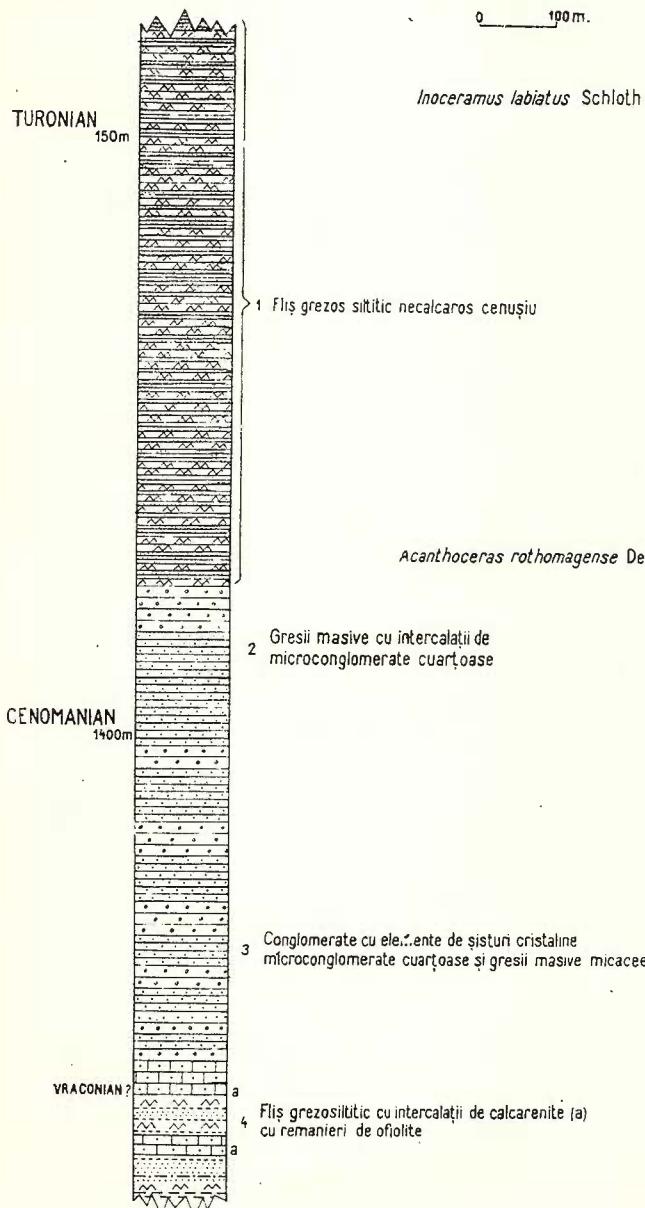


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a depozitelor cretacic-superioare din valea Cîrlibabei (sinclinal Lucina Măgura).

Colonne stratigraphique des dépôts crétaces-superieurs de la vallée Cîrlibabei (synclinal Lucina-Măgura) :

1. flysch gréseux silittique, non calcaire, grisâtre;
2. grès massifs à intercalations de microconglomérats quartzueux;
3. conglomérats à éléments de schistes cristallins, microconglomérats quartzueux et grès massifs micacés;
4. flysch gréseux-silittique à intercalations de calcarénites (a) à remaniements d'ophiolites.

c) Subunitatea gnaiselor de Rarău

În partea estică mai externă a părții bucovinice se dezvoltă o serie mezometamorfică alcătuită din micașisturi, paragnaise, amfibolite și migmatite în special metablastice (gnaise de Rarău). Această subunitate se află în raporturi tectonice spre sud, alcătuind pînza trasată pentru prima dată de T. h. Kräutner (1930) și demonstrată recent prin galerii și foraje.

La nord de Tulgheș și în Rarău T. h. Kräutner consideră gnaisele ca produse în loc, injectate în șisturile epimetamorfice cu șisturi biotitice la contact.

În regiunea studiată de noi predomină micașisturile, gnaisele cu microclin și ortoză apărînd mai rar, în asociație cu micașisturile. Contactul dintre subunitatea gnaiselor de Rarău și subunitatea de Fundul Moldovei este bine deschis numai în profilul văii Lucina. Aici se remarcă, la cca 200 m amonte de limita cu depozitele triasice, o scădere a gradului de metamorfism la partea inferioară a micașisturilor și gnaiselor, pe un interval de cca 300 m, datorită retrometamorfismului produs de şariaj.

Sinclinalul marginal al Rarăului. Se află situat la extremitatea estică a unității bucovinice. În alcătuirea sinclinalului marginal al Rarăului intră depozite de vîrstă triasică, jurasică și cretacică.

Seisianul. Discordant peste gnais de Rarău sau peste șisturi epimetamorfice apar microconglomerate oligomictice cuarțoase și mai ales gresii alb-gălbui sau roșcate cuarțitice (ortocuarțite cu ciment calcaros) cu rare paiete de muscovit, de cca 10 m grosime.

Campilianul. Fără tranziție litologică vizibilă, peste gresiile cuarțoase se dispune un orizont de calcare și dolomite fine cu stratificația în plăci de 5–15 cm, cenușiu-albăstrui, alburii prin alterare. Pe unele suprafețe de strat apar lumașele constituite din *Myophoria* sp., *Gervilleia* sp., *Pseudomonotis* sp.¹⁰. Acest orizont de cca 10–21 m grosime poate fi paralelizat cu nivelul cu *Myophoria costata* Zenk., *M. laevigata* Goldf., *Pecten discites* Schloth., *Gervilleia modiola* Frech., *Pseudomonotis* sp. de la Azodul Mare (I. Atanasiu) și reprezentă, pe baza faunei ce o conține, Campilianul. Întrucît nu a fost posibil ca să

¹⁰ I. Stănoiu. Prospecțiuni geologice pentru calcare nemagneziene în regiunea Breaza-Moldova-Sulița. 1965. Arh. Inst. geol., București.



fie separat cartografic, acest orizont se află reprezentat împreună cu dolomitele anisiene.

Anisianul. De la calcarele și dolomitele în plăci se trece treptat spre partea superioară la dolomite și dolomite calcaroase masive de culoare alb-gri, cu tente de alterație gălbui-brune sau ușor violacee. Uneori în masa uniformă a dolomitelor apar nivele brecioase, microbrecioase sau fin detritice, de asemenea dolomitizate. Grosimea dolomitelor este în jur de 150 m. Stratificația este discretă. În masa lor nu au fost găsite fosile, însă ținând seama de faptul că sănăsuțele sunt suportate de calcarele și dolomitele în plăci de vîrstă campiliană, trebuie considerate ca reprezentând Anisianul.

Ladinian-Carnianul (?). Peste dolomite apar larg răspândite calcare cenușiu-închise, diaclazate, dure, calcar lumașelice cu lamelibranhiate sau calcar alb-gălbui-roze, fin granulare sau cu aspect marmorean, în care se remarcă uneori la microscop fragmente de diploporide. Ținând seama de faptul că diploporidele prezintă un maximum de frecvență în Ladinian este probabil că aceste calcarare reprezintă Ladinianul, posibil și Carnianul.

În asociație cu depozitele triasice apare la izvoarele văii Făgăritel un corp de diabaze alterate.

Doggerul. Discordant peste calcarele ladinian-carniene (?) urmează o serie separată în valea Tătarca și atribuită Doggerului de către Gheorghe Măruță și Dumitrescu în 1956¹¹, reprezentată prin gresii calcaroase și calcar grezoase cu pectinide¹² (Tătarca și cursul superior al văii Lucava Mică la 400 m nord-est de grajdurile Hosteneț). Mutihac în 1963 le-a considerat inițial ca intercalate la partea superioară a dolomitelor triasice¹³. În 1965 Stanoiu¹⁴ atribuie depozitele respective Liasicului și le consideră transgresive peste calcar ladinien cu diploporide. Tot în 1965 Mutihac reconsideră vîrsta calcarelor grezoase atribuindu-le de această dată Doggerului, însă incluzând la un loc și calcarele ladiniene cu diploporide.

¹¹ Op. cit. pct. 5.

¹² Op. cit. pct. 5.

¹³ V. Mutihac. Cercetări geologice în sinclinalul Rărăului. 1963. Arh. Inst. geol., București.

¹⁴ Op. cit. pct. 5.



Transgresiv peste calcarele cu diploporide (ladinian-carniene?) se dispun brecii calcareoase cu elemente de dimensiuni variabile (de la cîțiva centimetri pînă la valori de ordinul metrîlor) de calcar alb-gălbui fine, cornoase, prinse într-o matrice roșie grezoasă, oolitică, feruginoasă. În asociație apar calcarenite și calcisiltite în plăci (versantul sudic al muntelui Zubriu). Grosimea acestui orizont variază între 20 și 50 m. În valea Tătarca, M u t i h a c (1965) a colectat din acest orizont *Entolium demissum* (P h i l l), *E. spathulatus* R o e m e r, *E. aff. renevieri* O p p e l, *Camptonectes lens* S o w., *Chlamys* sp., *Pecten* sp., *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp., *Pseudomonotis* sp., *Koninkina* sp., asociație ce indică Doggerul.

S t ā n o i u (1967) a colectat tot din valea Tătarca formele *Phylloceras* sp. și *Bullatimorphites* sp., amoniți care indică o vîrstă mai precisă : Bathonian superior-Callovian inferior.

Mai spre sud pe pîrîul Fundul Pojorîtei, T u r c u l e ț¹⁵ citează din același orizont care acolo prezintă o grosime de cca 200 m o asociație cu *Stephanoceras humphresianum* S o w. care indică Bajocianul inferior.

Deei acest orizont reprezintă intervalul de vîrstă Bajocian, Bathonian, probabil și Callovian-inferior.

Callovian-Oxfordian. Peste orizontul calcaros detritic al Doggerului, fără tranziție evidentă se dispune un orizont de jaspuri. Uneori acesta apare direct pe calcarele cu diploporide sau chiar pe dolomite, fapt care indică caracterul transgresiv al orizontului de jaspuri. În componența acestui orizont intră jaspuri cenușii reiate (constituite din lamele milimetrice de siltite cenușii și pelite negricioase silicificate), jaspuri roșii bogate în radiolari și șisturi roșii argiloase radiolaritice, precum și intercalății fin detritice silitice, cenușii spre partea superioară.

Semnalate încă din 1876 de P a u l, jaspurile au constituit obiectul unor controverse în ceea ce privește vîrstă lor. Primii cercetători le-au atribuit Triasicului, considerîndu-le sedimentate concordant pe dolomite (U h l i g, V e t t e r s). Ulterior K r ä u t n e r (1930), bazat pe rezultatele studiilor lui J e k e l i u s (1921) în Hăghimaș (unde acesta a stabilit vîrstă callovian-oxfordiană pentru jaspuri), consideră și jaspurile din Rarău de vîrstă callovian-oxfordiană.

Mai recent, B ă n c i l ă și P a p i u (1953) admit din nou relațiile de continuitate dintre dolomite și jaspuri, bazați în special pe profilul

¹⁵ I. T u r c u l e ț. Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și cretacice din cuveta Rarău-Breaza (Carpații Orientali). 1967. Autoreferat.

malului stîng al văii Moldovei la vest de Pojorîta, unde jaspurile se disperă cu o discordanță paralelă, direct peste dolomite.

Popeșcu și Patruliș (1964) susțin de asemenea vîrstă triasică a jaspurilor.

În ultimul timp Mutihac (1965) revine la vîrsta callovian-oxfordiană a jaspurilor din Rarău, bazat pe superpoziția jaspurilor pe depozitele doggeriene și acoperirea lor de către stratele cu *Aptychus* (kimmeridgian-tithonice).

Stănoiu (1967) aduce ca argument în favoarea vîrstei callovian-mediu-oxfordiene prezența în valea Lucavei într-o intercalație calcaroasă între jaspuri a formei *Posidonomya alpina* — *P. buchi* Röemer.

În concluzie, ținând seama de poziția lor în succesiunea depozitelor, ca și de dovezile paleontologice existente, vîrsta jaspurilor poate fi considerată callovian-oxfordiană.

Hauterivian (?)-Barremian-Aptianul. Umplutura sinclinalului marginal al Rarăului este constituită din depozite jurasic-superioare și cretacic-inferioare.

„Stratele cu *Aptychus*” kimmeridgian-tithonice (Turculeț, 1964—1967) larg dezvoltate în partea de sud a sinclinalului marginal al Rarăului și care probabil apar și spre nord în valea Sărata în U.R.S.S. (Vettters, 1905) nu au fost găsite nicăieri în regiunea cercetată. De asemenea nu apar nici conglomeratele de Muncel.

În regiune, de la Breaza și pînă în valea Cîrlibaba, în poziție discordantă, se dezvoltă direct argile cenușiu-închise, negricioase, ce se desfac în fragmente solzoase de dimensiuni centimetrice, în care se observă intercalații grezoase, polimictice, uneori calcareenacee cu ofiolite, microconglomerate cuarțoase, precum și klippe sedimentare de diabaze sau spilite, serpentinite, calcare ladiniene cu diplopore, calcare noriene albe, gresii și calcare grezoase-cărbunoase, toaciene, cu *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.).

Vîrsta acestei serii argiloase negricioase cu intercalații grezoase și klippe sedimentare a fost stabilită în partea de sud a sinclinalului Rarăului. Turculeț citează din liantul argilos al unor brecii și conglomerate din Wildflysch o asociație cu *Duvalia dilatata* (Blainv.), *D. binervia* (Reesp.), *Holcophylloceras cf. callypso* (d'Orb.) etc. caracteristică pentru Hauterivian. Popeșcu și Patruliș (1964) menționează, intercalate în această serie argiloasă (sub forma unui orizont în fiecare flanc al sinclinalului principal), calcare recifale cu *Chaetetopsis zonata* Patr., calcare cu pahiodonte (*Requienia ammonia* Goldf., Mono-



pleura sp.), marne noduloase cu *Orbitolina lenticularis* Blum., *O. conoidea-discoidea* Gras., precum și intercalări de marne albăstrui cu amoniți: *Deshayesites borowae* Uhlig, *Pseudohaploceras liptaviense* Zusch, *Holcophylloceras* sp., *Saynella* sp. Din marnele cu amonți Turculete în 1957 mai citează *Deshayesites deshayesi* (Leym.), *Costidiscus rectecostatus* (d'Orb.), *Barremites stretostoma* (Uh.), *B. carrierianum* (d'Orb.), *Phyllopachiceras aff. infundibulum* (d'Orb.). Această asociatie indică pentru seria argiloasă, negrioasă de Wildflysch vîrsta hauerivian-bedouliană.

În cadrul Wildflysch-ului, extinsă pe 5,5 km lungime și 600 m la 1 km lățime, din valea Deremoxa pînă la valea Făgăițel (Breaza), apare o klippă sedimentară de serpentinite (peridotite și diabaze serpentinizate). Probabil că serpentinitele și diabazele care apar astăzi în sedimentare în Wildflysch-ul cretacic sănt de vîrstă triasică, ca și cele din pînzele transilvane din munții Perșani. Serpentinitele mai apar într-un afloriment de dimensiuni reduse pe malul drept al văii Hrobi, de sub încălecarea unității bucovinice.

Albianul. Peste seria de Wildflysch urmează o serie de fliș fin cu gresii cenușiu-verzui și pelite roșii, în care Elena Bratu a identificat o asociatie de foraminifere aglutinante caracteristică pentru Albianul inferior și mediu.

2. Unitatea de Ceahlău

a) Subunitatea de Cîrlibaba-Ciuc (internă)

Berriasian-Hauterivianul. Strattele de Sinaia apar sub forma unei benzi late numai de 1–1,5 km situată în fața unității bucovinice. La est de valea Cîrlibaba zona de apariție a stratelor de Sinaia se îngustează pentru ca acestea să dispară în valea Hrobi, sub planul de încălecare al unității bucovinice. Din valea Deremoxa spre sud, în urma unei oarecari retrageri a unității bucovinice, stratele de Sinaia reapar.

Gradul imperfect de deschidere, alături de reducerea tectonică, fac dificilă orizontarea completă și precisă a stratelor de Sinaia din regiune. În cursul superior al văii Cîrlibaba și în valea Bobeicii, stratele de Sinaia apar ceva mai bine deschise. Ele sunt constituite dintr-o alternanță ritmică de gresii fine, calcaroase, cenușiu-albăstrui străbătute de diaclaze albe cu calcit, cu laminăție orizontală, oblică de curent, în strate de 10–30 cm grosime, siltite calcaroase și marnocalcare cenușiu-albăstrui



în strate cu grosimi similare. Uneori apar și secvențe cu grosimi mai mari, de 50–120 cm grosime, de gresii calcaroase și marnocalcare asociate cu nivele cu microbrecii cu șisturi sericito-cloritoase, diabaze, șisturi și gresii remaniate intraformatiional (drumul valea Cîrlibaba-Bobeica). Acestea nu alcătuiesc însă un orizont bine individualizat. În stratele de Sinaia se mai intercalează în număr destul de important strate de gresii masive polimictice micacee grosiere, de 1–3 m grosime, microbrecii și microconglomerate cu șisturi cristaline (mai frecvente către Bahna și pîrîul Sărat, adică spre frontieră cu U.R.S.S.). De asemenea la 400–500 m de Izvoarele văii Bobeica, în stratele de Sinaia apar diabaze și jaspuri verzi.

Barremian-Aptian. Stratele de Bistra. Între 600–700 m de la izvoarele văii Bobeica apar peste stratele de Sinaia, delimitate printr-o falie în amonte, conglomerate cu elemente constituite din calcare și dolomite triasice cu diametre de 10 cm la 2,5 m, șisturi clorito-sericitoase, cuarțite, diabaze, gresii, microconglomerate, șisturi cenușii remaniate din stratele de Sinaia de 1–10 cm diametru.

În valea Cîrlibaba, la cca 600 m aval de Podul Negru, la contactul tectonic aproape vertical cu unitatea bucovinică, apar pe cca 30 m brecii și conglomerate nesortate, cu matrice marnoasă-grezoasă, cenușie, în care sunt înglobate elemente cu dimensiuni de ordinul decimetrilor sau chiar al metrîlor de gresii, gresii microconglomeratice cuarțoase, conglomerate cu remanieri de gresii și calcare triasice și jurasicice, șisturi cristaline și calcarenite.

De la valea Cîrlibaba spre vest, pînă la frontieră cu U.R.S.S., deasupra stratelor de Sinaia (stratigrafic) se dispun gresii masive grosiere polimictice micacee cu intercalării de microconglomerate cuarțoase și microbrecii cu șisturi sericito-cloritoase. Ele apar pe o grosime de cca 800 m fiind delimitate spre sud de linia bucovinică.

Întrucît aceste depozite nu conțin faună, vîrstă lor a fost dată prin paraleлизare cu stratele de Bistra de la sud de valea Moldovei.

b) Subunitatea de Breaza-Bodoc (externă)

Stratele de Sinaia cuprind în cadrul acestei subunități două orizonturi: un orizont inferior grezos-marnos în componența căruia intră gresii de 5–30 cm grosime, cenușiu-negricioase cu laminație orizontală și numeroase diaclaze cu calcit, gresii mai grosiere, de 20–30 cm, sau

în strate compuse de 50 cm la 3—4 m grosime, calcarenite, calcisiltite, marne și marnocalcare cenușiu-negricioase.

Către partea inferioară a acestui orizont Ștefănescu¹⁶ menționează în pîriul Negru calcar cenușii cu tente roz asociate cu siltite și gresii micacee cenușii, sau marnocalcare albicioase. Din calcar citează *Calpionella elliptica* Denis ch., *Calpionella alpina* L or., *Calpionellites neocomiensis* Colom., *C. uncinata* (?) Citta et Pasqare, asociație specifică Berriasianului.

Un al doilea orizont grezos superior alcătuit din ritmuri de 2—3 m compuse din gresii grosiere masive cenușiu-închise diaclazate cu microconglomerate cuarțoase și cu micașisturi la partea inferioară și gresii fine împreună cu siltite în plăci centimetrice, calcaroase, la partea superioară. Alături de aceste ritmuri groase se intercalează și ritmuri de fliș fin cu gresii de 5 la 40 cm grosime, marne cenușii și subordonat argile șistoase cenușii. În pîriul Negru în acest orizont apar și diabaze. Întrucît în orizontul superior s-a găsit *Lamellaptychus* sp., vîrsta acestuia este hauteriviană.

Barremian-Aptian. În valea Răchitișului Mare și în pîriul Brezei apare o alternanță ritmică de gresii cu lamination orizontală sau oblică de 3—10 cm grosime cu fragmente de plante incarbonizate, de culoare cenușie, ruginie prin alterație și marne cenușii de 5—50 cm grosime, de asemenea cu alterație ruginie. În pîriul Brezei apar și calcarenite cu calpionelide berriasiene remaniate. S-a atribuit acestui orizont vîrsta barremian-apțiană pe baza asemănării litologice cu stratele de Bistra.

3. Unitatea de Teleajen (a flișului curbicortical)

Este constituită la partea inferioară dintr-un orizont de gresii masive, cu lamination orizontală sau ondulată, medii, micacee, în strate de 1—2 m, imperfect gradate, asociate cu microconglomerate cuarțoase, cu intercalări de secvențe flișoide alcătuite din gresii fine de 10—30 cm, cu lamination paralelă sau oblică, siltite, marne și argile cenușii sau cenușiu-albăstrui.

Gresiile micacee masive pot fi comparate cu gresiile de tip Cotumba.

La partea superioară, în Munțele Hrobi, în poziție sinclinală apare un orizont de conglomerate, microconglomerate și gresii grosiere masive.

¹⁶ M. Ștefănescu. Rezultatele cercetărilor geologice întreprinse între izvoarele văii Ciřlibaba și Moldovei. 1967. Arh. Inst. geol., București.



Conglomeratele de Hrobi se prezintă în strate de 1—3,5 m grosime, grădate, cu tranziție pe verticală spre microconglomerate și gresii grosiere, uneori ritmurile încheindu-se cu gresii mai fine cu „criss-cross bedding”, cu foreseturile înclinate spre est, adică indicând un sens de transport al materialului detritic de la vest către est.

Stratele prezintă frecvent o dezvoltare lenticulară. Se observă cicatrici de eroziune, dezvoltate cu suprafețe de demarcare a ritmilor de sedimentare. Caracteristicile sedimentologice indică o sedimentație grosieră într-un facies litoral.

Conglomeratele sunt constituite din elemente de calcar mezozoice și șisturi cristaline. Calcarele mezozoice, probabil în cea mai mare parte triasice, prezintă dimensiuni de 10—20 cm, mai rar 30—70 cm; exceptiional în izvorul drept al pârâului Aluniș apar elemente de calcar pisolitice probabil doggeriene de 1—1,5 m rulate. Șisturile cristaline sunt reprezentate prin elemente bine rulate de 10—20 cm alcătuite din cuarțite albe, cuarțite negre grafitoase, gnaisse biotitice, micașisturi. Microconglomeratele sunt în general cuarțoase. Ele apar în vîrful Doscina și dealul Bobeica.

Orizontul superior conglomeratic poate fi paraleлизat cu conglomerele de Letești asociate gresiilor de Cotumba din valea Bistriței.

La partea inferioară a succesiunii observată în această unitate apar în valea Bobeicii și la nord de valea Hrobi șisturi negre alături de argile și marne cenușii și gresii curbicorticale. Această situație caracterizează porțiunile mai externe ale unității de Teleajen, unde apar stratele de Toroclej cu caracter de tranziție (Gherman, 1959).

Am atribuit vîrstă albiană atât orizontului grezos cît și celui conglomeratic (eventual și vraconian-inferioară), prin paraleлизare cu alte regiuni din Carpații Orientali unde acestea sunt fosilifere (*Puzosia* sp., *Patrulius* — valea Bistriței, etc.).

4. Unitatea de Audia (a șisturilor negre)

În alcătuirea acestei unități, situată la extremitatea estică a perimetruului cercetat intră stratele de Audia. Acestea sunt constituite din următoarele complexe:

Complexul inferior șistos (Barremian-Aptian) compus din argile șistoase negre, calcar sideritice și unele intercalății grezoase micacee;



C o m p l e x u l g r e s i i l o r g l a u c o n i t i c e (Albian) alcătuit din gresii cuarțoase (ortocuarțite) cu spărtura sticloasă, albe sau verzi (glauconitice), cu culoare de alterație brună;

C o m p l e x u l a r g i l e l o r r o ș ii și v e r z i alcătuit din argile roșii vărgate cu pete verzui, argile verzi și mai rar argile cenușii. Ele apar deschise în pîriul Aluniș sub forma unei benzi înguste de cca 20 m, în fața liniei de șariaj ce separă unitatea de Teleajen de cea de Audia. Probabil aici apare numai partea superioară a complexului.

O analiză micropaleontologică efectuată de M. Tocorjeșcu a indicat prezența următoarei asociații: *Rhabdammina discreta* Brady, *Rzeħakina epigona* (Rz h.), *Haplophragmoides canarius* (Reuss), *Plectina conversa* (Grzyb.), *Lituotuba irregularis* (Grzyb.), *Placentammina placenta* (Grzyb.), *Bathysiphon* sp. Această asociație de foraminifere aglutinante, în special *R. epigona* indică vîrstă senoniană superioară (maestrichtiană). Absența lui *R. fissistomata* Grzyb. caracteristică Paleocenului ar putea să indice de asemenea vîrstă senoniană, însă lipsa lui *Hormosina ovulum gigantea* Ger o ch. formă senoniană face posibilă prezența pe lîngă Maestrichtian și a Paleocenului.

Pînă de curînd vîrstă complexului de argile roșii și verzi era considerată ca vraconian-cenomaniană. În 1967 Bratu a semnalat însă prezența în regiunea Covasna-valea Buzăului, peste orizontul argilelor roșii cu tufite și sub orizontul gresiilor de Siriu, a unui litofacies de marnocalcare roșii și calcare silicificate cu microfaună cenomaniană superioară-turoniană superioară și unui alt doilea litofacies de șisturi argiloase roșii, negre, și marnocalcare cu microfaună cenomaniană superioară eventual turoniană. Gresiei de Siriu îi revine vîrstă santonian ?-campanian-maestrichtiană.

Tot în 1967 Ionescu și Sandulescu atribuie complexul cu argile roșii și verzi cu tufite în bază, din partea de nord a Carpaților Orientali, Cenomanianului superior, Turonianului și Senonianului (*H. ovulum gigantea* Ger o ch), iar gresiile de Prisaca Paleocen-Eocenului, ca și gresiile de Tarcău. Pe vîrful Aluniș complexul argilelor roșii și verzi apare probabil parțial laminat tectonic, întrucît nu apar la zi decît depozite senonian-superioare-paleocene.

TECTONICA

În regiunea cuprinsă între valea Cîrlibaba și valea Moldovei (Lucina-Moldova, Sulița-Breaza) apar mai multe unități tectonice care șariază succesiv unele peste altele, de la interior spre exterior (de la vest către est).



Şariajul unității bucovinice peste unitatea de Ceahlău reiese cartografic din dispariția sub linia bucovinică a unității de Ceahlău în intervalul dintre valea Hrobi și pînă la valea Deremoxa, precum și din avansarea ei peste unitatea de Teleajen, care apare astfel mult îngustată în acest interval.

Linia bucovinică are o poziție foarte redresată, aproape verticală la suprafață (fapt care se poate remarcă pe teren în cursul superior al văii Cîrlibaba, precum și cartografic în general).

În ceea ce privește sinclinalul marginal al Rarăului se poate remarcă peste tot poziția relativ redresată a flancului intern, antrenat într-o tectonică de solzi, iar la sud de Breaza existența flancului extern vertical. În general însă, flancul extern nu apare la zi dispărînd sub linia de șariaj.

În cadrul unității bucovinice, peste o tectonică plicativă relativ largă, prealpină, care a afectat fundamentul cristalin, s-au suprapus efectele puternice ale orogenezei alpine. Diversele faze aparținând acestei din urmă orogeneze, care s-au succedat în timp, au dus la însemnate transformări de ordin structural tectonic.

În regiunea sinclinalelor Lucina-Măgura și Tibău apare cu multă claritate interferența dintre elementele structurale prealpine și cele alpine.

În unitatea bucovinică se pot distinge mai multe subunități de importanță și vîrstă diferită. Astfel, în partea sa estică s-a separat în ultimul timp o subunitate a gnaiselor de Rarău, astăzi considerată în general în pînză (înțial K r à u t n e r a interpretat gnaisele în pînză numai în Hăghimaș, pe cele din Rarău considerîndu-le de injectie). Vîrsta acestei pînze a fost considerată hercinică de S â n d u l e s c u și D e s s i l a - C o d a r c e a, iar de către J o j a și M u r e ș a n a fost atribuită orogenezei alpine. Rezultatele studiilor de teren ne permit să precizăm că totalitatea accidentelor tectonice longitudinale ce afectează porțiunile estice ale unității bucovinice, printre care și accidentul tectonic foarte inclinat situat la vestul subunității gnaiselor de Rarău, sunt de vîrstă antevraconiană (?) - cenomaniană (austrică), întrucît am observat în mai multe puncte în sinclinalul Lucina-Măgura depozite vraconian(?) - ceno-maniene în poziție transgresivă peste aceste accidente tectonice.

Considerăm semnificativă pentru datarea acestor accidente tectonice și antrenarea în structura tectonică în solzi și a argilelor negre haute-rivian-apțiene la vest de muntele Zubriu.

La vest de subunitatea de Rarău apare subunitatea de Fundul Moldovei (estică) și subunitatea Tibău (vestică) separate printr-un accident tectonic cu o poziție actuală aproape verticală. Prezența în aceste două subunități a unor depozite vraconian(?) - cenomanian-turoniene în



faciesuri net diferite situate în imediata apropiere unele de altele, indică pentru mișcările tectonice care au dus la alăturarea depozitelor cretacie-superioare de faciesuri diferite, apartenența probabilă la faza savică (întrucît în subunitatea de Țibău apar și depozite eocene și oligocene cutate concordant cu depozitele cretacice).

