

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

ANUARUL

MUZEULUI DE ȘTIINȚE NATURALE
PIATRA NEAMȚ

seria

GEOLOGIE-GEOGRAFIE

IV



PIATRA NEAMȚ

1978

A N N U A I R E
DU MUSEE DES SCIENCES NATURELLES — PIATRA NEAMȚ

série

Géologie — Géographie

S U M A R

S O M M A I R E

GÉOLOGIE

	Pag
PAUCĂ M. — Evaporitele din România. Aspecte genetice, paleogeografice și tectonice	7
Die Evaporite in Rumänien. Entstehung, Paleogeographie und Tektonik	
MACAROVICI N. — Asupra faunei de moluște de la limita Pliocen superior-Pleistocen inferior din România	49
Sur la faune de mollusques qui se trouve sur la limite entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur en Roumanie	
GRASU C., TURCULEȚ I. — Observații geologice în regiunea meridională a sinclinalului Hăghimaș	59
Observations géologiques dans la région méridionale du synclinal Hăghimaș	
MATEI V., SOFIA LUȚĂ, CIBOTARU T., BRUSTUR T. — Asupra vîrstei jaspurilor de la Pojorîta (Carpații Orientali)	75
L'âge des jaspes du Pojorîta (Carpathes Orientales)	
TURCULEȚ I. — Unele aspecte privind jaspurile din sinclinalul Rarău	81
Quelques aspects des jaspes du synclinal de Rarău (Carpathes Orientales)	
ALEXANDRESCU GR. — Asupra constituției conglomeratelor de Ardealoaia (Valea Moldovei — Carpații Orientali)	93
Sur la constitution des conglomérats de Ardealoaia (Vallée de Moldova — Carpathes Orientales)	
GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. — Studiul geologic și geochimic al rocilor bituminoase oligocene din zona cuprinsă între pîrul Ozana și Suha Mare (Carpații Orientali)	105

Etude géologique et géochimique des roches bitumineuses oligocènes de la zone comprise entre Ozana et Suha Mare (Carpatés Orientales)

- IONESI L., GHEȚA N. — Vîrsta Stratelor de Gura Șoimului din semiferestra Humorului 125
 L'âge des Couches de Gura Șoimului de la demi-fenêtre de Humor
- GRASU C. — Asupra extinderii semiferestrei Rîșca și a legăturii sale structurale cu semiferestra Bistriței . . . 133
 Sur l'extension de demi-fenêtre Rîșca et sa liaison structurale avec de la demi-fenêtre Bistrița
- TODERIȚĂ VICTORIA, PEDA I. — Gasteropode neocretacice din Munții Hăghimaș-Tulgheș 141
 Gastéropodes du Crétacé supérieur des Monts Hăghimaș-Tulgheș
- PAUCĂ M., CIOBANU M. — Asupra insectelor fosile din România și a prezenței unei specii de Carabid din Oligocenul de la Piatra Neamț 151
 Fossile Insekten von Rumänien Vorkommen einer neuen Carabiden — Art, Calosoma grasul nov. sp. in Oligozän von Piatra Neamț (Moldau)
- IONESI BICA, CIOBANU M. — Contribuții la studiul faunei sarmatene din Platforma Moldovenească (Dealul lui Stan — Bozieni). Partea a II-a 159
 Contributions à l'étude de la faune sarmatienne de la Plateforme Moldave (La colline du Stan — Bozieni). II-ème partie
- CIOBANU M. — Date noi asupra peștilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamț (IV) 185
 New data on fossil fish in the Oligocen of the Piatra Neamț Area (IV)
- GRIGORESCU D. — Paleoecologia faunei de vertebrate marine sarmatene din Dobrogea de Sud 193
 Paleocology of the Sarmatian marine vertebrate fauna from South Dobrogea
- IONESI BICA, CHINȚĂUAN I. — Studiul ostracodelor din Volhinianul Platformei Moldovenești (Regiunea dintre Valea Sucevei și Valea Moldovei) 205
 Etudes des ostracodes du Volhynien de Plateforme Moldave (Région d'entre la vallée de la Suceava et la vallée de la Moldova)
- ȘTEFAN P. — Cîteva specii de Characeae din Romanianul zonei de curbură a Carpaților Orientali 227
 Quelques espèces de Characées dans le Romanian de la zone de courbure des Carpatés Orientales Roumaines

PETREUȘ I., KOVACS M. — Cuarțite secundare cu adular din Dealul Poprad (Bala Mare)	231
Les quartzites secondaires de la Colline de Poprad (Bala Mare)	

PETREUȘ I., IONESI BICA, ONU P. — Siltitele volhiniene din zona Dersca-Mihăileni (Platforma Moldovenească) . . .	243
Les siltites volhyniennes de la zone Dersca-Miăhăileni (La Plate-forme Moldave)	

PREDA I., TODERIȚĂ VICTORIA — Apele minerale din Munții Hăghimaș-Tulgheș	257
Les eaux minérales des Monts Hăghimaș-Tulgheș	

GÉOGRAPHIE

SÎRCU I. — Unele constatări privind contactul Podișului Moldovenesc cu Cîmpia Dunării de Jos	267
Remarques concernant la zone de contact du Plateau Moldave avec la Plaine du bas Danube	

COTEȚ P. — Importanța geomorfologică și semnificațiile morfoclimatice a unor formațiuni din țara noastră . . .	279
Des aspects morphoclimatiques et la signification géomorphologique de quelques formations géologiques de notre pays	

RĂDOANE MARIA — Observații asupra formării pietrișurilor în condițiile lacului Izvorul Muntelui-Bicaz	283
Observations sur la formation des graviers dans les conditions du lac Izvorul Muntelui-Bicaz	

BOJOI I. — Asimetria versanților unor văi din Munții cristalini ai Bistriței, datorită morfogenezei periglaciare . . .	295
L'asymetrie des versant de quelques vallées des Monts cristallins de la Bistritza, due à la morphogenèse périglaciaire (Carpates Orientales)	

ANDREIAȘI N., CRĂCIUN C. — Cauzele producerii alunecărilor de teren din bazinul superior al țărmului Somuzul Mare	305
Les causes des glissements de terre de bassin supérieur du Șomuzul Mare	

LUPAȘCU GH., TODERIȚĂ MARIA, SIMALCSIK FLORICA — Proprietățile cernoziomurilor levigate din depresiunea Cracău-Bistrița	317
Die Eigenschaften der ausgewaschenen tschernosen aus der Cracău-Bistritza Senke	

CRONICĂ-RECENZII

CIOBANU M. — Muzeul de științe naturale din Piatra Neamț la 12 ani de activitate	345
Sesiunea de comunicări științifice a Muzeului de științe naturale Piatra Neamț	356

EVAPORITELE DIN ROMÂNIA. ASPECTE GENETICE, PALEOGEOGRAFICE ŞI TECTONICE

MIRCEA PAUCĂU

ABSTRACT

Evaporites of Romania. The paper represents the first genetical, paleogeographical and tectonical synthesis of the Romanian middle-miocene monomineral evaporites. There are exposed the circumstances—chiefly a large marine current — that induced the sedimentation of a huge quantity of a chemical nearly pure NaCl and also almost the complete absence of K-Mg salts.

1. *Generalităţi.* Prin evaporite înţelegem sărurile depuse din soluţii minerale în condiţii de evaporare naturală, pe suprafeţele unor lagune de diferite forme, adâncimi şi dimensiuni, precum şi pe acelea ale unor imense bazine evaporitice situate cel mai adesea în contact nemijlocit cu marea larg deschisă. Există şi evaporite continentale depuse în lacuri alimentate de râuri, dar importanţa lor este secundară, datorită cantităţilor foarte reduse, în care apar şi compoziţiei lor chimice foarte puţin variată.

După cum este bine ştiut, apa mării reprezintă o soluţie complexă de săruri: carbonaţi, sulfaţi şi cloruri, iar în cantităţi minime, bromuri şi ioduri. Printre acestea, NaCl — sarea de buclărie — predomină cu mult (78%) asupra tuturor celorlalte săruri împreună.

Repartizate în ordinea precipitării, evaporitele marine sînt următoarele: dolomită — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, gips — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, sare gemă — NaCl şi săruri delicvescente, ultimele reprezentate printr-un amestec variat de cloruri şi sulfaţi complecşi de K, Ca şi Mg. Acestea constau din: polihalit, silvină, bischofit, carna-

lită, kainită, picromertit, leonit etc. Analizele chimice au mai constatat existența unor cantități mici de compuși de Fe, iar analizele spectrale a unor urme de: Ba, Sr, Rb, Li, B etc.

Contemporan evaporitelor, uneori și un timp anterior depunerii lor, pe uscat au luat naștere roci detritice colorate intens în roșu, reprezentând o crustă de alterare continentală, uneori foarte groasă, formată în condițiile variațiilor diurne intense ale temperaturii ridicate din acel timp. Mișcările intervenite imediat după depunerea evaporitelor, însoțite și de precipitații intense, au favorizat transportul materialului de alterare continentală în unele regiuni de pe marginile Bazinului Transilvaniei etc., unde le-au depus sub formă de conglomerate puternice (ex. Rîpa Roșie-Sebes, jud. Alba etc.).

La noi, pînă de curînd, evaporitele au fost prea puțin cercetate ca problemă de geochimie independentă. Fiind abordate cel mai adesea numai tangențial în cadrul unor probleme geologice (petrol, metan etc.), abia de curînd ele au început să ne dezvăluie numeroasele și interesante probleme pe care le pun.

Studii adîncite asupra evaporitelor noastre sînt necesare atît din punct de vedere teoretic — printre altele, cunoașterea problemelor în legătură cu depunerea lor a contribuit la precizarea stratigrafiei miocenului marin — cît și din punct de vedere economic, pentru înlesnirea prospectării și valorificării lor eficiente.

2. *Geneză.* După temperatura mai mult sau mai puțin ridicată, la care s-au depus, evaporitele marine au fost împărțite în două categorii mari: *termofile* (dolomită și gips) depuse în ape calde și *criofile* (sare gemă și săruri delicvescente), ultimele depunîndu-se la temperaturi ceva mai scăzute. Această clasificare este numai aproximativă, deoarece ordinea de depunere a evaporitelor este în funcție nu numai de temperatură, dar și de asociația cu care se află în soluție, precum și de concentrarea în sarea respectivă și a fiecăreia dintre celelalte săruri.

Cele 35 grame de săruri diferite, conținute de apa de mare normală la litru, constau din următoarele procente de săruri: carbonați — 0,4%; sulfat de calciu — 3,6%; sare gemă — 78% și săruri complexe de K, Ca și Mg — 17,7%. Calculele au arătat că dintr-un strat de apă de mare gros de 1000 metri se depun următoarele grosimi de săruri: 0,048 m dolomită; 0,55 m gips; 12,5 m sare gemă și 3,35 m săruri complexe; în total, deci, abia 16,50 metri. Totuși în natură, numai foarte rareori se ajunge la precipitarea tuturor sărurilor.

Datorită evaporației intense în condițiile climatice continentale foarte aride, din apa pe cale de concentrare sarea se separă sub formă de cristale pe aproape toată suprafața bazinului eva-

poritic intracarpatic, de unde cristalele cădeau ca o adevărată ploaie prin stratele de apă tot mai concentrată în săruri pînă ce ajungeau la fund. Ținînd seama de puritatea sării din Bazinul Transilvaniei, trebuie să admitem că, în timpul concentrării ei, apa nu numai că posedă o densitate crescîndă începînd de la suprafață spre fundul bazinului, unde avea loc sedimentarea sării, dar se prezenta stratificată și chimic, în sensul că NaCl ocupa apele adînci și fundul bazinului evaporitic, în timp ce toate celelalte săruri se aflau la suprafața mării sau în imediata apropiere a acesteia. Curentul de apă marină, care aproviziona permanent bazinul intracarpatic cu apă mereu sărăcită în NaCl — totuși capabilă să depună noi cantități de sare gemă — se dezvoltă pe o adîncime relativ mică, probabil de numai cîțiva metri. Fundul bazinului se afla într-o foarte ușoară, dar continuă și diferențiată mișcare de scufundare care a permis depunerea unui strat de sare cu o grosime inițială de sute de metri. Totuși tre' uie să admitem că sarea a prezentat încă de la început unele diferențe de grosime, mai mari în regiunile adînci și mai mici pe crestele reliefului submarin.

Geologii au constatat existența unor epoci relativ scurte (totuși cu durate de mii de ani) cînd evaporitele s-au depus pe suprafețe și în cantități considerabile. Evaporite de aceeași vîrstă miocen medie, așa de răspîndite la noi, sînt egal de abundente și în regiunea Asiei Mici pînă în Golful Persic și în Iran. Ei au mai constatat existența altor epoci foarte îndelungate în sedimentele cărora evaporitele lipsesc, ca și cum apele mărilor din acele timpuri n-ar fi fost și ele sărate. Lipsa evaporitelor se datorește însă absenței unui complex de condiții favorabile depunerii acestor roci cu caractere așa de speciale. În prezent lipsesc condiții favorabile pentru depunerea unor evaporite marine cu importanță economică.

Pentru explicarea depunerii evaporitelor, cercetătorii din diferite timpuri și țări, bazîndu-se în special pe condiții cu dezvoltare locală, au imaginat diferite modele genetice. Unele pornesc de la faptul că, în prezent, sarea poate fi extrasă din apa mării printr-un sistem de bazine artificiale mici și puțin adînci. Mai tîrziu s-a constatat și posibilitatea ca evaporitele să se fi depus chiar și în bazine cu dimensiuni imense. Toate modelele de pînă acum au ignorat însă existența unui fapt hotărîtor, anume cosmic și au subprecizat importanța factorilor geomorfologic și paleogeografic, care se prezintă deosebit de diverși, după regiune. În condițiile acestor trei factori, geneza și repartiția evaporitelor reprezintă fenomene deosebit de complicate, care continuă a fi în atenția geologilor și geochimiștilor.

Evaporitele au luat naștere numai în acele relativ puține

epoci caracterizate simultan prin trei categorii de evenimente : — 1. *Temperaturi foarte ridicate* însoțite de curenți aerieni în-tenși care favorizau evaporarea, — 2. *Ariditate excepțională* care acoperea suprafețe enorme, climatul arid neexcluzind precipitații foarte rare, însă cu caracter violent, și — 3. *Mișcări crustale* cu anumite caracteristici regionale, dar și locale. Evaporitele caracterizează numai anumite epoci geologice pentru motivul că *acești trei factori* — datorită unor conjuncturi cosmice — *au coexistat numai rareori în istoria Pământului*. Pentru aprecierea factorului cosmic mai trebuie să reținem că, în mod frecvent și nu întâmplător, depunerea evaporitelor a fost precedată de erupții vulcanice puternice, caracteristicile epocilor cu mișcări intense ale scoarței, determinate și ele de cauze cosmice.

În prezent, nedepunerea evaporitelor se datorește mai ales *absenței unor anumite categorii de mișcări ale scoarței*, care produc un complex de transgresiuni vaste cu anumite caracteristici, printre care și scufundări lente ale unor suprafețe de diferite mărimi. *Cauza îndepărtată a depunerii evaporitelor în cantități foarte mari, dar numai în anumite epoci relativ scurte, constă în intensificarea acțiunii celor trei categorii de evenimente*, ca o consecință a unor *evenimente cosmice*, pe care chiar și astăzi — cu toate progresele spectaculoase din ultimele decenii ale astronomiei — *reușim mai mult să le intuim decât să le demonstrăm*.

Noi mai apreciem că prezența unor *anumite categorii încă neprecizate de radiații cosmice*, existente în acele epoci geologice, a contribuit în mare măsură la depunerea evaporitelor.