Caracterele structurale actuale ale unității bucovinice s-au format ca efecte ale manifestării diverselor faze de mișcări ale orogenezei alpine, sesizabile prin lacunele stratigrafice pe care le-au generat.

Astfel, în partea cea mai externă a unității bucovinice, în sinclinalul marginal al Rarăului, lipsa actuală în loc a depozitelor triasic-superioare și liasice se datorează probabil exondărilor consecutive mișcărilor labinice (Doneț), kimmerice vechi și medii. În timpul eroziunii predogger au fost înlăturate astfel depozitele triasic superioare și liasice.

Dispunerea discordantă a jaspurilor callovian-oxfordiene peste formațiunile mai vechi pledează în favoarea desfășurării în regiune a mișcărilor din faza Yaila-Agassiz.

Mișcărilor austro-alpine (Hauterivian superior-Barremian) și austrice vechi (prealbiene) li se datorează formarea pînzei transilvane, care prin demantelare a putut genera klippele însedimentate în Wildflysch-ul din sinclinalul marginal al Rarăului.

Mișcări alpine ante-vraconiene au dus la întreruperea sedimentării din Rară și au generat o tectonică de solzi sesizabilă în zonele mai externe, solzi care afectează atât sisturile cristaline cît și depozitele triasice și jurasice. Această tectonică de solzi care caracterizează probabil zone mai largi ale unității bucovinice se accentuează spre nord, pe măsura afundării masivului cristalin „maramureșan”, trecindu-se treptat la o tectonică specifică „klippelor maramureșene”, existente în fața zonei klippelor pienine.

Absența depozitelor turonian-inferioare în Țibău și dispunerea transgresivă a depozitelor turoniene medii direct peste cele cenomaniene se datorează manifestării mișcărilor din faza mediteraneană.

Datorită fazei savice au luat naștere fracturi importante în cadrul unității bucovinice, separîndu-se subunitățile de Țibău și Fundul Moldovei.

În fazele de mișcări savice sau stirice au luat probabil naștere mai întîi unele vergențe contrare, ca de exemplu răsturnarea spre sud-vest a sinclinalului Lucinei, eventual reluarea și redresarea liniilor de șariaj, iar apoi într-o ultimă etapă s-au format accidentele tectonice rupturale (decroșările orientate nord-est—sud-vest). Decroșările produse într-o ultimă fază tardi-orogenă sau post-orogenă sănt în mod sigur post-paleogene, întrucît afectează și depozitele oligocene ale sinclinalului Țibău.



În concluzie, condiții de geanticlinal au caracterizat probabil încă din Triasic domeniul unității bucovinice. Astfel, în timpul Triasicului superior și în Liasic acest domeniu a fost exondat și supus unei puternice eroziuni. O a doua perioadă de exondare s-a produs la începutul Callovianului. Datorită acestor două faze o mare parte a depozitelor triasice și jurasice au fost îndepărtați prin eroziune. În unitatea bucovinică, în special în părțile sale mai interne (subunitatea Tibău) a existat în Cretacicul superior și în Paleogen o sedimentație tipică de geanticlinal caracterizată prin prezența de depozite litorale cu ostreide (Cenomanian), de numeroase discordanțe și lacune, și grosimea relativ redusă a depozitelor. În partea estică a unității bucovinice în Jurasic și Cretacic au existat condiții de tranziție către cele ce au caracterizat domeniul geosinclinal al flișului din Carpații Orientali. Prima etapă (Triasic-Dogger-Malm) este caracterizată printr-o asociație de sedimente calcaroase silicioase (perioadă de vacuitate A u b o u i n). În cea de a doua etapă, datorită mișcărilor verticale mai puternice, s-a produs activarea surselor sedimentare ce au dus la schimbarea caracterului sedimentației, care devine detritică. În Hauterivian-Barremian, mișcările fazei austro-alpine au dus la declanșarea proceselor ce au condiționat formarea Wildflysch-ului. În timpul mișcărilor austrice șariajele începute în faza austro-alpină au crescut în intensitate. După această fază de mișcări are loc o sedimentație discontinuă tarditectonică cu aspecte molasice (Vraconian(?) - Turonian, Lucina), pelagică (Turonian-Senonian-Tibău), calcaroasă (Biarritzian-Tibău) sau fin detritică (Oligocen-Tibău).

Unitatea de Ceahlău șariază spre nord, nord-est și est peste unitatea de Teleajen. Între valea Hrobi și valea Deremoxa această unitate dispără sub încălecarea unității bucovinice. Schimbarea orientării structurilor și accidentelor tectonice de la vest, nord-vest—est-sud-est la nord-vest—sud-est în dreptul comunei Moldova-Sulița este însoțită de mărirea ampoarei șariajelor, în special al unității bucovinice. În această porțiune apar și numeroase decroșări orientate nord-sud și nord-est—sud-vest.

Unitatea de Teleajen șariază de asemenea spre nord, nord-est și est peste diferitele complexe sedimentare ale unității de Audia. Ea apare sub forma unei benzi înguste numai de 450 m la 700 m între valea Hrobi și nord de Benia, datorită ampoarei mai mari a șariajului unității de Ceahlău situată în spate. La vest și sud-est de această porțiune unitatea de Teleajen se lărgește apreciabil. În vecinătatea decroșării de la est de valea Cirlibaba se dezvoltă o serie de structuri sinclinale și anticlinale cu importanță locală, cu excepția sinclinalului alcătuit din conglomerate de Hrobi care este ceva mai important prin dimensiunile sale. În cadrul



unității de Ceahlău, de Teleajen sau de Audia se constată o redresare accentuată sau frecvent o răsturnare a stratelor spre vest; acestea s-au putut produce fie în timpul șariajelor fie mai degrabă datorită unor împingeri dinspre est, posterioare șariajelor. De asemenea posterior șariajelor s-au format și decroșările nord-est—sud-vest sau nord-sud ce afectează în special formațiunile unității bucovinice, dar în mai mică măsură și unitățile de fliș din fața acesteia.

Amploarea șariajelor este greu de apreciat în lipsa unor ferestre tectonice sau a datelor de foraj, însă comparativ poate fi aproximată la cca 15—20 km minimum.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I., Papiu C. V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojarita-Bucovina. *Bul. St. Acad. R.P.R.*, V, București.
- Beer A. M., Bîzova L. S. (1967) Date noi referitoare la zonele structurale faciale ale părții interne ale Carpaților Sovietici. *Karp. Balk. Asoc. VIII Congr.*, I, Belgrad.
- Bratu E. (1967) Microbiostratigrafia Cretacicului superior din zona șisturilor negre cuprinsă între Covasna și valea Buzăului. *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2, București.
- Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Mureșan M., Mureșan Georgeta (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D. S. Com. Stat Geol.*, L/2, București.
- (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 12/1 București.
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Tibăului-valea Coșna. *Stud. Cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 11, București.
- Ionesi L., Săndulescu Jana (1967) Date microfaunistice asupra gresiei de Prisaca-Tomnatec. *An. St. Univ. Iași*, XIII, Iași.
- (1967) Sur la limite Crétacé/Paleogène dans le flysch externe des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII Congr., I, Belgrade.
- Jekelius E. (1921) Die mesosoischen Bildungen des Hăghimașul Mare. *Bul. Acad. Rom.*, București.
- (1922) Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimașul Mare in Siebenbürgen. *Bull. Sect. Sci. Acad. Roum.*, VII, București.



- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii-Tibăului-Cîrlibaba. *D. S. Inst. Geol.*, V-XV, București.
- (1930) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București.
- Marinescu I., Cristodulo A., Micșa L. (1966) Notă asupra formațiunilor mezozoice din cursul superior al văii Cîrlibaba (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1, București.
- Maslakova I. N., Cernov C. V. (1965) Date noi asupra depozitelor turoniene din masivul Rahov și Maramureș din Carpați. *Gheol. i. Razvedka*, 1.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 12, 1, București.
- Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Stud. Cerc. Geol.*, 2, IV, București.
- Bratu E. (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitt der ostkarpatischen Randmulde. *Carp. Balk. Geol. Assoc. VII Congr.*, II, 2, Sofia.
 - (1965) Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *Stud. Cerc. Geol., Geof. Geogr., seria Geol.*, 1, 10, București.
- Paul M. C. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. Geol.*, R. A., Wien.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, București.
- Stănoiu I. (1967) Contribuții la cunoașterea Liasicului și Aalenianului din materialul exotic asociat depozitelor de tip Wildflysch din sinclinalul Rarău (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1, București.
- (1967) Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din regiunea văii Tătarca-valea Lucava (partea de nord a sinclinalului Rarău). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1, București.
- Ștefănescu M. (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extrême nordique des Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, VIII Congr., Belgrad.
- Swidzinski N. (1935) Quelques problèmes géologiques concernant les Carpates Orientales. *T. R. Serv. Geol. Pol.* 65, IV.
- Szajnoch L. (1890) Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. *Verh. d. Geol. R. A.* Wien.
- Turculeț I. (1964) Stratul cu Aptychus din cuveta mezozoică a Rarăului (Carpații Orientali). *An. Univ. Iași, Sn. Secf. II Geol.-Geogr.*, 10, Iași.
- Grasu C. (1965) Asupra vîrstei „stratelor cu Aptychus de la izvoarele văii Trotușului”. *An. Univ. Iași, S. N. Secf. II Geol.-Geogr.*, Iași.
- Uhlig V. (1889; Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. *Sitz. a. k. Akad. d. v. Nat.*, Wien.
- (1903) Bau und Bild der Karpathen, Wien.
 - (1907) Über die Tektonik der Karpathen, *Sitzber. d. Ak. Riss. Naturw. Kb.* 8, Wien.
- Vetters H. (1905) Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina II. Das NW Ende der Bukowinischen Randmulde. *Jahrb. d. Geol. R. A.*, Wien.
- Zapalowicz H. V. (1886) Geologische Skizze der Östlichen Teil. der Pokutisch-Marmanroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. Geol. R. A.*, Wien.

**ÉTUDES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES
DANS LA RÉGION LUCINA-MOLDOVA-SULIȚA-BREAZA
(CARPATES ORIENTALES DE NORD)**

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cette étude est située en Bucovina entre la vallée de la Moldova à l'est, la vallée de Cîrlibaba et la vallée du Tibău à l'ouest, Bahna, Bobeica, Moldova Sulița au nord et Breaza au sud.

Pour plus de précision, les données stratigraphiques sont présentées en suivant les unités structurales à partir de l'ouest vers l'est.

L'unité bucovinienne est formée pour la plupart par des schistes cristallins et dans une moindre mesure par des dépôts mésozoïques. Largement développée on trouve une entité épimétamorphique centrale, formée par une série sédimentogène-volcanogène acide avec des quartzites noires à manganèse à la partie inférieure et avec des calcaires et dolomies à la partie supérieure. A l'aide d'études palinologiques, on a établi l'âge protérozoïque supérieur pour la série sédimentogène-volcanogène acide et l'âge carbonifère pour les calcaires qui apparaissent en position synclinale à la partie supérieure.

Plusieurs sous-unités à degré de nappes et de digitations qui chevauchent successivement de l'ouest vers l'est et dont le plan de charriage a la tendance de plonger vers l'est apparaissent dans l'unité bucovinienne. Dans la région mentionnée on a distingué trois sous-unités : la sous-unité de Tibău à l'ouest, la sous-unité de Fundul Moldovei et la sous-unité des gneiss de Rarău à l'est. La ligne tectonique qui sépare les deux sous-unités a été poursuivie à partir de la rive gauche de la vallée du Tibău (vallée Prestinci vers le sud-ouest) et corrélée ensuite avec une ligne de fracture, tracée entre Cîrlibaba et les environs de Ciocănești par Bercia et al. qui la considèrent comme une faille.

L'importance que ces lignes tectoniques présentent réside dans le fait qu'elles séparent deux compartiments où apparaissent dans l'immédiate proximité des dépôts cénomaniens et surtout turoniens à faciès et à épaisseurs nettement différents.

Dans la sous-unité du Tibău, en position synclinale, des conglomérats et des brèches à éléments de calcaires, dolomies, schistes épimétamorphiques surmontés de microconglomérats quartzeux et de grès durs quartzeux, gris, riches en micas se disposent d'une façon transgressive au-dessus des schistes épizonaux.



L'épaisseur de ces dépôts est de 20 à 50 m. Leur âge cénomanien est confirmé par la présence des formes *Mantelliceras mantelli* S o w., *Puzosia* sp. ex gr. *planulata* S o w. et *Exogyra columba* L a m.

Une série à marnes et marnocalcaires violacés bariolés et gris à microfaune de foraminifères agglutinants (*Glomospira charoides* var. *corona* C u s h. et J a r v i s, *Hormosina ovulumum* (G r z y b.), *Uvigerinammina jankoi* M a j z o n (et *Praeglobotruncana* sp.). se dispose transgressivement par-dessus les grès cénomaniens par l'intermédiaire d'une séquence de flysch de 20 m d'épaisseur. Plus haut, on a déterminé des microfaunes turoniennes supérieures-coniaciennes à *Globotruncana lapparenti* B r o t z e n, *G. angusticarinata* G a n d o l f i, *G. coronata* B o l l i, *G. scheneegansi* S i g a l d'après H a n z l i k o v a, *G. renzi* (G a n d o l f i), *Rotalipora* sp. ex. gr. *R. montsalvensis* M o r n o d. A la partie supérieure les marnes et les marnocalcaires contiennent *Globotruncana lapparenti* B r o t z e n, *G. angusticarinata* B o l l i, *G. arca* (C u s h.), *G. fornicata* (P l u m m.) qui indiquent la présence du Santonien. Donc, les marnes et les marnocalcaires représentent l'intervalle turonien moyen-santonien.

Au-dessus de ceux-ci, des conglomérats et des grès en alternance avec des siltites apparaissent, formant des rythmes à épaisseurs décimétriques à aspect de flysch qui surmontent d'une façon discordante les marnes calcaires rouges et grises. Cet horizon de 20 à 30 m représente probablement le Paléocène ; il est possible qu'il représente aussi l'Eocène inférieur.

Des calcaires blanc-jaunâtre de 30 m à *Nummulites* ex gr. *perforatus* (M o n t f.), *N. striatus* B r u g. et *Assilina exponens* (S o w.) apparaissent transgressivement au-dessus des schistes cristallins, des marnes calcaires rouges ou des dépôts paléocènes ; cette association indique le Biarritzien (Lutétien supérieur).

Une série marno-argileuse noirâtre d'âge lattorfien-rupélien se dispose à la partie supérieure du synclinal Țibău.

La succession stratigraphique de Țibău est semblable à celle de Glodu. Les dépôts détritiques grossiers transgressifs vraconiens-cénomaniens de Țibău peuvent être aussi parallélisés avec la suite de Șoimul des Carpates soviétiques et les marnocalcaires rouges bariolés et gris avec la suite turonienne de Puchov. L'épaisseur réduite des séries et les nombreuses discordances stratigraphiques soulignent le caractère de géantoclinal du milieu de sédimentation.

Dans la sous-unité de Fundul Moldovei, parallèle au synclinal de Țibău et au nord-est de celui-ci, c'est le synclinal de Lucina-Vîrful Măgura qui apparaît, constitué d'une série détritique grossière d'environ 800 m

d'épaisseur (à intercalations de calcarénites à la partie inférieure). On passe graduellement à une série supérieure flyscheuse gréso-silicieuse non-calcaire d'environ 600 m. La présence d'*Acanthoceras rothomagense* D e f r. à la partie inférieure de la série de flysch et d'*Inoceramus labiatus* S ch l o t h. à 150 m de la partie supérieure indique l'âge cénomanien-turonien, la série inférieure contenant, probablement, en plus du vraconien. Par rapport aux séries sédimentaires crétacées supérieures de la sous-unité de Tibău, les séries de la sous-unité de Fundul Moldovei se distinguent par un caractère plus grossier, une plus grande épaisseur et par l'absence des marnocalcaires rouges.

La sous-unité des gneiss de Rarău (micaschistes, paragneiss, amphibolites et migmatites métablastiques = les gneiss de Rarău) se développe dans la partie orientale, plus externe, de la nappe bucovinienne.

Le synclinal marginal de Rarău, formé des dépôts triasiques, jurassiques et crétacés se situe à l'extrémité orientale de l'unité bucovinienne. Le Trias débute par un horizon transgressif d'environ 10 m d'épaisseur, constitué par des microconglomérats et par des grès quartzeux blanc-jaunâtre (Séisien) surmontés par des calcaires et dolomies fins en plaques à *Myophoria* sp., *Gervilleia* sp., *Pseudomonotis* sp. de 10 à 20 m (*M. costata*, *M. laevigata*, *Gervilleia modiola* à Azodul Mare-Hăghimaş) représentant le Campilien. On passe ensuite à des dolomies d'une épaisseur d'environ 150 m, probablement d'âge anisien. Par-dessus les dolomies se superposent des calcaires gris foncés diaclasés non fossilières, des calcaires lumachelliens à lamellibranches où des calcaires marmoréens blanchâtre-jaunâtre-rose où on remarque parfois au microscope des diplopoides. Celles-ci représentent probablement le Ladinien ; il est possible qu'elles représentent également le Carnien. Des diabases apparaissent aussi en association avec des dépôts triasiques (vallée Făgăriș).

Des brèches et des mégabrèches à éléments de calcaires fins cornés, enrobés par une matrice gréseuse oolithique, férugineuse rouge, se disposeront d'une manière discordante par-dessus les calcaires ladinien-carniens (?). Dans cet horizon d'environ 20 à 50 m apparaissent également des calcarénites et des calcisiltites en plaques (Zubriu). La présence des formes *Phylloceras* sp., *Bullatimorphites* sp., *Stephanoceras humphriesianum* S o w. indique l'âge bajocien-callovien inférieur (Dogger).

Des jaspes associés avec des schistes radiolaritiques rouges et des jaspes gris rayés à *Posidonomya alpina*-*P. buchi* R o e m e r. se superposent transgressivement par dessus les calcaires du Dogger, les calcaires à diplopoides ou les dolomies. L'âge de ces jaspes est callo-vien moyen-oxfordien.



Le remplissage du synclinal marginal de Rarău est constitué par des dépôts jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs. Les „couches à *ptychus*“ d'âge kimméridgien-tithonique largement développées au sud et qui apparaissent probablement vers le nord aussi, dans la vallée Sărata (U.R.S.S.) n'affleurent pas dans la région étudiée. Une série de Wildflysch, formée d'argiles gris foncé, noirâtres qui se débitent en fragments ayant l'aspect d'écailles, à intercalations des grès polymictiques ou calcarénacés à ophiolites se superpose directement en position discordante. Elles contiennent des klippes sédimentaires des diabases, spilites ou serpentinites, calcaires à diploporides, calcaires noriens blancs, grès et calcaires gréseux charbonneux toarcien. L'âge de cette série est haute-rivien-bédoulien. Une série de flysch fin à grès verdâtres et pélites rouges d'âge albien inférieur-moyen se superpose par-dessus la série de Wildflysch.

Les unités tectoniques du flysch crétacé se développent à l'extérieur du synclinal marginal de Rarău ; elles apparaissent sur des aires restreintes à cause du charriage vers l'est. L'unité de Ceahlău (dans laquelle on a distingué deux sous-unités), représentée par des couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien) et de Bistra (Barrémien-Aptien), disparaît sous le charriage de l'unité bucovinienne entre Hrobi et la vallée Deremoxa. Les grès massifs et les microconglomérats albiens qui représentent l'unité de Teleajen (unité du flysch curbicortical) apparaissent de sous le chevauchement de l'unité de Ceahlău. Cette unité charrie à son tour vers l'est par-dessus l'unité d'Audia (unité des schistes noirs). Dans l'unité d'Audia on distingue trois complexes : un complexe inférieur schisteux argileux noir (Barrémien-Aptien), un deuxième gréseux quartzeux glauconieux (Albien) et un troisième supérieur argileux rouge bigarré (Cénomanien-Sénonien).

Il faut souligner la position fortement rédressée, presque verticale à la surface, des lignes de charriage des différentes unités tectoniques, ainsi que la tectonique en écailles du flanc intérieur du synclinal marginal de Rarău et aussi l'apparition sporadique du flanc extérieur vertical.

Dans l'unité bucovinienne, au-dessus d'une tectonique plicative préalpine relativement large, se sont superposés les puissants effets des phases d'orogenèse alpine. On considère significatif pour établir l'âge de la structure tectonique en écailles de l'est de la nappe bucovinienne (phase autrichienne) l'entraînement dans cette tectonique des argiles noires hauteriviennes-aptiennes du synclinal marginal de Rarău et aussi le recouvrement transgressif de cette-ci par des dépôts vraconiens-cénomaniens (synclinal Lucina-Măgura).



Cette tectonique en écailles qui caractérise probablement de plus larges zones de l'unité bucovinienne, s'accentue vers le nord au fur et à mesure de la disparition du massif cristallin „de Maramureş”, à passage graduel à une tectonique spécifique des „klippes de Maramureş”, situées devant la zone des klippes piénines.

Les sous-unités de Fundul Moldovei et de Tibău, séparées par un accident tectonique, à position actuelle presque verticale, contiennent chacune des dépôts vraconiens (?)—cénomaniens-turoniens à faciès et à épaisseurs nettement différents, situées dans une immédiate proximité. On considère que les mouvements de la phase savique ont pu généré ces unités parce que dans la sous-unité de Tibău les dépôts éocènes et oligocènes apparaissent plissés ensemble avec les dépôts crétacés.

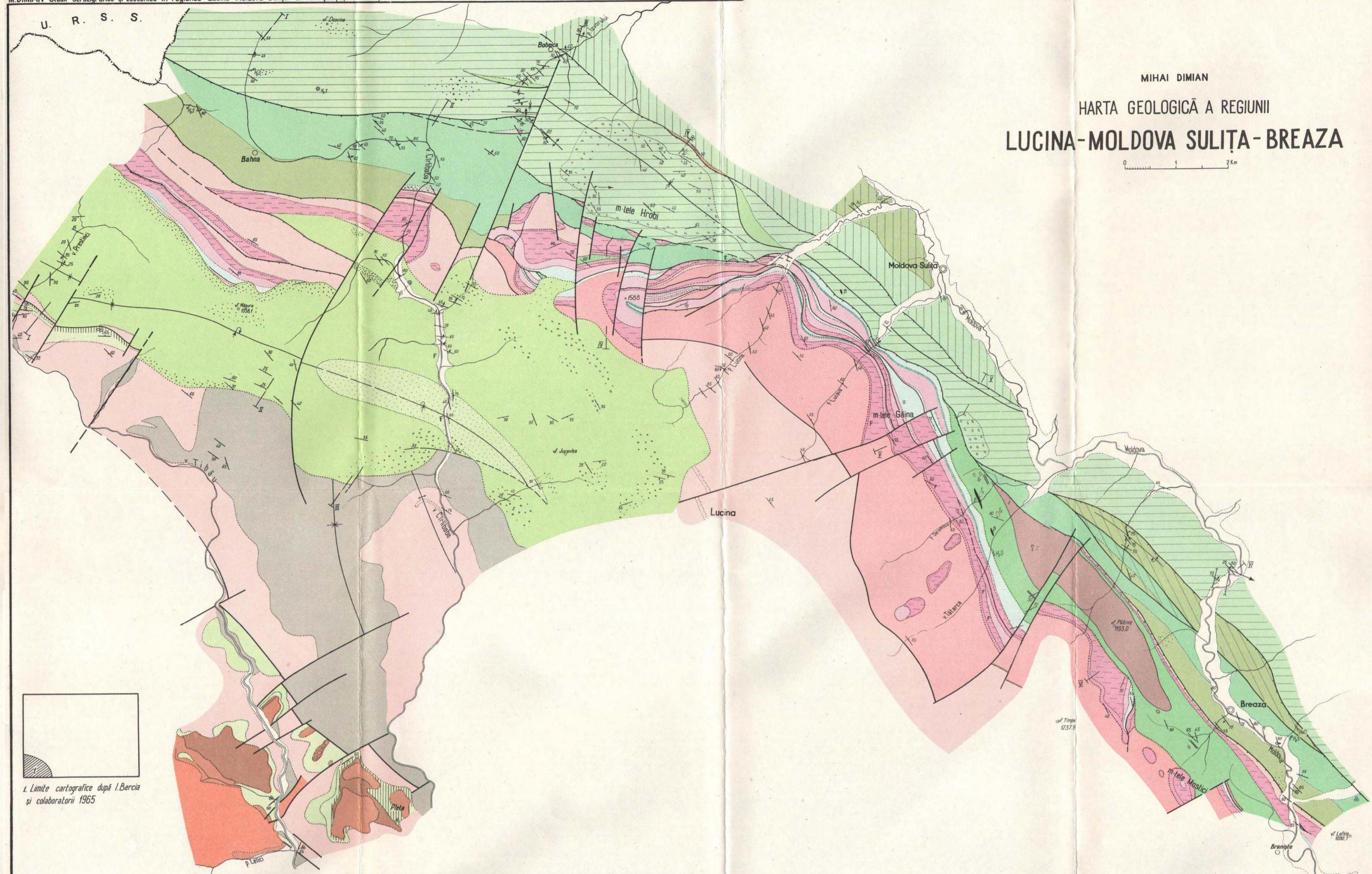
Durant les phases de mouvements saviques ou stiriques tout d'abord se sont formées certaines vergences tectoniques contraires comme par exemple le renversement vers sud-ouest du synclinal de Lucina, éventuellement la reprise et le redressement des lignes de charriage et puis pendant une dernière étape les accidents tectoniques de rupture (décrochements orientés nord-est—sud-ouest).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

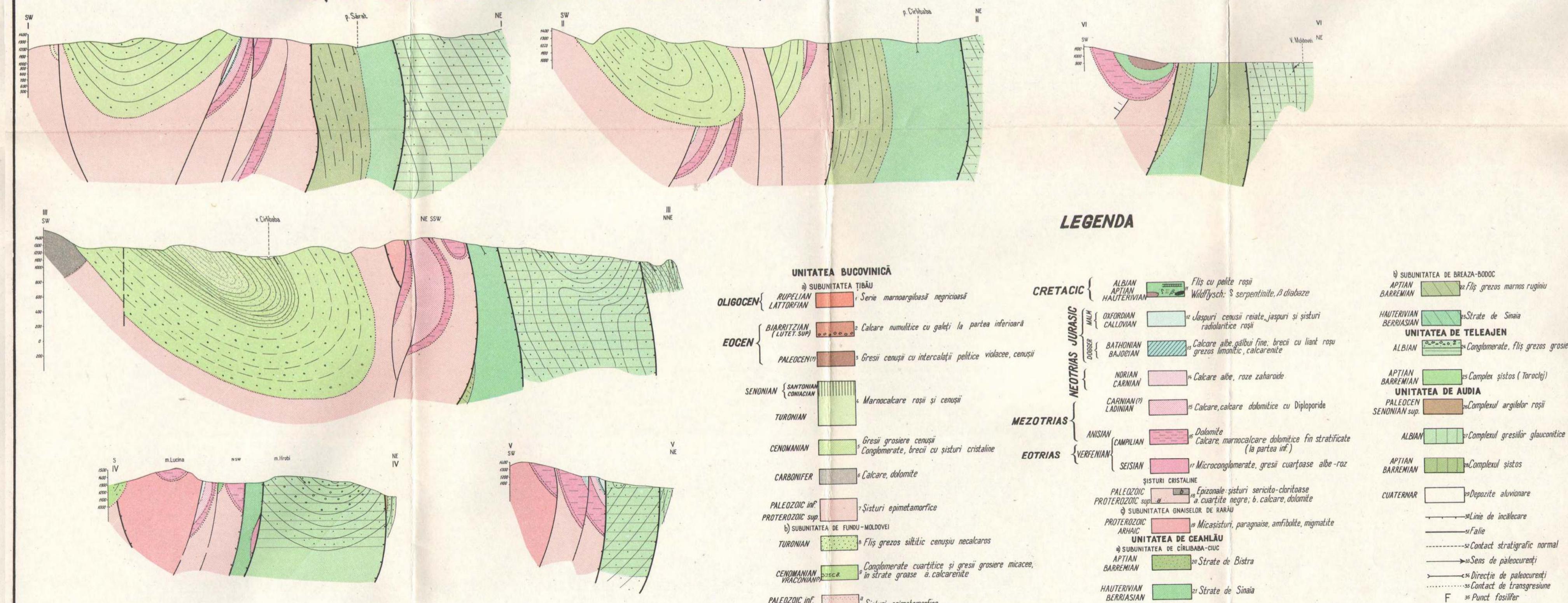
Carte et sections géologiques de la région Lucina—Moldova Sulița—Breaza.

Unité bucovinienne. a) Sous-unité Tibău : 1, Rupélien-Lattorfien : série marno-argileuse noirâtre ; 2, Biaritzien-Lutétien supérieur : calcaires nummulitiques à galets à la partie inférieure ; 3, Paléocène (?) : grès grisâtres à intercalations pélítiques violacées grisâtres ; 4, Santonien-Coniacien-Turonien : marnocalcaires rouges et grisâtres ; 5, Cénomanien : grès grossiers grisâtres, conglomérats, brèches à schistes cristallins ; 6, Carbonifère : calcaires, dolomies ; 7, Paléozoïque inférieur-Protéozoïque supérieur : schistes épimétamorphiques. b) Sous-unité de Fundu Moldovei : 8, Turonien : flysch gréseux siltistique grisâtre non calcaire ; 9, Cénomanien-Vraconien (?) : conglomérats quartzieux et grès grossiers micacés, en couches épaisses, a) calcarénites ; 10, Paléozoïque inférieur-Protéozoïque supérieur : schistes épimétamorphiques : a) quartzites noirs graphiteux rubanés ; 11, Albien-Aptien-Hauterivien : flysch à pélites rouges, Wildflysch : Σ serpentinites, β diabases ; 12, Oxfordien-Callovien : jaspes grisâtres rubanés, jaspes et schistes radiolarites rouges ; 13, Bathonien-Bajocien : calcaires blanc jaunâtre fins, brèches à liant rouge gréseux limonitique, calcarénites ; 14, Norien-Carnien : calcaires blanches, roses, saccharoïdes ; 15, Carnien (?)—Ladinien : calcaires, calcaires dolomitiques à Diploporidae 16, Anisien : dolomies ; 16, Campilien : calcaires, marnocalcaires dolomitiques fin stratifiés (à la partie inférieure) ; 17, Séïsien : microconglomérats, grès quartzés blanc rose ; 18, Paléozoïque-Protérozoïque supérieur : schistes cristallins épizonaux : schistes sériceux-chloriteux a) quartzites noirs, b) calcaires, dolomies ; c) Sous-unité des gneiss de Rarău : 19, Protérozoïque-Archaïque : micaschistes, paragneiss, amphibolites, migmatites ; Unité de Ceahlău a) Sous-unité de Cîrlibaba-Ciuc ; 20, Aptien-Barrémien : couches de Bistra ; 21, Hauterivien-Berriasien : couches de Sinaia. d) Sous-unité de Breaza-Bodoc ; 22, Aptien-Barrémien : flysch gréseux marneux rouille ; 23, Hauterivien-Berriasien : couches de Sinaia. Unité de Teleajen : 24, Albien : conglomérats, flysch gréseux grossier ; 25, Aptien-Barrémien : complexe schisteux (Toroilej). Unité d'Audia : 26, Paléocène-Sénonien supérieur : complexe des argiles rouges ; 27, Albien : complexe des grès glauconitiques ; 28, Aptien-Barrémien : complexe schisteux ; 29, Quaternaire : dépôts alluvionnaires ; 30, ligne de chevauchement ; 31, faille ; 32, contact stratigraphique normal ; 33, sens de paléocourants ; 34, direction de paléocourants ; 35, contact de transgression ; 36, point fossilière ; 37, échantillons de microfaune.





SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REG. LUCINA-MOLDOVA SULIȚA-BREAZA



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FUNDAMENTULUI SEDIMENTAR AL ZONEI ERUPTIVE ÎNTRE VALEA ILBA ȘI VALEA CHIUZBAIA (BAIA-MARE)¹

DE

OSCAR EDELSTEIN, VASILE CHIȚIMUȘ²

Abstract

Contribution to the Knowledge of the Sedimentary Basement between the Ilba and Chuizbaia Valleys (Baia Mare). The basement of the Neogene volcanite flag from the Oaș-Gutin eruptive ridge is built up between Ilba and Chiuzbaia areas of deposits under flysch facies belonging to the Senonian, Danian-Paleocene, Lower Eocene and Oligocene. It is for the first time that the presence of the assemblage with *Nummulites partschi* Ph. de la Harpe, *N. pratti* d' Archiac et Haime, *N. burdigalensis* Ph. de la Harpe, *N. cf. pustulosus* Douvillé, *N. cf. planulatus* Lamarck, *Assilina douvillei* Brad et Fabre, *A. placentula* Deshayes representing the Cuisian is pointed out. The anticlinorium structure of the basement, trending NW-SE with flanks faulted down by a system of fractures, played an important part in the arrangement of alignments of eruptive centres.

Regiunea Baia-Mare, renumită din timpuri străvechi pentru bogăția sa în minereuri auro-argentifere și sulfuri metalice, a fost studiată în detaliu de către numeroși cercetători. Primele lucrări mai însemnate asupra acestei regiuni apar la sfîrșitul secolului trecut și aparțin lui G es e l l și K o c h (1898). În harta publicată în 1898, acești autori au considerat că fundamentalul sedimentar al zonei eruptive este constituit din depozite aparținând Oligocenului. Lucrările apărute ulterior, ale lui S z á l a i (1947), nu au adus nimic nou în această problemă. Remarcabile sănt, în schimb, observațiile prezentate de A t a n a s i u (1945)..

¹ Comunicare în ședință din 16 februarie 1968.

² Întreprinderea de prospecții și laboratoare — Ministerul minelor, B-dul N. Titulescu nr. 85—87, București.



În 1955, Paucă (pe considerente litofaciale) și Iorgulescu (pe baza datelor micropaleontologice) consideră că fundamentul sedimentar este reprezentat prin Eocen în facies de fliș. Gheorghită și Dofoescu (1961) atribuie Eocenului depozitele din valea Romanilor și valea Firiza, iar Polonice (1962) citează depozite eocene la Chiuzbaia. Descriind formațiunile străbătute de forajul I.S.E.M. Săsar de pe valea Borcutului, Heraș (1963) pune problema existenței, sub placa de vulcanite, a unor solzi în formațiunile eocene. Afirmațiile lui Paucă (1961) și Heraș (1963), că vulcanitele neogene repauzează peste o unitate tectonică ridicată au fost confirmate de prospecțiunile gravimetrice efectuate de Fotopolos³.

Efectuate la scară regională, aceste lucrări au trasat cadrul geologic general al regiunii.

Prospecțiunile detaliate pe care le-am efectuat între anii 1962—1967⁴, și lucrările miniere și de foraj executate în regiune în ultimii ani, au confirmat în mare măsură punctele de vedere arătate mai sus și în același timp ne permit să aducem unele completări la datele privind alcătuirea și vîrsta fundamentului sedimentar⁵.

În zona cuprinsă între valea Ilba și valea Chiuzbaia, depozitele fundamentului sedimentar aflorează pe un aliniament orientat aproximativ WNW-ESE, într-o serie de butoniere, astfel :

1. Pe valea Mesteacăñului, în amonte de confluența cu valea Ardeleană, este bine deschis un complex de depozite de tip fliș, constituit din marne cenușii în alternanță cu gresii fine, calcaroase, peste care se găsește un banc de gresii grosiere, microconglomeratice, cu limonitizări, în care sunt remaniate elemente de cristalin.

2. În cursul mediu și inferior al văii Ulmoasa și pe afluenții săi, se poate observa o alternanță ritmică de marne și argile negricioase, gresii muscovitice, fine sau grosiere, mai rar marne argiloase, de culoare vinețiv-roșcată. Ritmurile prezintă fenomenul de granoclasare, caracteristic formațiunilor de fliș.

3. Spre obîrșia văii Usturoiului, aflorează marne cenușii, fine, stratificate, cu intercalații fine de gresii, cu vînișoare de calcit.

4. În deschiderile din escarpamentul drumului care înconjoară lacul de acumulare de la Strimtori-Firiza, aflorează un complex sedimentar constituit preponderent din marne măcace, fine, de culoare cenușie, cu intercalații grezoase și gresii masive, cenușiu-albăstrui, uneori cu aspect curbicortical, marne vineții ce se desfac în plăcuțe subțiri. În marne, pe suprafetele

³ S. Fotopolos. „Caracterizare gravimetrică și magnetometrică a regiunii dintre Seini și Căvinic”. (1965). Comunicată în sesiunea I.P.L.-C.S.G. din aprilie 1965.

⁴ Rezultatele acestor lucrări sunt prezentate în rapoartele geologice anuale (1962, 1963, 1964, 1965 și 1966) ale echipei de prospecționi Baia-Mare. Arhiva I.P.L.

⁵ Prin fundament sedimentar înțelegem succesiunea depozitelor sedimentare pînă la Oligocen inclusiv.

de strat, se observă diverse tipuri de mecanoglife și concrețiuni cu forme bizare. Gresiile au uneori urme de plante incarbonizate, care le apropiie de aspectul pe care îl au formațiunile eocene din valea Leorda-Băiuț.

5. Același complex este bine deschis pe valea Romanilor ca și pe văile Dobrocului și Pilipodilor.

Pe valea Romanilor, flișul suportă gresii microconglomeratice cu limonitizări, aproape identice cu cele care apar pe văile Strîmbului și Paltinului, la Băiuț.

6. La Chiuzbaia, pe valea Măgura și pe interfluviul Jidovia-Chiuzbaia, pot fi examinate marne cenușii, ușor argiloase, muscovitice, slab grezoase, cu intercalații de gresii.

La sud de aliniamentul valea Mesteacănu-lui-valea Chiuzbaia n-am mai identificat fundamentul sedimentar al eruptivului în aflorimente, dar informații despre fundament ne-au fost furnizate de foraje și de lucrări miniere ale căror date le analizăm mai jos de la W spre E.

7. Forajul I.S.E.M.-Săsar de pe valea Borcutului: gresii fine și marno-argile presupuse a fi de vîrstă cretacică și argile slab marnoase, roșu-vineții sau brun-roșii, marne argiloase, cenușii, cu intercalații de gresii cuarțitice și de conglomerate reprezentând Eocenul, au fost traversate de sondă pe o grosime de cca 900 m (intre cotele absolute – 600 și – 1500).

8. Forajul nr. 183, de pe valea Vicleanu Mare, a interceptat la cota absolută – 100, marne negricioase cu stratificație evidentă, cu intercalații de gresii.

9. Forajul nr. 201 „Dealul Crucii” a interceptat marnele rubanate, de culoare verzuie, metamorfozate hidrotermal ale Eocenului, la 825 m (cota absolută – 400).

10. Forajul nr. 152 de pe valea Seicina a atins fundamentul sedimentar, constituit din marne negre și gresii străbătute de vînișoare de calcit la cota absolută + 90.

11. În mina Herja, pe transversalele Matei, Ioachim și pe transversalele nordică și sudică de la orizonturile inferioare, se poate observa flișul paleogen, rubanat, căruia procesele hidrotermale i-au conferit o colorație verzuie.

12. Forajul nr. 20 - Chiuzbaia. Complexul alcătuit din marne cenușii, fine, muscovitice, uneori de culoare violacee, intens diaclazate, cu intercalații de gresii și nivele de conglomerate sub 8 m grosime, în care se observă rar fragmente de șisturi cristaline, a fost interceptat la cota + 100.

În legătură cu vîrsta fundamentului sedimentar al eruptivului, amintim faptul că pe harta, redactată de Koch și Geissel în 1898, sedimentarul din văile Ulmoasa, Romanilor, Chiuzbaia (aval de satul Chiuzbaia), Măgura (amont de Chiuzbaia) și cel care aflorează pe un affluent drept al văii Limpedea-Firiza este atribuit Oligocenului. Pe baza asemănării orizonturilor detritice grosiere cu faciesul de Tarcău din Carpații Orientali și semnalind, la nord de Chiuzbaia prezența fragmentelor de roci care ar indica existența șisturilor disodilice, Paucă (1955) a considerat aparițiile din valea Ulmoasa, valea Romanilor, valea Firiza și afluenții și valea Chiuzbaia ca reprezentând Eocenul în facies de fliș. Iorgulescu (1955) a considerat ca aparținând Eocenului mijlociu-superior, complexul sedimentar din valea Ulmoasa, deoarece el conține o microfaună constituită exclusiv din aglutinante în care predomină genurile *Bathysiphon* și *Rhabdammina*. Același autor consideră că, complexul sedimentar care aflorează în valea Romanilor reprezintă Pale-

cenul, pe baza microfaunei cu aglutinante (*Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Glomospira*, *Placentammina* și *Reophax*), pe care o compară cu cele identificate de Grzybowski, în flișul din Polonia, Galeșner în Caucaz și Cushman în Trinidad. Heraș (1963) atribuie complexul străbătut de forajul din valea Borcutului, Eocenului și Cretacicului, fără a avea dovezi paleontologice.

În urma prospecțiunilor detaliate efectuate începînd din anul 1963 și pe baza datelor furnizate de lucrările de foraj am putut stabili că la alcătuirea fundamentului sedimentar al eruptivului iau parte depozite senoniene, danian-eocen inferioare și oligocene.

Senonianul. A fost identificat în sonda nr. 20 Chiuzbaia, în intervalul 300—500 m, unde este reprezentat prin marne muscovitice violacee, uneori cenușii, foarte fine, diaclazate. Vîrsta senoniană este dată de următoarea asociatie microfaunistică determinată de către V. Teodorescu:

- Hormosina ovulum* (Grzyb.)
- Rzebakina epigona* (Rzeback)
- Ammodiscus incertus* d'Orb.
- Haplophragmoides coalingensis* Cusht. și Hanna
- Gaudryina rudita* Sandidge
- Bathysiphon filiformis* M. Sars
- Plectorecurvoides alternans* Nott
- Dendrophrya robusta* (Brzab.)
- Lituotuba lata* (Grzyb.)
- Globotruncana linnaeanna* (d'Orb.)
- Trochamminoides proteus* (Karrer)

Danian-Paleocenul și Eocenul inferior. În zona cătunului Ulmoasa (Băița) am identificat pe valea Ciociului, mic affluent stîng al văii Ulmoasa, într-un nivel de gresii grosiere, constituie preponderent din fragmente angulare de cuarț alb și subordonat din muscovit, turmalină și clorit o bogată asociatie de numuli și asilini între care G. Bombită⁶ a determinat:

- Nummulites partschi* Ph. de la Harpe
- Nummulites pratti* d'Archiac et Haime
- Nummulites burdigalensis* Ph. de la Harpe

⁶ G. Bombită. Raport asupra lucrărilor de prospecțuni complexe-geologice, geofizice și geochemice și de foraje regionale executate în regiunea minieră Baia-Mare, Firiza și Mogoșa SW. 1965, Arh. I.P.L., București.

Nummulites cf. pustulosus Douville
Nummulites cf. planulatus Lamarck
Assilina douvillei Abrard et Fabre
Assilina placentula Deshayes

Această asociație este caracteristică Cuisianului (Ypressian superior). Prezența în același complex, în facies de fliș (valea Ulmoasă, valea Usturoiului, valea Romanilor) a foraminiferelor aglutinante:

Dendrophrya robusta (Grzyb.)
Saccammina placenta (Grzyb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Nodellum velascoense (Cushman)
Rzehakina epigona Rzech.
Rzehakina fississtromata (Grzyb.)
Plectorecurvoides alternans Noth
Bathysiphon filiformis M. Sars
Rhabdammina abyssorum M. Sars

indică vîrstă sa comprehensivă danian-eocen inferioară.

Atribuim aceeași vîrstă :

a) Depozitelor din cursul superior al văii Chiuzbaia caracterizate printr-o asociație micropaleontologică cu :

Bathysiphon filiformis M. Sars
Ammodiscus incertus d'Orb.
Gaudryina rudita Sandige
Alveolophragmium scitulum (Bradley)
Glomospira charoides (Parker & Jones)
 var. *corona* Cush. & Jarvis
Dorothia bulleta (Carsley)

b) Flișului străbătut de forajul 183 (între 600—650 m) din pelitele căruia F. Docănescu⁷ a determinat o bogată microfaună cu :

Ammobaculites humboldti (Reuss)
Ammodiscus incertus d'Orb.
Hyperammina elongata Bradley
Rhabdammina abyssorum Sars
Glomospira charoides Parker et Jones
Thurammina papillata Bradley

⁷ F. Docănescu. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni complexe-geologice, geofizice și geochemice și de foraje regionale executate în regiunea minieră Baia-Mare, perimetru Băiuț, 1966, Arh. I.P.L., București.

Trochamminoides proteus (Karrer)
Haplophragmoides emaciatus (Bradby)
Spiroplectammina spectabilis Grzyb.
Trochammina intermedia Rzh.
Reophax subnodosus Grzyb.
Haplophragmium agglutinans d'Orb.
Hyperammina nodata Grzyb.
Rhabdammina linearis Bradby
Spiroplectammina deflexa Grzyb.
Haplophragmoides subglobosus (Sars)
Hyperammina dilatata Grzyb.

c) Depozitelor din sonda nr. 20 Chiuzbaia care conțin o microfaună aproape identică cu cea descrisă mai sus.

Atât din punct de vedere litologic cât și faunistic, complexul se poate paraleliza cu flișul de Tocila-Secul, descris de Bombită (1966) la Băiuț.

Oligocenul. Îi atribuim pachetul de gresii grosiere, microconglomeratice de pe văile Mesteacănu lui și Romanilor. Gresiile limonitice de pe valea Romanilor conțin : *Nummulites ex gr. perforatus* (Montfort), *Nummulites fabianii* Prever, *Assilina exponens* Sow. Semnificația acestei asociații este Eocen mediu-superior, dar întrucât fauna nu este „in situ” este justificată atribuirea acestor depozite, ca și a celor de pe văile Palatinului și Strîmbului, de la Băiuț, Oligocenului ingresiv.

Precizările făcute asupra vîrstei și datele noi obținute din lucrările de foraj aduc completări cu privire la cunoașterea fundamentului sedimentar al eruptivului.

Aparițiile de depozite danian-paleogene din văile : Mesteacănu lui, Ulmoasa, Romanilor, Pilipodilor și de la Chiuzbaia se înscriu pe un aliniament intern, orientat WNW-ESE și paralel cu direcția structurilor carpatici, aliniament ce marchează o unitate tectonică ridicată atât față de bazinul Sighetului, în nord, cât și față de cel al Băii-Mari, în sud.

Această unitate este marcată în cîmpul gravitației ca un efect de maxim gravimetric, cu caracter regional în cadrul căruia se individualizează : o zonă de pronunțat maxim, avînd o intensitate de peste 2 mg/l în perimetru Chiuzbaia, cu o dezvoltare aproape izometrică a izolinilor ; o alta, cu o dezvoltare apreciabilă în suprafață, ce se suprapune aparițiilor de Danian-Oligocen din valea Romanilor ; și două maxime gravimetrice pe valea Ulmoasa.



Această structură, care are atrbutele unui anticlinoriu, este compartmentată atât direcțional cît și transversal.

Coborîrea spre sud se face printr-un sistem de falii aproximativ paralele cu axul crestei, dintre care trei sînt mai importante: f a l i a I—I', orientată aproximativ E-W, paralelă cu valea Ulmoasa, trece pe la nord de vîrful Tufelor și coboară compartimentul sudic cu circa 300 m; f a l i a II—II', orientată tot E-W, care taie valea Băișei (în amonte de confluența cu valea Roșie) și valea Vicleanu Mare (în aval de confluența cu valea Corbului) și marchează contactul anormal al dacitului de Ulmoasa cu andezitul cuartifer de Piscuiatu din compartimentul sudic, coborît cu cca 200 m; f a l i a III—III' cu aceeași orientare generală coboară de asemenea compartimentul sudic.

Axial, anticlinalul prezintă un domeniu coborît în zona aflată la nord de Dealul Crucii. Acest compartiment este limitat la vest de falia Usturoiului, iar la est de falia majoră a Firizei.

Acste două sisteme de fractură, unul mai vechi de tip carpatic, cu orientări NW-SE, mai profund, și un al doilea cu orientări NE-SW au controlat în bună măsură evoluția vulcanică a regiunii în Neogen.

Studiind dispoziția curgerilor de lavă și a zonelor lor de înrădăcinare este sesizabilă o dispoziție a lor pe aliniamente orientate aproximativ NW-SE, dovdă că fracturile cu această orientare au servit drept cale de acces pentru magmele aflate probabil într-un bazin intracrustal localizat pe o fractură de fondament, la nivelul suprafetei Conrad (S o c o l e s c u et al., 1963).

Fracturile au fost reluate ulterior și ele au facilitat circulația soluțiilor hidrotermale, preponderent aurifere, pe direcția NE-SW și cu caracter complex pe direcția WNW-ESE.

Observațiile privind raporturile de vîrstă ale sistemelor de fracturi sunt utile ca indici de prospectare.

Extinderea însemnată a anomaliei de maxim gravimetric regional și intensitatea mare a gradientului orizontal confirmă existența unei structuri pozitive a fundamentului.

Deplasarea axului anomaliei gravimetric regionale față de aliniamentul aflorimentelor de depozite danian-eocen inferioare, ca și — așa cum presupune F o t o p o l o s ⁸ — excesul de masă care determină amplitudinea mare a anomaliei regionale, sunt generate probabil de existența unui bazin batolitic.

⁸ Op. cit. pct. 3.

Concluzii

La alcătuirea fundamentului sedimentar al zonei eruptive cuprinse între valea Ilbei și valea Chiuzbaia iau parte formațiuni senoniene, danian-ecocen inferioare și oligocene.

Corelarea aflorimentelor și a punctelor de interceptie în foraje a fundamentului sedimentar, pune în evidență structura sa de anticlinoriu orientat WNW-ESE, paralel cu structura carpatică, cu flancurile coborîte în trepte printr-un sistem de fracturi.

Sistemul de fracturi WNW-ESE a controlat dispoziția centrelor de erupție.

BIBLIOGRAFIE

- Bombiță G. (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț-Poiana Botizii. *D. S. Com. Stat. Geol.* LII/1, București.
- Gheorghită I., Dofescu Margareta (1961) Cercetări geologice în regiunea Firiza-Izvoare-Crăcești. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958–1959), București.
- Gherasi N. (1963) Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen în regiunea Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* L, București.
- Giușcă D. (1958) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Asoc. Geol. Carpato-balcanica*, Kiev.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghită I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul excursiilor A. Baia Mare. *Asoc. Geol. Carpato-balcanică*, Congr. V, București.
- Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951–1952), București.
- Koch A., Geselli A. (1898) Gegend von Nagybánya. *Erläuterung zur geologischen Spezialkarte*, Budapest.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1952–1953), București.
- Paucă M. (1961) Raionarea geologică a depresiunii Lăpușului. *Asoc. Geol. Carpato-balc.*, Congr. V, București.
- Paucă M. (1964) Probleme geologice în bazinul Băii Mari. *D. S. Com. Geol.* XLIX/I, București.
- Polonic Gabriela, Polonic P. (1962) Contribuții la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959–1960), București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Socolescu M., Popovici D., Visarion M. (1963) Suprafața Mohorovicic în Carpații Orientali și bazinul Transilvaniei rezultată din datele gravimetrice. *St. și cerc. de geofiz.* 1, I, București.
- Szalai T. (1947) Geology of the Northeastern Carpathians. *A magyar állami földtani intézet. Evkörnye.* XXXVIII, Budapest.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU SOUBASSEMENT SÉDIMENTAIRE DE LA ZONE ÉRUPTIVE COMPRISE ENTRE LA VALLÉE ILBA ET LA VALLÉE CHIUZBAIA (BAIA-MARE)

(Résumé)

Le volcanisme néogène, largement développé dans la chaîne éruptive Oaș-Gutii, a couvert la plupart des formations antémiocènes qui, entre les vallées de Ilba et de Chiuzbaia, affleurent aujourd'hui seulement dans quelques boutonnières, dans les vallées : Mesteacăñului, Romanilor, Firiza et Chiuzbaia. L'étude minutieuse de ces affleurements et les résultats des travaux miniers et des forages ont permis aux auteurs de démontrer qu'à la formation du soubassement sédimentaire ont pris part :

Le Sénonien, représenté par des marnes muscovitiques, violacées ou grises à *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Rzeħakina epigona* (Rzehak.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Dendrophrya velascoense* (Cushman.), *Plectorecurvooides alternans* Noth.

Le Danien-Paléocène et l'Eocène inférieur comprenant des dépôts en faciès de flysch à *Dendrophrya robusta* (Grzyb.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Rhabdammina abyssorum* M. Saras, représentant le Danien-Paléocène et des dépôts à *Nummulites partschi* Ph. de la Harpe, *Nummulites pratti* d'Archiac et Haime, *Nummulites burdigalensis* Ph. de la Harpe, *Nummulites cf. pustulosus* Douvillé, *Nummulites cf. planulatus* Lamarek, *Assilina douvillei* Abrard et Fabre, *Assilina placentula* Deshayes (association caractéristique au Cuisien).

L'Oligocène, représenté par des grès limonitiques à une association remaniée comprenant : *Nummulites ex gr. perforatus* (Montfort), *Nummulites fabianii* Preveer, *Assilina exponensa* Sow.

La corrélation des affleurements et des points d'interception dans des forages du soubassement sédimentaire met en évidence sa structure d'anticlinorium, à soulèvement et affaissements axiaux, orienté NW-SE. Ses flancs descendant en échelons par un système de fractures, orienté WNW-ESE, qui a déterminé la disposition des centres d'éruptions.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Esquisse tectonique de la zone qui s'étend entre la vallée de l'Ilba et la vallée de Chiuzbaia.

1, zones d'affleurement des dépôts paléogènes ; 2, zones d'enracinement andésitique ; 3, faille majeure ; 4, filons ; 5, anomalies régionales de maximum gravimétrique ; 6, anomalies locales de maximum gravimétrique ; 7, anomalies locales de minimum gravimétrique ; 8, axe de l'anomalie de maximum gravimétrique ; 9, axe de l'anomalie de minimum gravimétrique ; 10, forage.

Planche III

Fig. 1. — Coupe géologique imaginaire entre la vallée Roșie et la vallée Firiza.

1, Pliocène : a, andésite pyroxénique de Igniș ; b, andésite amphibolique de Breze ; c, andésite quartzifère de Ulmu ; d, andésite pyroxénique à amphiboles sporadiques de Jereapān, agglomérats ; 2, Pannonien : a, andésite quartzifère de Piscuiatu ; b, dacite de Ulmoasa ; c, marnes grises, grès, tufs ; 3, Sarmatien : a, andésite de Sindileu ; b, andésite pyroxénique de Seini ; c, conglomérats, grès, marnes, tufs ; 4, Tortonien : a, roches acides, pyroclastites ; b, marnes, tufs, grès calcaires ; 5, Danien-Éocène inférieur : flysch ; 6, Sénonien : marnes briques

Fig. 2. — Coupe géologique imaginaire entre la crête Igniș et la vallée Săsarul à travers la sonde nr. 20.

Fig. 3. — Coupe géologique imaginaire entre la vallée Băița et la vallée Chiuzbaia.



PLANŞA I



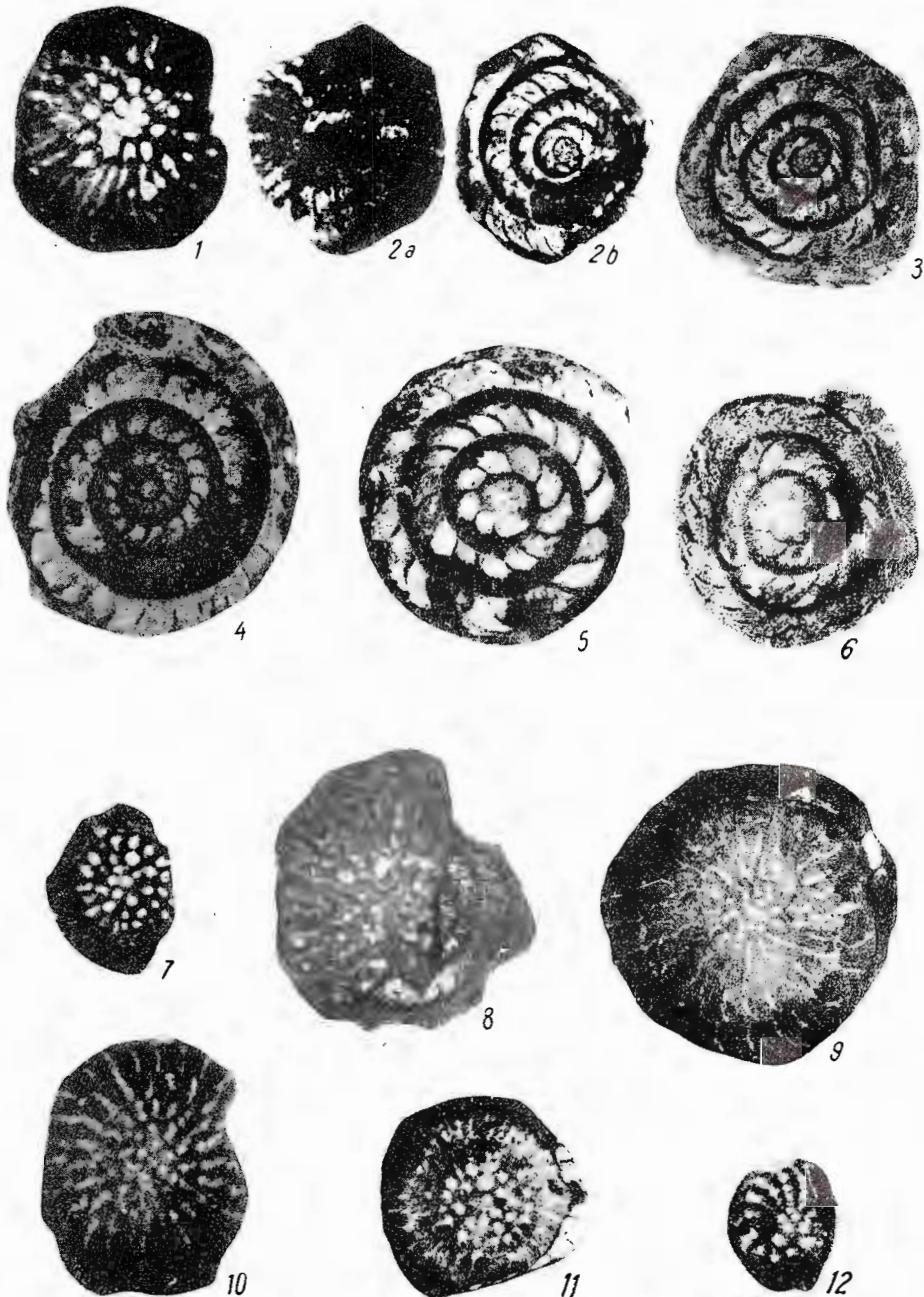
Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — *Nummulites burdigalensis* De la Harpe, formă A, secțiune ecuatorială. $\times 10$.
Nummulites burdigalensis De la Harpe, forme A, section équatoriale. $\times 10$.
- Fig. 2. — *Nummulites partschi* De la Harpe, formă A : a—suprafața cochiliei, b—secțiune ecuatorială. $\times 10$.
Nummulites partschi De la Harpe, forme A : a — surface de la coquille, b — section équatoriale. $\times 10$.
- Fig. 3. — *Nummulites partschi* De la Harpe, formă A, secțiune ecuatorială. $\times 10$.
Nummulites partschi De la Harpe, forme A, section équatoriale. $\times 10$.
- Fig. 4. — *Nummulites* sp., ex. gr. *planulatus*, forma A, secțiune ecuatorială. $\times 16$.
Nummulites sp., ex gr. *planulatus*, forme A, section équatoriale. $\times 16$.
- Fig. 5. — *Nummulites* cf. *partschi* De la Harpe, forma A, secțiune ecuatorială. $\times 16$.
Nummulites cf. *partschi* De la Harpe, forme A, section équatoriale. $\times 16$.
- Fig. 6. — *Nummulites distans* Deshayes, forma A, secțiune ecuatorială. $\times 10$.
Nummulites distans Deshayes, forme A, section équatoriale. $\times 10$.
- Fig. 7. — *Assilina placentula* Deshayes, formă A, suprafața cochiliei. $\times 6,5$.
Assilina placentula Deshayes, forme A, surface de la coquille. $\times 6,5$.
- Fig. 8, 9, 10. — *Assilina douvillei* Abraad & Fabre, forme A, diverse varietăți, suprafața cochiliei. $\times 6,5$.
Assilina douvilléi Abraad & Fabre, formes A, différentes variétés, surface de la coquille. $\times 6,5$.
- Fig. 11. — *Assilina* sp., formă de trecere *Ass. douvilléi-Ass. reicheli*, suprafața cochiliei. $\times 6,5$.
Assilina sp., forme de passage entre *Ass. douvilléi-Ass. reicheli*, surface de la coquille. $\times 6,5$.
- Fig. 12. — *Operculina* aff. *parva* Douvillé, formă A, suprafața cochiliei. $\times 6,5$.
Operculina aff. *parva* Douvillé, forme A, surface de la coquille. $\times 6,5$.