Ocupându-ne de evaporite, în mod involuntar gândul ne duce la *zăcămintele de cărbuni* care, și ele, s-au acumulat în *cantități considerabile* numai în anumite epoci relativ scurte, epoci caracterizate, de asemenea, printr-o *conjunctură cosmică* comparabilă — parțial — cu aceea a depunerii evaporitelor, cu excepția climatului care, în cazul depunerii cărbunilor, nu putea să fi fost — evident — decât foarte umed.

Este cazul să constatăm că astăzi vastele regiuni ecuatoriale, deși sint caracterizate prin precipitații foarte abundente și prin temperaturi foarte ridicate, nu sint sediul aglomerării și conservării substanței vegetale sub formă de cărbuni, după cum nici în vastele regiuni tropicale, caracterizate prin existența deșerturilor, nu asistăm la depuneri de evaporite marine cu caracter economic. Cauza nedepunerii acestora constă, parțial, în lipsa unor anumite categorii de mișcări ale scoarței, determinată în ultima analiză, de factorii cosmici.

Între depunerea evaporitelor și aceea a cărbunilor există, deci, pe de o parte un *paralelism*, iar pe de altă parte un *antagonism*, ambele fenomene fiind determinate de cauze externe în ra-

port cu planeta Terra, cauze care, în decursul epocilor geologice, și-au modificat caracterele și, deci, influențele exercitate asupra planetei. Evaporitele și cărbunii reprezintă adevărate „peceți” indicatoare ale unor evenimente climatice din trecut, mult diferite de cele actuale. În lumina actualismului, astfel cum acesta a fost definit inițial cu circa 150 de ani în urmă, numeroase evenimente din trecut, înregistrate în litologia scoarței, rămân încă neînțelese. Astăzi trebuie să admitem că fiecare epocă s-a caracterizat printr-un anumit fel de „actualism” cu caractere proprii. Factori cosmici încă necunoscuți au dat naștere unor climate cu caractere mult diferite de cele existente astăzi. De altfel chiar și într-un trecut istoric nu prea îndepărtat, dependența evenimentelor de pe Terra de factorii cosmici a fost corect intuită de savanții timpului.

După cum știm foarte bine, Terra nu se află izolată în Cosmos, ci acesta o influențează în fel și chip. În timpul unor epoci foarte scurte, Cosmosul influențează planeta Terra predominant prin intermediul Soarelui, care determină nu numai alternanța de zi și noapte și anotimpurile, dar și fenomene de durată mai lungă sub formă de cicluri de câte 7, 12, 80 de ani. Ciclurile mai îndelungate de câte 25.000, 70.000, 190.000 ani se datoresc probabil galaxiei noastre, Calea Lactee, precum și Cosmosului atât de enigmatic încă. Luna produce marea. Glaciațiile ar putea reprezenta influențe galactice, în timp ce influențele Cosmosului foarte îndepărtat au multe șanse să posede caractere de unicat.

Referindu-ne la timpuri îndelungate — epoci și perioade geologice — fiecare cu caracteristicile lor climatice și diastrofice, Cosmosul a influențat Terra prin acțiunea numărului infinit de galaxii în vecinătatea cărora ea trece în necontenita ei peregrinare prin spațiul nesfirșit al Cosmosului. Faptul că epocile de sedimentare a marilor zăcăminte de evaporite și ale aceloră de cărbuni sînt uneori apropiate unele de altele — de pildă la noi în Miocenul mediu, imediat după depunerea evaporitelor, a urmat aceea a unor mari zăcăminte de cărbuni (Bazinul Petroșani) și echivalentul lor marin, zăcămintele de gaz metan — reprezintă un argument în plus în favoarea influenței factorilor cosmici. Putem afirma că evaporitele, ca și cărbunii și metanul au luat naștere în epoci de criză a istoriei Pămîntului. Să fie oare aceste crize consecințe ale catastrofelor unor aștri, care au avut loc și se mai întîmplă chiar și astăzi în imensitatea spațiului cosmic?

Este bine cunoscut că evaporitele s-au depus în lagune de diferite mărimi și chiar în imense bazine evaporitice și că acestea n-au prezentat condiții identice de evaporare nici chiar pe întreaga suprafață a aceluiași bazin evaporitic. În timp ce unele lagune sau bazine evaporitice de diferite dimensiuni comunicau

numai cu marea larg deschisă, altele, în special complexele de lagune cu dimensiuni dintre cele mai variate situate în regiunile intens cultivate, comunicau cu marea, dar și între ele. În prima categorie de lagune sare, pe teritoriul țării noastre, erau extrem de rare și mici, a avut loc depunerea tuturor sărurilor evaporitice, care apar amestecate într-un mod complicat. Pe marile platforme continentale această categorie de lagune ocupa suprafețe imense și juca un rol deosebit de important. Odată pătrunsă în ele, apa mării se evaporă în întregime, depunând toate sărurile conținute sub forma unui adevărat muzeu evaporitic.

În România sînt cunoscute aproape exclusiv numai evaporite monominerale, depuse ca o consecință a unui triaj îndelungat, realizat de un curent care traversa lagune de diferite mărimi, existente într-o regiune aflată în continuă cutare. La separarea unor asemenea evaporite a contribuit probabil și viteza relativ mare cu care se deplasau apele aceluși curent pe suprafețele lagunelor complexe aparținînd unei a doua categorii. Existența în România a evaporitelor monominerale prezintă un mare avantaj, anume acela că noi posedăm o sare gemă în stare chimică aproape pură, astfel că o putem introduce ca atare direct în procesele de producție industrială. Țările care au fost acoperite de lagune din categoria întâia, în care evaporitele s-au depus amestecate, înfrîm-pină multe dificultăți cu ocazia separării unor săruri de altele, înainte de a le folosi pe fiecare în parte pentru prepararea numeroșilor compuși chimici cărora le pot da naștere. Uneori, asemenea săruri sînt atât de impurificate unele cu altele încît nici nu se merită a fi separate, astfel că ele sînt declarate sterile și aruncate în riurile învecinate, pe care le poluează (ex. Rinul). Totuși evaporitele, chiar și cele monominerale, nu apar niciodată în stare chimică absolut pură. Astfel, în sarea gemă se găsesc — în unele regiuni sau nivele mai mult, în altele mai puțin — urme de gips sau de unele săruri complexe de K, Ca și Mg.

Existența în România a evaporitelor monominerale este legată însă și de un mare dezavantaj, anume acela că în lagunele noastre sărurile complexe de K — atât de căutate pentru prepararea îngrășămintelor agricole — s-au depus numai în cazuri cu totul excepționale. Județul Neamț face o excepție fericită, intrucît prospecțiunile complexe: geologice, geochemice, geofizice, prin foraje și miniere, au descoperit recent existența la Tazlău a unor cantități deocamdată modeste de săruri de potasiu. Tazlăul este în prezent singura regiune din țară unde prospecțiunile permit să nufrim speranța că vom putea extrage cantități industriale din prețioasele și mult căutatele săruri de potasiu.

Nu este o simplă întimplare că sărurile complexe de K sînt prezente numai pe marginea externă a Carpaților Orientali. La-

guna relativ mică și izolată, situată la Tazlău pe marginea cutelor carpatice, parțial exondate în acest sector, se umplea ritmic cu apă de mare care se concentra pînă se depuneau și sărurile cele mai solubile. Chiar dacă s-au mai depus și în alte regiuni, *sărurile delicvescente* se caracterizează prin însușirea că, *pe cît de greu precipită, pe atît de ușor se dizolvă*. În consecință, dacă ele au fost lipsite de un acoperiș de protecție suficient de impermeabil, aceste săruri s-au dizolvat repede, dispărînd, fără ca astăzi să mai putem ști, dacă ele au fost depuse ori nu.

Este cazul să amintim că *sărurile de K au mai fost prospectate, dar fără succes*, cu multe decenii în urmă și în regiunea de nord a Bazinului Transilvaniei, unde *descoperirea gazului metan a fost cu totul întîmplătoare*, fiind datorită prospecțiunilor pentru aceste săruri. Anume, în anii anteriori primului război mondial — *cînd cercetările lui Van T'Hoff* asupra depunerii sărurilor din soluții complexe erau încă puțin cunoscute și importanța condițiilor de sedimentare paleogeografice nebănuită — geologii au plecat de la ipoteza că, după cum în Germania împreună cu sarea gemă apar și săruri complexe de K, la fel ar trebui să se prezînte situația și în Bazinul Transilvaniei. Căutîndu-se, deci, săruri de potasiu, a fost descoperit un produs natural și mai prețios — *metanul*.

La noi, marea majoritate a evaporitelor aparente la zi sînt de vîrstă miocen medie (Transylvanian) și numai puțin gips și calcare din Transilvania de NV aparțin Eocenului. Pînă în prezent este încă neclară lipsa din Bazinul Transilvaniei și a altor evaporite de vîrstă eocenă. Datorită lipsei de documente paleogeografice amănunțite asupra fiecărui etaj component al Eocenului, nu știm dacă pe teritoriul României sarea gemă nu s-a depus în acel timp sau dacă nu cumva a căzut pradă eroziunii, ceea ce s-a putut întîmpla mai ales în timpul lungii epoci continentale care a avut loc în acest bazin la sfîrșitul Oligocenului și în prima jumătate a Miocenului. Rezolvarea acestei probleme va merge paralel cu *reconstituirea detaliată a paleogeografiei și a paleocurenților mari* din acel timp.

Semnălam și existența unui *evaporit continental* de vîrstă eocen inferioară reprezentat prin *Calcarul de Rona* situat în subsolul localității cu același nume de pe dreapta văii Someșului, la E de Jibou, județul Sălaj, calcar existent și la vest de acest oraș. El s-a depus într-un lac nu prea vast dar cu fundul într-o continuă scufundare lentă, din apele rîurilor temporare care, în condiții de temperatură ridicată, dizolvau calcarele mezozoice din împrejurimi. Fiind cuprins între o stivă de cîteva sute de metri de argile, gresii și conglomerate cuarțoase de culoare predominant roșie de origine terestră, în culcuș, și alte cîteva sute de

metri de aceleași roci în acoperiș și avînd chiar fosile de apă dulce, *geneza evaporitică a acestui calcar este astăzi cît se poate de clară*, deși ea n-a fost bănuită în timpul celor circa 100 de ani de cînd datează cercetările geologice în regiune.

Mai este de luat în seamă originea evaporitică a calcarului negru de Gutenstein cu granulație deosebit de fină, bine stratificat, slab bituminos, cu numai extrem de rare fosile, și avînd grosimi de zeci de metri, care apar pe mari suprafețe în baza Triasicului mediu din Munții Apuseni. În condițiile climatice încă insuficient precizate din acel timp, evaporitele au putut să se depună și în alte situații paleogeografice și paleoclimatice decît cele cunoscute în prezent.

Forajele adînci din numeroase regiuni ale țării au mai descoperit *existența evaporitelor* — în special a gipsului — de asemenea, în diferite etaje de *vîrstă mezozoică și chiar paleozoică*. Asupra problemelor puse de evaporitele din aceste ultime vîrste există încă prea puține date pentru a ne putea ocupa de ele pe larg. Importanța lor este, deocamdată, pur științifică.

În trecut, unii geologi au admis existența și a unor *gipsuri de vîrstă bugloviandă*, respectiv sarmațian inferioară. Astăzi însă, cînd cunoaștem cu multe detalii, pe de o parte condițiile climatice relativ umede (strate de cărbuni) din Sarmațianul inferior, iar pe de altă parte condițiile foarte complexe, care au determinat depunerea tuturor evaporitelor marine, nu mai putem admite existența într-un anumit etaj numai a gipsului. Undeva trebuia să se fi depus și celelalte evaporite, care însă sînt necunoscute. Pentru cunoașterea condițiilor de precipitare a evaporitelor, existența în Sarmațian numai a gipsului este cu totul de neconceput. Ignorarea problemelor referitoare la geneza evaporitelor a determinat întîrzieri în rezolvarea multor probleme de stratigrafie a Mioценului marin.

Cantitatea enormă de sare gemă, de care dispunem, precum și faptul că, pînă într-un timp foarte apropiat, celelalte evaporite interesau cel mult pe plan local sau de fel, iar însăși sarea gemă era folosită aproape *exclusiv în alimentație și pentru export* a determinat ca *această bogăție imensă a subsolului românesc — evaporitele* — să fie la noi prea puțin cercetată din punct de vedere al relațiilor reciproce dintre diferiții lor componenți, comparativ cu cercetările existente în alte țări.

În ultimele două decenii, datorită importanței economice crescînde și prezenței ei în mare cantitate la zi, sarea gemă de vîrstă miocenă a stîrnit interesul mereu sporit al geologilor noștri, care au ajuns la unele concluzii deosebit de importante. Una dintre problemele rezolvate este aceea a *direcției de unde au venit apele* care au depus evaporitele. Acest fapt ne permite să recon-

struim paleogeografia regiunilor carpatice în epoca respectivă Conform unei ipoteze emisă cu vreo 50 de ani în urmă, când se credea că în Miocen lanțul carpatic era constituit în întregime și că posedă pe întreaga lui lungime chiar și aproape înălțimile mari de astăzi, se admitea că apele, din care au fost depuse cantitățile imense de sare gemă din Bazinul Transilvaniei, ar fi venit dinspre vest, din Depresiunea Dunării Mijlocii, de unde ar fi pătruns prin valea Mureșului. Nu este de fel de mirare că acum peste o jumătate de secol, cercetătorii noștri să-și fi îndreptat privirile spre Europa Centrală și cea de vest, întrucât acolo problemele geologice erau bine amorsate, în timp ce regiunile estice ale continentului european erau încă prea puțin cercetate.

Documentația, de care dispunem astăzi, dovedește că această ipoteză nu mai poate fi susținută pentru motivul că, dacă apele mării ar fi venit într-adevăr din acea direcție, atunci ar trebui ca evaporitele să fie prezente și în Depresiunea Dunării Mijlocii, ceea ce nu este de fel cazul. În condițiile climatice din acel timp, dacă această mare unitate structurală a Europei Centrale ar fi fost acoperită de apele mării, prezența evaporitelor, fie ele chiar și în cantități mici, ar fi fost obligatorie și acolo. Iată, deci, că nu vom putea descifra niciodată fenomenul complex al depunerii și repartizării geografice a evaporitelor monominerale, decât numai cuprinzând suprafețe cât mai vaste posibil. O cercetare locală, chiar dacă aceasta s-ar referi la întregul teritoriu al României, nu poate duce la rezultate definitive.

Asupra provenienței din exteriorul arcului carpatic a apelor, din care s-a depus imensa cantitate de sare gemă din Bazinul Transilvaniei, dispunem de trei dovezi: una cu caracter negativ — anume amănita lipsă totală a evaporitelor din Depresiunea Dunării Mijlocii — și două dovezi cu caracter pozitiv: prezența sării geme în forajul de la Ojdula (județul Covasna), situată sub pânzele flișului pe traseul unui canal care traversa Carpații în regiunea de curbură a acestora, precum și marea cantitate de evaporite cu caracter termofil (dolomită și gips) din Depresiunea Vrancei.

Cercetările noastre paleogeografice întemeiate pe grosimile excepțional de mari, prezentate de rocile de vîrstă pliocenă și mai ales cuaternară din regiunea de curbură externă a Carpaților Orientali, dovedesc că, pentru a atinge înălțimile sale actuale, sectorul respectiv al lanțului carpatic a trebuit să sufere, în acest interval de timp, o ridicare mai mare ca oriunde în altă regiune, dînd naștere astfel abia acum continuității de relief caracteristică înălțimilor acestor munți.