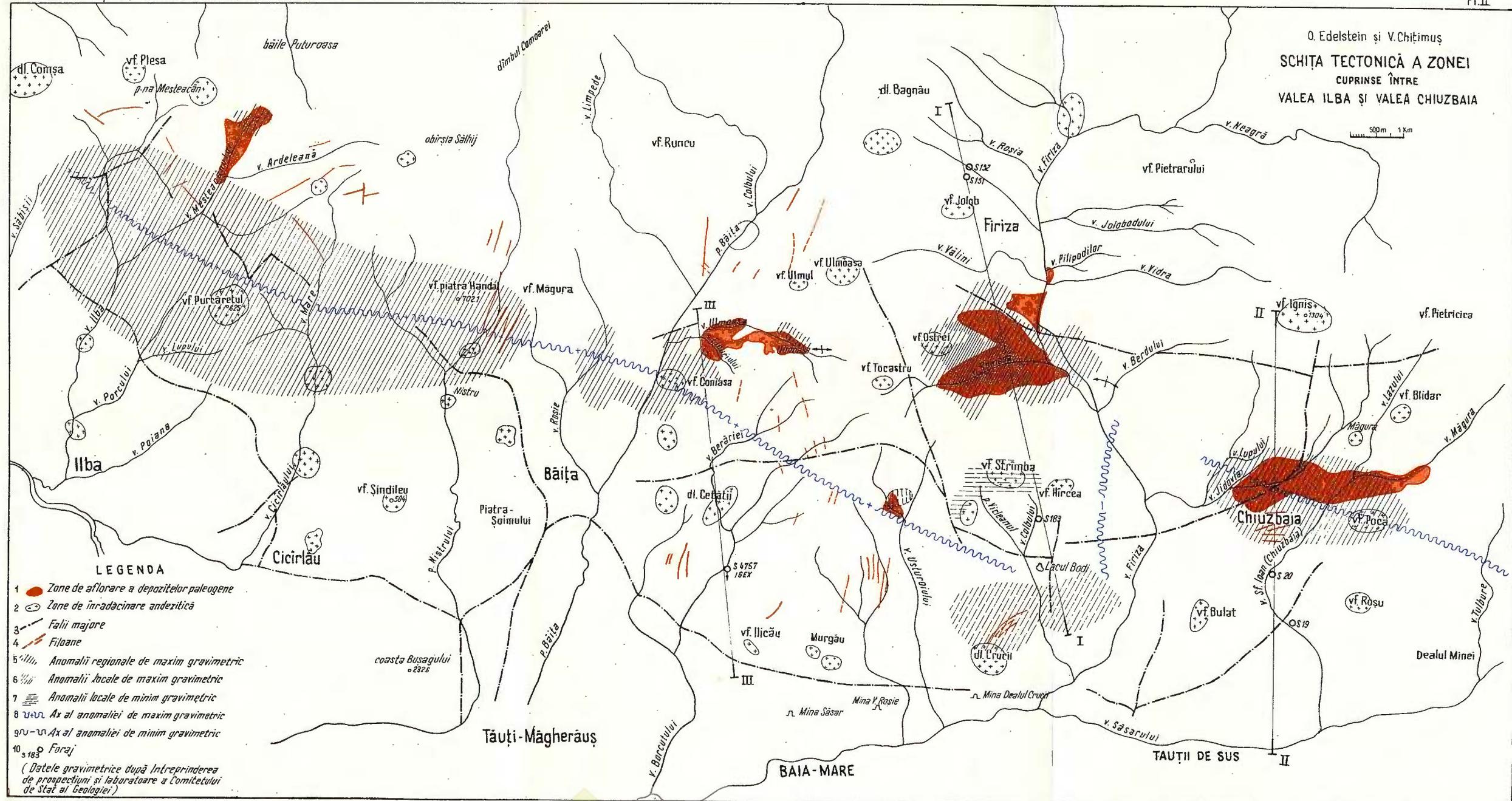


O. EDELSTEIN, V. CHIȚIMUŞ. Fundamentul sedimentar între V. Ilba
și V. Chiuzbaia. Pl. I.

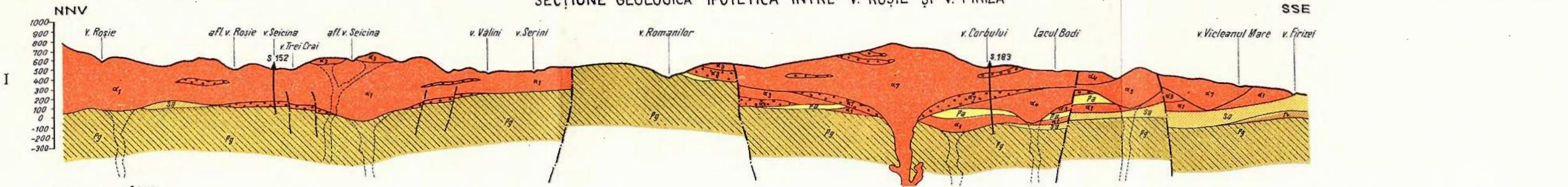


Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/5.

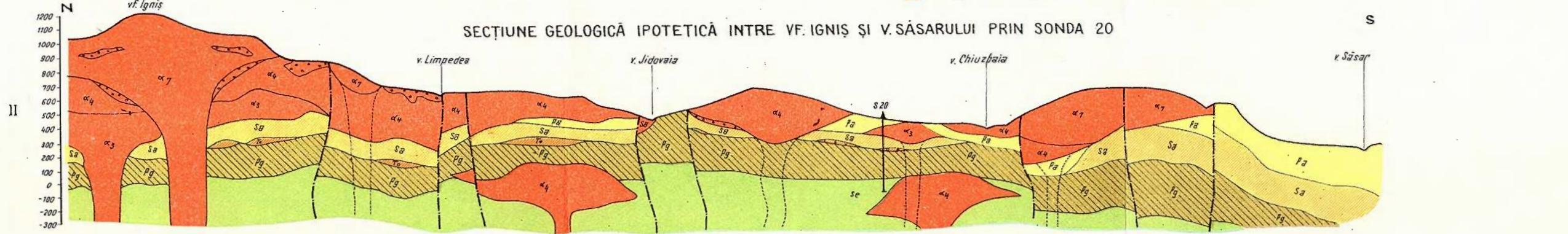
O. Edelstein și V. Chițimüş
**SCHIȚA TECTONICĂ A ZONEI
CUPRINSE ÎNTRE
VALEA ILBA ȘI VALEA CHIUZBIA**



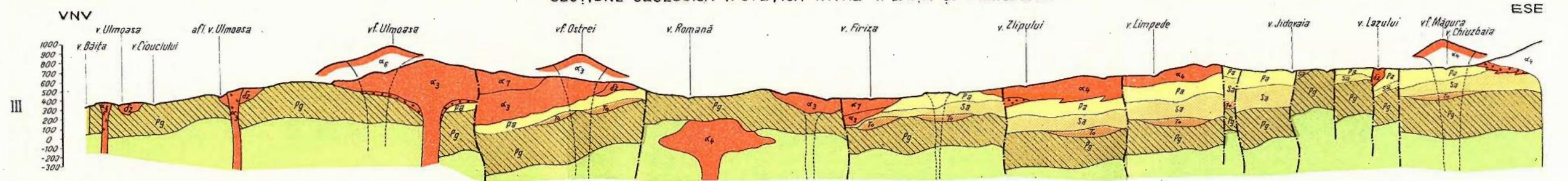
SECȚIUNE GEOLOGICĂ IPOTETICĂ INTRE V. ROȘIE ȘI V. FIRIZA



SECȚIUNE GEOLOGICĂ IPOTETICĂ INTRE VF. IGNİŞ ȘI V. SĂSARULUI PRIN SONDA 20



SECȚIUNE GEOLOGICĂ IPOTETICĂ INTRE V. BĂIȚA ȘI V. CHIUZBAIA



LEGENDA

PLIOCEN	1	Andezit piroxenic de Igniş α ₇ (a)
	2	Andezit amfibolic de Breze α ₆ (b)
PANNONIAN	3	Andezit cuartifer de Ulmu α ₅ (c)
	4	Andezit piroxenic cu amfiboli sporadici de Jereapă α ₄ -aglomerate (d)
TORTONIAN	5	Andezit cu piroxeni și amfiboli de Piscuitu α ₃ (e)
	6	Dacit de Ulmoasa d ₂ (f)
SARMATIAN	7	Marne cenușii; gresii, tufuri (c)
	8	Roce acide, piroclastite (g)
DANIAN	9	Conglomerate, gresii, marni, tufuri (c)
	10	Marne, tufuri, gresii calcaroase (h)
EOCEN INF.	11	Fliș
	12	Marne cărămizii
SENONIAN	13	
	14	

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

GEOLOGIA PĂRȚII DE NORD A DEPRESIUNII PANNO-NICE (SECTORUL ORADEA—SATU-MARE)¹

DE

DUMITRU ISTOCESCU², GHEORGHE IONESCU³

Abstract

Geology of the Northern Part of the Pannonian Depression (Oradea-Satu Mare Area). On the basis of data yielded by geophysical and drill works, the authors present the northwestern part of Romania both stratigraphically and tectonically. In this zone a crystalline basement built up in the south by granitic rocks overlain by retromorphosed Mesozoic rocks (Triassic, Jurassic, Cretaceous), which are in turn sporadically covered by Permo-Triassic formations, may be distinguished. A strongly marked trough whose filling is made up of Cretaceous and Paleogene deposits under a flysch facies is to be noticed. This trench is limited westwards by an overthrust line and eastwards by a series of fractures showing gradual compartmentation. The trough trending NE-SW is developed over a large area being separated in compartments by transversal fractures trending NW-SE.

Depresiunea pannonică este una din unitățile geologice foarte puțin cunoscute ale teritoriului României, deși în țările vecine studiul acestei unități este destul de avansat, fapt care ar trebui să îndemne la meditație pe toți geologii români.

Acumularea a numeroase date geofizice și de foraj din ultimii ani face posibilă ridicarea unui colț al vălului necunoașterii acestei zone și ne permite trasarea unor jaloane privind alcătuirea geologică a depresiunii pannonice de pe teritoriul României.

¹ Comunicare în ședință din 29 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecțiiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

³ Întreprinderea geologică de explorări, Bdul N. Bălcescu nr. 1, București.



Depresiunea pannonică, situată pe zona dintre Alpi și Carpați, a început să se formeze în Senonian prin prăbușirea unor importante compartimente care făceau legătura între Alpi, Carpați și Dinaride. Din Senonian pînă în Cuaternar se poate urmări o evoluție continuă a acestei unități, de la cuvete mici de sedimentare, la un bazin întins în care s-au instalat faciesuri de fliș și sedimene molasice, care au dus la colmatarea bazinului. În decursul acestei evoluții (Cretacic-Cuaternar), diferențele sectoare ale depresiunii pannonice nu s-au comportat unitar: astfel în timp ce pe unele zone avea loc sedimentarea unor formațiuni de fliș, alte zone rămîneau exondate sau foarte puțin scufundate; unele secțoare au funcționat ca zone rigide, iar altele ca zone de cutare, etc.

Din punct de vedere al alcăturirii geologice în cadrul depresiunii pannonice se poate vorbi de un fundament anterior Senonianului și de depozitele post-tectonice (Senonian-Cuaternar), care formează umplutura depresiunii.

Fundamentul depresiunii pannonice

După răspîndirea, structura și alcătuirea formațiunilor cristalino-mezozoice din regiunea de care ne ocupăm se diferențiază două sectoare: sectorul Satu-Mare și sectorul Oradea care diferă atât prin particularitățile structurale cât și prin natura formațiunilor care le alcătuiesc.

Limita dintre cele două sectoare corespunde cu falia Plopișului, situată aproximativ pe aliniamentul localităților Biharea, Cetariu-Țigănești de Criș.

S e c t o r u l S a t u - M a r e

În cadrul acestei regiuni, peste șisturile cristaline se dispun formațiuni permiene și triasice.

Șisturile cristaline

În forajele de la Carei, Otomani, Pișcolț, Ciocaia, Biharea, Mihai Bravu și Tăuteu, au fost întîlnite șisturi cristaline reprezentate prin formațiuni mezozonale care uneori prezintă fenomene de retromorfism. Din punct de vedere petrografic, acestea sunt constituite din gnaise miocene noduloase, uneori cloritizate, paragnaise cu muscovit, micașisturi

cuarțitice cu biotitul puternic cloritizat, micașisturi cuarțitice cu biotit, paragnaise cu biotit și calcare cristaline; rocile întâlnite în foraje sunt întrumul asemănătoare cu formațiunile cristaline care apar în zonele de ramă din munții Plopiș, Făget și Preluca. (Studiul secțiunilor subțiri aparținând geologului řt. Cîmpeniu).

Permianul

Pe marginea vestică a munților Mezeș și în munții Preluca, în formațiunile mai noi au fost întâlnite blocuri de porfire și conglomerate roșii care au fost atribuite Permianului (Paucă 1964). Deși în foraje nu au fost întâlnite astfel de formațiuni, considerăm că în anumite compartimente scufundate formațiunile permiene au putut rămâne neîndepărta de eroziune.

Triasicul

Formațiunile triasice se cunosc la zi pe marginea vestică a munților Mezeș și la nord de Șimleul Silvaniei; de asemenea în cadrul depozitelor mai noi apar intercalări de conglomerate ale căror elemente sunt constituite în proporții variabile din roci triasice (conglomerate și gresii cuarțitice, calcare și dolomite).

În forajul de la Ciocaia, sub șisturile cristaline reprezentate prin gnaisse biotitice au fost întâlnite cuarțite albe blastopsefitice, care după aspectul macroscopic sunt întrumul asemănătoare cu rocile cuarțitice triasice slab metamorfozate, prinse sub planul de încălcare al flancului nordic al munților Hăgiș. Gradul de metamorfism al acestui cuarțit este puțin avansat, corespunzînd unui metamorfism incipient, în care natura sedimentară a roci este ușor de recunoscut. Chiar dacă vîrsta acestor cuarțite nu este triasică, acestea sunt în orice caz mai noi decît șisturile cristaline mezozonale pe care le suportă tectonic.

Sectorul Oradea

În cadrul acestui sector formațiunile care alcătuiesc fundamentul aparțin faciesului de Bihor-Pădurea Craiului, în care s-au diferențiat: șisturi cristaline și depozite mezozoice cuprinzînd Triasicul, Jurasicul și Cretacicul.

Sisturile cristaline

Formațiunile cristaline ale acestei zone au fost întâlnite numai în sondele de la Borș, fiind reprezentate prin gnais, micașisturi și roci granitice sinorogene. Apariția rocilor granitice în sectorul Oradea este un fapt cu totul deosebit, plasând în spațiu la nivelul șisturilor cristaline acest sector ca un compartiment foarte ridicat în comparație cu sectorul Satu-Mare, care apare ca un compartiment coborât, în care se cunosc manifestări ale magmatismului sinorogen (granitoide) însă nu se cunosc magmatitele care l-au generat.

Triasicul

Depozitele triasice apar pe rama sudică a munților Plopiș și în Pădurea Craiului cuprinsă în Werfenianul, Anisianul și Ladinianul.

Werfenianul. Cele două subetaje (Seisian și Campilian) apar atât la suprafață cât și în foraje.

Seisianul. Are o grosime de 150—200 m și este constituit în bază dintr-un complex de conglomerate cuarțitice, care spre partea superioară trec la gresii cuarțitice albe sau gălbui, în plăci; ultimul termen al Seisianului este reprezentat printr-o alternanță de gresii cuarțitice, gresii miciace roșii sau verzui, șisturi argiloase roșii sau verzi și dolomite șistoase, caracterizate palinologic prin asociația: *Vittatina saccifer* J a n s., *Cycadopites hartii* J a n s., *Cycadopites* sp., *Apiculatisporites pilosus* E r., *Punctatisporites marattoides* S i n g h., *Striatites* sp. *Pityosporites* sp. — asociație determinată de *A d i n a V i s a r i o n*.

În foraje, depozitele seisiene au fost întâlnite la Oradea, Toboliu și Borș, fiind reprezentate prin gresii cuarțitice, microconglomerate, șisturi argiloase roșii sau verzi și formațiuni gipsifere. Șisturile argiloase roșii sau verzi asociate cu gipsuri și anhidrite apar numai în forajul de la Toboliu, reprezentând un facies cu totul diferit față de depozitele cunoscute la suprafață.

Campilian-Anisianul. Cuprinde 3 orizonturi și apare atât pe rama depresiunii pannonice, cât și în foraje; aceste orizonturi sint:

1. *Orizontul inferior* cu o grosime variabilă (50—150 m) este constituit în bază dintr-o alternanță de șisturi argiloase roșii și dolomite, care spre partea superioară trec la dolomite masive, cenușii albicioase,



uneori cu un aspect brecios ; acest orizont a fost identificat în sondele de la Oradea, Toboliu și Borsă ;

2. *Orizontul mediu* cu o grosime destul de variabilă (20—250 m) este constituit din calcare negre, uneori cenușii, stratificate în bancuri centimetrice sau decimetrice cu intercalații marnoase cenușii sau gălbui roșcate, care dau fețelor de stratificație un aspect nodulos sau vermiculat ; uneori calcarele sănătate detritice sau marnoase, conținând asociația de *Myophoria costata* Zenk și *Gervilleia (Hoernesia) socialis* Schloeth⁴, care indică partea superioară a Werfenianului ; în foraje acest orizont a fost întâlnit la Oradea, Toboliu și Sintandrei fiind reprezentat prin calcare negre microgranulare, calcare detritice negricioase și sisturi marnoase negre.

3. *Orizontul superior* cu o grosime de 10—15 m a fost întâlnit numai în lucrările de cartare, fiind constituit dintr-o alternanță de marno-argile și sistoase negre cu calcare spatic organogene cu o asociație de *Encrinus liliiformis* Lam., *Cidaris wismani* Roem., *Coenothyris vulgaris* Schloeth., *Aulacothyris incurvata* Bitt., *Myophoria elegans* Dunk., *Cuspidaria siliqua* Bitt., *Cassianella* sp., *Chlamys* sp., *Entholium* sp., *Daonella* sp., *Ceratites* sp. și resturi de vertebrate care indică vîrstă anisian-superioară.

Ladinianul. Acest etaj cuprinzind 2 orizonturi a fost separat atât în lucrările de cartare cât și în foraje :

1. *Orizontul inferior*, cu o grosime inconstantă, uneori putând lipsi este constituit dintr-o alternanță de dolomite cenușii și calcare dolomitice cavernoase de culoare cenușie, uneori albicioasă, stratificate ; acest orizont a fost întâlnit la Oradea și Toboliu ;

2. *Orizontul superior*, alcătuit din calcare albe cu tentă roz, recristalizate, masive, uneori brecioase conține o asociație de *Diplopora*, *Teutoporella*, *Cidaris roemerii* Wissm. și *Myophoria* sp., de vîrstă ladiniană.

În zona cea mai vestică de apariție a depozitelor triasice de pe marginea sudică a munților Plopiș, la Lugaș, peste calcarele ladiniene se dispun sisturi marno-argiloase, cenușii negricioase, foioase, cu rare impresiuni de *Estheria*.

În sonda de la Oradea calcarele albe marmoreene apar intercalate într-o serie marno-argiloasă alcătuită din sisturi negricioase cu diaclaze umplute cu calcit ; în forajul de la Toboliu, acestui orizont al calcarelor

⁴ D. Istoceșcu, Felicia Istoceșcu. Revizuire și sinteză pentru hidrocarburi în bazinul pannonic. 1966. Arh. Com. Stat. Geol., București.

albe îi corespund argilite compacte roșii cu pete vineții și cu intercalății de gipsuri albe sau verzui.

Prin faciesul pe care îl prezintă Triasicul la suprafață și în foraje, acesta se asemănă mai mult cu faciesul de tip german. Este de menționat că ciclul triasic se încheie în această zonă fie prin instalarea unui facies lagunar, fie printr-o exondare la sfîrșitul Ladinianului, ca urmare a manifestărilor diastrofismului paleocimerian (faza Labinică).

Jurasicul

În cadrul Jurasicului unității de Bihor-Pădurea Craiului au fost separate o serie de orizonturi, stabilindu-se și valoarea lor stratigrafică (Bleahu 1957, Patrulius 1955) : orizontul gresiilor cuarțitice (Hettangian-Sinemurian), orizontul calcarelor cu *Gryphaea* (Pliensbachian), orizontul stratelor cu cherturi (Domerian), orizontul marnelor cu *Grammoceras* (Toarcian), orizontul de calcare spatică și oolite feruginioase (Dogger-Callovian), orizontul calcarelor cu accidente silicioase (Callovian-Oxfordian mediu) și orizontul calcarelor masive (Oxfordian-Tithonic).

În foraje s-au putut identifica dintre acestea, următoarele orizonturi :

1. *Orizontul gresiilor cuarțitice*, în sondele de la Oradea, Sântandrei și Borș, fiind reprezentat prin gresii cuarțitice gălbui-roșcate sau cenușii cu pelicule de argile roșcate ;

2. *Orizontul calcarelor cu Gryphaea*, a fost identificat în probele de sită ale sondei Toboliu pe intervalul 2715–2790 m, fiind constituit din calcare negricioase spatică ;

3. *Orizontul stratelor cu cherturi*, în forajul de la Sântandrei — constituit din marnocalcare negricioase cu accidente silicioase ;

4. *Orizontul calcarelor masive*, în sonda de la Oradea și Sântandrei, fiind alcătuit din calcare cenușii, compacte, dure.

Celelalte orizonturi separate prin lucrările de cartare nu au putut fi identificate în foraje din cauza grosimilor mici pe care le prezintă sau din cauza dezvoltării cu totul locale a acestora (orizontul calcarelor cu accidente silicioase).

Sfîrșitul Jurasicului este marcat în această zonă de o mișcare de ridicare, finalizată printr-o scurtă perioadă de exondare cînd formațiunile jurasice sunt supuse eroziunii, formîndu-se un relief, în faza kimmerică nouă (subfaza Osterwald).



Cretaciul inferior-mediu. În cadrul Cretacicului din munții Pădurea Craiului și Plopiș au fost făcute o serie de separații lito-stratigrafice (Patrulius, 1956; Stoicescu, 1967): nivelul cu bauxite (Berriassian-Valanginian), orizontul calcarelor cu Charophyte (Hauterivian) calcarul inferior cu pahiodonte (Barremian) seria stratelor de Ecleja (Aptian inferior-mediu), orizontul calcarului mediu cu pahiodonte (Aptian superior), complexul detritic-glaucocnitic (Albian) și complexul argilitic roșu (Cenomanian).

În foraje au fost întâlnite aproape toate aceste separații :

1. *Calcarul inferior cu pahiodonte* (Barremian) a fost întâlnit la Oradea, Toboliu și Sântandrei — constituie din calcare albicioase sau cenușii, compacte, dure cu o structură microgranulară sau pseudoolitică, conținând numeroase miliolide și uneori caprotine din grupul *Requienia*. În forajul 4010 Borș acest orizont se dispune direct peste depozitele liasice.

2. *Seria stratelor de Ecleja* (Aptian) a fost întâlnită în sonda de la Oradea (marnocalcare cenușii compacte cu vine de calcit și diseminări de pirită), Toboliu (marnocalcare grezoase cenușii-negricioase și conglomerate poligene cu ciment calcaros), Borș (marnocalcare grezoase negricioase și calcare negricioase diaclazate), Sântandrei (gresii cenușii microconglomeratice și calcare detritice) și Gîrău (marnocalcare negre slab-piritizate cu oglinzi de fricțiune și mulaje de *Plicatulla*).

3. *Complexul detritic-glaucocnitic* (Albian) a fost întâlnit în sonda de la Oradea (gresii și marnocalcare negricioase), Toboliu (marnocalcare grezoase cu intercalații de gresii și conglomerate cuarțoase cenușii), Borș (microconglomerate și gresii cu intercalații de marnocalcare negricioase) și Sântandrei (gresii cenușii calcaroase).

4. *Complexul argilitic roșu* (Cenomanian) a fost identificat numai în probele de sită ale sondei de la Toboliu ; deasemenea există indicații privind prezența Cenomanianului în sonda 4007 Borș, date de existența formei *Rotalipora montsalvensis* L o r. (determinată de Maria Tocrescu).

Cuvertura sedimentară a depresiunii pannonice

Umplutura sedimentară a bazinului pannonic este constituită din depozite cretacic-superioare, paleogene, neogene și cuaternare, care pot fi repartizate la 2 cicluri de sedimentare.



Cielul senonian-paleogen

Începînd cu Senonianul, configurația paleogeografică a ariei de sedimentare cuprinsă între Alpi și Carpați suferă importante schimbări. Cele două compartimente ale fundamentului se fracturează după linii orientate NNE-SSW și NW-SE, luînd naștere o serie de grabene, dintre care cel mai important este șanțul Giriș—Satu-Mare care înspre NE se leagă cu zona transcarpatică Lăpuș-Poiana Botizii, iar spre W cu flișul transcarpatic din Ungaria.

Senonianul

Depozitele senoniene de pe rama depresiunii pannonice îmbracă cel mai adesea un facies epicontinental, rareori întîlnindu-se și faciesul de fliș, la Poiana Botizii (Dumitrescu, 1957).

Dintre forajele săpate, numai în sondele de la Giriș, Sîntandrei, Borș și Biharea a fost stabilită cu certitudine existența Senonianului, care se dezvoltă într-un facies detritic recifal. În sonda de la Giriș, Senonianul este reprezentat prin șisturi marno-argiloase negre cu oglinzi de friciune, gresii, conglomerate și marnocalcare negrioase cu corali și plagiptychi; în sonda 4021 Biharea apar conglomerate poligene, microconglomerate, gresii roșcate și calcare albe cu tente roz; în forajul de la Sîntandrei apar conglomerate poligene cu o matrice argiloasă roșcată, calcare albicioase și gresii cu *Globotruncana lineana*, iar în forajul de la Borș apar calcare albicioase și gresii marnoase cu *Globotruncana lapparenti Brotzen*, *G. arca Cus h*, etc.

Aceste formațiuni sunt asemănătoare cu cele care apar la suprafață pe marginea sudică a munților Plopiș.

În zona situată la N de Biharea, deși existența depozitelor cretacic-superioare n-a fost stabilită cu certitudine, considerăm că sedimentarea a început în Senonian, însă dezvoltarea formațiunilor senonian-paleogene într-un facies de fliș face dificilă identificarea și separarea lor. Astfel au fost atribuite Senonianului formațiunile cuprinse între șisturile cristaline și depozitele paleogene din sondele de la Carei și Chișlaz alcătuite din punct de vedere litologic dintr-o alternanță de argilite negre cu oglinzi de friciune, gresii microconglomeratice și conglomerate cu elemente de șisturi cristaline. În depozitele paleogene de la Chișlaz apar remaniate forme de *Globotruncana* și prisme de inocerami, care indică un Senonian în profunzime.



Paleogenul

Depozitele paleogene apar dezvoltate în două faciesuri diferite: un facies epicontinental pe marginile bazinului și un facies de fliș în zonele scufundate dinspre interiorul bazinului pannonic.

În faciesul epicontinental s-au putut stabili mai multe orizonturi care au fost paralelizate cu aproape toate subdiviziunile din bazinul Transilvaniei, menținîndu-se și aceleași denumiri (Dumitrescu 1957 și Clichici 1967): argile vârgate inferioare, strate de Rona, orizontul gipsurilor, stratele cu *Anomyia*, marnele cu *Gryphaea*, marnele cu *Nummulites perforatus* orizontul marnos cenușiu, orizontul gresiei de Racoți, argilele superioare, stratele de Turbuța, stratele de Cluj, marnele de Brebi, stratele de Curtuiuș, stratele de Ciocmani, stratele de Ileanda și stratele de valea Almașului.