Dînd o atenție specială atît repartiției cît și cantității în care apare fiecare dintre evaporitele monominerale din regiunea

de curbură externă a Carpaților, noi am constatat că apele mării au putut intra în Bazinul Transilvaniei numai prin această regiune. Într-adevăr, în Depresiunea Vrancei *dolomita și gipsul* — deci primele săruri de precipitare la începutul concentrării apelor — apar în cantitate mai mare ca oriunde pe teritoriul României. Datorită însă eroziunii suferită în acel timp de sedimentele în facies de flis ale Carpaților Orientali, gipsul de Vrancea este impurificat cu argilă, care îi scade mult valoarea economică, astfel că existența lui este trecută cu vederea. Apreciem că Depresiunea Vrancei reprezintă regiunea cea mai potrivită pentru abordarea și rezolvarea problemei distribuției evaporitelor monominerale din România, și anume chiar „cheia” rezolvării ei.

Numeroasele lagune intermediare cu dimensiuni relativ mici din Vrancea subcarpatică alcătuiau, împreună cu marele bazin evaporitic intracarpatic, un vast sistem de bazine străbătut de un curent de apă care, tot concentrându-se prin depunerea pe parcurs a diferitelor săruri evaporitice, ajungea pînă în actuala regiune a Bazinului Maramureș și în Ucraina Transcarpatică. Curentul se întorcea apoi spre sud trecînd prin regiunea Satu Mare și partea de E a Bazinului Silvaniei, pe lângă masivul Munților Apuseni pentru a părăsi marele bazin evaporitic transilvan urmărind valea Oltului, pe unde scotea o mare parte din clorura de sodiu precum și sărurile cele mai solubile, adică cele de K-Mg, așa de rare pe teritoriul țării noastre. Trebuie să mai constatăm că acel curent poseda un volum remarcabil și o viteză apreciabilă, deoarece din apele sale nu s-au depus în bazinul evaporitic intracarpatic nici măcar totalitatea sărurilor termofile, dovadă fiind prezența gipsului pe valea Oltului și masivele de sare de la Ocnele Mari și de la Slătioarele-Pitești, depuse de apele aduse de curent de peste munți. În lipsa unui asemenea curent, pentru depunerea în Bazinul Transilvaniei a stratului de sare gemă gros de sute de metri, ar trebui să admitem că bazinul evaporitic avea adîncimi de multe zeci de mii de metri, ceea ce reprezintă o adevărată imposibilitate. Odată curentul intrat în marea extracarpatică, sărurile de K-Mg neprecipitate se amestecau cu apele acesteia, care formau un canal larg, situat pe marginea de nord a Platformei Moesice.

Dovada ieșirii acestui curent prin regiunea văii Oltului este dată de descoperirea recentă, făcută cu ocazia lucrărilor pentru hidrocentrale, a depozitelor de vîrstă badeniană pe valea Lofrului și mai ales prezența în miocenul subcarpatic de la Ocnele Mari a tufului dacitic adus de la N de Carpați. Ipoteza veche asupra existenței în această regiune a unui aparat vulcanic este infirmată de finețea materialului cineritic care dovedește că acesta a suferit un triaj accentuat pe calea unui transport îndelungat.

Existența curentului marin a fost determinată de patru factori: — 1. *Adîncirea lentă*, dar continuă, a bazinului evaporitic în l'racarpatic care atrăgea apele în direcția sa, — 2. *Evaporarea intensă* a apelor odată intrate în climatul uscat al domeniului continental, — 3. *Includerea a cîte două molecule de apă* pentru fiecare moleculă de gips sedimentată, și — 4. *Creșterea* continuă a *densității apei* pe măsură ce aceasta se concentra.

Preconcentrarea apelor marine începea încă pe Platforma Moldavă unde, în afară de gips, constatăm și prezența dolomitei. Această constatare ne determină să susținem că, pentru a ne explica repartiția evaporitelor noastre monominerale, nu este suficient să ne limităm la paleogeografia regiunilor carpatice, ci este necesar să urmărim curentul marin pînă la mari depărtări spre est, unde își avea originea.

În cadrul condițiilor generale expuse, depunerea în lagunele noastre succesiv numai a unei anumite categorii de săruri conținute de apa mării, avea loc în condițiile a trei factori principali: — 1. *Temperatura ridicată* caracteristică climatului arid tropical, — 2. *Concentrația apei în fiecare dintre săruri*, și — 3. *Asociația de săruri din apa mării*. Studii teoretice și experimentale de laborator au dovedit existența unui echilibru labil între sărurile unei soluții pe cale de concentrare. În funcție de temperatură, de asociație și de concentrarea fiecăreia dintre sărurile solvite. are loc depunerea predominantă numai a unei anumite sări și numai în anumită cantitate, nu întotdeauna integral.

Evaporitele miocene au luat naștere în *condițiile unei vaste transgresiuni* demonstrată de faptul că, în Bazinul Transilvaniei, sarea gemă se găsește adesea direct peste rocile fundamentului premiocen. Chiar cînd sub stratul de sare se găsește un pachet de roci miocene mai vechi (Tuf de Dej etc.), acestea posedă grosimi relativ mici în toate forajele, grosimi perfect explicabile în condițiile de sedimentare contemporane mișcărilor intense care au determinat transgresiunea.

Intrînd într-o primă lagună de pe actualul teritoriu al Vrancei, lagună care posedă o formă alungită în sensul cutelor carpatice și dimensiuni relativ mici — cum era cazul în toată regiunea de curbură externă a Carpaților Orientali — *apa mării* avînd o compoziție încă apropiată de cea normală, se *încălzea depunînd inițial compușii chimici cei mai puțin solubili*, anume carbonații de Ca și Mg sub formă de *dolomită*. În Vrancea aceasta se prezintă șistuoasă, datorită intercalațiilor foarte subțiri de argilă, și de asemenea *bituminoasă* din cauză că în apa concentrată piereau numeroase microorganisme. În mod cu totul excepțional, șisturile dolomitice din Vrancea conțin și cîte un pește fosil, adus de curentul apei, fapt care a determinat mai de mult pe unii geologi

să le confunde cu șisturile menilitice. După cantitatea de material detritic fin, ce conține, există varietăți de dolomită de culoare mai întunecată, ușor clivabile și altele de culoare mai deschisă, dure.

În unele cazuri însă când, datorită unor condiții paleogeografice trecătoare, apa dintr-o lagună stagna un timp îndelungat și, mai ales, când apărea înaintea ei o altă lagună care *reținea dolomita, în laguna veche se depunea în continuare gips*, 'fapt constat' în câteva puncte din Depresiunea Vrancei. Ar fi interesant a se cerceta dacă nu cumva, în unele cazuri, a avut loc depunerea în continuare chiar și a unei cantități de sare gemă care, în timpul mișcărilor de mai târziu, și-a părăsit culcușul lăsând indicii în acest sens. Durata lagunelor din regiunea de curbură trebuie să fi fost cel mai adesea, relativ efemeră, datorită neîncetătelor mișcări suferite de fundamentul carpatic intens fracturat al regiunii.

Curentul marin venind dinspre est împingea neconținut apele pe cale de concentrare spre NV în direcția marelui bazin evaporitic transilvan, astfel că precipitarea carbonaților nu avea loc integral, ci o parte din aceștia era antrenată mai departe. Ajungând apoi cu o *concentrare ceva mai ridicată* în laguna următoare din regiunea de curbură externă a Carpaților Orientali și având o *temperatură ceva mai ridicată, de această dată precipita numai gipsul, dar nici acesta integral*, o parte din sulfatul de calciu fiind, de asemenea, antrenată de curentul marin mai departe în direcția marelui bazin de concentrare evaporitică intracarpatic. În continuare, în lagunele următoare și în bazinul evaporitic transilvan, datorită suprafețelor și adâncimilor mai mari ale acestora, apa începea să piardă din temperatura anterioară iar, în condițiile unei concentrări mai ridicate, se depunea numai sarea gemă. Totuși în marele bazin evaporitic intracarpatic, unde pe margini apa era mai puțin adâncă, ea își mai păstra temperatura ridicată, astfel că *existau condiții locale* care permiteau depunerea — provenind din cantitățile neprecipitate anterior — fie a dolomitei (ex. forajele de la Someșeni, județul Cluj), fie mai ales a gipsului, cum este cazul pe marginile de N și V ale bazinului. Chiar și în plin bazin, în cazul când fundul nu era prea adânc, apa se încălzea suficient pentru a permite depunerea gipsului. Probabil că așa ne putem explica prezența acestuia în forajul nr. 1 de la Tiur-Blaj, situat la vreo 30 km de marginea de V a bazinului evaporitic, precum și aceea a gipsului din regiunea de la N de Beclean pe Someș.

Este cazul să *constatăm lipsa gipsului pe marginile de S și de E ale Bazinului Transilvaniei*, unde această rocă fie că nu s-a depus datorită apelor prea adânci și, deci, mai reci, fie că a fost

erodată datorită ridicării locale mai intense suferită de rama muntoasă. Această ridicare a determinat intensificarea mai întâi a eroziunii și apoi a sedimentării unor pachete groase, în special de pietrișuri piemontane care au îndepărtat gipsul, eventual chiar și sarea depusă. Singurul punct în apropierea imediată a ramei bazinului, unde sarea este prezentă sub formă de izvoare sărate, este acela de la Șinca Nouă, în contact cu cristalinelul munților Făgăraș. Vârsta triasic inferioară, atribuită de Preda (1941) acestei sări, este destul de puțin probabilă pentru motivul că sedimentele de această vârstă lipsesc din regiune. Pe marginea de S a bazinului sarea apare la o distanță abia de peste 10 km de limita cristalinelui sub formă de izvoare pe traseul faliei pe care s-a instalat râul Olt. Pentru marginea de E a bazinului mai putem admite că puținul gips rămas eventual nerodată, a fost acoperit de erupțiile pliocene.

Deși în sare prezența fosilelor nu este de fel de așteptat, totuși în masivul de la Ocnele Mari au fost găsite *o nucă și un con de brad*, ambele incarbonizate, transportate de pe țarm de curentul apei sau scăpate de păsări. Aceste fosile nu pot folosi la precizarea vârstei sării.

Datorită echilibrului delicat între concentrația totală de săruri, concentrația fiecăreia dintre acestea existente în fiecare moment în soluție, precum și în condițiile de temperatură mai mare sau mai mică, *odată cu sarea gemă s-au putut depune uneori procente cu totul neînsemnate de gips, alteleori chiar cantități inlime de săruri de potasiu sau magneziu.*

Depunerea sării gemă a încetat în momentul ultimei faze de mișcări stiriace, care au produs o vastă transgresiune a Mării Paratethys. Vastul domeniu marin apărut a adus cu sine modificări climatice importante caracterizate prin precipitații abundente. Noua transgresiune a acestei mări acoperind abia acum uscatul panonic de vârstă miocen inferioară, a desființat condițiile lagunare din regiunile carpatice prin luarea de contact cu apele Mării Tethys și ale Oceanului Atlantic. Este momentul în care Bazinul Transilvaniei începe a fi supus acelor mișcări care, în final, au determinat conturul său actual.

Din imensa cantitate de săruri depusă inițial în marele bazin evaporitic intracarpatic — bazin care se continua spre NV pînă în Ucraina Transcarpatică acoperind întregul Bazin al Transilvaniei, al Maramureșului, jumătatea de E a Bazinului Silvaniei, regiunea Satu Mare și cea neovulcanică — putem aprecia că — cu ocazia mișcărilor din faza sfiriacă tîrzie — sarea a fost erodată în proporție de circa 50%. Evaporitele au dispărut în primul rînd de pe marginile bazinului datorită ridicării munților componenți ai ramei, în special ele au fost erodate de pe Blocul Someșan de către

apele aduse de torenți în timpul sedimentării badenianului, care în prezent acoperă acest bloc în întregime. Este posibil ca în Bazinul Transilvaniei sarea să nu se fi depus pe două suprafețe apreciabile — posibil exodate —, una situată pe marginea de SV și alta pe cea de E a bazinului, unde prospecțiunile seismice n-au întilnit-o. Pe alte numeroase suprafețe mai mici din inferiorul bazinului unde sarea n-a fost întilnită în foraje sau a fost găsită numai cu grosimi metrice, este posibil ca ea să fi fost erodată local de curentul marin care a adus bogata faună recifală tortonian superioară, sau că ea s-a deplasat lateral pentru a se ingrămădi în regiunile învecinate. O cantitate mai mică a fost erodată și în Subcarpați.

Studiul adîncit al genezei evaporitelor, și mai ales a distribuției lor, reprezintă o problemă care, pînă acum, a fost în general neglijată de geologii noștri. Anterior, aceștia ocupîndu-se numai de problemele tectonice și de vîrstă, puse de sarea gemă, au ajuns chiar și la unele *concluzii eronate* ca, de pildă, aceea că *gipsul s-ar fi depus numai în timpul unor anumite vîrste geologice, iar sarea gemă în altele*, fapt imposibil de admis astăzi în lumina cunoașterii globale a condițiilor de geneză a evaporitelor.

O altă eroare a fost aceea a vîrstei atribuită masivelor de sare din exteriorul Carpaților, eroare care a persistat timp de multe decenii și mai persistă uneori pînă astăzi, cînd geologii noștri au admis vîrsta acvitaniană pentru masivele de sare din Subcarpații români, ca de altfel și pentru marile zămințe de cărbuni din Bazinul Petroșani. Nu s-a pus problema, *cum a fost posibil ca, în același timp să ia naștere două categorii de roci caracterizate prin condiții de depunere climatice cu totul opuse*. Nici măcar vîrsta miocenă medie stabilită anterior pentru zăcămintele de sare gemă din Bazinul Transilvaniei și din Galiția n-a dat de gîndit geologilor că și sarea din Subcarpați ar putea avea aceeași vîrstă miocenă medie. Problemele de geneză și de vîrstă a evaporitelor n-au putut fi rezolvate în deceniile trecute cînd asupra lor documentația era încă prea lacunară și cînd studiul fiecărei regiuni era abordat independent.

3. *Paleogeografie*. Geneza evaporitelor, și în special a celor monominerale, este atît de strîns legată de problemele paleogeografice și chiar de cele tectonice încît *nu putem vorbi despre unele fără a ne referi și la celelalte*. Ele au fost separate numai pentru înlesnirea expunerii. Cunoștințele incomplete, de care am dispus un timp asupra evaporitelor noastre, se datoresc în bună parte și lipsei de coordnare dintre cercetările genetice și cele paleogeografice. Paleogeografia a reprezentat un factor determinant în repartiția evaporitelor monominerale.

În prezent, în România sînt cunoscute peste 300 masive de

sare gemă, iar prin descoperirile ce au loc an de an, numărul lor este în continuă creștere. Această cifră este cât se poate de împunătoare mai ales în comparație cu cele numai 150 masive cunoscute în S.U.A., 50 în R.F.G. etc. Este cazul însă să remarcăm că în aceste două țări, în U.R.S.S. etc. sarea gemă a fost depusă și pe suprafețe foarte mari, de asemenea, și amestecată cu toate celelalte evaporite, care luau naștere în marile bazine evaporitice situate pe platforme și avînd o singură legătură cu marea.

Numeroase dintre masivele de sare de la noi apar și la zi ca, de pildă, „Muntele de sare” de la Slănic-Prahova, masivul de la Sovata etc. Alte masive apar de sub un acoperiș subțire de argilă protectoare, în timp ce unele, situate la adîncimi de zeci și chiar sute de metri, au fost descoperite recent prin prospecțiuni gravimetrice. Acestea, în anumite regiuni restrînse, au constatat „*delicite de masă*” întrucît densitatea sării geme este mai mică decît aceea a tuturor rocilor înconjurătoare.

După cum este cunoscut, masivele noastre de sare apar pe suprafețele a două mari unități structurale ale alcătuirii Pămîntului românesc, anume: — 1. În *Subcarpații externi* începînd în N din Bucovina pînă în Oltenia sub forma unei zone cu o lățime care depășește adesea 25 km, conținînd numeroase masive de sare aparente sau ascunse, precum și numeroase intercalații de dolomită și de gips care pot fi urmărite pe distanțe de sute și chiar de mii de metri, și — 2. În *Bazinul Transilvaniei inclusiv acela al Maramureșului*. Aici, numeroasele masive de sare apar la zi pe două aliniamente corespunzătoare marginilor sale de E și de V, dar nu lipsesc nici în apropierea marginilor de N și de S.

Mai mult, încă, — fapt cunoscut numai de acum vreo două decenii datorită prospecțiunilor seismice și foarte numeroaselor foraje adînci executate pentru exploatarea metanului — astăzi este bine cunoscut că aproape întreaga suprafață a Bazinului Transilvaniei — începînd în V de la Turda pînă la Sovata în E și de la N de orașul Făgăraș în S pînă la Dej și Beclean în N — posedă la adîncimi variate, cuprinse între cîteva sute pînă uneori la mii de metri, un *strat continuu de sare gemă cu o grosime medie de 200-400 metri*. Această grosime scade uneori la numai cîteva zeci de metri, dar crește alteori, local, la peste 1000 m. Sarea gemă lipsește pe suprafața horstului îngust și alungit Blaj—Salcău datorită eroziunii suferită de acesta cu ocazia exondării din timpul epocii continentale de vîrstă sarmațian medie pînă la pliocen inferioară. Cantitatea imensă de sare gemă din acest bazin pune probleme geologice mai numeroase și mai interesante în comparație cu sarea din regiunea subcarpatică.

În mod cu totul excepțional — acolo unde sarea posedă caracter diapir, adică țîșnește pînă la suprafață străbătînd stratele

acoperitoare sub forma unor coloane uriașe — sarea posedă grosimi de : 1300 m (Turda), 1800 m (Ocna Mureș), 2000 m (Praid) etc. Sondele care au străbătut vastul strât de sare, precum și acelea care numai l-au atins, se numără cu sutele. În consecință, în *Bazinul Transilvaniei există o cantitate de sare însutit mai mare ca în exteriorul Carpaților*, unde ea a luat naștere numai pe suprafețele unor lagune izolate. Forajele au constatat prezența sării chiar și sub pinzele flișului carpatic, cum este cazul în regiunea de curbură internă, unde ea a fost întâlnită la adâncimea de circa 700 metri în forajul de la Ojdula (județul Covasna) pe drumul unui vechi canal de legătură dintre marea extracarpatică și bazinul evaporitic transilvan. Prezența sării în acest foraj reprezintă o dovadă grăitoare asupra faptului că apele supuse procesului de evaporare din bazinul evaporitic intracarpatic traversau regiunea de curbură a Carpaților Orientali.

Cercetările noastre paleogeografice întemeiate pe litologia și pe grosimile excepționale prezentate de rocile de vîrstă pliocenă și mai ales de cele cuaternare din regiunea de curbură externă a Carpaților Orientali, dovedesc că, pentru a atinge înălțimile actuale ale acestor munți și grosimea de peste 12 km a sedimentelor postbadeniene, sectorul respectiv al lanțului carpatic a trebuit să sufere în acest interval de timp o ridicare mai mare ca oriunde în altă regiune, dînd naștere abia acum continuității actuale caracteristice înălțimilor acestor munți.

Grosimea și suprafața mare a plăcii de sare gemă din Bazinul Transilvaniei o atribuim nu adîncimii mari a apelor din acest bazin evaporitic, ci în primul rînd *scufundării lente a acestui bazin* ca o consecință a dispariției din fundamentul foarte adînc al regiunii a unei mase enorme de material magmatic răsîndit, puțin anterior, în atmosferă, sub formă de gaze care au ridicat și pulverizat magma lichidă dînd naștere cenușii vulcanice depusă sub formă de Tuf de Dej.

Dacă ne referim numai la dolomită și gips, constatăm prezența acestora și în alte două unități structurale ale țării, anume *pe Platforma Moldavă și pe marginea de NE a Depresiunii Dunării Mijlocii* unde gipsul apare sub forma unui singur orizont în depozitele de vîrstă transilvaniană. Faptul că atât sarea din Bazinul Transilvaniei, cît și gipsul de pe Platforma Moldavă apar numai sub forma unui singur orizont, *pune un mare semn de întrebare asupra existenței unui număr de 2-4 orizonturi de evaporite* susținute de unii geologi pe suprafața Depresiunii Subcarpatice. Sediimentarea detritică pe suprafața acestei vaste unități structurale avînd loc într-un tempo mult mai intens decît precipitarea chimică, unele ștrate de gips apropiate corespund în realitate depu-

nerii unui singur orizont cu intercalații groase de material detritic, depus într-un interval de timp foarte scurt.

Cît privește gipsul de la Borla (NV de Zalău) din Bazinul Silvaniei, bazin în prezent dependent de Depresiunea Dunării Mijlocii, existența acestuia se datorește faptului că, în transilvanian, bazinul evaporitic intracarpatic acoperea o suprafață mult mai mare ca aceea a actualului Bazin al Transilvaniei, înglobînd și sectorul de est al Bazinului Silvaniei împreună cu o regiune vastă la Satu Mare, unde gipsul este cunoscut din foraje. Sectorul Depresiunii Dunării Mijlocii din regiunea de NV a României, produs prin scufundările de vîrstă miocen-medie și pliocen inferioară, a luat naștere parțial și pe socoteala sectorului de NV al Depresiunii Transilvane de o vîrstă ceva mai veche și inițial cu dimensiuni mai mari ca în prezent. În consecință, studiul atent al distribuției evaporitelor ne pune la îndemînă *criterii importante de reconstituiri paleogeografice și paleostructurale*. Enormele cristale de gips cu aspect de coadă de rîndunică din stratul de la Borla își datoresc aspectul recristalizării sub influența apei termale emise de aparatul vulcanic situat nu departe, la Chilioara.

Referindu-ne la gipsul din Bazinul Transilvaniei trebuie să constatăm că acesta este în general curat fiind lipsit de impurități argiloase, așa cum este cazul în Vrancea. În consecință, *valoarea economică a gipsului din Transilvania este mai mare*. În timp ce Carpații Orientali erau supuși unor mișcări frecvente și intense, Munții Apuseni se prezentau mai liniștiți și, în consecință, erau supuși unei eroziuni mai slabe. Desele intercalații detritice din masivul de sare de la Praid se datoresc apropierii acestuia de marginea de E a marelui bazin evaporitic care primea sedimente din zona imediat învecinată a flișului carpatic.

Geologul care, parcurgînd văile Milcov, Putna sau Șușița, urmărește profile E-V prin miocenul din Vrancea, nu constată repartiția spațială teoretică expusă precedent a diferitelor săruri evaporitice. Dolomița, gipsul și sarea gemă nu apar succesiv de la E spre V în ordinea de precipitare normală din lagunele de pre-concentrare și concentrare, ci ele se repetă în mod aparent dezordonat. Astfel, chiar la limita sarmațian/badenian, reprezentată prin Falia Pericarpatică, apar numeroase masive de sare diapire (Valea Sării, Poduri etc.). Cauza unei asemenea distribuții o vedem în continuele mișcări contemporane depunerii evaporitelor, mișcări care au provocat deplasarea neîncetată în spre exterior a zonei de lagune intermediare, unde avea loc sedimentarea evaporitelor. Structura în solzi a miocenului mediu din regiunea subcarpatică, produsă în timpul și imediat după depunerea evaporitelor și posibilitatea sării de a migra, reprezintă, de

asemenea, cauze ca repartiția evaporitelor monominerale să nu apară eșalonată normal.

În regiunea de curbură a Carpaților Orientali, unde relieful era în continuă prefacere, datorită structurii foarte strivită a fundamentului străbătut de puternice fracturi adânci, orientate NV-SE — printre care și unele cu caracter crustal — și, în plus, unei sedimentări intense — determinate de mișcările repetate ale scoarței și de ploile intense, deși rare, care caracterizează regiunile desertice —, lagunele aveau o durată relativ efemeră, iar adîncimea lor era mică, adesea numai cîțiva metri. În bazinul evaporitic intracarpatic însă adîncimea era mult mai mare, local chiar sute de metri. În plus, fundul acestuia — de altfel accidentat — era supus unei mișcări de scufundare continuă și diferențiată, datorită evacuării din fundamentul adînc al materialului magmatic sub formă de Tuf de Dej.

Materialul detritic fin, care lua naștere în regiunea de curbură prin erodarea depozitelor flișului, era precipitat curînd datorită salinității ridicate a apei din lagune, astfel că el nu ajungea pînă departe în largul bazinului evaporitic transilvan. Foarte numeroasele benzi de culoare cenușie, care marchează stratificarea sării geme chiar și în plin bazin, provin din praful adus periodic de vînt în anotimpul cînd acesta era mai intens. În regiuni nederanjate, el ar putea servi la determinarea duratei de sedimentare a sării.

Prezența sării geme pe linia Pericarpatică din regiunea de curbură a Carpaților Orientali este o dovadă fie că sistemul de lagune se întindea și la exteriorul acestui important accident tectonic pe teritoriul astăzi acoperit de sedimentele sarmato-pliocene, unde se depunea dolomită și gips, fie mai curînd că sarea din masivele citate precedent a venit din spre vest pe o linie de încălecare de la o oarecare depărtare.

4. *Tectonică*¹⁾. Numeroși cercetători români au realizat studii importante asupra masivelor de sare gemă. Din secolul trecut reținem cerceșările lui Drăghiceanu (1874) fost director al Sărilor Statului. În primele trei decenii ale secolului prezent Mrazec (1900, 1926, 1927) a dat sărji geme o atenție specială. El a fost primul care a constatat că sarea n-a rămas între stratele unde a fost sedimentată, ci ea s-a ridicat, după expresia lansată de acest savant, „diapir”, adică străbătînd rocile acoperitoare, pe care le-a antrenat — parțial — pînă la suprafață. Mrazec a fost primul care a constatat că toate masivele de sare extracarpatică se prezintă în poziție diapiră. Ulterior, această poziție a

¹⁾ Călduroase mulțumiri ing. D. Ciupagea și ing. K. Mîntz pentru materialul pus la dispoziție cu ocazia redactării acestui capitol.

fost constatată, tof de el, și la masivele de sare de pe marginile Bazinului Transilvaniei, precum și de numeroși geologi în alte țări, unde s-a constatat că *fenomenul diapirismului este datorit în primul rând existenței unor intersecții a faliilor și nu numai prezenței anticlinalelor, cum s-a crezut inițial*. Deși cercetările asupra mișcărilor suferite de sarea gemă pentru a ajunge în poziția ei actuală, dând naștere masivelor exploafabile sînt de dată veche, cercetările cele mai recente, printre care cele seismice au adus dovezi hotăritoare, permit să tragem concluzii care pînă de curînd nu puteau fi nici bănuite.

Popescu-Voitești (1917, 1934) dînd o atenție deosebită problemelor sării geme, a prezentat o primă viziune amplă asupra genezei zăcămintelor de toate vîrstele. Preocupările acestor trei savanți au fost dezvoltate și completate de numeroși alții: Macovei (1917), Preda (1926, 1941), Grozescu (1917), Stamatiu (1936, 1937) etc., pentru a aminti numai pe cei dispăruți. Numărul celor în viață este prea mare pentru a putea fi înșirat aici, dar de la ei sînt de așteptat rezultate de mare valoare. Studiile geotehnice ale lui Stamatiu asupra dimensionării camerelor de exploatare din masivele de sare sînt de o valoare deosebită, ele devenind clasice. Fiecare dintre acești savanți a lămurit cite un anumit aspect al acestei vaste și pasionante probleme, dar nici unul n-a luat în obiectiv totalitatea sărurilor evaporitice și mai ales relațiile lor genetice reciproce. Cercetările geologice din prima jumătate a secolului XX se caracterizează în special prin studii relative la poziția tectonică și la vîrsta sării geme.

Transgresiunea de pe suprafața bazinului evaporitic intracarpatic a găsît un relief datorat atît eroziunii din îndelungata perioadă continentală anterioară, cit și scufundării inegale a blocurilor componente ale fundamentului. Datorită foarte numeroaselor prospecțiuni seismice întreprinse pentru detectarea și delimitarea domurilor gazeifere, astăzi sîntem în situația de a cunoaște cu multe detalii două suprafețe reflectante de unde seismice, suprafețe care permit să constatăm răspîndirea, adîncimea și grosimea stratului de sare gemă. Cele două suprafețe reflectante sînt: Tuful de Dej și suprafața superioară a stratului de sare.

Prospecțiunile seismice mai permit să stabilim existența unor numeroase falii atît în culcușul imediat al sării, cît și în acoperișul acesteia, falii care uneori împieteză însăși stratul de sare. Faliile sînt mai numeroase pe marginile bazinului, în special pe cele de E. de SE și de V, precum și în interior pe o suprafață orientată SV-NE începînd de la Tîrnăveni și dezvoltată progresiv spre Reghin și V de acest oraș. În concluziile noastre ne folosim mult de datele seismice, totuși trebuie să constatăm că unele mari aglomerări de sare se află în afara faliilor detectate

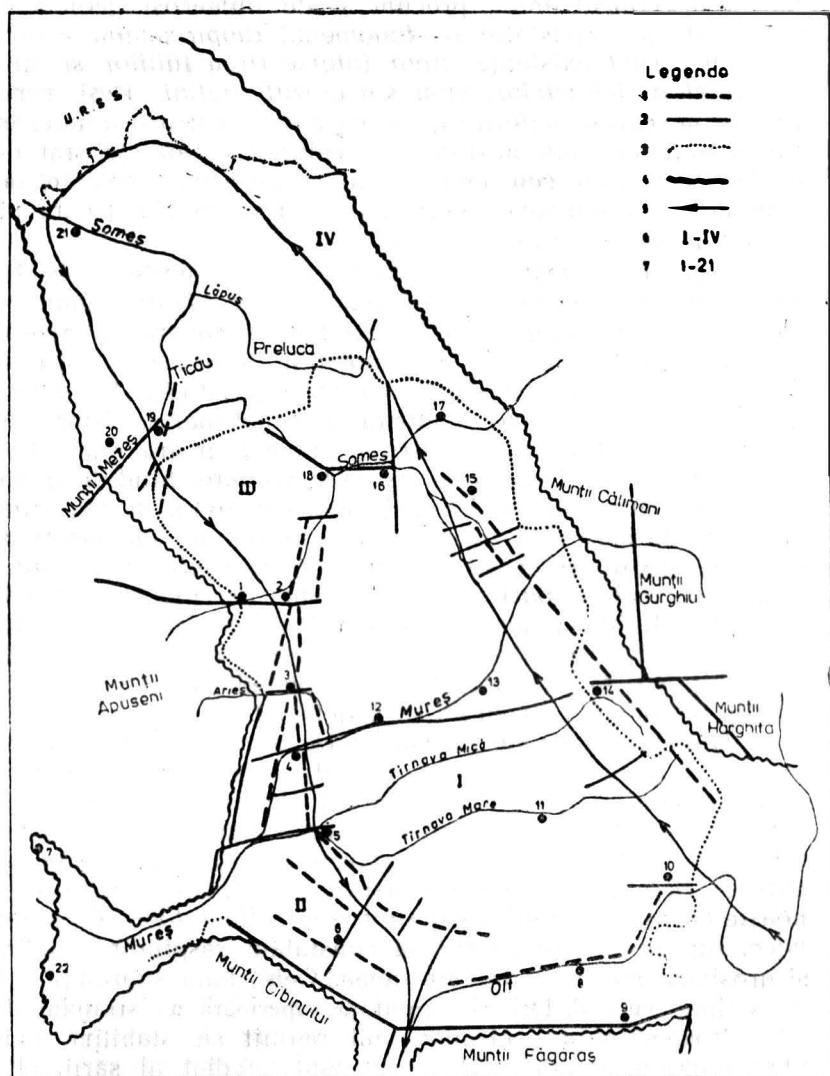


Fig. 1

pînă în prezent de seismică, altele fiind numai în imediata lor apropiere. În această situație noi apreciem că masivele de sare diapire, dezvoltate sub formă de coloane înalte de peste 1000 metri de pe marginile bazinului, s-au ridicat pe liniile de întretăiere ale unor falii care nu întotdeauna au fost depistate de prospecțiile seismice, în timp ce altele (ex. Vaidei) își daforesc existența unor areale de fisuri ale stratelor din acoperiș declanșate de mișcările sării și apoi accentuate de aceasta. O dovadă grăitoare asupra importanței faliilor în cursul mișcărilor de îngroșare locală și de ascensiune a sării o dau unele regiuni de platformă. Acestea, cu toate că au fost lipsite de presiuni tangențiale, posedă totuși masive de sare cu caracter diapir.