Acest facies a fost întlnit în forajele din bazinul Șimleului și bazinul Băii-Mari⁵. Mai la W, în zonele mai profunde, faciesul epicontinental trece la un facies de fliș în care nu se mai poate recunoaște nici un orizont și nu se mai pot face subdiviziuni stratigrafice.

Faciesul de fliș al Paleogenului a fost întlnit în sondele de la Carei, Pișcolț, Chișlaz, Tămășeu, 4022 Biharea, Borș și Giriș, fiind reprezentat printr-o alternanță de argilite negricioase cu conglomerate poligene și gresii cu hieroglife conținînd o asociație de *Nonionella*, *Virgulinella*, *Chilostomella*, *Robulus*, *Coscinodiscus* și *Globigerina*.

Depozite asemănătoare litologic apar în cadrul bazinului Lăpușului în zona Tg. Lăpuș-Poiana Botizii cuprinzînd Eocenul și Oligocen-Burdigalianul.

Ciclul neogen

Întrucînt problema limitei Paleogen-Miocen comportă încă discuții în zonele de suprafață, în porțiunile mai profunde această chestiune este și mai dificil de elucidat. Vom adopta în descrierea depozitelor neogene următoarele subdiviziuni: Burdigalian-Helvetician, Tortonian, Sarmațian, Pliocen și Cuaternar.

Burdigalian-Helveticianul

Pînă nu de mult (Paucă, 1964) se admitea că sedimentarea neogenă în bazinul pannonic a început cu Tortonianul, deși în zona Lăpușului fuseseră atribuite Miocenului inferior stratele de Buzaș (Chatian-Burdigalian) și stratele de Hida (Helvetician).

⁵ Tr. Ichim, Maria Popa, Georgeta Boșoancă, Olga Serbană. Studiul geologic complex al depresiunii pannonice. 1966. Arh. Com. Stat. Geol., București.

Datele recente datorate lui Clichici (1967), Ichim et al. (1967) aduc o serie de precizări, prin identificarea și în bazinul Șimleului a depozitelor Burdigalian-Helveticene. Acestea sunt reprezentate printr-o alternanță de conglomerate, nisipuri și marne cenușii cu o bogată asociere de micro și macrofaună.

În foraje au fost atribuite intervalului Burdigalian-Helvetician formațiunile cuprinse între tuful cu globigerine (Tortonian) la partea superioară și o discordanță unghiulară care ar marca limita Paleogen-Miocen în unele zone (forajul de la Tămășeu) la partea inferioară.

Din punct de vedere litologic Miocenul inferior întâlnit în sondele de la Biharea, Toboliu, Borș, Chișlaz, Tămășeu, Tăuteu, Ciocaia, Pișcolț și Carei este reprezentat prin conglomerate, marne grezoase cafenii-brune și gresii.

În unele foraje au fost întâlnite tufuri și piroclastite riolitice a căror poziție nu a putut fi precizată din cauza insuficientei caracterizări micropaleontologice a depozitelor miocen inferioare.

Tortonianul

Pe rama estică a depresiunii pannonice depozitele tortoniene prezintă importante variații de facies legate de factorii fizico-geografici din timpul sedimentării. Tortonianul se dispune discordant și transgresiv peste formațiunile mai vechi, remarcându-se un caracter accentuat de transgresivitate al depozitelor tortonian superioare.

În foraje depozitele tortoniene apar constituite din tufuri, argile, marne și mai rar calcare; înspre nord, spre Carei în succesiunea Tortonianului își fac apariția formațiunile vulcanogene reprezentate prin aglomerate și tufuri.

Conținutul microfaunistic al depozitelor tortoniene indică prezența întregii succesiuni a Tortonianului, de la tuful cu globigerine, la marnele cu *Spirialis*, deosebindu-se 4 zone micropaleontologice (Clichici 1967): zona cu lagenide și orboline, zona cu bulimine și uvigerine, zona cu bulimine și miliolide și zona cu *Rotalia beccari* Linné, *Borelis mello Fichtel*, și *Spirialis hospes* Roll e.

Sarmațianul

Depozitele sarmațiene prezintă importante variații de facies de la o zonă la alta sănătătoare constituuite din roci foarte diferite: conglomerate, calcare, gresii, marne, tufuri, diatomite, aglomerate vulcanice etc. Acestor

variații de facies de pe ramă le corespund și înspre interiorul bazinului aceleiasi tipuri de roci, remarcindu-se înspre Carei apariția rocilor vulcanogene.

Din punct de vedere micropaleontologic este reprezentat Sarmatianul inferior și mediu printr-o asociație de: *Nonion pompiliooides* (Fiecht. et Moll.), *N. commune* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fiecht. et Moll.), *E. advenum* (Cush.), *Rotalia beccari* (Linné), *Globorotalia crassa* (d'Orb.), *G. scitula* (Bradys), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Articulina majori* (Cush.), *Sphaeridia papillata* (Heron, Allen, Earland) etc. (Analize efectuate de Maria Penes și Maria Bors).

Pliocenul

Depozitele pliocene cu o largă răspândire se prezintă din punct de vedere litologic alcătuite din două orizonturi: un orizont inferior predominant marnos și un orizont superior nisipos. Aceste orizonturi au fost atribuite în mod convențional Ponțianului și Dacianului, deși limita reală Dacian-Ponțian se situează undeva spre baza orizontului nisipos, iar în baza Ponțianului ar fi loc și pentru un Meotian. O asociație de faună cu *Lythoglyphus*, *Caladacna*, *Viviparus*, *Bulimus*, *Valvata* și *Prosodacna wutsitski* Brus., determinată de Josefina Stanca, dinspre baza orizontului nisipos indică un Ponțian superior.

Problemele de stratigrafie ale Pliocenului prezentindu-se destul de complex, vor fi abordate cu altă ocazie.

Cuaternarul

Formațiunile cuaternare cu o răspândire apreciabilă în cadrul depresiunii pannonice sunt alcătuite din depozite aluviale, deluviale, eoliene, lacustre și cu geneză mixtă. În cadrul acestora se remarcă o afundare de la E la W zona cea mai afundată situându-se la W de Satu-Mare, unde Cuaternarul atinge grosimi de 200–300 m.

Tectonică și paleogeografie

Structura formațiunilor din cuprinsul teritoriului ocupat de depresiunea pannonică a rezultat în urma desfășurării mai multor faze de mișcare care au determinat stilul și amplitudinea cutelor, fracturile, vulcanismul, mișările de ridicare sau de afundare, etc.



Tectonica fundamentului

Din cauza apariției sporadice a depozitelor permo-triasice în sectorul Satu-Mare, este foarte dificil de stabilit structura de detaliu a acestuia. Pentru sectorul Oradea, unde formațiunile permo-mezozoice se dezvoltă pe suprafețe întinse, este mai ușor de urmărit structura funda-mentului.

La nivelul șisturilor cristaline se remarcă o puternică linie de dislocație — falia Plopisului — care corespunde și fracturii crustale G 10 (Gavăt et al., 1963), ce se situează la contactul dintre sectorul Oradea și sectorul Satu-Mare. Această dislocație separă un compartiment sudic (Oradea), foarte ridicat în care se cunosc roci ale magmatismului sinorogen și un compartiment nordic (Satu-Mare) foarte coborât.

Aproape perpendicular pe această dislocație, cu o direcție NNE-SSW se remarcă o puternică linie de încălecare pe care vin în contact anormal șisturile cristaline cu depozitele mezozoice. Conturul acestei linii de încălecare se identifică aproape cu marginea vestică a șanțului Giriș—Satu-Mare. Amplitudinea încălecării nu poate fi apreciată din cauză că aceasta a fost identificată numai într-un singur foraj. Este posibil ca în spate S, acest contact anormal să se lege cu pînza de Codru și în acest caz vîrsta șariajului ar fi legată de faza mediteraneană (Istocescu, 1967). Vîrsta șariajului acestei pînze pannonice s-ar putea să fie și mai nouă (dezvoltarea formațiunilor paleogene și senoniene într-un facies de fliș).

Tot în faza mediteraneană s-a produs și cutarea depozitelor mezozoice din sectorul Oradea, care se prezintă în zona nordică sub forma unor structuri largi anticlinale și sinclinale afectate de fracturi, iar în zona mai sudică spre contactul cu pînza de Codru, cute solzi cu o direcție generală NW-SE.

Tectonica bazinului

În faza subhercinică zona cutată în faza anteroară este fragmentată de o serie de fracturi orientate pe direcția NNE-SSW; acum se formează grabenul Giriș—Satu-Mare, mărginit spre W de o falie cu caracter invers de mare amplitudine, iar spre E de o falie normală de importanță mai mică. Scufundarea acestei zone, care se prezintă ca un șanț cu o lungime de peste 200 km și o lățime de 3—10 km s-a făcut treptat, în parte concomitent cu sedimentarea, Cretacicul superior și Paleogenul prezentindu-se într-un facies de fliș. Acest șanț prezintă o serie de ridicări axiale determinate de fracturile mai noi.



Mai târziu în fazele laramică, pirineică și savică au loc noi compartimentări ale fundamentului; acum iau naștere falile Marghita, Carei și Satu-Mare—Preluca și sănătate formațiunile senonian-paleogene.

Tectonica formațiunilor senonian-paleogene se prezintă destul de complicată; în zona grabenului Giriș—Satu-Mare acestea apar strîns cutate, observându-se o slabă tendință de încălcare a acestora de către cristalinul din vest; la W și E de grabenul Giriș—Satu-Mare formațiunile senonian-paleogene prezintă slabe ondulații sau se prezintă aproape monoclinale cu căderi înspre grabenul amintit.

Pe liniile de fractură produse în fazele anterioare, la începutul Miocenului are loc scufundarea întregii zone, scufundare care se accentuează în Tortonian; tot acum datorită importanțelor dislocații care compartimentează întreaga zonă are loc trezirea unei intense activități vulcanice.

Sfîrșitul Tortonianului marchează o ușoară regresiune urmată de o îndulcire a apelor; începutul Sarmațianului marchează o puternică transgresiune, iar sfîrșitul Sarmațianului o mișcare de ridicare. La începutul Ponțianului sau mai devreme are loc o îndulcire aproape totală a apelor și o puternică transgresiune, bazinul pannonic colmatindu-se treptat la sfîrșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului.

Tectonica formațiunilor neogene se prezintă cu totul diferită de cea a formațiunilor mai vechi nemaifiind rezultatul acțiunii forțelor tangențiale ci rezultatul acțiunii a doi factori: mișările pe verticală ale unor blocuri și compactizarea diferențiată a rocilor pe un relief preexistent. Au rezultat astfel o serie de structuri largi care în linii generale se suprapun peste elementele structurale ale Senonian-Paleogenului. În unele zone scufundarea blocurilor din fundament s-a produs în diferite momente astfel că peste formațiunile mai vechi vin transgresiv diferenți termeni (Tortonian, Sarmațian, Ponțian și Dacian).

În linii cu totul generale, în regiunea de care ne ocupăm se remarcă o zonă de ridicare orientată NNE-SSW, între Satu-Mare și Toboliu, care prezintă o serie de scufundări axiale și o zonă coborâtă al cărei ax de scufundare maximă corespunde grabenului Giriș—Satu-Mare.

Spre E de această zonă coborâtă se constată o ridicare gradată aproape monoclinală prin intermediul unor mici fracturi pînă în zonele de ramă.

BIBLIOGRAFIE

- Bicahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului. *D. S. Com. Geol.* XLI, București.
- , Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. rom. sov. (geol. geogr.)* 2 (31), București.
- Diacanu M., Istoescu D., Popescu Felicia (1965) Asupra orizontării depozitelor mezozoice dintre valea Loranta și valea Peștiș. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Dimitrescu R. (1962) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagmatice a Munților Apuseni în relație cu geotectonica. *D. S. Com. Geol.* XLIX, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesului și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol Gaze Geol.* III, București.
- Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoinescu S., Vencov I. (1963) Carte de la structure géologique profonde de la R.P.R. Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geof., 1, București.
- Ichim T., Popa M., Costea I., Lebenson C., Voinea V. (1967) Contribution à la stratigraphie mio-pliocène de la dépression pannonienne sur le territoire de la R.S.R. *Asoc. Geol. Carpatho-Balcan. VIII Congr.* Beograd.
- Istoescu D., Diacanu M., Istoescu Felicia (1966) Contribuții la cunoașterea depozitelor mezozoice de pe rama de sud a Munților Plopis. *D. S. Com. Geol.* LIII/3, București.
- (1967) Stratigrafia și fauna depozitelor cretacice din zona Virciorog-Copăcel. *D. S. Inst. Geol.* LIV/4, București.
- Körössy L. (1965) Geologischer Bau des ungarischen Beckens. *Z. deutsch geol. Ges. Jahrgang.* 1964 (116-2), Hanovra.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.* XXXIV/1, București.
- Stanchievici B., Guțu V. (1967) Prospectiuni seismometrice prin metoda undelor refractate în regiunea Oradea-Satu Mare. *D. S. Inst. Geol.* LIV/4, București.

GÉOLOGIE DE LA PARTIE NORD DE LA DÉPRESSION PANNONIENNE (RÉGION ORADEA—SATU-MARE)

(Résumé)

L'article, fondé sur des données de forage et des données géophysiques, fournit des informations sur les formations géologiques de la partie est de la dépression pannonienne.



Dans la région qui fait l'objet de l'article, les auteurs distinguent deux importants secteurs antéturoniens : un secteur méridional formé d'un soubassement cristallin granitique couvert de dépôts triasiques, jurassiques et crétacés à une importante épaisseur ; un secteur septentrional formé d'un soubassement cristallin mésozonal avec des passages vers l'épizone. Il présente des phénomènes de rétromorphisme et il est sporadiquement couvert par des formations permianes et triasiques.

A partir du Turonien et jusqu'au Quaternaire, les grandes différences entre ces deux secteurs disparaissent et ils se comportent de la même manière du point de vue tectonique.

Dans le Turonien supérieur, à la suite de l'effondrement de certains compartiments, un puissant graben prend naissance sur la direction NE-SW (graben Giriș—Satu-Mare) où se sont déposées pendant le Crétacé et le Paléogène des roches en faciès de flysch.

Le Miocène inférieur, le Tortonien, le Sarmatien, et le Pliocène se développent en faciès de mollasse.

Du point de vue tectonique, on remarque dans la région un graben limité vers l'ouest par une puissante ligne de faille à caractère de ligne de charriage. Vers l'est, on passe à une zone monoclinale par une série de fracture de moindre importance.

Ce graben est transversalement compartimenté par de nombreuses fractures dans la direction NW-SE.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

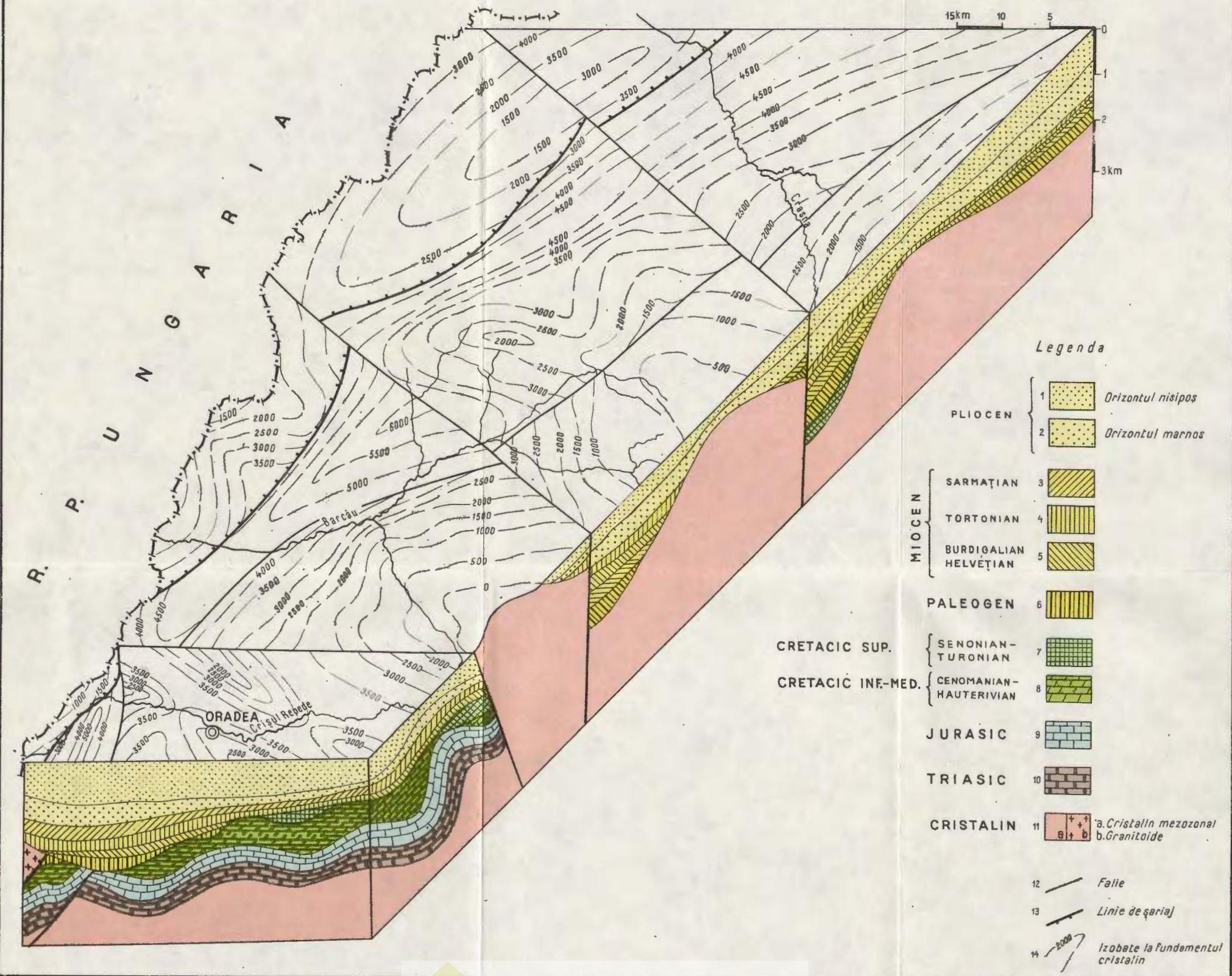
Esquisse géologique de la partie NE de la dépression pannonienne.

Pliocène : 1, horizon sablonneux ; 2, horizon marneux ; Miocène : 3, Sarmatien ; 4, Tortonien ; 5, Burdigalien-Hélvétien ; 6, Paléogène ; Crétacé supérieur : 7, Turonien-Sénonien ; Crétacé inférieur et moyen : 8, Hautevien-Cénomanien ; 9, Jurassique ; 10, Trias ; 11, Cristallin : a, cristallin mésozonal ; b, granitoïde ; 12, faille ; 13, ligne de charriage ; 14, isobathe du soubassement cristallin.



Institutul Geologic al României

SCHITĂ GEOLOGICĂ A PÂRȚII DE N-E A DEPRESIUNII PANNONICE



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

STUDIU GEOLOGIC AL REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE CRIȘUL REPEDE ȘI CRIȘUL NEGRU¹

DE

DUMITRU ISTOCESCU, AURICĂ MIHAI, MIRCEA DIACONU²
FELICIA ISTOCESCU³

Abstract

Geological Study of the Region Comprised between the Crișul Repede and the Crișul Negru. This paper presents a geological study of the western part of Romania (region comprised between the Crișul Repede and the Crișul Negru), where within the old formations the authors distinguish two units tectonically linked: the Bihor unit (autochthonous) and the Codru nappe. Within these units Permian, Triassic, Jurassic and Cretaceous formations are described. The deposits of the post-tectonic basins are built up of Upper Cretaceous formations (Upper Turonian-Senonian) and the Neogene ones (Tortonian, Sarmatian and Pliocene).

Regiunea care face obiectul acestui studiu, cuprinde partea sudică a bazinului Vad (Borod), extremitatea vestică a munților Pădurea Craiului, partea nord-vestică a bazinului Beiuș și rama nordică a munților Codru, fiind delimitată la N și S de cele două Crișuri.

Relieful acestei regiuni este destul de variat, în această zonă făcindu-se trecerea de la relieful montan la o zonă colinară și apoi la cîmpia Crișurilor.

Existența în lungul Crișurilor a unor căi de intensă circulație a determinat accesul relativ ușor al geologilor în această zonă, astfel că,

¹ Comunicare în ședința din 23 aprilie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.

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



încă din prima jumătate a secolului trecut, deținem informații din această regiune. De atunci posedăm primele date, datorate lui Beudant (1882), Haueur (1861), Fisch (1924) și alții.

Acestor lucrări cu caracter preliminar le urmează lucrările de sinteză întocmite de Paucă (1935, 1941), Kräutner (1941), Kuttassy (1921).

Începând din anul 1950 regiunea a fost cercetată de numeroase echipe de prospecțiune sau explorare, ale căror rapoarte privesc în general suprafete restrânse. Tot în această perioadă apar și lucrări cu caracter mai general, întocmite de Preda (1962) și Todiritchă Mihăilescu (1966).

Cercetările geologice anterioare reușesc să dea o imagine de ansamblu privind stratigrafia și tectonica acestei regiuni, rămânind însă unele zone insuficient cunoscute, unii termeni ai coloanei stratigrafice neprecizați, iar structura formațiunilor pe întreaga zonă, necorelată cu tectonica ansamblului munților Apuseni.

STRATIGRAFIE

În regiune se remarcă formațiuni paleozoice și mezozoice ale unității de Bihor-Pădurea Craiului și Codru, care formează fundamentul depozitelor senoniene și terțiare ale bazinelor post-tectonice.

Formațiunile paleozoice și mezozoice aparțin celor două mari zone de facies și corespund la cele două unități tectonice : autohtonul de Bihor-Pădurea Craiului și pînza de Codru.

Unitatea de Bihor (faciesul de Bihor)

Formațiunile care alcătuiesc această unitate sunt constituite din sisturi cristaline și depozite mezozoice care aparțin Triasicului, Jurasicului și Cretacicului. În cadrul zonei de care ne ocupăm, nu apar decît formațiuni jurasic-superioare, cretacic inferioare și medii.

Jurasicul. Depozitele jurasice apar la E de Vîrciorog, în dealul Osoiu, fiind reprezentate prin calcare masive, care au fost atribuite intervalului Kimmeridgian-Tithonic, pe baza studiilor de microfacies (prezența calpionelor).

Cretacicul inferior și mediu. Depozitele cretacice ocupă suprafete întinse în munții Pădurea Craiului, formînd o fazie cu o lățime variabilă



(2–20 km), avînd o direcție NW-SE, între Băile Felix și Meziad. În cadrul acestora au fost separate mai multe orizonturi care au fost atribuite etajelor: Valanginian, Hauterivian, Baremian, Aptian, Albian și Cenomanian (Fisch, 1924; Kräutner, 1941; Patrulus, 1956; Preda, 1952; Istoceșcu, 1967).

Valanginianul. Deși nu se dezvoltă ca un orizont continuu, bauxitele corespund intervalului de timp cuprins între Tithonic și Hauterivian, umplind excavațiile reliefului carstic format pe seama calcarelor tithonice. Bauxitele apar în zona de la E de Vîrciorog și pentru că suportă Hauterivianul, au fost atribuite Valanginianului.

Hauterivianul. Din punct de vedere litologic, Hauterivianul este cuprins în orizontul calcarelor cu charophyte. Acest orizont se dispune peste bauxite sau direct peste calcarale tithonice, fiind alcătuit din calcare cenușii, maronii sau negricioase, stratificate în plăci decimetrice, cu o structură microgranulară în cuprinsul lor remarcindu-se prezența nerineilor și a micogasteropodelor de apă dulce. În secțiuni subțiri prezintă ostracode și numeroase fructificații de charophyte care aparțin formelor: *Atopochara trivolis* P e c k, *Atopochara* sp., *Clavator harrissi* P e c k., *Porochara* sp., *Chara jacardi* Herr. (Dragastan et al., 1966).

Calcarele au o grosime de câțiva metri, se prezintă masive, dure, cu diaclaze fine umplute cu calcit.

Asociația floristică prezentată corespunde intervalului de timp Kimmeridgian-Aptian, însă pentru că orizontul calcarelor cu charophyte se dispune peste bauxite sau ușor discordant peste calcarale tithonice și suportă în continuitate de sedimentare Barremianul, a fost atribuit Hauterivianului.

Barremianul. Depozitele barremiene au o largă răspîndire în partea vestică a munților Pădurea Craiului și apar sub forma unor fișii cu orientare generală NW-SE formînd axele unor anticlinale. Astfel, Barremianul aflorează în zona Subpiatră-Âștileu, dealul Varului, dealul Osoiu, Valea Rîului și Lunca Sprie. De la Lunca Sprie spre sud, Barremianul apare pe o fișie continuă cu o lățime de 2–3 km, pînă la sud de Meziad.

Din punct de vedere litologic Barremianul este uniform, fiind alcătuit pe toată grosimea și în toate zonele de apariție, din aceleași calcare recifale, cu o grosime de aproximativ 250 m. Roca are o culoare cenușie,



cu nuanțe spre negricios sau gălbui-albicios, este compactă, dură, prezintând uneori mici concrețiuni silicioase neregulate. În cadrul calcarelor se pot observa unele nivele în care abundă pahiodontele din grupul Requienia. În afara acestora pe suprafețele de alterație ale calcarelor se mai observă numeroase radiole de echinoide și rare nerinei. În secțiuni subțiri calcarul apare pseudoolitic uneori microgranular, cu o dezvoltare mai mare a miliolidelor și a orbitolinelor. În afara acestor forme, din calcare a fost determinată de către Dragastan (1967) o bogată associație floristică, alcătuită din *Salpingoporella dinarica* Radocič, *Boueina pygmaea* Pia, *Cayeuxia moldavica* Frolló, *Carpathoporella occidentalis* Dragastan, *Acicularia endoi* Prat.

Barremianul se dispune concordant peste orizontul calcarelor cu charophyte și suportă în continuitate de sedimentare, seria stratelor de Ecleja.

Apțianul. Depozitele apțiene apar în zona mediană a munților Pădurea Craiului, formând umplutura unor sinclinale. În sectorul sudic, Apțianul apare la N și S de Lunca Sprie, pe valea Roșia, valea Sohodolului și valea Meziadului.

Din punct de vedere litologic, Apțianul este alcătuit din două orizonturi: orizontul inferior sau seria stratelor de Ecleja (Patruliș 1964) și orizontul superior sau calcarul mediu cu pahiodonte.

Seria stratelor de Ecleja se dispune în continuitate de sedimentare peste calcarele barremiene, fiind alcătuită în bază (la Fișca) dintr-o alternanță de marnocalcare cenușii cu numeroase cefalopode și calcare cenușii spătice cu echinoide, din care s-au recoltat formele: *Salenia* sp., *Caenholectypus macropygus* (Desor) și numeroase radiole de Cidaris; mai la W, în zona Dealului Varului-Vîrciorog, succesiunea stratelor de Ecleja prezintă următorii termeni (Istocescu, 1967)⁴:

a) În bază marnocalcare negricioase, compacte, dure, cu spărtură aşchioasă, având o grosime de 1 m și conținând o bogată faună, alcătuită din associația: *Plicatula placunea* Lamk., *Plicatula carteroniana* d'Orb., *Sellithyris sella* (Sow.), *Terebratula moutoniana* d'Orb. *Terebratulina arguinensis* Moiseev, *Belbekella renauxiana* d'Orb., *Neohibolites* sp., *Cymatoceras* sp.

b) Urmează marnocalcare cenușiu-gălbui sau gălbui, friabile, cu o grosime de 20 m, din care s-au recoltat formele: *Cheloniceras* (*Cheloni-*

⁴ D. Istocescu. Stratigrafia depozitelor cretacice din zona Vîrciorog-Copăcel, 1970. D. S. Inst. geol. LIV/4, București.

ceras) cf. cornuelianum d'Orb., Deshayesites mirabilis Casy, Ammonitoceras sp., Aerioceras sp., Plicatula inflata Sow., Neohibolites sp.

c) Urmează un complex marnocalcaros de culoare negricioasă, format dintr-o alternanță de marnocalcare negricioase cu bancuri de calcare detritice sau conglomerate poligene și mai rar gresii cu hieroglife și gresii curbicorticale, din care s-au recoltat formele: *Ancylloceras helicoides* Rouchadze, *Argvetites minor* Rouchadze; *Anisoceras* cf. *carcitanense* Matth., *Ptychoceras puzosianum* d'Orb., *Plicatula placunaea* Sow., *Neohibolites* sp. Acest complex cu o grosime de 500—600 m trece la partea superioară la marnocalcare cenușiu-negricioase, foioase, care la contactul cu orizontul următor devin roșcate, conținând numeroase granule de marcasită și o faună alcătuită din: *Neohibolites aptiensis* Stoll, *Euphyllloceras* cf. *welledae* Mich. și amoniți mici piritizați, indeterminabili. Acest complex suportă pe o suprafață de eroziune neregulată calcarele medii cu pahiodonte.

Orizontul calcarului median cu pahiodonte apare la Vîrciorog și în versanții văii Roșia, fiind constituit din calcare cenușiu-albicioase, masive, dure, rareori stratificate, prezentându-se foarte tectonizate și dispunându-se slab discordant peste un relief de eroziune format la partea superioară a stratelor de Ecleja. La anumite nivele apar pahiodonte (*Requienia*). În secțiuni subțiri calcarul are un aspect micro-granular și prezintă numeroase miliolide și orbitoline din grupul *Palorbitolina lenticularis* (Blum.).

Ca aspect general, și ca microfacies acest calcar este asemănător cu calcarul barremian.