Existența unor falii încă nedepistate de seismică este acceptată de noi pe baza a două considerente: — 1. *geomorfologic*, enume amplasarea semnificativă a unor sectoare de văi principale, și — 2. *structural* — local, dar și general — întrucît acele sectoare de văi nu numai că conțin masive de sare diapire sau criptodiapire, dar separă și regiuni cu alcătuirii stratigrafice diferite de o parte și de alta a sectorului respectiv de vale. Acesta este cazul, de pildă, a văii Mureșului între vest de Ocna Mureș și est de Copand, unde falia se dezvoltă în continuare spre est pînă în regiunea Sovata—Praid. Existența acestei falii, pe care Mureșul s-a instalat numai local, o mai întemeiem pe prezența

Fig. 1. — *Structura Bazinului Transilvaniei*. 1. Fracturi de prim ordin, 2. Fracturi radiare, 3. Limitele Bazinului Transilvaniei, 4. Limitele bazinului evaporitic intracarpatic, 5. Curentul marin, 6. Sectoare ale bazinului, 7. Localități: 1. Cluj-Napoca, 2. Apahida, 3. Turda, 4. Ocna Mureș, 5. Blaj, 6. Ocna Sibiului, 7. Bracl, 8. Făgăraș, 9. Șeica Nouă, 10. Rupea, 11. Sighișoara, 12. Vaidei, 13. Tg. Mureș, 14. Sovata, 15. Bistrița, 16. Beclean, 17. Năsăud, 18. Dej, 19. Jibou, 20. Zalău, 21. Satu Mare, 22. Hunedoara.

Abb. 1. — *Struktur des Transylvanischen Beckens*. 1. Hauptbrüche, 2. Radiale Brüche, 3. Grenzen des Transylvanischen Beckens, 4. Grenzen des innerkarpatischen evaporitischen Beckens, 5. Mittelmiozäner Meerstrom, 6. Abteilungen des Transylvanischen Beckens, 7. Ortschaften.

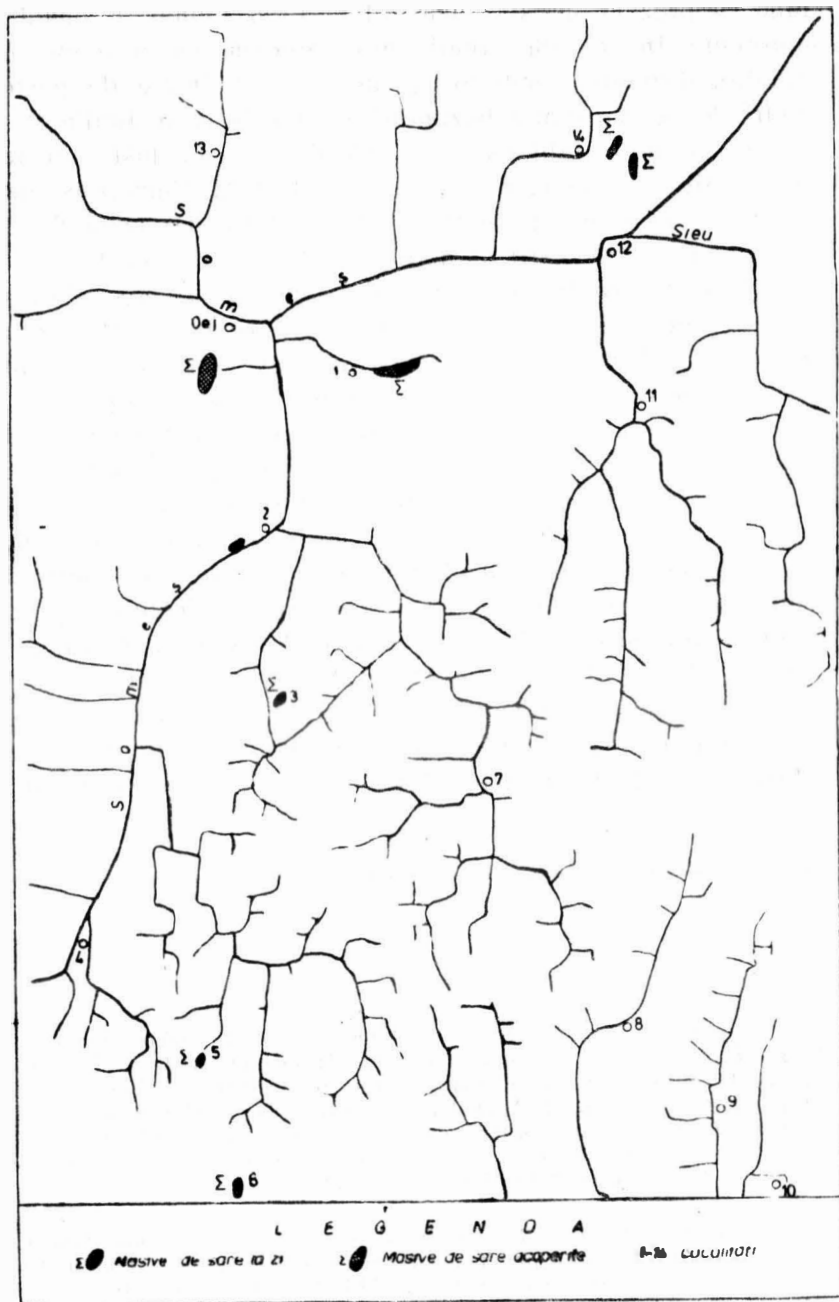


Fig. 2

aliniamentului de masive criptodiapire: Copand, Vaidei, Măghe-rani-Sud și Sîngeorgiu de Pădure, ultimul mărginit spre sud de o falie puternică, apoi prin decroșarea suferită de linia neoerup-tivului esttransilvan la nivelul Praid, a îndesirii în acest sector a craterelor vulcanice și, în fine, pe îngustarea și apoi dispariția sudică a cristalinului Carpaților Meridionali.

Din compararea hărților indicatoare ale adîncimii patului cu acelea ale suprafeței sării reiese că, de la o regiune la alta, sarea prezintă astăzi diferențe foarte mari de grosime, cifrate între cîțiva metri și peste 1200 metri, chiar și în plin bazin (ex. Vaidei), fără a mai vorbi despre unele regiuni de pe marginile de E și V ale bazinului, unde sarea se îngroașă mult și apoi apare sub formă de coloane diapire cu suprafețe în jur de 1000 m.p., ridi-cate de la adîncimi de 1800 m și mai mari. După depunerea sării, fundul bazinului a continat să se scufunde diferențiat, astfel că astăzi constatăm că Tuful de Dej a ajuns — local — (ex. Dum-brăveni) la adîncimea de peste 4000 metri. Pe marginea de E a bazinului, Tuful de Dej se află la adîncimi cuprinse între 2000 și 3000 metri, dar se ridică spre V și în special spre NV unde, din-colo de Someș, apare la zi. În regiunile cu maximum de scufun-dare a Tufului de Dej, hărțile seismice arată în patul acestuia raritatea sau chiar lipsa faliilor, atît în fundamentul cît și în aco-perișul sării. Modificările suferite de grosimea inițial numai apro-ximativ constantă a sratului de sare nu pot fi decît secundare. În epocile liniștite, stratul de sare n-a suferit deformări aprecia-

Fig. 2. — Rețeaua hidrogralică rectangulară din regiunea de NV a Bazi-zinului Transilvaniei constă din văi instalate pe falii. Localități: 1. Nireș, 2. Gherla, 3. Sic, 4. Apahida, 5. Cojocna, 6. Valea Florilor, 7. Sucutard, 8. Sărmășel, 9. Sînpetru, 10. Pogăceaua, 11. Nușeni, 12. Beclean, 13. Rugăsești, 14. Căianul Mic.

Abb. 2. — Rechtwinkliger hydrographischer Netz, im Nordwesten des Transylvanischen Beckens, ein Beweis von zwei sich kreuzenden Bruchsys-temen. Salzstöcke (am Tage und bedeckt), 1—14 Ortschaften.

bile. De îndată însă au intervenit mișcări ale scoarței, datorită plasticității ce o caracterizează, sarea a folosit orice situație locală favorabilă ca să se ridice spre suprafață.

Mișcările scoarței au jucat un rol important nu numai în geneza evaporitelor, dar și în aglomerarea sării geme sub formă de masive exploatabile începînd de la zi. Cercetările noastre (Paucă, 1969) au dus la concluzia că marile masive diapire de pe marginile cuvetei transilvane sînt amplasate la încrucișarea unor linii de falii care interesează atît culcușul, cît mai ales acoperișul sării. Amplasarea constantă a masivelor de sare pe cursurile văilor nu este un fenomen întîmplător pentru motivul că însăși văile respective sînt instalate pe linii de falii, unde ele au avut posibilitatea de a se adînci mai ușor în rocile strivite ale scoarței. La întretăierea faliilor, sarea — sedimentată inițial sub forma unui strat imens — a găsit acele linii de rezistență minimă de-a lungul cărora mișcările scoarței au împins-o pînă la suprafață. De unde mai de mult problema grosimii sării și a tectonicii ei părea simplă, astăzi, pe măsură ce dispunem de documente mai numeroase, ea se dovedește a fi tot mai complicată. Sarea prezintă într-adevăr o importanță excepțională nu numai din punct de vedere economic, dar și pentru înțelegerea adîncită a tectonicii neogenului din Bazinul Transilvaniei.

Marele număr de masive diapire, înșirate pe marginile de F și de V ale Bazinului Transilvaniei, nu apare de fel întîmplător, ci prezența lor este determinată de existența cîte unui sistem de fracturi importante, în cea mai mare parte cu caracter crustal, care au permis ridicarea sării. Lucrările mai vechi ale colectivului Gavăt (1963) și cele recente ale colectivului Socolescu (1975) dovedesc cu prisosință importanța acestor fracturi. Cele două sisteme de fracturi crustale, care separă bazinul de masivele muntoase din E și din V, au permis în tot timpul neogenului scufundarea în repetate rînduri a bazinului și ridicarea de fiecare dată a masivelor muntoase. Faliile componente ale fracturilor crustale au permis ridicarea telescopică a masivelor muntoase componente ale ramei și scufundarea, de asemenea, telescopică a bazinului.

Fracturile crustale constau dintr-un ansamblu de falii para-

lele, situate la mari adîncimi ale scoarței, unde acopăr zone late pînă la zeci de kilometri, separînd unități structurale de prim ordin. Ele se manifestă la suprafață prin numeroase falii de vîrste tot mai tinere și cu sărituri cu atît mai mici cu cît se află mai spre exteriorul unui lanț muntos. În mod frecvent faliile profunde nu se continuă fiecare în parte pînă la suprafață, ci fiecare etaj structural este caracterizat printr-un sistem de falii proprii. În ansamblul lor, ele pot totaliza sărituri de multe mii de metri. *Falia crustală a eruptivului esttransilvan posedă un caracter major*, ea datorîndu-și existența presiunilor repetate exercitate de Platforma Moldo-Esteuropeană, cu marginea căreia este paralelă, și scufundării suferite de blocul intracarpatic transilvan. Existența ei este strîns legată de evoluția Carpaților Orientali, anume de ridicarea repetată a acestora concomitent cu scufundarea continuă a Bazinului Transilvaniei, de apariția eruptivului neogen, de ridicarea sedimentelor pliocene din imediată apropiere pînă la altitudinea de peste 1000 metri și cutarea acestora sub formă de domuri. *Mașivele de sare esttransilvane sînt în legătură cu componenta cea mai externă și mai tînără a fracturii crustale esttransilvane, re-deșteptată în pliocenul superior. O a doua fractură crustală înțîlnim pe marginea de Vest a bazinului (fig. 1).*

Datorită unităților structurale cu alcătuirii diferite, pe care le separă, caracteristicile celor două fracturi crustale de pe marginile de E și de V ale bazinului sînt mult diferite. Ambele fracturi au comun faptul că ele nu reprezintă simple falii cu o săritură unică și foarte mare, ci *ele constau din cîte un complex de falii apropiate și paralele*, adesea întrerupte și dispuse frecvent în culise. Ele au luat naștere în timpul unor repetate scufundări în formă de trepte ale fundamentului precogen, scufundări care totalizează o săritură de mii de metri. În consecință, neogenul devine tot mai gros în spre inferiorul bazinului. Fractura estică a început să ia naștere probabil încă din timpul mișcărilor cretacice. Pe măsură ce Carpații Orientali se ridicau, la alcătuirea acestei fracturi majore se adăugau falii de vîrstă tot mai tînără, situate spre vest de cele anterioare.

Fractura din estul bazinului fiind situată în vecinătatea marginii frontale a Platformei Moldo-Esteuropene și paralelă cu

aceasta, a fost influențată frecvent de mișcările ei. Această fractură posedă o importanță majoră prin lungimea ei de multe sute de kilometri, astfel că ea depășește granițele țării. Componenta ei, care a luat naștere în miocenul mediu, a fost sediul unei intense și repetate activități vulcanice și mineralogenetice care a durat pînă în cuaternar. În Pliocen, acestei fracturi crustale i s-a adăugat o nouă și puternică falie prin care — pe o distanță de peste 100 km — depozitele miocene au fost împinse spre suprafață de stratul de sare din adîncime, dînd naștere unui horst, situat între Brincovenesti pe Mureș și Sintereag pe Șieu, cu o lățime de 1-3 km, însăși sarea apărînd la zi numai local ca masive diapire. Caracterul de horst al acestor depozite miocen medii reiese clar din faptul că ele sînt limitate prin falii atît în E cît și în V față de sedimentele pliocene. Prezența acestui horst a antrenat ridicarea pînă la circa 1000 metri a depozitelor pliocene situate în imediată apropiere spre vest și ondularea lor sub formă de domuri, care au servit drept capcane pentru gazul mefan ridicat din adîncime.

În al treilea deceniu al secolului XX, Mrazec folosind vasta sa experiență din regiunea petroliferă a Subcarpaților și constatînd că în vecinătatea imediată a unor masive de sare din Transilvania depozitele miocene ale marginilor bazinului se prezintă dislocate uneori pînă la verticală, a tras concluzia că masivele de sare diapire din aceste regiuni caracterizează și aici structuri cuate. Marea sa autoritate în problemele de tectonică a sării a determinat ca toți geologii, care l-au urmat, să continue pe calea trasată de el, *admițînd prezența în estul și vestul Bazinului Transilvaniei a cîte unei zone de cuate diapire*. Abia descoperirea existenței fracturilor crustale, a caracterului lor complex, a ecoului produs în depozitele neogene din acoperiș, precum și considerațiile asupra forței mari cu care sarea, caracterizată printr-o plasticitate excepțională, a fost împisă de la adîncimi de mii de metri pînă la suprafață, ne permit să înțelegem cu toată claritatea problemele tectonice din regiunile cu masive de sare diapire din Transilvania. Astăzi a devenit clar că *înclinările mari ale stratelor din jurul masivelor de sare nu sînt determinate de presiuni tangențiale*, care să dea naștere unor cuate, ci se datoresc unei puternice presiuni ascensoriale exercitată de sare cu oca-

zja ridicării ei spre suprafață. În regiunile unde diastrofismul s-a manifestat sub formă de fracturi crustale în acoperișul neogen n-a fost posibilă producerea unei tectonici cu caracter plicativ

Fractura crustală vesttrasilvană, pe care se înșiră numeroase alte masive de sare, prezintă caractere diferite de precedentă, de care se deosebește și prin lipsa unui caracter unitar. Geneza ei nu este străină de aceea a fracturii esttransilvane. Ea împarte bazinul în două sectoare inegal dezvoltate: unul de est mai mare, mai adânc scufundat și unitar și altul de vest reprezentat prin două blocuri, de SV și de NE, separate prin masivul Munților Apuseni. Sedimentele neogene ale acestor două mici subunități tectonice ale bazinului sînt lipsite de structuri domale, în schimb ele sînt străbătute de falii cu sărituri în general mici, paralele cu rama, falii pe care s-au amplasat cursuri de apă (Agrij și Almaș în NE, cele două Secașe în SV etc.), în timp ce la Miercurea Sibiului și Ocna Sibiului se ridică spre suprafață chiar și masive de sare diapire.

În cuprinsul neogenului, această fractură crustală constă din trei sectoare: de sud-est, central și de nord. Sectorul de sud-est, situat la sud de Tîrnava, se prezintă paralel atît cu fractura esttransilvană, cît și cu cea care separă cristalinul munților Sebeș de neozoicul bazinului. Remarcăm că întotdeauna existenței unei fracturi puternice, care separă depozite de vîrste foarte diferite — cum este cazul fracturii de pe marginea de sud-vest a bazinului, unde rocile cristalinului Sebeș vin în contact cu depozitele neogene, adesea cu pliocenul — îi este asociată multe alte fracturi paralele, dar mai puțin importante care separă depozite de vîrste apropiate sau rămîn chiar în interiorul depozitelor de aceeași vîrstă. Săriturile celor două falii componente ale acestui sector sînt minime, dîminuînd din NV spre SE, se unesc și se pierd în interiorul depozitelor pliocene. Fractura vesttransilvană separă în această regiune un sector de SV bine individualizat al bazinului — Podișul Secașelor — acoperit în cea mai mare parte cu depozite pliocene, sector relativ scufundat în care evaporitele sînt prezente. Sectorul de SE al acestei fracturi se prezintă sub forma unui horst cu o lățime de 1-4 km și lung de circa 60 km, ale cărui falii marginale, tot apropiindu-se, se contopesc în regiunea satului Salcău.

Sectorul central al fracturii, cuprins între Tîrnava și colul Someșului de la Apahida, capătă o importanță tot mai mare pe măsură ce ne deplasăm spre nord. Caracterul lui de fractură crustală apare aici cel mai clar. În acest sector, fractura constă la nivelul neogenului dintr-un număr mare — pînă la 7, de falii paralele care totalizează o săritură de cîteva mii de metri, separînd astfel fundamentul preneogen adînc de mii de metri al bazinului de înălțimile Munților Apuseni. Acest sector al fracturii crustale vesttransilvane este caracterizat prin prezența unui număr mare de masive de sare. El constă din *trei subsectoare separate prin fracturi transversale*, pe care s-au amplasat fragmente ale rîurilor Tîrnava, Mureș, Arieș și Someș, toate situate pe falii cu caracter radiar în raport cu suprafața Bazinului Transilvaniei.

Subsectorul de sud, cuprins între rîurile Tîrnava și Mureș — ultimul instalat pe o falie mai puternică — a permis apariția nu numai a masivului de sare de la Ocna Mureș, dar și a celui criptodiapir de la Copand. În comparație cu regiunea de la S de Tîrnava, acest subsector se caracterizează printr-o *ușoară ridicare tectonică*, datorită căreia depozitele miocene capătă preponderență asupra celor pliocene, apărînd și depozite tortoniene în jurul masivului Ocna Mureș. Întrucît privește amplasarea sa, masivul Ocnișoara nu face nici el excepție de la regula întîlnirii a două falii. Subsectorul central este cuprins între segmentele de văi orientate E-V ale Mureșului și Arieșului. El se caracterizează printr-o *nouă ridicare tectonică a regiunii*, prin apariția unor mai numeroase falii longitudinale componente ale fracturii crustale, distribuite pe o lărgime de 15 km (însă-și valea Arieșului la S de Turda fiind amplasată pe o asemenea falie), prin apariția pe mari suprafețe a depozitelor miocen medii și dispariția aproape totală a depozitelor pliocene. Subsectorul de nord, cuprins între segmentele transversale ale rîurilor Arieș și Someș, prezintă un *maximum de ridicare a zonei de falii componente ale fracturii crustale vesttransilvane*, cu dispariția totală a pliocenului și cu dezvoltarea maximă a depozitelor miocen medii. Faliile longitudinale ating aici un număr maxim iar — datorită numeroaselor intersecții cu faliile componente ale fracturii crustale care formează limita de N a Munților Apuseni — constatăm și apariția unui număr maxim de masive de sare. Prezența faliilor

longitudinale ale fracturii vesttransilvane a influențat puternic amplasarea rețelei hidrografice, aceasta fiind reprezentată prin numeroase piraie sau segmente ale acestora situate pe falii sau în imediata lor apropiere, prezentînd astfel o direcție meridională.

În regiunea cuprinsă între Cluj-Napoca și Cojocna, harta la scara 1 : 200.000 din 1967 indică prezența unui număr de șapte anticlinale, majoritatea orientate N-S și limitate în N de valea Someșului Mic. Un al optulea anticlinal, perpendicular pe cele precedente — *fapt din punct de vedere mecanic cu totul improbabil* — ar traversa valea Someșului prin regiunea localității Apahida. Totul se dezvoltă pe o suprafață ce nu depășește o rază de 10 km, suprafață mărginită spre E și V de regiuni în care depozitele miocene sînt orizontale. Aceasta reprezintă o interpretare sugerată pe baza cunoașterii regiunilor petrolifere din Subcarpați, caracterizate printr-o tectonică plicativă. Întrucît în regiunile situate imediat la N și S de regiunea de la SE de Cluj-Napoca, numărul presupuselor cute este minim, prezența în regiune a unor falii transversale se impune. Nu pot fi identificate nici un fel de forțe locale care să provoace cutarea intensă numai a unui sector așa de restrîns al marginii bazinului.

În realitate, *tectonica evident complicată a regiunii de la E de Cluj-Napoca se caracterizează prin manifestarea la suprafață a strivirii suferită de fundamentul adînc* la întretăierea celor două fracturi cu caracter crustal care mărginesc Munții Apuseni în N și în E, fracturi care își dau întîlnire pe această suprafață. Masivele de sare și numeroasele izvoare sărate se înșiră aici într-adevăr pe cîteva aliniamente care sugerează existența unor anticlinale, dar *poziții concludente pentru susținerea acestui element tectonic nu pot fi măsurate. Relieful, reprezentat prin unele culmi orientate N-S și prin altele dispuse E-V, trădează în mod cu totul neîndoielnic prezența unei rețele de falii rectangulare*, la întretăierile cărora a avut loc ridicarea masivelor de sare. Alinierea N-S a masivelor de sare se datorește prezenței sistemului de fracturi, pe marginea de V a cărora s-a instalat Someșul și nicidecum existenței unor anticlinale.

Sectorul de nord al fracturii crustale vesttransilvane, amplasată pe valea Someșului Mic și la est de ea, separă sectorul de

est adînc scufundat și unitar al bazinului de aripă de nord-vest a acestuia — Platoul Someșelor — relativ puțin scufundat, pe suprafața căruia sarea a scăpat de eroziune numai în regiunea imediat învecinată fracturii, unde ea se prezintă nederanjată, adică sub forma ei inițială de strat, așa cum se cunoaște de la Someșeni și de la Dej. Acest sector se limitează cu sistemul de fracturi pe care s-a instalat Someșul Mare.

Raritatea, adeseori chiar lipsa masivelor de sare diapire pe marginile de nord și de sud ale bazinului, a fost determinată de numeroși factori, precum: — lipsa unor fracturi crustale importante, — aceea a faliiilor cu oarecare importanță perpendiculară pe ele, — eroziunea la care au fost supuse regiunile respective imediat după depunerea stratului de sare etc. Pe marginile de NV și de N ale bazinului, unde Tuful de Dej apare la zi sau în imediata apropiere a suprafeței, sarea se prezintă orizontală (ex. Dej, Nireș etc.).

Eventualele presiuni tangențiale minime, exercitate asupra blocului preneozoic intracarpatic, au determinat producerea de noi falii și scufundarea în continuare a acestui bloc și nicidecum cutarea zonelor sale marginale. La E și V de faliile crustale transilvane, fundamentul cristalin fiind destul de apropiat de suprafață a opus rezistență la cutare. *Abia în prezent*, cînd dispunem de numeroase date asupra mișcărilor suferite de sare, ne putem face o idee clară asupra problemelor puse de tectonica neogenului transilvan. Anterior, cînd eram lipsiți de documente suficiente asupra structurii adînci a neogenului, apariția și distribuția masivelor de sare rămîneau neînțelese.

Ideea că masivele de sare diapire din Bazinul Transilvaniei ar fi amplasate în regiuni cîtate reprezintă în prezent o eroare gravă întemeiată pe documentația insuficientă din trecut. Această eroare fiind transmisă de la o generație la alta, s-a perpetuat mai bine de o jumătate de secol, frînînd progresul cunoștințelor geologice pe suprafața acestei mari unități structurale a României. Într-adevăr, pînă acum vreo două decenii geologia a străbătut o fază de alte cîteva decenii cînd aproape că, la noi, se făcea abstracție de existența faliilor. Pretutindeni erau căutate și constatate numai cîte, dacă nu chiar vase încălecări — pînzele. În al treilea deceniu al acestui secol, cînd avea loc descifrarea tectonicii Bazinului Transilvaniei, dominînd concepția stilului plicativ, nu este de mirare că geologii au considerat că existența masivelor diapire ar dovedi că și în Transilvania — ca și în

Subcarpați — tectonica ar fi caracterizată, de asemenea, prin existența mișcărilor cu caracter plicativ. Astăzi este însă bine stabilit că *numărul faliiilor de toate categoriile din scoarță este deosebit de mare*, cercetările geologice le întilnesc pretutindeni. În aceste condiții, problema care se pune în prezent este aceea de a preciza importanța fiecăreia dintre faliile constatate,

În consecință, pe harta geologică la scara 1 : 200.000, foaia nr. 10 Cluj-Napoca din 1968, *în mod greșit a fost interpretată existența unui anticlinal Lobodaș-Cojocna-Gădălin-Sic-Gherla-Dej și, mai ales, a unui sinclinal care, pornind din regiunea Cîmpești situată la V de Someș, unde posedă direcția E-V, ar traversa Someșul pînă la localitatea Herghelie, de unde s-ar îndrepta spre N pînă la Gherla. Astăzi cunoaștem că sistemul de falii al fundamentului cristalin din regiunea văii Someșului este traversat de numeroase alte falii mai puțin importante și aproape perpendiculare, evidenciate în special la S de Gherla prin decroșarea spre E suferită de cursul Someșului, prin amplasarea E-V a cursului inferior al pîriului Fizeș și, nu mai puțin, prin prezența la S de Gherla (Băița) a unui masiv de sare acoperit, detectat prin prospecțiuni gravimetrice.*

Importantul fascicol de falii cu direcția S-N al fundamentului cristalin de la N de Apahida, component al celui crustal care, mai la S, formează limita de E a Munților Apuseni, a permis amplasarea Someșului Mic în sectorul dintre Apahida și Dej, precum și dezvoltarea luncii acestui riu pînă la o lățime de peste trei km. Acest fascicol de falii acoperă și regiunea situată imediat la E de Someș, unde apariția masivelor de sare de la Cojocna și Sic, apoi prezența unor foarte numeroase izvoare sărate și, nu mai puțin, a unei rețele hidrografice rectangulare cu totul aparte, existentă în regiunea de la N de Cojocna pînă la Dej, dovedește cu toată claritatea prezența unei rețele dense de falii. Este posibil ca aluviunile Someșului, începînd de la Apahida pînă la Dej, să acopere fascicole strînse de falii. În orice caz, Someșul separă aici două blocuri cu caractere foarte diferite: în vest un bloc mai puțin strivit și cu fundamentul premiocen mai puțin scufundat — Podișul Someșului — și un bloc de est cu o margine de vest strivită aparținînd sectorului interior adînc scufundat al bazinului (fig. 2).

Întrucît pe suprafața bazinului sarea posedă o răspîndire generală, iar bazinul este limitat de jur împrejur, dar mai ales spre E și V, de puternice sisteme de fracturi crustale, ar trebui ca — în timpul mișcărilor scoarței — sarea să fi fost împinsă spre suprafață pe ambele aceste laturi ale bazinului sub forma unor *lame continue*, marcînd cele două sisteme de fracturi. Sarea apare totuși numai local sub formă de coloane diapire, din cauză că

numai liniile de întretăiere ale celor două categorii de falii — crustale și locale —, situate mai mult sau mai puțin perpendicular pe între ele, au oferit sării în mod exclusiv posibilitatea ridicării pînă la suprafață.

Constatăm în regiunile carpatice două categorii de masive diapire: unele în formă de coloane avînd suprafețe de cîrca un kmp, care se ridică de la adîncimi de 1000 metri sau mai mult, și altele în formă de lentile lungi pînă la zeci de kilometri. Masivele din prima categorie iau naștere la intersecția unor falii importante, astfel că ele ajung frecvent pînă la suprafață. Masivele din categoria a doua reprezintă simburii diapiri ai unor anticlinale lungi pînă la zeci de kilometri, al căror ax se prezintă faliat. La sud de Carpați, un asemenea anticlinal apare începînd din regiunea Băicoi pînă la vest de Moreni pe o distanță de circa 30 km, în timp ce în Bazinul Transilvaniei constatăm, pe o distanță de circa 60 km, între văile Gurghiului și Someșul Mare, existența unui sistem de falii paralele, apropiate la 1-2 km, între care stratul de sare ridicîndu-se spre suprafață, a antrenat și depozitele miocene din acoperiș sub forma unui horst, iar însăși sarea apare la zi numai în punctele unde horstul este intersectat de falii secundare, dispuse perpendicular.

Măsurători de precizie ar indica ridicarea foarte lentă și continuă chiar și în prezent a masivelor de sare, ceea ce poate fi o realitate. Nu mai puțin adevărat este însă că, în timpul mișcărilor scoarței, ascensiunea masivelor de sare a fost deosebit de intensă. Comportarea în timpul acestor mișcări a stratului de sare avînd o densitate relativ mică, dar fiind acoperit de sedimente cu o densitate mai mare, este comparabilă cu aceea a unor bucăți de lemn așezate pe fundul unui vas, de-asupra cărora au fost puse pietre de aceeași mărime și formă. Atît timp cît vasul stă liniștit, bucățile de lemn rămîn nemișcate în poziția lor inițială, dar de îndată ce vasul este scuturat, lemnul fiind mai ușor, se ridică la suprafață. La fel s-a complotat și sarea în timpul fiecăreia dintre mișcările suferite de scoarță.

Secțiunile obișnuit ovale ale masivelor de sare exploatabile la zi, ridicate aproape vertical de la adîncimi uneori de peste 1000 metri, nu sînt de fel întîmplătoare. Într-adevăr axul lung al acestor masive urmărește întotdeauna direcția faliei importante, a fracturii crustale. Acesta este motivul pentru care axele lungi ale tuturor masivelor din Bazinul Transilvaniei sînt orientate aproximativ N-S, în timp ce axul scurt se află pe o linie de falie secundară, perpendiculară pe prima. Pe marginile bazinului, marea frecvență a masivelor de sare este determinată atît de grosimea mai redusă a depozitelor acoperitoare, cît și de existența unor numeroase intersecții de falii sau măcar de sisteme de fisuri

dispuse perpendicular care devin rare sau lipsesc în interiorul bazinului. Punctele în care masivele de sare apar diapir pe marginile bazinului, au reprezentat adevărate *supape de siguranță* ale stratului continuu și gros de sare de pe întreaga suprafață a bazinului, strat devenit fluid în timpul presiunilor puternice la care a fost supus în timpul fazelor de mișcări orogenice. Incarbonizarea fructelor găsite în masivul Ocnele Mari dovedește că, în timpul mișcărilor suferite, sarea a atins temperaturi ridicate.