Albianul. Depozitele atribuite Albianului se dezvoltă în versantul nordic al munților Pădurea Craiului, în sectorul Băile Felix-valea Râului, în bazinul văii lui Vasile și pe valea Roșia. Din punct de vedere litologic, Albianul este reprezentat printr-o alternanță de șisturi marno-argiloase, gresii, conglomerate, calcare detritice și calcare recifale. Gradul avansat de tectonizare al depozitelor albiene face dificilă urmărirea unei succesiuni continui și stabilirea unor subdiviziuni, astfel încât ne vom rezuma la descrierea principalelor tipuri litologice întâlnite.

Conglomeratele sunt formate exclusiv din elemente de cuart cu diametrul sub 2 cm, bine rulate, prinse într-un ciment grezos, uneori limonitizat. Se prezintă stratificate în bancuri metrice și au o culoare cenușie sau gălbuiie, sunt dure, formând un relief accidentat.

Gresiile albiene se prezintă sub aspecte diferite: astfel, apar gresii microconglomeratice, gresii limonitice, glauconitice, gresii argiloase etc.



Culoarea acestora este destul de variată trecând de la cenușiu-negricios la gălbui-roșcat sau verde. În gresii sunt destul de frecvente resturile organice reprezentate prin gasteropode (*Nerinea*, *Cerithium*, *Natica*), lamelibranhiate (*Panope*, *Trigonia*, *Ostrea*), radiile de echinoide, entroce de crinoide, corali, alge calcaroase etc. Gresiile sunt stratificate în bancuri decimetrice, prezentând uneori un aspect vacuolar, rezultat din dizolvarea unor cochilii. Prezintă uneori lentile centimetrice de cărbune brun, lucios, casant.

Şisturile marno-argiloase au o culoare negricioasă, sunt friabile, cu un aspect foios, pe suprafețele de stratificație putindu-se observa rare mulaje de macroforaminifere și resturi de plante incarbonizate.

Calcarele detritice au o culoare în general negricioasă, sunt dure, prezentând numeroase diaclaze umplute cu calcit de culoare negricioasă. Lateral, aceste calcare trec la calcare lumașelice, alcătuite din numeroase sfârîmături de cochilii și corali și la calcare negre cu orbitoline, care uneori dau nota caracteristică acestei serii. Din astfel de calcare au fost recoltate și formele de *Cidaris cf. vesiculosus* Goldf. În cadrul acestor calcare apare un microfacies caracteristic, reprezentat printr-o asociație de foraminifere de talie mică.

Calcarele recifale se dezvoltă la mai multe nivele, având o culoare cenușie sau albicioasă, sunt masive, uneori stratificate, iar în succesiunea acestora apar lamelibranhiate păhiodonte de talie mare din grupul *Polyconites* și *Horiopleura*. Asociația de foraminifere este reprezentată prin rare miliolide de talie mică, și numeroase alge calcaroase.

Alternanța din cadrul Albianului este cel mai adesea binară, alcătuită din gresii-marno-argile, gresii-conglomerate și gresii-calcare detritice. Grosimea întregii serii albiene este de aproximativ 700 m, aceasta trecând gradat spre partea superioară, la depozitele cenomaniene.

Cenomanianul. Depozitele cenomaniene apar numai în zona dintre Sărănd și Dobrești, fiind alcătuite din punct de vedere litologic dintr-o alternanță de gresii, conglomerate, șisturi argiloase roșii sau verzi și calcare. Gresiile sunt predominant verzui sau roșcate, uneori negricioase, prezentând concrețiuni calcaroase neregulate, iar șisturile argiloase sunt roșii, uneori satinate.

Depozitele cenomaniene sunt în general sărace în resturi organice, conținând rareori nerinei, trigonii și orbitoline. Analizele micropaleontologice arată prezența formelor de *Rotalipora* și *Praeglobotruncana*, care sunt specifice pentru Cenomanian. Cenomanianul suportă tectonic depozitele permno-triasice ale pînzei de Codru.



Unitatea de Codru (faciesul de Codru)

În cadrul suprafeței cercetate formațiunile faciesului de Codru sunt constituite din depozite permiene, triasice și jurasice.

Permianul. Permianul din regiune a fost separat în mai multe complexe litologice, paralelizabile cu separațiile din zonele învecinate (B l e a h u, 1963): complexul conglomeratelor bazale, complexul gresiilor vermiculare, complexul porfirelor cuarțifere și complexul conglomerato-feldspato-cuarțitic.

Complexul conglomeratelor bazale apare la N de Lunca Sprie, fiind constituit din conglomerate roșii. Elementele conglomeratelor sunt constituite din cuarț alb, cu un grad de rulare avansat, fiind prinse într-o matrice argiloasă micacee, uneori sericitizată, de culoare roșu-violacee.

Complexul gresiilor vermiculare, este alcătuit din gresii micacee roșcate care apar în versanții văii Vida. Pe suprafețele de stratificație ale gresiilor se observă numeroase urme de viermi.

Complexul porfirelor cuarțifere are o mai mare răspândire, apărînd pe valea Vida, valea Meziadului, la Căbești și în împrejurimile localității Tășad. Din punct de vedere litologic, acest complex este alcătuit din porfire cuarțifere, tufuri, aglomerate porfirice și mai rar sisturi silicioase de tipul radiolaritelor. Uneori, în cadrul acestui complex sunt intercalate conglomerate ale complexului superior (Tășad) sau roci ale complexului inferior (gresii vermiculare). Pe valea Meziadului, porfirele cuarțifere sunt străbătute de roci bazice de tipul diabazelor. În cadrul acestui complex, la W de Tășad au fost întlnite și aglomerate vulcanice.

Complexul conglomerato-feldspato-cuarțitic în comparație cu celelalte roci permiene, are cea mai mare răspândire. Din punct de vedere litologic, este alcătuit din conglomerate și gresii cuarțitice feldspatice, de culoare gălbui sau roșcată. Uneori sunt intercalări subțiri de gresii roșii micacee.

Triasicul. Depozitele triasice din faciesul de Codru au o largă răspândire, cuprinzînd toate subdiviziunile Triasicului.

1. *Seisianul.* Această etajă are cea mai mare răspândire în cadrul pînzei de Codru, apărînd la Corbești, Cîmpani, Meziad, Răbăgani, Holod și Borz. Din punct de vedere litologic, în cadrul Seisianului se disting mai multe orizonturi, care nu au putut fi separate cartografic.



a) Orizontul inferior apare numai în zona de la N de Corbești, fiind constituit pe o grosime de 200—250 m din brecii conglomeratice (fanglomerate), alcătuite din blocuri mari, colțuroase, provenind din diferiți termeni ai Permianului (conglomerate, gresii vermiculare, porfire și șisturi sericitice-tufogene), prinse haotic într-o matrice argiloasă roșcată. Menționăm că în munții Codru, șisturile sericitice tufogene-permiene suportă discordant conglomeratele cuarțitice seisiene. Din acest motiv, considerăm aceste conglomerate, ca prim orizont al Triasicului și nu le echivalăm cu seria breciilor cu cristalin citată de Bleahu (1963) din Permian. Este posibil ca și în unitățile vecine, seria breciilor cu cristalin să aparțină tot Triasicului, elementele de cristalin nefiind altceva decât blocuri de șisturi sericitice-tufogene.

b) Orizontul conglomeratelor cuarțitice, cu o grosime de cca 200 m, este alcătuit din conglomerate cu elemente de cuarț alb, rulate, bine sortate, prinse într-un ciment silicios-argilos, de culoare roșcată. Roca este dură, cu spărtură aşchieasă, stratificată în bancuri decimetrice. În masa rocii se observă și rare granule de feldspați, în cea mai mare parte sericitizați sau caolinizați.

c) Orizontul gresiilor cuarțitice în plăci, cu o grosime de 200—375 m, are o răspândire destul de largă, fiind alcătuit din gresii cuarțitice albe sau roze și cuarțite stratificate în plăci decimetrice, cu intercalări subordonate de microconglomerate și gresii grosiere. Sub microscop gresiile cuarțitice și cuarțite prezintă o structură echigranulară, granoclastică, având o textură masivă. Cimentul poate fi de atingere sau bazal, de natură argiloasă, sericitizat sau de natură silicioasă, parțial cristalizat. Componentele observate sub microscop sunt reprezentate prin cuarț, feldspați în proporții reduse, musecovit, biotit, sericit și minerale opace.

2. *Campilianul*. Apare ca o fâșie aproape continuă începînd de la N de Corbești pînă la N de Meziad. Depozitele campiliene mai apar în versantul drept al Crișului Negru la N de Borz și la Vintere.

Campilianul este constituit dintr-o alternanță de șisturi micacee verzui sau violacee, cu gresii cuarțitice și dolomite. Uneori depozitele campiliene sunt slab metamorfozate, ajungînd la șisturi sericitoase și șisturi talcoase. Grosimea acestui orizont este de 80 m și în cadrul depozitelor campiliene se observă o trecere gradată de la Seisian la Anisian: în bază, șisturile micacee alternează cu gresii cuarțitice, care spre partea superioară sunt înlocuite cu dolomite, intercalările de gresii cuarțitice fiind mai rare. Cercetătorii anteriori citează din aceste depozite o faună

cu *Gervillea mytiloides* Schloth., pe baza căreia le este atribuită vîrsta werfenian superioară.

3. *Anisianul*. Depozitele anisiene apar în regiune sub forma unor iviri izolate, la Hidișel, Copăcel, Corbești, Căbești-Meziad, Lunca Sprie, Hodișel, Răbăgani, Pietrani-Borz. Acestea se prezintă uniform, fiind alcătuite din dolomite cenușii uneori albicioase, masive, rareori stratificate, cu un aspect zaharoid sau brecios. Uneori apar și dolomite vermiculate, din care la Piatra Pietranilor s-au recoltat numeroase entroce de Crinoide; cercetătorii anteriori citează din acest punct o faună de *Myophoria elegans* Dunk., *Pecten discites* Schloth., *Macrodon* sp., pe baza cărora s-a atribuit în toată unitatea munților Codru vîrsta anisiană dolomitelor inferioare.

4. *Ladinianul*. Acesta are o răspîndire destul de sporadică, depozitele ladiniene fiind întîlnite la Hidișel, Sitani-Sohodol, Răbăgani, Hodișel. În cadrul acestora se remarcă prezența mai multor faciesuri reprezentate prin calcare negre bituminoase, calcare negre cu accidente silicioase și șisturi marnoase cafenii. Calcarele cu accidente silicioase se dezvoltă în zona Roșia-Sohodol, fiind constituite din calcare negre stratificate în plăci decimetrice, uneori cu un aspect nodulos și care la anumite intervale conțin accidente silicioase, cu forme destul de variate, cu un diametru de pînă la 30 cm. Din aceste calcar (Roșia) au fost recoltate forme de *Ceratites* sp. și brahiopode.

Cea mai mare răspîndire o are Ladinianul dezvoltat în faciesul calcarelor negre bituminoase. Acestea se prezintă stratificate în plăci cu aspect nodulos, prezentînd învelișuri marnoase de culoare gălbuiie sau roșcată.

Șisturile marnoase cafenii apar spre baza calcarelor negre la Căbești și Răbăgani. Au o grosime ce nu trece de 20 m, fiind constituite din șisturi marno-argiloase cafenii sau verzui, foarte fine, foioase, din care s-au recoltat numeroase forme de *Daonella* și entroce de crinoide.

Relațiile dintre faciesul calcarelor cu siliciferi și calcarele negre bituminoase nu s-au putut stabili din cauza lipsei unui profil continuu. Grosimea depozitelor atribuite Ladinianului depășește 200 m. La Hidișel s-a urmărit un profil continuu, de 200 m numai în calcarele negre bituminoase. Dacă însă, luăm în considerație și eventualele intercalații de șisturi marnoase și eventualitatea ca faciesul cu accidente silicioase să fie inferior celui de calcar bituminoase, trebuie să admitem o grosime de cel puțin 300 m pentru Ladinian.

5. *Carnianul*. Depozitele carniene se dezvoltă în zona Roșia-Sohodol și la N de Hidișel. Aceste depozite apar constituite diferit în cele două zone.

În zona Roșia-Sohodol Carnianul este constituit din marne calcaroase, dure, peste care stau calcare grezoase, fine, micacee, negre, fosilifere, din care se citează (Preda, 1962) o bogată asociație faunistică cu *Protrachiceras szontaghi* Kutassy, *Juvavites aff. compressus* Mojs., *J. costatus* Kutassy, *J. niobis* Mojs., *J. electrae* Mojs., *Arpadites hoffmanni* Mojs., *Clionites barthae* Mojs., *Analcites laczkoi* Diener, *Halobia striatissima* Kittle, *H. charliana* Mojs., *H. tropitum* Kittle, *Daonella reticulata* Mojs.

În zona Hidișel, Carnianul este constituit din următorii termeni:

Peste calcarele negre bituminoase ladiniene, se dispune un pachet gros de 25 m de dolomite cenușiu-gălbui sau roz, masive, cu aspect zaharoïd, brecioase, fără o stratificație evidentă, care au în bază un nivel de 0,70 m grosime, alcătuite din marnocalcare gălbui;

Urmează, pe o grosime de 20 m o alternanță de dolomite și calcare dolomitice, cenușiu-gălbui, stratificate, cu o structură microgranulară;

Peste pachetul de dolomite urmează pe o grosime de 40 m șisturi negre ardeziene, cu intercalații rare de calcar noduloase negre. Șisturile ardeziene au o culoare neagră, sănt foioase, dure, constituite din particule foarte fine. Pe suprafețele de stratificație se observă rare resturi de plante incarbonizate și eflorescențe de gips;

Șisturile ardeziene au la partea superioară un pachet gros de 6 m alcătuit din șisturi argiloase roșii sau verzui, cu aspect pătat, satinate prezentând numeroase oglinzi de fricțiune;

Ultimul termen atribuit Carnianului în această succesiune este constituit din dolomite cenușiu-negricioase, zaharoïde, cu un aspect brecios și o grosime de 15 m.

6. *Norianul*. Depozitele noriene din regiune au o răspindire destul de redusă, apărînd în zona Vălani-Cîmpani și Hidișel fiind constituite din calcare compacte, fine de culoare albicioasă, slab recristalizate, puțin fosilifere. Pe suprafețele de alterație se observă alge dasicladacee, corali și brahiopode.

7. *Rhetianul*. Depozitele rhetiene apar în zona Lunca Sprie și în sectorul Vălani, fiind reprezentate printr-o gamă variată de roci. Astfel, în cadrul acestui etaj, apar șisturi argiloase roșii cu intercalații de microconglomerate, calcar negre spatic, gresii calcaroase și marne negricioase dure. Din aceste depozite Preda (1962) citează o asociație de faună cu *Terebratula gregaria* Fuchs, *T. pyriformis* Suess, *Rhynchonella*

fissicostata Suess, *R. cornigera* Scaph., *Spiriferina koessensis* Zugm., *S. emerichi* Suess. Rhetianul se dispune concordant peste Norian și trece gradat la Liasicul inferior.

Jurasicul. Jurasicul în facies de Codru apare numai în zona Vălani-Cîmpani, dezvoltîndu-se probabil și sub cuvertura depozitelor neogene ale bazinului Beiuș.

La partea inferioară se distinge un orizont alcătuit din gresii și conglomere cuartitice, care au fost atribuite Liasicului inferior și un orizont superior, reprezentat prin marne calcaroase și calcare grezoase spătice, de culoare roșcată, care trec la calcare negre fosilifere cu *Acanthopleuroceras bicostatum* d'Orb. și *Tropidoceras arietiforme* Oppel, pe baza cărora se atribuie orizontului superior o vîrstă liasic medie.

Bazine post-tectonice cretacic-superioare

Aceste bazine s-au instalat după linii de fractură generate în urma desfășurării mișcărilor subhercinice, peste formațiunile unității de Bihor și unității de Codru, în zonele mai scufundate.

În cadrul suprafeței cercetate, depozitele Cretacicului superior apar în zona Lunca Sprie și Sohodol, sub forma unor iviri reprezentînd bordura vestică a bazinului Roșia; acestea apar și pe marginea sudică a muntîilor Plopîș.

Din punct de vedere litologic, în această zonă, Cretacicul superior este reprezentat prin conglomere poligene, gresii, marne și calcare, care pe baza conținutului faunistic au fost atribuite Turonianului superior-Senonianului sau Senonianului (Todirîță 1967, Diaconu et al. 1965).

Bazine post-tectonice terciare

După faza laramică, regiunea este puternic compartimentată și exondată, domeniul marin instalîndu-se pe actualul compartiment al cîmpiei pannonice, în cursul Tortonianului.

Tortonianul. Depozitele tortoniene apar la zi numai în cadrul bazinului Beiuș, pe bordura estică a acestuia și într-o serie de iviri izolate în cuprinsul bazinului. În această zonă au fost separate două faciesuri: un facies detritic de mică adîncime, dezvoltat pe marginea bazinului, alcătuit din nisipuri, tufuri și calcare organogene și un facies pelitic,



de adîncime mai mare, reprezentat prin marno-argile cenușii sau verzui, bentonitizate.

În toate ivirile, depozitele tortoniene sunt foarte fosilifere, prezintând caracteristicile unui facies neritic sau ale unui facies de adîncime. Asociațiile faunistice și microfaunistice indică un Tortonian superior. Depozitele tortoniene au o grosime de 60—80 m și se dispun transgresiv peste formațiunile mai vechi.

Sarmațianul. Cu o răspîndire mai mare decît depozitele tortoniene, cele sarmațiene apar în două sectoare și anume: în bazinul Vadului între Vîrciorog și Sărănd și în bazinul Beiușului, în general în sectoarele sale marginale, cît și pe zonele de ridicare Drăgești-Calea Mare, Hidișel, Forosig-Ripa și Pietrani-Urvîș.

Din punct de vedere litologic se remarcă importante diferențieri faciale între depozitele sarmațiene din cele două bazine. Schematic, Sarmațianul din cele două bazine se prezintă astfel: în bazinul Vadului, Sarmațianul, îmbracă un facies mixt, faciesurile de apă dulce alternind cu cele salmastre, distingîndu-se un orizont inferior în general marnos, predominat de apă dulce în care se dezvoltă diatomite, betonite și argile cărbunoase, peste care se dispune un orizont tufaceu-calcaros; în bazinul Beiușului Sarmațianul îmbracă numai faciesuri salmastre, distingîndu-se și aici două orizonturi: un orizont inferior, marnos, cu treceri spre nisipuri și un orizont superior, detritic-calcaros, slab tufaceu, alcătuit din calcare oolitice cu nubecularii, și conglomerate.

Depozitele sarmațiene aparținînd Volhynianului și părții inferioare a Bessarabianului au o grosime destul de variabilă (150—500 m) și se dispun cu o ușoară discontinuitate, marcată prin apariția unui facies deltaic cu resturi de vertebrate, peste depozitele tortoniene. La limita Sarmațian și Tortonian, pe o grosime de 2—3 m, apare un amestec de faună marină și salmastră, care poate fi atribuit Buglovianului.

Pliocenul. Depozitele pliocene au cea mai largă răspîndire, putîndu-se separa trei orizonturi: un orizont inferior detritic cu melanopside și congerii, un orizont mediu marnos și un orizont superior nisipos.

Orizontul inferior, bine dezvoltat la Drăgești-Stracoș conține o bogată faună cu *Melanopsis impresa* Krauss, *M. fossilis* (Gmelin), *M. vindobonensis* (Fuchs), *Congeria partschi* Czjzek, etc.

Orizontul mediu (Ponțian) este constituit în general din marne cu congerii și cardiacee, formele de *Arcicardium*, și *Valenciennesia* pe care le conțin indicînd Ponțianul.



Orizontul superior este constituit la partea inferioară dintr-o alternanță de nisipuri și marne, nisipurile predominând la partea superioară, unde se observă treceri la pietrișuri; faunistic acest orizont este caracterizat prin prezența cardiaceilor de talie mare.

Cuaternarul. Formațiunile cuaternare au o răspândire apreciabilă, fiind reprezentate prin depozite aluviale, depozite gravitaționale, depozite cu geneză mixtă etc. Depozitele aluviale sunt dezvoltate în lungul principalelor cursuri de apă din regiune, dezvoltarea cea mai mare având-o în lungul Crișurilor, unde se pot distinge patru nivele de terasă. Depozitele gravitaționale sunt reprezentate prin alunecări de teren, grohotișuri de pantă, conuri de dejecție etc. Depozitele cu geneză mixtă sunt reprezentate prin argile cu blocuri și argile cu bohnerz, care au o mare răspândire în cadrul suprafeței cercetate.

Formațiuni eruptive. Ciclul banatitic este reprezentat în regiune prin apariția unor granodiorite în zona Căbești-Vălani. Aceste eruptionsi sunt cantonate pe puternice linii de fractură.

TECTONICA

Structura formațiunilor care alcătuiesc regiunea cercetată a rezultat în urma desfășurării mai multor faze de diastrofism, care au determinat stilul și ampoloarea cutelor. Din punct de vedere tectonic se pot diferenția în această regiune următoarele unități: unitatea de Bihor-Pădurea Craiului, unitatea de Codru, bazine post-tectonice cretacic-superioare și bazine post-tectonice neogene.

Unitatea de Bihor-Pădurea Craiului

Această unitate a început să funcționeze ca arie de sedimentare de la începutul Triasicului. Grosimea mică a formațiunilor, întreruperile dese de sedimentare, dezvoltarea faciesurilor calcaroase sau lagunare, ne conduc la ipoteza că această unitate a funcționat ca platformă epicontinentală pînă la începutul Aptianului, cînd partea vestică a acestei unități este afectată de mișcări negative. Scufundarea părții sud-vestice a acestei zone se accentuează în Albian atingînd un maximum în Cenomanian, cînd această unitate este afectată de mișcările mediteraneene, care au imprimat stilul tectonic în această regiune. Fazele kimmerice au avut ca efect doar slabe mișcări pe verticală, mișcările austrice au dus la scufundarea părții sud-vestice a acestei unități, iar mișcările mediteraneene au avut un caracter plicativ.



Plecind de la premissa că principalele falii și cute au luat naștere în faza mediteraneană prin punerea în loc a pînzei de Codru, în cadrul unității de Bihor-Pădurea Craiului se constată o anumită zonalitate a distribuției acestora, determinată de distanța față de fruntea pînzei cît și de gradul de competență a rocilor. Astfel în zona Corbești-Vîrciorog, unde de la sud la nord gradul de competență a rocilor scade treptat, avem în linii mari următoarea repartizare a structurilor, luând în considerație fruntea pînzei de Codru, care a produs puternice tensiuni de la SW către NE : între 0—4 km față de fruntea pînzei se dezvoltă cutile solzi ; între 4—9 km cute faliate, iar peste 9 km boltiri largi brahianticlinale. Pentru celelalte zone se constată doar creșterea gradului de tectonizare în funcție de micșorarea distanței față de pînza de Codru. În cadrul unității de Bihor-Pădurea Craiului se disting următoarele structuri : anticlinalul Subpiatră-Butani (brahianticlinal), sinclinalul Fișea (zona sinclinală asimetrică), anticlinalul Vîrciorog (brahianticlinal faliat), sinclinalul Surducel (sinclinal asimetric), anticlinalul Valea Rîului, sinclinalul Bulz-Copăcel (zonă sinclinală alcătuită din cute solzi).

Unitatea de Codru

În regiunea cercetată unitatea de Codru, cuprinde mai multe elemente structurale : pînza de Codru și o serie de cute normale, afectate de fracturi.

Pînza de Codru reprezintă o pînză de forfecare subsecventă de gradul II (exagerarea unei falii profunde din scoarță, de-a lungul căreia s-a produs o deplasare mare). Planul de șariaj este greu de precizat din cauza numeroaselor compartimentări ulterioare ; uneori are o înclinare mică, sau este aproape vertical.

Fruntea pînzei are cel mai adesea un contur festonat, mai rar rectiliniu, în fruntea pînzei constatăndu-se prezența unor pete ce de împingere, reprezentate prin depozite triasice prinse între formațiuni permiene și cretacice. În cadrul pînzei de Codru apar numeroase ferestre tectonice situate la cel mult 4 km față de fruntea pînzei.

Planul de șariaj prezintă înclinări mici ($25-30^{\circ}$) pînă la contactul cu depozitele neogene ale bazinului Beiuș, de unde acest plan se racordează cu planul unei falii profunde, a cărei amplitudine depășește 1500 m. Această fractură, aproape verticală are un caracter invers, cu tendință de încălcare.

Pînza de Codru prezintă o tectonică destul de complicată, care nu poate fi urmărită în detaliu, constatăndu-se existența mai multor com-



partimente : Bucuroaia-Copăcel (compartiment ridicat) ; Bucuroaia-Dobrești (zonă coborîtă, în care apar depozite triasice) ; Dobrești-Lunca Sprie (compartiment ridicat, în care apar depozite permiene) și Cîmpani-Meziad (compartiment coborit, care în linii mari formează un sinclinal afectat de numeroase fracturi, în axul căruia, într-o mare fereastră tectonică, apar formațiunile autohtonului).

Urmărind aparițiile sporadice ale depozitelor permomezozoice în facies de Codru din cadrul bazinului Beiuș, direcțiile și înclinările stratelor, se poate presupune existența unor structuri de tipul cutelor largi, afectate de fracturi ; în marginea de NE a bazinului Beiuș, un anticlinal cu depozite permiene și eventual sisturi cristaline în ax, un anticlinal în zona Vintere-Răbăgani și un alt anticlinal în zona Sînnicolau-Borz.

Bazine post-tectonice cretacie-superioare

După mișcările din faza mediteraneană, care au dus la punerea în loc a pînzei de Codru și la cutarea formațiunilor din unitatea de Bihor-Pădurea Craiului, în faza subhercinică au loc puternice mișcări de compartimentare, cînd se formează grabenul pe care s-a instalat bazinul Vad (Borod) ; totodată în cadrul munților Pădurea Craiului, după fracturi orientate aproximativ NW-SE, regiunea de la E de Lunca Sprie se scufundă, fiind invadată de apele senoniene.

Depozitele senoniene sunt dispuse discordant peste formațiunile mai vechi, formînd o serie de cute largi afectate de fracturi.

Bazine neogene

Bazinul Beiușului și bazinul Vadului s-au instalat pe blocuri scufundate ale fundamentului, prezentîndu-se în general ca zone sinclinale cu o orientare generală NW-SE.

Depozitele neogene care formează umplutura acestor bazine se prezintă slab ondulate ; aceste ondulații nu sunt rezultatul acțiunii forțelor tangențiale, ci au fost generate din acțiunea combinată a doi factori : compactizarea diferențiată a rocilor și mișcările pe verticală.

Bazinul Vadului reprezintă o unitate destul de scufundată fundamental său apărînd numai pe ramă.

Bazinul Beiușului, instalat după puternice linii de fractură, reprezintă de fapt un graben, mai ridicat decît bazinul Vadului, în cadrul căruia se remarcă apariția depozitelor triasice și permiene într-o serie de zone ridicate. Elementele structurale ale bazinului Beiușului sunt



constituite din : falia Corbești, zona de scufundare Beiușele-Cotiglet, ridicarea Hidișel, zona coborîtă Beiuș-Lăzăreni, ridicarea Răbăganî-Incești și zona sinclinală Ginta.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carpat-Balcanică, Concr. V Sect. II Stratigrafie*, București.
- Beudant F. S. (1822) Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818, Paris.
- Dragastan O., Istoescu D., Diaconu M. (1966) Etude du niveau des Charophites d'âge Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Rev. de Micropal.* 1, Paris.
- (1967) Alge calcaroase în Jurasicul superior și Crétacicul inferior din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. Ser. Geol. Acad. R.S.R.* XII/2, București.
- Fisch W. (1924) Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Jahrsb. der philos. Facultät Univ. Bern.*
- Istoescu D., Diaconu M., Istoescu Felicia (1965) Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuș. *D. S. Com. Geol. LI/1*, București.
- Kräutner Th. (1941) Etude géologique dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Geol. Roum. XXV*, București.
- Paucă M. (1935) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. XVII*, București.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad. Edit. Acad. R.S.R., București.
- Todirîță-Mihăilescu Victoria (1967) Studiul geologic al bazinului Roșia. *Inst. Geol. St. tehn. econ. J 3*, București.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE CRÎȘUL REPEDE ET CRÎȘUL NEGRU

(Résumé)

Dans la région comprise entre Crîșul Repede et Crîșul Negru, il y a des formations jurassiques et crétacées de l'unité de Bihor-Pădurea Craiului, des formations permianes triasiques et jurassiques de l'unité



de Codru et enfin des formations sénoniennes, miocènes et pliocènes des bassins post-tectoniques.

Dans le Permien ont été séparés quatre complexes lithologiques, qui peuvent être mis en parallèle avec les séries pérmienennes, séparables plus au S.

Dans le Trias on a séparé les étages : Séisien, Campilien, Anisien, Ladinien, Carnien, Norien et Rhétien ; il y a d'importantes différenciations faciales d'une zone à l'autre.

Dans le Jurassique du faciès de Codru, on n'a séparé que de dépôts liasiques et dans le faciès de Bihor de dépôts tithoniques.

Dans le Crétacé de l'unité de Bihor sont séparés les étages : Valanginien, Hauterivien, Barrémien, Aptien, Albien et Cénomanien ; le Crétacé supérieur est représenté par des dépôts turoniens-sénoniens.

Le Néogène est formé par des dépôts qui ont été attribués au Tortonien, au Sarmatien (Volhynien, Bessarabien) et au Pliocène (Pontien, Dacien).

Le Quaternaire est formé par des alluvions, des dépôts gravitationnels et des dépôts à genèse mixte.

Du point de vue tectonique, les formations de l'unité de Codru reposent sur les formations de l'unité Bihor-Pădurea Craiului et forment „la nappe de Codru”.

On distingue une série de plis-écaille dans l'autochtone et de nombreux compartiments dans la nappe, déterminés par les fractures postérieures à la mise en place de la nappe.