Este cazul să constatăm că nu numai mișcarea sării a provocat, cum se afirmă uneori, apariția faliiilor pe care ea s-a ridicat diapir, ci sarea s-a folosit în numeroase cazuri de existență anterioară a unor falii sau sisteme de fisuri situate în acoperișul, adesea corespunzătoare aceloră din patul ei, falii care în timpul ridicării sării, au fost dezvoltate și lărgite. *Regiunile de întretăiere a faliiilor oferind puncte de rezistență minimă*, cu ocazia fiecărei faze de mișcare a scoarței, sarea — datorită densității ei mai mică în comparație cu toate cele înconjurătoare și plasticității ce o caracterizează la presiuni și, deci, la temperaturi ridicate — a avut tendința să părăsească stratele între care a fost sedimentată și, având posibilitatea să traverseze numai local stratele din acoperiș, a luat forma unor *coloane mai mult sau mai puțin verticale*, cu suprafețe pînă la un kmp. Ridicîndu-se cu mare presiune spre suprafață, sarea a lărgit liniile de întretăiere ale faliiilor, dislocînd depozitele învecinate pînă ce acestea au căpătat chiar și o poziție verticală. Lipsa unor masive de sare diapire pînă la suprafață în interiorul bazinului este datorită absenței nu numai a fracturilor cu caracter crustal ci și a altor fracturi care să traverseze sedimentele neogene, precum și aceea a faliiilor perpendiculare pe ele.

Numeroasele foraje, de care dispunem astăzi, dovedesc că pe marginile bazinului, faliiile pe care se aliniază masivele de sare, prezintă importante sărituri negative ale blocului lor intern, situat spre bazin. Din această cauză, *masivele de sare de marginea de E a bazinului apar înclinate ușor în spre interiorul mai scufundat al acestuia*. Înclinarea ușoară, de asemenea, spre vest, a unor masive din vestul bazinului, o atribuim unei puternice presiuni exercitată din spre est de stratul continuu, devenit fluid, de sare din interiorul bazinului, după punerea în mișcare a sării geme în timpul fazelor diastrofice sub influența greutateii rocilor din acoperiș. Datorită aceleiași presiuni exercitată din spre est horstul diapir Blaj—Cenade, situat paralel cu marea fractură a munților Cibin și format din roci de vîrstă miocenă, se prezintă ușor răsturnat spre SV, adică spre o unitate mai ridicată tectonic reprezentată prin Podișul Secașelor, ridicînd la zi chiar și un pețic mic de argile badeniene.

Sub influența activității fundamentului și a faliiilor din acoperiș — spre interiorul bazinului, acestea din urmă reprezentate predominant prin zone de fisuri — *stratul sare* — cu caracter unitar în interiorul bazinului — *a suferit deplasări în spre marginile bazinului dând naștere unor îngroșări locale cu atât mai puternice cu cât și faliile sau fisurile din acoperiș sînt mai importante iar cuvertura mai subțire*, ceea ce este cazul numai pe marginile bazinului, unde se dezvoltă sistemul de fracturi crustale. Ca și valurile unei mări agitate, mai înalte cînd se izbesc de țărnuțul stîncos, stratul de sare — asupra căruia în interiorul bazinului apasă o stivă de sedimente groasă pînă la mii de metri — a fost împins diapir cu atât mai puternic printre stratele acoperișului cu cît — în apropierea marginilor bazinului — acestea sînt mai subțiri și mai intens fracturate. Acesta este, de pildă, motivul pentru care masivul Ochna Mureș se ridică pînă la zi, în timp ce acela de la Copand — situat la vrea 12 km spre E pe un aliniament de falii mai puțin importante din interiorul bazinului, unde sedimentele neogene sînt mai groase — s-a ridicat numai pînă la 800 metri sub suprafață. Regiunile interne ale bazinului lipsite de fracturi importante ale pachetului de sedimente neogene, sînt lipsite de asemenea și de masive diapire ajunse pînă la zi. Acest fapt dovedește că sarea n-a fost singura care să provoace diapirismul și că existența anterioară a faliiilor și fisurilor a ușurat aglomerarea sării în unele puncte permițînd ascensiunea ei. Odată pusă în mișcare, sarea a lărgit mult locul de întretăiere a faliiilor pe unde ea se ridică, dislocînd puternic depozitele cu care ajungea în contact. Diapirismul și îngroșarea locală a stratului de sare reprezintă un fenomen complex.

Deoarece sarea a avut tendința constantă de a migra din regiunea centrală a bazinului — unde suportă greutatea unei cantități maxime de sedimente — spre marginile intens fracturate și cu sedimente neogene subțiri ale acestuia, marea aglomerare existentă la Vaidei — deci în regiunea centrală a bazinului — reprezintă în prezent o problemă care n-ar putea fi înțeleasă, dacă nu am recurge și la admiterea existenței locale a unui sistem de falii cu oarecare importanță. În interiorul bazinului, unde stratul continuu de sare este acoperit de sedimente groase, aglomerarea locală a sării a fost determinată de mișcările negative ale blocurilor din fundamentul adînc.

Cele două aliniamente de masive de sare diapire, din estul și din vestul bazinului, *nu indică nici decum existența unor cute anticlinale*, așa cum au fost ele interpretate inițial de geologii care au studiat regiunea sub influența experienței dobîndite anterior în regiunile petrolifere din Subcarpați, interpretare acceptată apoi de toți geologii care au mai lucrat aici. Așa-zisele anti-

clinale de pe marginile bazinului — stabilite uneori pe distanțe de zeci de kilometri în principal numai pe baza alinierii masivelor de sare și a înclinărilor prezentate de stratele miocene și tuate în imediata apropiere a acestor masive — nu sînt consecința unor presiuni tangențiale importante. Nimic din structura fundamentului preneogen al bazinului nu ne îndreptățește să admitem posibilitatea formării unei serii de cute strînse în cuprinsul cuverturii neogene.

În prezent este cazul să constatăm că, departe de a fi o simplă consecință a unor presiuni cu caracter tangențial, *pozițiile adeseori apropiate de verticală* ale sedimentelor situate în contact imediat cu masivele de sare *reprezintă consecința presiunii ascensionale a sării*, în timpul cînd aceasta — odată pusă în mișcare datorită diastrofismului — își făcea loc spre suprafață de-a lungul liniilor de ruptură situate la înfretăierile faliilor sau a altor accidente tectonice. Regiunile de E și de V ale bazinului nu sînt, deci, caracterizate prin structuri plicative, ci prin structuri rupturale, ca o consecință a rezistenței fundamentului cristalin relativ superficial al marginilor acestuia. Prezența în inferiorul bazinului a depozitelor pliocene și chiar miocene sub formă de domuri largi a fost determinată și de scufundarea mai intensă a depozitelor din interiorul, decît cele de pe marginile sale, precum și de influența fundamentului în curs de ridicare, mai mare pe margini decît în interior.

Pe aliniamentele considerate pînă acum ca reprezentînd linii anticlinale, situate între masivele de sare, *faliile se manifestă prin roci strivite* pe lărgimi uneori de mulți kilometri a depozitelor chiar și astăzi prea puțin consolidate ale miocenului. Datorită falierii unor asemenea sedimente afîinate și existenței alunecărilor, pe distanțele situate între masivele de sare ale aceluiaș aliniament, terenul nu permite cel mai adesea măsurarea nici unui fel de poziție, în special a acelora care să îndreptățească admiterea existenței unor anticlinale. Prezența faliilor a permis, în schimb, dezvoltarea unor văi largi, mult disproporționale cu firul de apă care le străbate. *Diapirismul* nu se manifestă, deci, numai în condițiile unor structuri plicative, așa cum a fost descoperit de Mrazec în regiunea subcarpatică din Muntenia, ci el *apare egal de evident și în condițiile unor structuri rupturale*, la noi ca și în atîtea alte regiuni ale scoarței.

Fascicolele de falii paralele de la suprafață reprezintă ecoul faliilor din fundamentul adînc, componente ale sistemului de fracturi cu caracter crustal. În timp ce pe marginea de E a bazinului — ca o consecință a presiunii exercitată de Platforma Est-europeană — constatăm cel mai adesea existența unor puține, dar deosebit de puternice falii de vîrstă neogenă, jalonate pe o dis-

lanță de circa 200 km prin numeroase masive de sare înșirate între Mercheașa (județul Brașov) și Beclean pe Someș, pe marginea de V a bazinului constatăm existența unui număr de 2-4 și chiar mai multe falii paralele, dintre care cea mai unitară este jalonată prin numeroasele masive situate în apropierea marginilor bazinului, corespunzătoare horstului Blaj—Ruși, situat pe linia care se continuă spre N prin Ocna Mureș, Turda și valea Someșului Mic.

Datorită repetațelor mișcări suferite de ambele regiuni, de E și de V ale bazinului, depozitele sînt cu atît mai fracturate cu cît sînt de vîrstă mai veche. *Prezența faliilor*, precum și alcătuirea litologică a sedimentelor neogene, a favorizat apariția unor numeroase alunecări de teren nu numai în perioada continentală actuală, care datează de vreo trei milioane de ani (din pliocenul superior), dar și în cea din sarmațianul superior, în ambele perioade avînd loc alterarea rocilor pe o mare adîncime și astfel dispariția unor numeroase indicii cu caracter stratigrafic și tectonic. Este cazul să constatăm că, datorită faptului că mișcările începînd din faza moldavică s-au manifestat prin scufundarea bazinului paralel cu ridicarea ramei acestuia, faliile prezintă adesea planuri oblice, convergente în spre interiorul bazinului.

O situație similară ca pe marginea de V a bazinului poate fi constatată și pe harta 1 : 200.000, foaia nr. 11 Bistrița, pe care — la S de Beclean — conform interpretării date de geologii petroliști, este stabilită existența unui număr de opt anticlinale, majoritatea însă numai presupuse. Aceste anticlinale venind dinspre SSE și SSV converg la nordul hidrografic din regiunea Beclean. Totuși, rețeaua hidrografică cu orientarea predominantă SSE-NNV, reprezentată prin sectorul riului Șieu cuprins între Sărata și Beclean, apoi prin văile Lechința, Sîngeorș, Nușeniu, Bozieș etc. arată cu toată claritatea că ne aflăm într-o regiune cu caracter ruptural pe suprafața căreia cursurile apelor s-au instalat și aici pe falii, care însă în prezent sînt camuflete de aluviunile văilor sau de frecvente alunecări de teren.

Printre numeroasele falii de pe marginea de E a bazinului, datorită continuității ce o caracterizează, se impune una cu o lungime de peste 100 km. Aceasta, începînd de la Merești-Lueta (județul Harghita), trecînd pe la E de Odorhei, apoi prin Corund, Praid, Sovata, Gurghiu, Ideciu, Brîncovenеști, Uila, Pinticu și Sărata, se dezvoltă sub forma unui sistem de falii marcat prin masive diapire, care ajunge la Sintereag pe pîriul Șieu. Începînd de la N de Mureș pînă la Sintereag sistemul de falii se dublează astfel că pe o lățime de circa doi km stratul de sare s-a apropiat mult de suprafață, care este atînsă sub formă de masive diapire, iar miocenul apare la zi între două falii. Deplasarea stra-

tului de sare spre suprafață de-a lungul acestui sistem de falii a determinat ridicarea miocenului *sub forma unui horst foarte alungit*, larg de 1-2 km, *marcat prin frecvente masive de sare și prin izvoare sărate*, horst flandat pe ambele laturi de sedimente pliocene.

Incepînd de la N de Mureș, rocile acestui horst se prezintă chiar răsfnate spre SV încălecind ușor depozitele pliocene. Mai mult încă, horstul este traversat de cîteva falii perpendiculare pe direcția sa, falii marcate prin decroșări pînă la 2 km și prin apariția, la înbretăierile lor, a cîte unui masiv de sare. Asemenea decroșări constatăm pe văile: Mureșului, Batoșului, Penticului etc. *Existența unui asemenea horst nu reprezintă un caz excepțional în structura bazinului*, ci o structură identică poate fi constatată și în regiunea de SV a bazinului, unde, în plină dezvoltare a depozitelor pliocene, se ridică — cu aceeași direcție NV-SE — horstul Blaj—Șeica Mare alcătuit din sedimente sarmațiene, horst considerat anterior ca reprezentînd un anticlinal faliat, lung de zeci de km și cu o lățime pînă la 4 km. Ușoara înclinare spre SV a acestui ultim horst se încadrează în înclinarea generală a masivelor de sare de pe marginile bazinului. Constatăm că acest horst, deși separă regiunea centrală mai adînc scufundată, de o aripă de sud-vest — Platoul Secașelor — relativ ridicată a bazinului, se prezintă totuși ușor răsturnat în direcția unității ridicate, datorită împingerii exercitate de stratul de sare din bazin în direcția SV. Descifrarea problemelor tectonice prezentate de sfratul de sare aruncă o lumină nouă asupra structurii bazinului.

Un alt asemenea horst, îngust de numai 2-3 km dar lung de zeci de kilometri, constatăm și în sectorul de NV al bazinului, horst reprezentat prin munții cristalini ai Meseșului. Masivele cristaline ale Prelucii și Țicăului reprezintă și ele horsturi diapire precum o dovedesc sectoarele de riuri epigenetice bogate în meandre. Existența unor asemenea *horsturi cu caracter diapir* este caracteristică regiunilor cu o tectonică rupturală străbătute de fracturi cu caracter crustal.

Prezența în acoperișul masivului de sare de la Praid a cuarțului sub formă de cristale minuscule, de agregate de cristale și chiar de geode milimetrice *trebuie pusă în legătură genetică cu manifestările vulcanice* din lanțul eruptiv esttransilvan, imediat învecinat. Soluțiile de cuarț s-au ridicat de la adîncimi mari mai întii pe faliile de dată veche existente în pațul sării, falii care apoi — cu ocazia unor mișcări mai noi — s-au continuat și în acoperișul acesteia, deschizînd cale sării pînă la zi. Faliile pe care s-a ridicat sarea nu reprezintă întotdeauna falii produse de presiunea sării în acoperișul ei, ci reprezintă adesea falii mai vechi care, după depunerea stratului de sare, în cursul mișcărilor înce-

pînd cu faza stiriacă tirzie, s-au conținut și în acoperiș, dînd naștere diapirismului manifestat pînă la zi. Cu această ocazie este cazul să relevăm că masivele diapire din bazin nu posedă o brechie bogată în elemente exotice comparabilă cu aceea a masivelor subcarpatice, ci sînt învăluite numai de o brechie subțire formată pe socoteala exclusivă a rocilor din acoperiș. Masivele subcarpatice se caracterizează frecvent prin faptul că, ridicîndu-se adesea pe linii de încălecare, au străbătut și antrenat material din pachetul de conglomerate uneori gigantice, depus în timpul mișcărilor stiriace tirzii, care au marcat sfîrșitul depunerii evaporitelor.