Dans les bassins post-tectoniques on remarque l'existence de certaines zones de soulèvement et d'affaissement, déterminées par les fractures du soubassement.

Les formations néogènes se présentent sous forme de larges voûtes, qui ne sont pas générées par de mouvements tangentiels mais par des mouvements verticaux et par la compacité différente des roches néogènes..

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région qui s'étend entre Crișul Repede et Crișul Negru.

Quaternaire, 1, Holocène supérieur : a, alluvions ; b, glissements de terrains ; c, cônes de déjection ; d, dépôts d'éboulis de pente. 2, Holocène inférieur : a, terrasse inférieure ; b, ter-



rasse basse. 3, Pléistocène supérieur : a, dépôts alluviaux-déluviaux (argiles à bohnerz) ; b, éboulis de pente ; c, terrains pierreux de piémont. 4, Pléistocène inférieur. a, terrasse supérieure ; b, terrasse moyenne. Pliocène : 5, Dacien : complexe supérieur sablonneux ; 6, Pontien : complexe inférieur : a, faciès marneux, marno-argiles sombres ; b faciès, détritique, sables, graviers ; Sarmatien, 7, Bessarabien : complexe tuffacé détritique. 8, Volhynien : complexe de diatomite et de bentonite ; 9, Tortonien : marnes, tufs, calcaires. 10, Éruptions banatiques : granodiorites. Crétacé, 11, Turonien supérieur-Sénonien : conglomérats, grès, calcaires récifaux.

Faciès de Bihor. Crétacé, 12, Cénomanien : complexe rouge schisteux argileux ; 13, Albian : a, complexe détritique glauconieux ; b, calcaires récifaux ; Aptien : 14, calcaire supérieur à pachyodontes ; 15, série des couches d'Écleja ; 16, Barrémien : calcaire inférieur à pachyodontes ; 17, Hauterivien : a, calcaire à characées ; b, bauxites. Jurassique : 18, Malm : calcaires récifaux.

Faciès de Codru. Jurassique, 19, Lias moyen : marnocalcaires et calcaires spathiques noirs ou rouges ; 20, Lias inférieur : grès quartzitiques et conglomérats, schistes argileux, grès, conglomérats, calcaires noirs. Trias, 21, Rhétien : schistes argileux, grès, calcaires noirs ; 22, Norien : calcaires blancs ; 23, Carnien : a, Dolomites supérieures ; b, schistes ardésiens ; 24, Ladinien ; a, calcaires noirs en couches, en plaquettes ; b, calcaires à silicifications ; 25, Anisien : dolomies inférieures ; 26, Campilien : complexe schisteux dolomitique ou gréseux ; 27, Séïsien : complexe des grès quartzeux Permien : 28, série conglomérato-feldspatho-quartzitique ; 29, a, série des porphyres quartzifères ; b, diabases ; 30, série des grès vermiculaires ; 31, série des conglomérats basaux ; 32, cristallin ; 33, gisement fossilière ; 34, direction des coupes géologiques ; 35, tufs ; 36, a, sources ; b, source thermale ; 37, affleurement de charbons ; 38, émanations de gaz ; 39, ligne de chevauchement ; 40, faille ; 41, direction et pendage des couches : a, normale ; b, renversée ; 42, phénomènes karstiques (avens, grottes).

Echelle au 1 : 100.000.



0 500 1 km.

Legenda

1	a. Aluvioni b. Alunecări de teren c. Bihorul de peisajistic
2	b. Terasă învecinată d. Terasă joasă
3	a. Depozite aluviale-deluviale (argile cu bohnerz) b. Bolovâncuri de pliemont
4	c. Terasă superioară d. Terasă medie
5	Complex superior nisipos
6	Complex inferior a. Facies marnos-marna-argile cenusii b. Facies detritic-nisipuri, pietrișuri
7	Complex lutaceu-detritic
8	Complex diatomitic-bentonitic
9	Marne, lufuri, calcare
10	Granodiorite
	Conglomerate, gresii, calcare recircat

CRETACIC

FACIESUL DE BIHOR

JURASIC

FACIESUL DE CODRU

TRIASIC

PERMIAN

CRISTALIN

LIASIC MED. 19

LIASIC INF. 20

RHETIAN 21

NORIAN 22

CARNIAN 23

LADINIAN 24

ANISIAN 25

CAMPILIAN 26

SESIAN 27

MARNA-calcare și calcare
grasă și negre

Gresii cuarțitice și conglomerate
gălăciile argiloase-gresii

Calcare negre stratificate

Calcarul inferior cu Pachiodioite

Seria stratelor de Ecleja

Calcarul inferior cu Characee

Calcare negre

Calcarul superior cu Pachiodioite

Seria stratelor de Ecleja

Calcarul superior cu Characee

Calcare negre

Calcare reciclate

Sisturi argilosoase, gresii,

Calcare albă

Sisturi ardezie

Sisturi argilosoase

Calcare negre stratificate

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

PÎNZA DE BARAOOLT¹

DE

MIHAI ȘTEFĂNESCU²

Abstract

Baraolt Nappe. In this paper the existence of a thrust nappe in the Baraolt Mts is proved on the basis of a detailed geological map, as well as paleontological data; the name of the unit — the Baraolt Nappe — is derived from the Baraolt Mts. This nappe overthrusts eastwards on the Eocretaceous flysch of the Ciuc digitation within the Ceahlău Nappe. The emplacement of the nappe has occurred before the Upper Vraconian. Attempts are made to establish a correlation between the units encountered in the Baraolt Mts and the units similar as their extension from the neighbouring regions.

INTRODUCERE

Munții Baraolt, figurează pe aproape toate schițele tectonice care privesc părțile interne ale curburii Carpaților Orientali.

Pe toate aceste schițe, munții Baraolt, sunt înconjurați pe una sau mai multe laturi de linii tectonice cu „importanță majoră”. În schimb depozitele care îi alcătuiesc au fost reprezentate întotdeauna ca formînd cîte largi, rareori afectate de fracturi cu dezvoltare locală.

În urma cercetărilor întreprinse, atât în cadrul perimetrului hărții geologice anexate, cât și pe profile de recunoaștere în restul regiunii, am ajuns la o interpretare diferită de cele de pînă acum în ceea ce privește

¹ Comunicare în ședință din 23 februarie 1968.

² Institutul geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



structura munților Baraolt și anume că, o parte a depozitelor eocretacice din această regiune au o poziție în pînză (pînza de Baraolt). Expunerea datelor care pledează pentru o atare interpretare formează obiectul acestei note.

Întrucît însă, cercetării munților i-a fost afectat un timp relativ scurt, care nu a permis o cercetare mai amănunțită în special a stratimetriei depozitelor din pînza de Baraolt, acordăm acestei note un caracter preliminar.

ISTORIC

Cercetările geologice privind munții Baraolt au început încă din secolul trecut, ele avînd drept principal scop depozitele pliocene care găzduiau cîteva strate de cărbuni. Separarea acestora de depozitele cretacice este reprezentată încă din 1878 pe harta ridicată de H e r b i c h.

Studiile cu privire specială asupra depozitelor pliocene culminează cu lucrarea lui J e k e l i u s (1923) asupra „zăcămintelor de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului”. Pe hărțile care însoțesc această lucrare autorul atribuie Cretacicului inferior toate formațiunile din această regiune, mai vechi decît Pliocenul, cu excepția conglomeratelor de la SSW de Sf. Gheorghe pe care le figurează cu signatură de Cretacic mediu.

În 1911 apare lucrarea geologului K i s s privind rezultatele cercetărilor sale în partea de N și partea centrală a munților Baraolt. În cursul acestor cercetări autorul recoltează din bazinul văii Arcuș numeroase exemplare de cefalopode pe care le determină V a d a s z (1914).

După o pauză îndelungată în cercetarea depozitelor cretacice din munții Baraoltului, în anul 1958 C o n t e s c u și A n d r e i ³ execută lucrări de cartare în partea sudică a acestei regiuni.

Un an mai tîrziu Z b e r e a ⁴ et al., prezintă un raport privind ridicările geologice execute în partea centrală a munților Baraolt. Rezultatele obținute de acest colectiv reprezintă un progres în cunoașterea geologică a regiunii în discuție, datorită atât hărții de detaliu pe care o realizează, cît mai ales pentru descoperirea Cretacicului superior, necunoscut pînă la cercetările lor.

³ L. Contescu, J. Andrei. Raport asupra lucrărilor de cartare execute în reg. Sinpetru-Ariujd-Araci (M. Baraolt). 1958. Arh. Inst. geol., București.

⁴ A. Zberea, Maria Zberea, Elena Crudu, D. Georgescu, Lenuta Georgescu, D. Jipa, Gloria Crahmaliuc, Marina Zamfirescu. Raport geologic asupra reg. Sf. Gheorghe-Aita Mare. 1959. Arh. Inst. geol., București.

În anul următor Patrulius⁵, et al. în colaborare cu Contescu și sub îndrumarea profesorului Murgeanu (1961) execută lucrări de cartare în jumătatea sudică a munților Baraolt.

Rezultatele cercetărilor lor (Murgeanu et al., 1961) sunt consimnate într-o notă privind geologia părții sudice a munților Baraolt, notă în care se face o analiză amănunțită a stratigrafiei depozitelor cercetate. Astfel, peste stratele de Sinaia se separă un pachet de roci ce este denumit „fliș marno-grezos cu marnocalcare” (Barremian) și care suportă depozite grosiere (Aptian). Autorii subliniază de asemenea și greutățile ce se întâlnesc în tentativele de stabilire a structurii acestei regiuni, datorită atât gradului mare de dispersie a direcțiilor stratelor cît și a diferenței de competență a depozitelor flișului, diferență care a determinat o cutare dizarmonică. De asemenea, se discută poziția munților Baraolt în cadrul structurii de ansamblu a zonei de curbură.

Alte două variante de încadrare a munților Baraolt în structura regională a curburii Carpaților Orientali, sunt publicate în 1966 de Contescu, care pornește însă de la geologia de detaliu a părții nordice a acestui sector muntos. Autorul încadrează munții Baraolt, în întregime, la subunitatea de Zamura a pînzei de Ceahlău.

Munții Baraolt figurează și pe hărțile sau schițele tectonice redactate, în funcție de cunoștințele existente la datele respective, pentru excursiile a trei congrese geologice internaționale: 1927, 1961 și 1968.

Cele mai recente cercetări se datorează lui Kusko et al., (1966)⁶. Acești autori citează exemplare de *Peregrinella peregrina* Buch. din complexul grezo-conglomeratic separat peste flișul marno-grezos cu marnocalcare.

STRATIGRAFIE

Cercetările întreprinse de noi în vara anului 1967, în partea centrală a munților Baraolt au evidențiat faptul că, aici există două faciesuri ale Eocretacicului, suprapuse astăzi datorită unui important fenomen de șariaj. Fiecare din cele două faciesuri ale Eocretacicului caracterizează cîte o unitate tectonică aparte.

⁵ D. Patrulius, N. Mihăilescu, A.I. Butac, D. Jipa. Raport asupra geologiei munților Baraoltului. 1960. Arh. Inst. geol., București.

⁶ M. Kusko, I. Stănoiu, A.I. Butac. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în munții Baraoltului și în partea de Est a munților Persani. 1966. Arh. Inst. geol., București.



Depozitele pînzei de Ceahlău

Stratele de Sinaia

Deseriere litologică. Comparînd stratele de Sinaia întîlnite în perimetrul cercetat cu coloana litologică completă a acestora, se remarcă faptul că aici nu există decît două din orizonturile separate fie numai în bazinul văii Prahova (din M u r g e a n u et al., 1961) fie între valea Doftanei și valea Prahovei (M u r g e a n u et al., 1964).

Orizontul marno-grezos, șistos (orizontul grezos din munții Baiului) este alcătuit din roci pelitice cenușii, negricioase cînd sunt tectonizate, fin micacee, uneori trecînd la siltite; marnocalcare (cu lamele calcarenitice), în general subțiri (3—5 cm), albe, rar negricioase cînd au și un miros slab de bitumen; gresii calcaroase, a căror grosime depășește rar 10 cm, dure și avînd diaclaze umplute cu calcit alb. Alternanța ritmică a acestor elemente litologice dă seriei un aspect șistos mult asemănător părții superioare a orizontului grezos de pe clinele munților Baiului, ceea ce ne face să presupunem că nu am întîlnit în munții Baraolt, decît o parte a acestui orizont, pe o grosime de aproximativ 500 m.

Orizontul cu brecii (orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus* Peters din munții Baiului): pe un fond litologic identic cu cel al orizontului descris anterior apar volume, uneori destul de importante, de brecii cu o culoare brun-închisă, ce le este caracteristică. În liantul calcaros al acestor roci sunt prinse elemente de calcare de diferite vîrste, ce au o culoare albă, verzuie, dar predominant cafeniu-închisă. Alături de calcare, la alcătuirea breciilor, mai participă rare elemente de cuarț și destul de frecvent filite de culoare verde. Grosimea orizontului este în jur de 250 m.

Vîrsta stratelor de Sinaia din regiunea cercetată. Din partea superioară a orizontului marno-grezos, șistos ce aflorează în valea Cocoș, am recoltat forma *Lamellaptychus angulocostatus* Peters., și numeroase fragmente de *Peregrinella*. Formele colectate indică în mod clar prezența Hauerivianului, dar în același timp demonstrează că acesta coboară și sub orizontul cu brecii, limita litologică dintre cele două orizonturi separate cartografic necorespunzînd deci unei limite chronostratigrafice.



Prezența Hauterivianului și în orizontul cu brecii este demonstrată prin prezența formelor de *Lamellaptychus* semnalate de M u r g e a n u et al., 1961, în valea Satului (E de satul Hăghig).

Pe baza acestor forme cît și a faptului că în general prezența Valanginianului este admisă în orizontul grezos, am considerat că stratele de Sinaia pe care le-am cercetat aparțin intervalului stratigrafic Valanginian-Hauterivian.

Flișul marno-grezos ruginiu

Descriere litologică : rare brecii cenușii cu matrice grezoasă în care sînt prinse elemente de calcar brun, fragmente de clorito-șisturi, iar pe față inferioară uneori fragmente de ostreide; gresii cu grosimi în jurul a 10 cm, cenușii, verzui, calcaroase, micacee, ce conțin resturi de plante incarbonizate și care capătă prin alterație o culoare galben-ruginie, aureolară; roci pelitice cenușii, uneori spre negru, cîteodată fin micacee; marno-calcare cenușii, mai frecvent brune și cu alterație gălbui. Culoarea ruginie este caracteristică pachetului descris, atunci cînd acesta este supus unei alterații subaeriene mai îndelungate.

Grosimea flișului marno-grezos, ruginiu, păstrat în solzul de pe pîrîul Zălan este de maximum 50 m.

Vîrsta flișului marno-grezos, ruginiu. Singurele resturi organice întîlnite sînt fragmentele de ostreide de care am amintit mai sus. Deși acestea apar și pe calcarenitele straturilor de Comarnic, ele nu pot reprezenta un argument pentru stabilirea vîrstei.

Bazați însă atât pe superpoziția normală peste partea superioară a straturilor de Sinaia (Hauterivian) cît și pe asemănarea litologică cu depozite barremiene în facies de fliș din alte regiuni, noi am atribuit Barremianului depozitele descrise mai sus.

Depozitele pînzei de Baraolt

Seria de Baraolt

Denumire largă ce cuprinde întreaga stivă de depozite aparținînd pînzei de Baraolt, în cadrul căreia, timpul scurt de cercetare nu ne-a permis deocamdată efectuarea unor separații litologice care să fie valabile pe suprafețe mai mari și în același timp să corespundă unor entități cro-



no-stratigrafice. Cartografierea unor astfel de separații este foarte greu de realizat din cauza gradului scăzut de deschidere a regiunii și inconstanței direcționale a structurilor.

Descrierea litologică. Cea mai mare parte a seriei de Baraolt a fost descrisă sub numele de „fliș marno-grezos cu marnocalcare”. Caracterul de fliș al depozitelor din pînza de Baraolt se datorează leit-motivului litologic care o alcătuiește predominant. Este vorba de o alternanță ritmică de roci pelitice cenușii, uneori verzuie și gresii calcaroase, micacee, cu textură laminară. Între acestea se intercalează în proporții variabile marnocalcare sau chiar calcare albe, cenușii sau alb-gălbui, în strate ce pot atinge uneori chiar 1 m grosime. La unele „marnocalcare” se poate vedea o trecere gradată de la un microcalcarenit în bază, la calcar fin în partea superioară a stratului. Culoarea frecventă de alterație a acestui tip de rocă este alb-gălbui.

În flișul descris mai sus se intercalează gresii groase, micacee, cenușii, în strate de 0,5–1 m grosime și care se grupează pe pachete între 10 și 40 m grosime. Gresiile conțin la unele nivele strate cu dezvoltare lenticulară de conglomerate tilloide, a căror alcătuire litologică și aspect ne reamintesc destul de mult „conglomeratele de Muncelu” din sinclinalul Rarău.

Roca cea mai caracteristică a acestor pachete este reprezentată de rudite, avînd o matrice grezoasă în care sunt prinse elemente de dolomite alb-gălbui, calcare albe și sisturi cristaline epizonale. Elementele sunt angulare și dau rocii un aspect brecios. Raportul frecvenței elementelor carbonatice față de cele cristaline nu este constant, el putînd varia în limite largi, chiar pînă la lipsa aproape completă a unora dintre elemente.

Pachetele de gresii groase apar la diferite nivele ale seriei de Baraolt. Ele sporesc însă ca frecvență și grosime cu cât urcăm în coloana stratigrafică devenind în același timp din ce în ce mai fine. Totuși, în stadiul actual de cunoștințe nu putem afirma cu certitudine că prezența unui pachet izolat de gresii groase înseamnă totodată o poziție înaltă în scara depozitelor pînzei de Baraolt.

Vîrstă seriei de Baraolt. În deschiderile supuse unei alterații înde lungate, toate rocile descrise mai sus trec de la culoarea inițială cenușie sau chiar verzuie la o culoare gălbui-ruginie, fapt care a influențat pe majoritatea cercetătorilor anteriori, determinîndu-i să paralelizeze această suită de roci cu „flișul marno-grezos, ruginiu” de vîrstă barremian-ap-tiană, dezvoltat pe domeniul „anticlinoriului Baiului”. În sprijinul acestei



paralelizări venea și fauna de amoniți determinată de Vadasz (1914) ca barremiană. Există însă alte dovezi paleontologice, dintre care unele descoperite de noi, ce demonstrează existența în stratele de Baraolt și a unor etaje ale Cretacicului, mai vechi decât Barremianul.

Macrofosile. Kusko et al. (1966)⁷ citează de pe valea Uloc, din „complexul grezos-conglomeratic” exemplare de *Peregrinella peregrina* Buch.

De pe un affluent mic dreapta al văii Aita, din marginea estică a comunei Aita Medie, Janá Săndulescu a colectat un fragment de belemnit a cărui secțiune în regiunea alveolară este identică cu cea a formei *Pseudobelus bipartitus* d'Orb., care este citată din Neocomian.

Deci, în afara faunei determinate de Vadasz, care atestă pentru o parte a seriei de Baraolt vîrstă barremiană, există dovezi macropaleontologice, care indică cel puțin prezența Hauterivianului în această stivă de depozite cu marnocalcare.

Indicațiile de vîrstă furnizate de macrofosile sunt completate de datele micropaleontologice.

Microfosile. Din unele marnocalcare ale seriei de Baraolt ce aflorează pe afluenții sudici ai văii Tecșe, am putut pune în evidență următoarele forme de tintinnide: *Calpionella alpina* Lorenz., *C. elliptica* Cadisch., *Stenosemellopsis hispanica* (Colom.), *Tintinnopsis carpatica* (Murg. et Fil.) *Calpionellites darderi* Colom. și *Amphorellina subacuta* Colom. Această asociatie indică în general Berriasianul. Tinând însă seama de frecvența scăzută a calpionelidelor, trebuie să admitem că ne aflăm ca nivel stratigrafic, către partea superioară a Berriasianului, spre limita superioară de extensiune a formei *C. alpina* Lorenz. Aceeași indicație de vîrstă ne-o dau și formele: *C. alpina* Lorenz., *Calpionellopsis simplex* Colom., întâlnite în marnocalcarele de pe un affluent mic dreapta al văii Aita, din marginea estică a satului Aita-Medie. Din cursul superior al văii Largi s-au făcut secțiuni subțiri în două marnocalcare. Ele conțin: *Amphorellina subacuta* Colom și *Tintinnopsis* sp., forme ce se întâlnesc în tot Neocomianul.

Deci, în perimetru reprezentat pe harta geologică există dovezi paleontologice pentru Berriasian și Hauterivian. Nu putem exclude însă prezența Valangianului între aceste două etaje și nici a Barremianului

⁷ Op. cit. pct. 6.

dovedit paleontologic de fauna determinată de Vadasz și situată imediat în sudul perimetrlui cercetat.

Prezentarea schiței tectonice de ansamblu a munților Baraolt ne determină să discutăm pe scurt și în limita datelor existente, vîrsta globală a seriei de Baraolt pe toată suprafața ocupată de pînza de Baraolt în regiunea munților cu același nume.

Din profilul primului afluent mare stînga al văii Belinul Mic au fost citate de către Jipa (1964) tintinide din „flișul marno-grezos cu marnocalcare” (seria de Baraolt). Întrucît însă, aceste strate erau considerate exclusiv barremiene, autorul constatănd natura de calcilutit, și nu de depozit pelagic a marnocalcarelor, ajunge la ideea remanierii micro-organismelor descoperite, sau — ca o ipoteză — la persistența acestora în timp pînă în Barremian, deși roca conține o asociație pe care literatura de specialitate o plasează numai în intervalul stratigrafic Tithonic-Berriasan. Din analiza secțiunilor subțiri nu reiese însă o remaniere individuală a tintinidelor.

Modul de zăcămînt al calcilutitului din care sînt citate tintinidele, lasă totuși posibilitatea interpretării lui ca o lamă resedimentată în depozitele brecioase care îl înconjoară.

Intr-un galet moale al gresiilor brecioase din patul calcilutitului în discuție am recoltat un exemplar de *Lamellapthyces mortiletti* (Picet et Lör.) ce indică aceeași vîrstă ca și tintinidele citate de Jipa.

Gresiile brecioase de sub calcilutitul gros cu tintinide trec gradat la gresii micacee, cenușii, uneori verzui. Între două gresii de acest tip pe cca 10 m grosime, apare un pachet de fliș format din marne cenușii și verzui, gresii calcaroase și marnocalcare ce conțin de asemenea o asociație tithonic-berriasană : *C. alpina Lorenz.*, *C. elliptica Cadisch.*, *Crassicollaria* sp.

Remanierea calcarelor ce stau intercalate normal în pachetul ritmic nu poate fi admisă. Aceasta însă poate fi considerat în ansamblu ca o lamă alunecată (olistolit) în bazinul de sedimentare al gresiilor care în valea Belinul Mic conțin fragmente de *Peregrinella*.

Gresiile între care aflorează pachetul ritmic stau peste un fliș (pe care îl vom numi provizoriu flișul verde) alcătuit din pelite cenușii și verzi; gresii cenușiu-verzui ce prezintă diaclaze umplute cu calcit alb și roz. În această serie destul de cutată am întlnit un singur marnocalcar subțire (3 cm), care conține *Crassicollaria* sp.

Dacă pentru calcilutitul descris de Jipa (1964), și pentru pachetul ritmic, se poate admite o resedimentare, pentru marnocalcarul

din flișul verde această supozitie este lipsită de orice bază reală de observație, fapt pentru care vîrsta indicată de microorganismele pe care le conține poate fi luată în considerație, flișul verde apartinând în consecință Neocomianului.

Din profilul același affluent al văii Belinul Mic au fost analizate în secțiuni subțiri două marnocalcare situate imediat peste breciile groase cu cristalin ce se întâlnesc la 2 km amont de confluența cu valea colectoare. Marnocalcarele conțin următoarele microfosile: *Stenosemellopsis hispanica* Colom., *Tintinnopsis bataleri* Colom., *Amphorellina subacuta* Colom., *Faveleoides balearica* Colom. Această asociație indică Valanginianul ca vîrstă pentru pachetul din care au fost colectate marnocalcarele. Menționăm că pe aceeași vale, la 600 m stratigrafic peste această asociație am colectat fragmente de *Peregrinella*.

În bazinul văii Belinul Mic, pe afluenții sudici ai văii Tecșe și pe cei nordici ai văii Aita există dovezi micropaleontologice, care demonstrează existența Berriasianului și a Valanginianului în depozitele ce alcătuiesc pînza de Baraolt. Prezența Hauterivianului în aceste depozite este atestată de formele de *P. peregrina* Buch. citate de Kiss et al. (1966)⁸.

Fosile care indică vîrsta cea mai recentă sănt cele colectate de Kiss (1911) și determinate de Vadasz (1914) ca forme barremiene. Cum însă în regiunile învecinate sedimentarea Cretacicului inferior continuă neîntrerupt pînă în Bedoulian inclusiv, considerăm că acesta poate fi prezent și în munții Baraoltului.

Deci în pînza de Baraolt există o stivă de depozite ce cuprinde următoarele etaje stratigrafice: Berriasian-Valanginian-Hauterivian-Barremian și Aptian inferior? (Bedoulian), dintre care primele patru sănt dovedite paleontologic.

Depozite post-tectonice

Am inclus în această categorie toate depozitele care la un același interval stratigrafic nu își schimbă faciesul în funcție de o anumită unitate tectonică și care — condiție esențială — nu au fost antrenate în mișcările tectonice ce au produs încălcarea depozitelor din unitatea de Baraolt peste cea de Ceahlău.

⁸ Op. cit. pct. 6.



Gresia de Bogata

Descriere litologică : gresii calcaroase, dure, gălbui, ce conțin granule de cuarț în proporții variabile, microconglomerate cu elemente de cuarț alb și pelite silitice cenușiu-gălbui. Gresiile calcaroase conțin uneori un material de o culoare verde caracteristică.

Vîrstă gresiei de Bogata : în secțiuni subțiri am întîlnit în gresiile calcaroase numeroase fragmente de *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* R o t h p l e t z , algă ce reprezintă elementul caracteristic al microfaciesului Vraconian superior-Cenomanianului detritic din zonele interne ale curburii Carpaților. Pe baza acestor forme am considerat gresia de Bogata din perimetrul cercetat ca fiind de vîrstă vraconian superior-cenomaniană.

Depozite plioen - cuaternar - inferioare

Descriere litologică : pietrișuri cu elemente rotunjite, nisipuri, marne, marne calcaroase sau chiar calcare, dintre care unele spongioase, argile și lentile de cărbuni.

Vîrstă : în rocile amintite mai sus se întâlnește o bogată faună de gasteropode și lamelibranhiate. Din studiul acestora, corelat cu datele furnizate de resturile de vertebrate, Liteanu et al. (1962) ajunge la concluzia, pe care o adoptăm și noi, că rocile descrise mai sus aparțin Levantinului și Pleistocenului.

Depozitele recente

Deluviiile, aluviunile, conurile de dejecție și porniturile sunt alcătuite predominant din pietrișuri și nisipuri, între care se intercalează mai rar și argile.

Aluviunile și porniturile au uneori extinderi apreciabile ; ca și depozitele levantin-pleistocene, ele maschează formațiunile cretacice, îngreunând considerabil descifrarea structurii acestora.

Toate aceste tipuri de formațiuni le atribuim Holocenului conform rezultatelor obținute de cercetătorii anteriori.

TECTONICĂ

Structura acestei regiuni presupusă simplă pînă acum s-a dovedit a fi mult mai complexă, comportînd o complicație tectonică de ordinul șariajelor.



Relațiile tectonice dintre cele două faciesuri ale Cretacicului inferior

Suprafața de răspândire a seriei de Baraolt este limitată către NE de un contur festonat, dincolo de care aflorează stratele de Sinaia, ce ocupă poziții geometrice inferioare. Structurile formate de stratele de Sinaia sunt intersectate oblic de conturul ce delimită cele două zone de facies, situație care, cunoscind și vîrstele formațiunilor, dovedește caracterul tectonic al liniei de demarcație dintre seria de Baraolt și stratele de Sinaia. Aspectul festonat al acestei linii — linia Baraolt — ne dă indicații privind valoarea scăzută a unghiului de înclinare al planului faliei, ceea ce denotă caracterul de șariaj al raporturilor dintre cele două tipuri diferite de depozite în mare parte sincrone.

În plus, în afara perimetrlui hărții geologice ridicate de noi, există apariții ale stratelor de Sinaia de sub seria de Baraolt, formînd cîteva ferestre evidente, după cum urmează: fereastra Băile Șugaș, fereastra Corlatului situată pe cursul superior al văii cu același nume, fereastra Hăghig, marea fereastră Aita-Iarăș ce începe din valea Aita și se continuă pînă în valea Hăghigului aval de fereastra amintită mai sus.

De remarcat faptul că K u s k o et al. (1966)⁹, deși adoptă în general o interpretare normală pentru raporturile dintre formațiunile cretacic-inferioare din munții Baraolt, în cazul ferestrei Băile Șugaș, au limitat pe toate laturile cu falii, apariția stratelor de Sinaia din valea Șugaș pe care le consideră ca ieșind diapir în simburele unui anticlinal.

Toate elementele discutate mai sus dovedesc că seria de Baraolt (Berriasian-Bedoulian) stă în poziție tectonică peste stratele de Sinaia ale pinzei de Ceahlău, formînd o importantă pînză de șariaj, pe care am denumit-o „pînza de Baraolt”. Punerea în loc a acestei pînze a fost cauzată de mișcări ante-vraconian-superioare. Această afirmație se sprijină pe poziția gresiei de Bogata care stă discordant peste ambele unități, ea nefiind afectată decît de mișcări slabe ce au produs numai o ondulare a ei.

Structura internă a pînzelor

Pînza de Ceahlău

În perimetru cartat stratele de Sinaia formează solzi ce încalecă unii peste alții de la W către E. În afara depozitelor valangian-haut-

⁹ Op. cit. pct. 6.



riviene, în cutarea ce a dus la formarea solzilor mai participă și depozite barremiene, astăzi păstrate numai într-un singur solz (pîriul Zălanului).

Depozitele care alcătuiesc un solz prezintă aproape întotdeauna și o cutare mai măruntă, care îngreunează foarte mult descifrarea structurilor mari.

Solzii împreună cu faliile care îi separă au o direcție de la NNE spre SSW, unde dispar succesiv sub depozitele pînzei acoperitoare.

Pînza de Baraolt

Depozitele acestei pînze sunt cutate foarte larg. Căderile mai mari ale stratelor pînă aproape de verticală sau chiar răsturnate apar numai în cazuri excepționale.

Dintre structurile pînzei, care de altfel se caracterizează printr-o accentuată lipsă de continuitate, se remarcă sinclinalul Muchia Ascuțită, care poate fi urmărit pe cca 8 km. Continuitatea spre S a acestuia este întreruptă de o falie oblică, orientată NNW-SSE și care are o lungime de 7 km.

Deci pînza de Baraolt se deosebește de cea de Ceahlău și prin stilul de cutare: cute largi, cu flancurile complete în prima unitate și solzi redresați la verticală sau chiar răsturnați în cea de a doua.

Corelații structurale

Înainte de a analiza posibilitatea de corelare pe direcții a unităților existente în regiunea cercetată cu cele din regiunile învecinate, vom încerca să stabilim poziția pînzei de Baraolt față de unitățile de la interiorul și exteriorul ei.

Dacă poziția este clară față de pînza de Ceahlău, și anume la interiorul acesteia, raporturile cu unitățile de la W sunt mai dificil de lămurit.

În această privință unele date ni le oferă profilul pîriului Recheș, unde se poate observa cum depozite jurasice¹⁰ stau direct peste seria de Baraolt, având o poziție evident tectonică. Depozite jurasice de acest tip nu au fost citate decât în stiva de pînze centrale. Deci, pînza de Baraolt

¹⁰ În vara anului 1967 M. Kusco, M. Savu și autorul acestei note au ajuns împreună la concluzia că depozitele siltitice masive negocioase, cu alterație gălbui-ruginie din profilul văii Recheș reprezintă formațiuni jurasice și nu sunt un echivalent al Wildflysch-ului din munții Persani aşa cum erau considerate pînă acum (L. Contescu, J. Andrei. Raport asupra lucrărilor de cartare executate în reg. Sinpetru-Arijd-Araci. 1958. Arh. Inst. geol. București).

ar ocupa o poziție spațială între pînzele centrale care o încalcă de la interior și pînza de Ceahlău peste care șariază spre exterior. În această situație ar însemna să reîntîlnim depozitele pînzei de Baraolt pe versantul estic al munților Perșani la exteriorul zonei Wildflysch-ului.

Pe pîriul Surmanului (Terc), N de Virghiș, imediat la exteriorul formațiunii de Wildflysch există un pachet de fliș ce conține un lumașel de *P. peregrina* Buch și intercalații de conglomerate tilloide. Această serie a fost considerată ca reprezentând orizontul superior al stratelor de Sinaia¹¹ deși elementele litologice componente sunt aceleași cu cele ale „flișului marno-grezos cu marnocalcare” (serie de Baraolt). Conglomeratele și gresile¹¹ din valea Bogata deschise amont de formațiunea de Wildflysch seamănă cu unele nivele de gresii brecioase cu calcar albe și dolomite angulare ce se intercalează în stratele de Baraolt la nivelul Hauerivianului.

Prezența acestor pachete de roci din seria de Baraolt la est de zona ocupată de formațiunea de Wildflysch dovedește clar poziția pînzei de Baraolt la exteriorul „zonei cristalino-mezozoice” (pînzele centrale). Așa cum am mai arătat, pînza de Baraolt încalcă direct peste digitația de Ciuc a pînzei de Ceahlău.

În această situație trebuie să admitem că pînza formată de seria de Baraolt este o unitate independentă ce reprezintă echivalentul structural al unei zone intermediare de facies între stratele de Sinaia la exterior și Wildflysch împreună cu Neocomianul din culcușul său, la interior.

Stratele de Sinaia din munții Baraolt corespund spre N atât ca direcție cît și ca detaliu faciale cu stratele de Sinaia, care alcătuiesc partea internă a „digitației Ciucului” (Sandulescu, 1964).

Ghidindu-ne după detaliile litologice ale părții superioare ale stratelor de Sinaia credem că digitația Ciucului se prelungesc către S în partea de nord și est a munților Baiului, în regiunea văii Doftana și a izvoarelor văii Azugii unde orizontul superior al stratelor de Sinaia conține brece de culoare închisă și repauzează pe un pachet șistos cu gresii subțiri ca în profilul din pîriul Zălan.

Revenind la pînza de Baraolt, trebuie să menționăm încă de la început că după datele din literatură, faciesuri identice ale Neocomianului nu mai apar nici la N și nici la S de munții Baraolt. Astfel, imediat spre N zona „cristalino-mezozoică” încalcă direct peste stratele de Sinaia.

¹¹ D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu. Terenurile mezozoice din munții Perșani, între izvoarele Hămăradie și Merești. 1965. Arh. Inst. geol., București.

Totuși gresiile brecioase cu cristalin și dolomite din munții Baraolt ne reamintesc roci de același tip ce însoțesc gresiile masive pe care le-am întîlnit în extremitatea nordică a Carpaților Orientali în zona comunei Breaza. Aceste roci ies de sub încălecarea cristalinului din flancul extern al sinclinalului Rarău (pînza bucovinică) formînd un relief puternic. Noi le-am atribuit orizontului superior al stratelor de Sinaia, desigur relațiile cu stratele de Sinaia propriu-zise erau destul de neclare. Astăzi, unele detalii litologice ne determină să ne gîndim la o posibilă echivalare a lor cu seria de Baraolt. Poate numai neșansa descoperirii unor tintinide în marnocalcarele ce însoțesc gresiile massive de la S de Breaza, face ca paraleлизarea acestora cu seria de Baraolt să rămînă doar ca o ipoteză.

Spre S de Olt, ținînd seama de poziția pînzei de Baraolt față de digitația Ciucului, s-ar putea paraleliza pînza de Baraolt cu complicația tectonică din centrul munților Baiu, denumită „pînza de Paltinul-Ungaria”¹². Faciesul pe care îl îmbracă Neocomianul în această regiune nu se asemănă cu cel al pînzei de Baraolt, fapt care contravine unei astfel de legături, „pînza de Ungaria-Paltinului” putînd fi mai curînd o altă digitație a pînzei de Ceahlău, mai internă decît cea de Ciuc.

Datele de care dispunem deocamdată nu ne permit o corelare sigură a „pînzei de Baraolt” cu complicații tectonice de aceeași amploare din alte regiuni, fapt care a făcut să-i acordăm o denumire aparte. Această situație s-ar putea datora și unei depășiri tectonice atât spre N cît și spre S de către unitățile mai interne cu cristalin în bază.

CONCLUZII

Concluzii privind stratigrafia depozitelor cercetate

Pe domeniul de apariție al stratelor de Sinaia a fost separat un pachet superior orizontului cu brecii al acestora, pachet care a fost echivalent cu depozite similare din punct de vedere al alcăturii litologice și care au o vîrstă barremiană.

În seria de Baraolt a fost pusă în evidență prezența Berriasianului, fapt care constituie o completare cu privire la cronostratigrafia acestor depozite considerate pînă acum ca reprezentînd numai Hauterivianul și Barremianul.

¹² M. Ștefănescu, Cecilia Butnăreanu, Marina Zamfirescu, V. Matei, E. Avram. Prospecționi geologice pentru hidrocarburi în zona flișului paleogen-cretacic dintre Teliu-Bratocea-Teșila și valea Prahovei. 1963. Arh. Inst. geol., București.

O parte a gresiilor calcaroase considerate de vîrstă aptiană au fost atribuite Vraconianului superior-Cenomanianului pe baza prezenței algei *Archaeolithothamnium amphiroaeformae* R o t h p l e t z.

Concluzii privind tectonica depozitelor cercetate

Seria de Baraolt formează o importantă pînză de șariaj — pînza de Baraolt — ce stă peste stratele de Sinaia din digitația de Ciuc a pînzei de Ceahlău. Spre interior depozitele pînzei de Baraolt se întîlnesc și pe versantul estic al munților Perșani.

În afara faciesurilor Eocretacicului aceste două pînze se deosebesc și prin structura internă a lor : pînza de Ceahlău (digitația Ciuc) se caracterizează printr-o cutare strînsă, în solzi, iar pînza de Baraolt prin cufe largi cu flancurile în general egal dezvoltate.

Întrucît, interpretarea în pînză este utilizată acum pentru prima dată în munții Baraoltului și știind că nu au fost epuizate toate posibilitățile de observație, suntem convinși că cercetările viitoare vor aduce date suplimentare care vor completa din ce în ce mai mult imaginea geologică a acestei regiuni.

BIBLIOGRAFIE

- Barthel K. W., Cediell F., Ceyer F. O., Remane J. (1966) Der subbetische Jura von Cehegin (provinz Murcia, Spanien). *Mitt. Bayer. Staatssmml. Paleont. hist. geol.*, 6 München.
- Busnardo R., Le Hégarat B. (1965) Stratotype du Berriasien. *Mem. du B.R.G.M. Colloque sur le Crétacé inférieur*, Lyon 1963, 34, Paris.
- Cita M. B., Pasquare G. (1959) Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. Nota IV. *Inst. di geol. Paleont. e geogr. fisica della Univ. di Milano, serie P.* 102, Milano.
- Contescu L. (1966) Flîșul cretacic din partea de nord a munților Baraoltului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie*, II/k, București.
- Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landessteile. *Mitteilungen*, VII Budapest a. d. Jb. kgl. ung. Geol. anst.
- Jekelius E. (1923) Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului. *St. tehn. econ. Inst. geol. Rom.*, III/2, București.
- Jipa D. (1964) Asupra genezei și nomenclaturii unor calcar eocretacice din flîșul Carpațiilor Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* IX/2, București.



- Kiss E. (1911) A baroti hegység kréteképződményei (Die Kreidebildungen des Baroten Gebirges). *Közl. a Kolozs. M. Kir. Tud. Egyet. Ásvány és Földt. Intez.* Cluj.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, VII/3–4, București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du bassin supérieur de l'Olt. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide des excursions*, București.
- Magné J., Sigal J. (1965) Les Calpionnelles du Crétace inférieur, Lyon 1963, *Mém. B.R.G.M.* 34, Paris.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D. (1961) Flisol cretacic din partea de sud a munților Baraoltului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, VI, 2, București.
- , Ștefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu M., Butnăreanu C. (1964). Natura ivirilor de șisturi cristaline din regiunea Zamura-Prislop. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* IX/2, București.
- Patrulius D., Ștefănescu M., Popa Elena, Popescu Illeana (1967) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Band. *International Geological Congress, XXIII Session, Prague 1968. Guide to Excursion 50 Ac. Romania*.
- Săndulescu M. (1964) Stratatele de Sinaia și stratatele de Bistra dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului). *D. S. Com. Stat. Geol.* L (1962–1963), București.
- Săndulescu Janá (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes orientales. *Carpato-Balkan Geological Association, VII, Congr. Sofia, Reports, Part. I.*
- Vadasz E. (1914) Petrefakten der Bareme Stufe aus Erdely (Siebenbürgen) *Zentbl. f. Min., Geol. Paleont.* Stuttgart.
- Zberea A. (1962) Date noi asupra stratigrafiei munților Baraolt. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959–1960), București.
- * * * (1961) *Ghidul excursiilor B. – Carpații Orientali – Asociația Geologică Carpato-Balcanică. Congr. V.*, București.

LA NAPPE DE BARAOLT

(Résumé)

La région des monts Baraolt était connue comme une région légèrement plissée dont les noyaux des anticlinaux étaient constitués par des couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien) recouvertes normalement d'un flysch marnogréseux à marnocalcaires (Barrémien).

À l'occasion des recherches géologiques effectuées dans cette région (1967) l'auteur sépare deux complexes de roches franchement différentes



au point de vue de la constitution lithologique : les couches de Sinaia vers l'E (Valanginien-Hauterivien) et la série de Baraolt vers l'W (Berriasien-Bédoulien). 20 % des marnocalcaires de la série de Baraolt contient différentes espèces de tintinnidés, dont on cite : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Stenosemellopsis hispanica* Colom, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Filip), formes qui indiquent le Néocomien, en général.

Le levé géologique a mis en évidence le fait que la série de Baraolt est limitée vers le NE par un contour festonné qui recoupe obliquement les structures formées par les couches de Sinaia.

Les données des levés corrélées aux données paléontologiques conduisent à la conclusion que dans les monts Baraolt il y a deux faciès de l'Eocrétacé supérieur générés par certains mouvements tectoniques. Comme une conséquence de ces mouvements tectoniques la série de Baraolt constitue une importante nappe de charriage — la nappe de Baraolt — qui chevauche, vers l'extérieur les couches de Sinaia de la digitation de Ciuc de la nappe de Ceahlău.

Des couches de Sinaia apparaissent aussi dans quelques fenêtres tectoniques d'en dessous de la série de Baraolt, démontrant franchement la valabilité de l'interprétation en nappe. Les mouvements qui sont à l'origine de ce charriage ont eu lieu avant le Vraconien supérieur.

Outre l'analyse minutieuse des dépôts qui constituent les deux nappes, sont décrits aussi les dépôts accumulés après le chevauchement. De ces derniers une importance particulière présente un paquet constitué de grès calcaires et de conglomérats qui ont été décrits sous le nom de „grès de Bogata” (Vraconien supérieur-Cénomanien).

L'importance de ce dernier vient du fait qu'il repose en discordance sur la nappe de Baraolt autant que sur la nappe de Ceahlău, précisant ainsi l'époque au cours de laquelle s'est formée la nappe de Baraolt.

Pour conclure, dans les monts de Baraolt a été signalé pour la première fois une complication tectonique dont l'ampleur de charriage avance vers l'E sur une distance d'au moins 20 km — la nappe de Baraolt.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région d'Aita Medie-Zălan.

1, a, terrasse et alluvions récentes; b, cônes de déjection; c, éboulements; 2, Pléistocène-Levantin; 3, Cénomanien-Vraconien supérieur. Grès de Bogata. Nappe de Baraolt; 4, Barrémien-Berriasiens, série de Baraolt. Nappe de Ceahlău (digitation de Ciuc); 5, Barrémien; 6, Hauterivien-Valanginien; a, horizon à brèches; b, horizon marno-gréso-schisteux; couches de Sinaia. 7, limite normale; 8, limite de formation discordante; 9, faille; 10, ligne de charriage; 11, gisement fossilifère; 12, axe d'anticlinal; 13, axe de synclinal.

Planche II

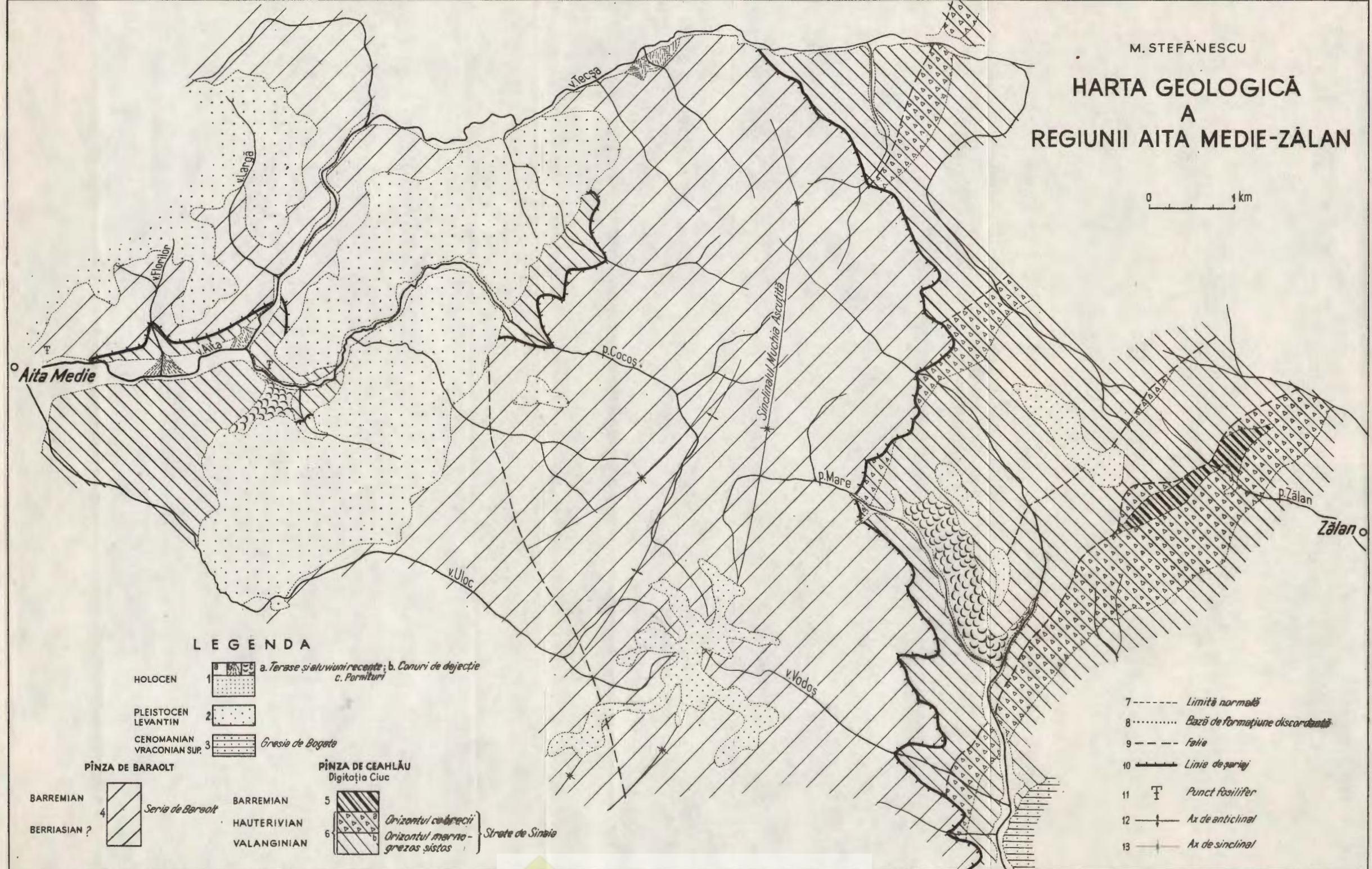
Esquisse tectonique des monts Baraolt (partiellement rédigée en réinterprétant les données des auteurs suivants: A. Zberea et al. (1959), G. Murgeanu et al. (1961), L. Contescu (1966).

1, Holocène; 2, Pléistocène-Levantin; 3, Sénonien-Vraconien supérieur: formations post-tectoniques; 4, éléments tectoniques (lambeaux de recouvrement) des nappes centrales; 5, nappe de Baraolt; 6, nappe de Ceahlău (digitation de Ciuc); 7, ligne centrale; 8, ligne de Baraolt; 9, faille; 10, axe de synclinal.



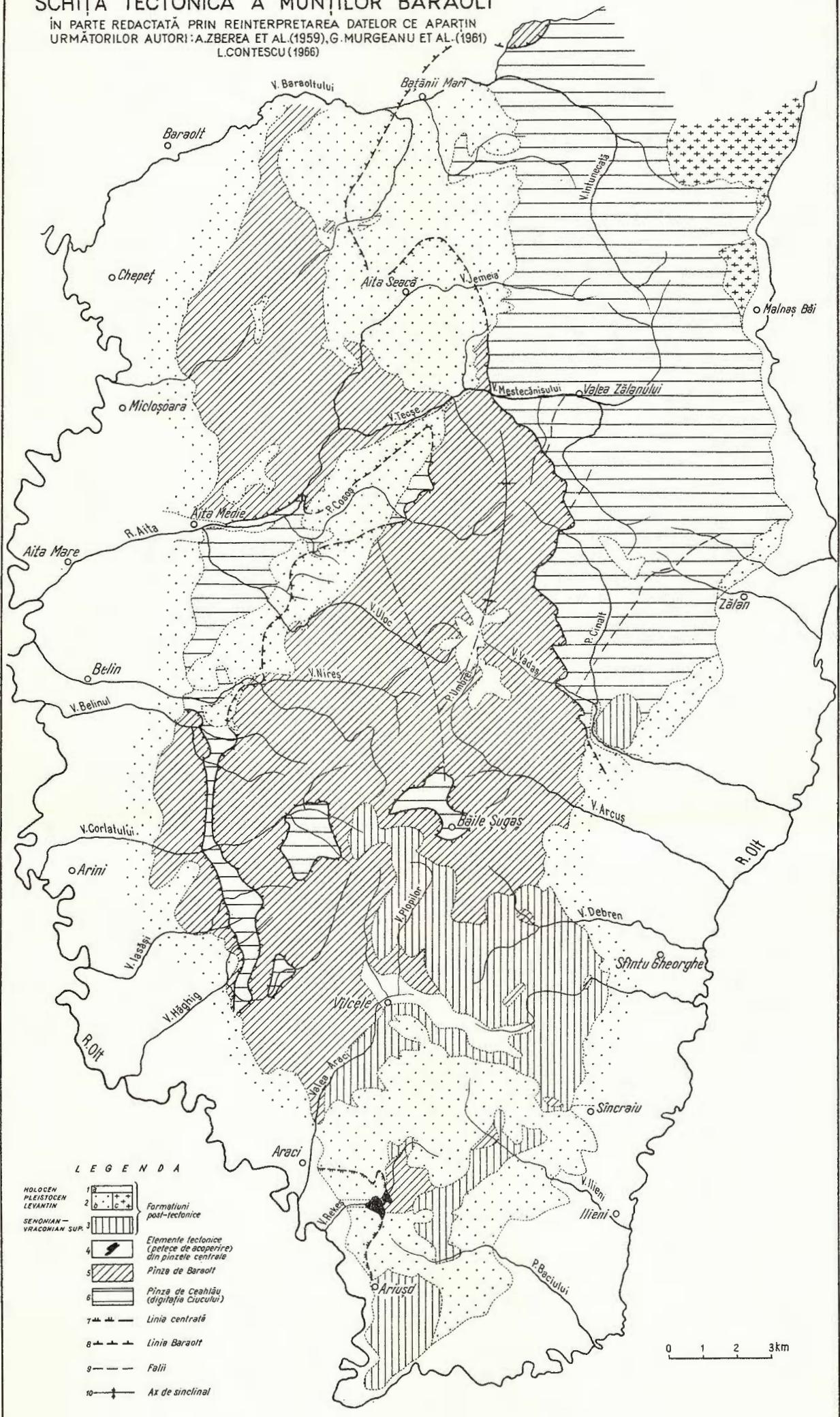
M. STEFĂNESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII AITA MEDIE-ZĂLAN

0 1 km



M. ȘTEFĂNESCU

ÎN PARTE REDACTATĂ PRIN REINTERPREAREA DATELOR CE APARTIN
URMĂTORILOR AUTORI: A.ZBEREA ET AL.(1959), G.MURGEANU ET AL.(1961)
L.CONTESCU (1966)



C U P R I N S

Pag.

1. Boldur C., Stillă Al., Iavorschi I., Dumitru I. Date noi în cunoașterea stratigrafiei și tectonicii sedimentarului mezozoic de la N de Olănești	5
2. Bucur I. Considerații privind ansamblul structural de adâncime din depresiunea Transilvaniei	21
3. Dimian M. Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Lucina-Moldova-Sulița-Breaza (Carpații Orientali)	33
4. Edelstein O., Chițimuş V. Contribuții la cunoașterea fundamentului sedimentar al zonei eruptive între valea Ilba și valea Chiuzbaia (Baia-Mare). .	63
5. Istoceșcu D., Ionescu Gh. Geologia părții de N a depresiunii pannonice (sectorul Oradea–Satu-Mare)	74
6. Istoceșcu D., Mihai A., Diaconu M., Istoceșcu Felicia. Studiu geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru	89
7. Ștefănescu M. Pinza de Baraolt	107



C O N T E N U

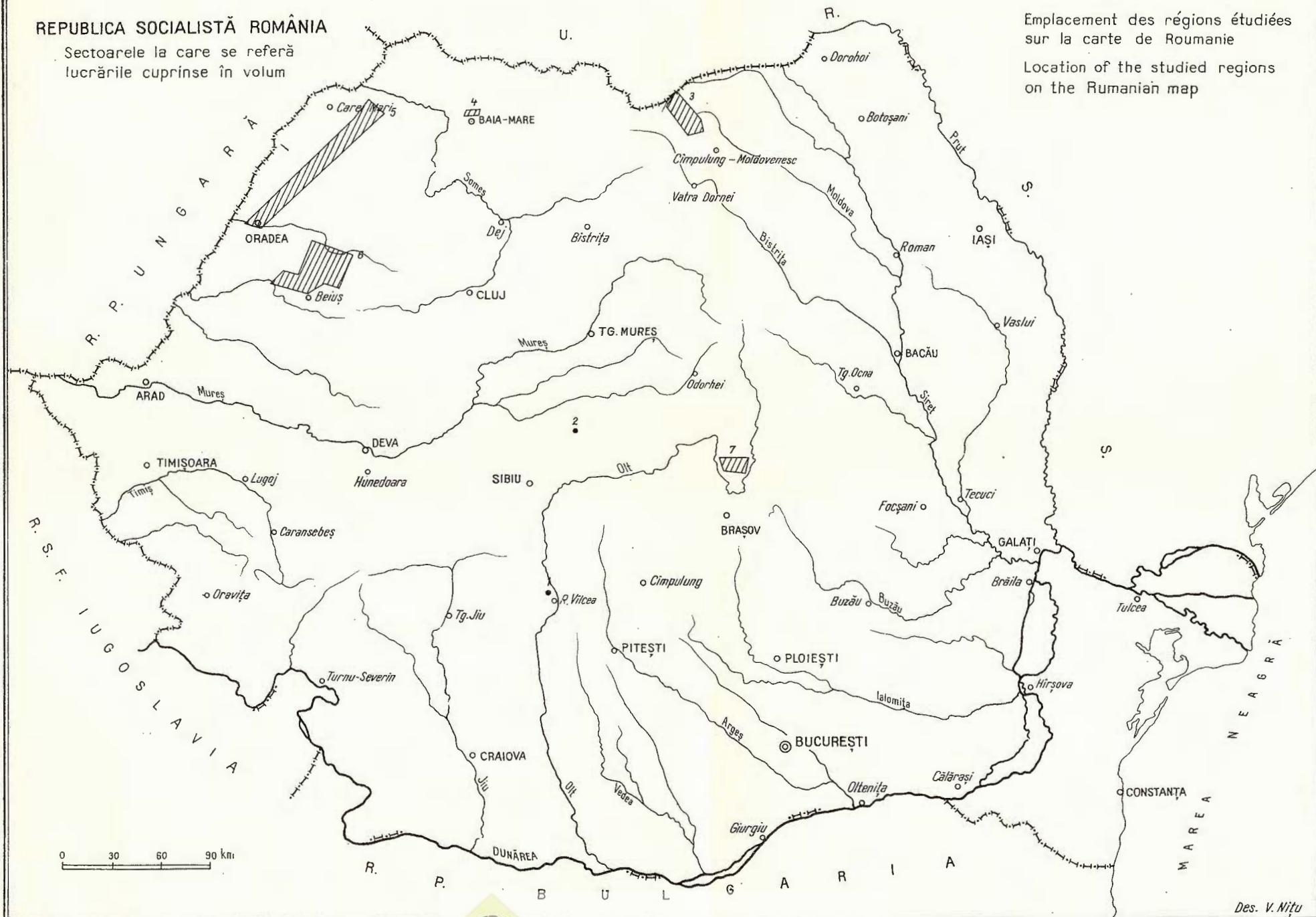
(Résumés)

	Page
1. Boldur C., Stillă Al., Iavorschi M., Dumitru I. Nouvelles données concernant la stratigraphie et la tectonique du sédimentaire mésozoïque du N de Olănești (Carpates Méridionales)	18
2. Bucur I. Considérations sur l'ensemble structural profond de la dépression de Transylvanie	29
3. Dimian M. Etudes stratigraphiques et tectoniques dans la région Lucina-Moldova-Sulița-Breaza (Carpates Orientales de N)	58
4. Edelstein O., Chițim uș V. Contributions à la connaissance du soubassement sédimentaire de la zone éruptive comprise entre la vallée Ilba et la vallée Chiuzbaia (Baia-Mare)	71
5. Istoescu D., Ionescu Gh. Géologie de la partie nord de la dépression pannonienne (région Oradea—Satu-Mare)	86
6. Istoescu D., Mihai A., Diaconu M., Istoescu Felicia. Etude géologique de la région comprise entre Crișul Repede et Crișul Negru . .	104
7. Ștefănescu M. La nappe de Baraolt	122



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Redactori: MARGARETA PELTZ și FELICIA ISTOCESCU
Corectori: ELENA BANDRABUR și VIORELA ANASTASIU
Traduceri: MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA, F. CHIUTU
Ilustrația: V. NITU

*Dat la cules: iunie 1969. Bun de tipar: iunie 1970. Tiraș: 1 100 ex. Hirtie
scrisă I A. Format: 70 × 100/56. Coli de tipar: 8. Comanda 272. Pentru
biblioteci: indicele de clasificare 15(058)*

Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu 23–25, București.



Institutul Geologic al României

83129



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTE RENDUS DES SÉANCES

TOME LV
1967-1968

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României