Poziția permanent tectonică a masivelor de sare din regiunea atît de intens frămîntată a Subcarpaților a ridicat încă de la început un maximum de dificultăți la determinarea vîrstei sării, aceasta fiind atribuită unor numeroase etaje, chiar și eocenului într-un timp cînd structura în pinze a Carpaților Orientali era necunoscută. Neținîndu-se seama de condițiile de geneză a complexului evaporitic și numai pe bază de criterii micropaleontologice — microfauna nefiind însă în măsură să aducă dovezi hotărîtoare — sarea a fost atribuită la 2 pînă la 4 etaje miocene. Voicu arată în 1953 existența unui important prag bionomic la limita Oligocen-Miocen, cînd au dispărut toate speciile paleogene. El arată că microasociațiile, considerate ca indicînd Aquitaniul, rămîn aceleași pînă în Tortonianul superior. Astăzi însă, cînd cunoaștem condițiile complexe de geneză a evaporitelor, precum și frămîntările repetate și intense suferite de regiune, sîntem în situația de a face abstracție de poziția lor tectonică și de a acorda tuturor evaporitelor noastre miocene o singură vîrstă, tortonian medie (Transilvanian) ca și sării din bazinul Transilvaniei și acelea din Galiția. Înclinarea constantă a masivelor de sare în spre exterior — adică spre S în Muntenia și spre E în Moldova — reprezintă consecința ridicării continue a Carpaților, precum și a scufundării regiunilor din fața lanțului muntos.

5. *Încheiere.* Progresele realizate în ultimele decenii în cunoașterea evaporitelor din România urmează ca, într-un viitor apropiat, să fie amplificate printre altele și prin contribuțiile celor cîteva teze de doctorat, actualmente în lucru. *Problemele rămase nerezolvate sînt variate și numeroase.* Nu cunoaștem încă paleogeografia amănunțită a sistemului de lagune și mai ales limitele detaliate ale bazinului evaporitic transilvan; de asemenea, nici regiunile de pe suprafețele cărora au fost erodate evaporitele miocene în special cu ocazia mișcărilor din faza stiriacă tirzie, adică imediat după depunerea lor, cînd evaporitele erau încă neacoperite de sedimente detritice și au putut fi erodate. În

Bazinul Transilvaniei aceste mișcări au produs o scufundare puternică a regiunii centrale — pe suprafața căreia evaporitele s-au conservat în întregime — precum și ridicarea unor sectoare ale ramei. Abia în această fază, în condiții climatice schimbate, a avut loc continuarea mării transgresiuni miocen-medie prin pătrunderea apelor și pe suprafața Depresiunii Dunării Mijlocii și a aceleia a Depresiunii Moesice, ambele lipsite de evaporite.

Existența în Bazinul Transilvaniei a evaporitelor în cantitate maximă pune cele mai multe și mai variate probleme, cărora pînă acum nu li s-a acordat toată atenția cuvenită. Situația paleogeografică a regiunii de la S de Carpații Meridionali relativă la lărgimea canalului prin care apele cu concentrare ridicată, bogate în săruri de K-Mg, se scurgeau din laguna intracarpatică spre marea esteuropeană larg deschisă, rămîne încă neprecizată.

Transformările chimice suferite de evaporite după depunere, în special fenomenele de concentrare a unor microelemente și formarea unor compuși noi, mai stabili în actualele condiții continentale, rămîne o problemă abia abordată.

Este cazul să constatăm că, în viitor, progrese satisfăcătoare în cunoașterea problemelor puse de evaporitele noastre vor fi realizate numai dacă aceste roci vor fi cercetate de *geologi cu cunoștințe temeinice de geochimie și de paleogeografie*. Consultarea bogatei bibliografii mondiale ne poate sugera numeroase indicații prețioase pentru rezolvarea problemelor caracteristice evaporitelor noastre. Acestea însă vor fi cunoscute și înțelese complet numai pe baza cercetărilor adîncite asupra propriilor noastre zăcăminte. În studiul evaporitelor nu trebuie să pierdem din vedere că fenomenele din Natură sînt extrem de diverse și că numai o cercetare amplă a fiecărui zăcămint în parte va putea duce la concluzii bine întemeiate.

BIBLIOGRAFIE

- DRĂGHICEANU M. (1874) — Salinele Române din punct de vedere geologic, Tehnic și Economic. *Rev. Științ., An. V, nr. 7, 8, 11, 12, 13, 21-24*, București.
- GAVĂT I., AIRINEI ST., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU SC. VENCOV I. (1963) — Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice., *Acad. Română, Studii și Cercetări Geofizice, 1/1*, București.
- GROZESCU H., PREDA D.M., POPESCU.VOITEȘTI I. (1917) — Clasificarea Mediteraneanului în România. Considerații generale asupra vîrstei Formațiunii Salifere în România. *Instit. Geol., D.d.S., VII, București*.
- MACOVEI G. (1917) — Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *Instit Geol., D.d.S., VII, București*.

- MRAZEC L. (1900) — Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *Trav. Règ. Mon. État p. l'Exp. Paris, București.*
- — (1926) — Considerațiuni cu privire la geneza și vîrsta sării. *Instil. Geol. D.đ.S., VIII, București.*
- — (1926a) — Discuțiune relativ la vîrsta sării. *Instil. Geol., D.đ.S., VIII, București.*
- MRAZEC L., JEKELIUS E. (1927) — Aperçu sur la structure de Bassin néogène de Transylvanie et sur les gisements de gaz. *Instil. Geol. Guide des Excursions, București.*
- PAUCĂ M. (1967) — Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România. *Instil. Geol., D.đ.S., LIII'', București.*
- — (1969) — Problèmes tectoniques dans le Bassin de Transylvanie. *Geol. Rundschau, 68/2, Stuttgart.*
- — (1977) — Calcarul de Ronă — Geneză și răspîndire. *Trav. Mus. „Gr. Antipa”, XVII, București.*
- — (1976) — Stratigrafia miocenului marin pe bază de criterii noi. *Anuar. Mu. Șt. Nat., III, Piatra Neamț.*
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1917) — Pinzele flișului carpatic și noua concepție asupra vîrstei sării. *Inst. Geol., D.đ.S., VII, București.*
- — (1934) — Noțiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol.-Miner., Univ. Cluj, VI/1-1934.*
- PREDA D.M. (1926) Discuțiune relativă la vîrsta sării. *Instil. Geol., D.đ.S., VIII, București.*
- — (1941) — L'Origine des sources salées de Șinca Nouă. *C.R. Ins. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.), București.*
- SOCOLESCU M., AIRINEI ST., CIOCÎRDEL R., POPESCU M. (1975) — Fizica și structura scoarței terestre din România. *Editura Tehnică, București.*
- STAMATIU M. (1936) Beiträge zur Klärung einiger Abbauprobleme bei den Rumänischen Salzgruben unter besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse und der festigkeitsmechanischen Eigenschaften des Steinsalzes. *Teză de doctorat, Freiberg, Germania.*
- — (1937) — Quelques remarques sur la plasticité du sel gemme. *Bul. Soc. Rom. Geol., III, București.*
- VOICU GH. (1953) — Studiu micropaleontologic al Stratelor de Cornu de pe flancul sudic al Cuvetei de Slănic, între V. Prahovei și V. Verbișului. *Anuar. Comit. Geol., XXVI, București.*
- *** (1967) — Harta geologică 1 : 200.000, nr. 10, foaia Cluj. *Inst. Geol. Rom., București.*
- *** (1967) — Harta geologică 1 : 200.000, nr. 11, foaia Bistrița. *Inst. Geol. Rom., București.*
- *** (1967) — Harta geologică 1 : 200.000, nr. 18, foaia Turda. *Inst. Geol. Rom., București.*

DIE EVAPORITE IN RUMÄNIEN. ENTSTEHUNG, PALAEOGEOGRAPHIE UND TEKTONIK

ZUSAMMENFASSUNG

In Rumänien wurden die miozänen Evaporite in zahlreichen Lagunen von verschiedenen Größen als monomineralische Salze: Dolomit, Gyps und Steinsalz abgelagert. Die komplexen Kali — und Magnesiumsalze sind, praktisch, abwesend. Unmittelbar, am Außenrand der Karpaten gab es vorherrschend nur

kleine Lagunen, welche sich über das Gebiet des Karpatenknie, in Verbindung mit einem großen innerkarpatischen evaporitischen Becken befanden. Dieses erstreckte sich nach Nordwesten bis in die Nähe der Nordkarpaten hin. Im Untergrund des Transylvanischen Beckens liegt ein mehrere hundert Meter mächtiges Steinsalzlager, welches eine Fläche von etwa 15.000 Qkm bedeckt. Infolgedessen sind die Salzreserven hier weit größer als in den Vorkarpaten. Eine gleich große Menge von Evaporiten wurde, gleich nach deren Ablagerung, während der spätsteirischen Bewegungen abgetragen. Am Außenrande der Karpaten und besonders im Transylvanischen Becken steigt das Salz aus Tiefen von 1000 und mehr Meter als diapire Säulen, mit einer Fläche bis über ein Qkm an, welche sich an der Kreuzung von bedeutenden Verwerfungen befinden. Während im Transylvanischen Becken der Diapirismus Bruchstrukturen charakterisiert, tritt er am Außenrande der Karpaten in gefalteten Strukturen auf. Ein ozeanischer Strom, welcher seinen Ursprung im fernen Osten hatte, durchquerte das Karpatenbogengebiet und das damals weite innerkarpatische evaporitische Becken, um dann wieder durch die Oltstraße samt den leichtlöslichen Kali- und Magnesiumsalze das Weltmeer zu erreichen. Die Mittlere Donausenke sowie die Moesische Tafel, die als Festländer bestanden, enthalten Infolgedessen keine miozänen Evaporite.

SUR LA FAUNE DE MOLLUSQUES QUI SE TROUVE SUR LA LIMITE ENTRE LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR ET LE PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR EN ROUMANIE

NEC. MACAROVICI¹⁾

ABSTRACT

On the fauna of molluscs found at the Upper Pliocene — Lower Pleistocene boundary in Romania. The relative boundary between pliocene and pleistocene deposits in Romania was fixed by various authors, on the basis of fossil mammalian fauna. But this boundary is surpassed by the fauna of pliocene molluscs, that reaches the lower Pleistocene with an important number of species (together with the mammalian fauna considered as pleistocene). This is why in the paper, the fact is discussed of the impossibility of fixing the Upper Pliocene-Lower Pleistocene boundary in Romania on the basis of molluscs.

Sur la base de la faune de mammifères fossiles, nous pouvons fixer, pour la Roumanie, la limite entre le Pliocène et le Pléistocène au moment où apparaît le genre *Elephas* (ses formes primitives, comme c'est le cas à Tulucești (distr. Galați) et à Cernătești (à Dealul Calului), au NO de Craiova, distr. Dolj (Macarovici, 1976). Ainsi, à Tulucești apparaît *Elephas planifrons* Falc. (d. Sava Athanasiu, 1915 et 1926), à côté de *Anancus arvernensis* Cr. et Job., *Cervus (Elaphus) issidorensis* Cr. et Job. et une molaire de *Mastodon borsoni* Hays. À cette liste C. Ghenea et C. Rădulescu (1964) ajoutent une mandibule de *Camelus alutiniensis* Stef. et un métaçarpien de *Hippotigris stenonis* Cocchi.

Très proche de la faune de Tulucești est celle de Dealul Calului de Cernătești (Dolj), d'où Schoverth et coll. (1963) présente

1) Université „Al. I. Cuza”, Iași-(Roumanie).

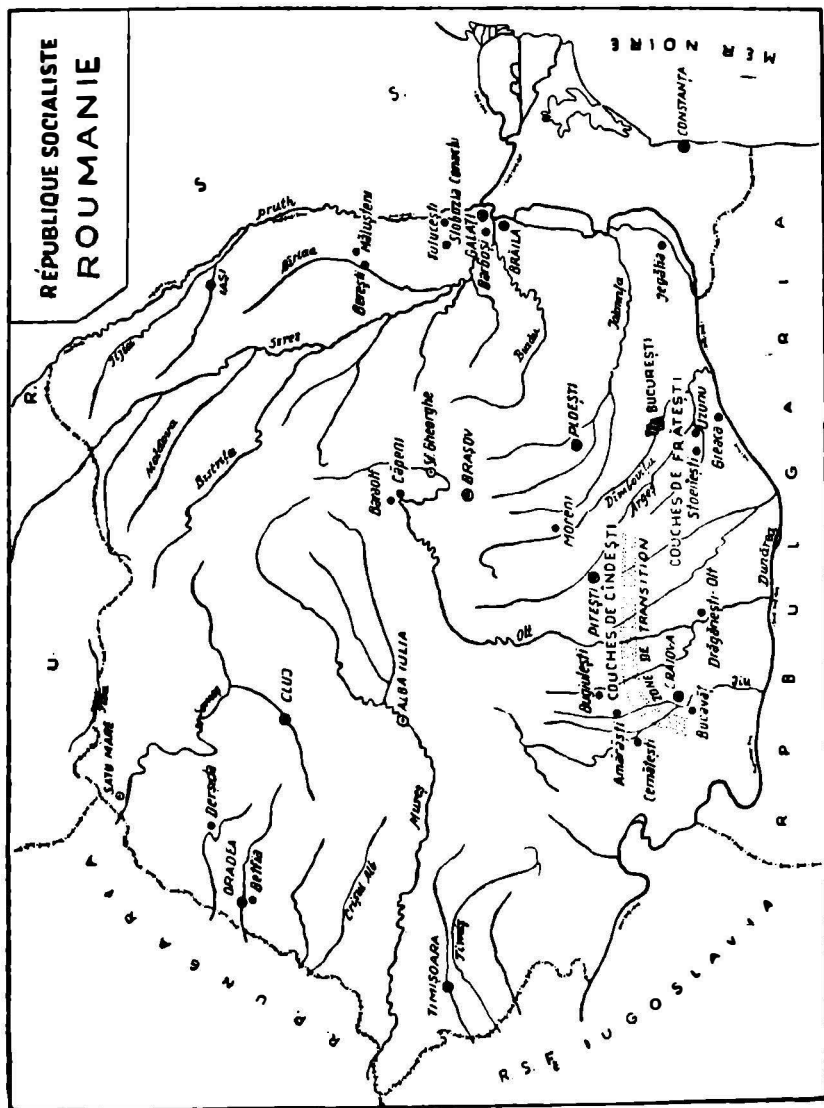


Fig. 1

des couches moyens sablonneux de „Cindești“ (d. Sabba Ștefănescu, 1897) à unionides, des molaires de *Anancus arvernensis* Cr. et Job., *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nestj (très probablement, d'après nous, *El. planifrons* Falc.); *Rhinoceros* cfr *etruscus* Falc., *Equus* sp. et une molaire de *Mastodon borsonj* Hays. S *Athanasiu*

(1926, a décrit également. *El. planifrons* Falc. à Orodelu (Dolj).

Le fait très important est que cette faune de mammifères, d'âge incontestablement pléistocène inférieure, se trouve dans les dépôts moyens de sables et graviers à unionides, nommés „Couches de Cindești“ (d. *Sabba Ștefănescu*, 1897) de l'Olténie et de l'ouest de la Munténie, connues à Bucovăț (à l'Ouest de Craiova), à Cernătești, Amărăști, Urda-de-Jos, Valea Muerei (dép. Dolj) et autres localités de l'Olténie (Fig. 1). Cette faune est considérée par *Sabba Ștefănescu* (1897) comme „levantine“. À présent, sur la base de la faune de mammifères citée plus haut, elle est attribuée au *Pleistocène inférieur*, ne restant comme Pliocène supérieur que l'horizon inférieur péltique (marno-argileux) des „Couches de Cindești“ qui contiennent : *Unio lenticularis* Sabba, *Psilunio recurvus* Sabba, *Vivipara dezmaniana* var. *altercarinata* Brus., *V. bifarcinata* var. *stricturata* Neum. *Melanopsis pterochila* var. *breastensis* Brus. *Valvata sibirensis* Neum., et qui est le seul horizon appartenant au „Levantin“ (*T. Bandrabur*, 1971).

Au-dessus suivent les couches moyennes de „Cindești“ à unionides, formées par sables et graviers, d'où *Schoverth* et collab. (1963) cite la faune de mammifères mentionnées plus haut, de même qu'une faune de mollusques de ces couches à Bucovăț et les autres localités mentionnées (Cernătești, Amărăști etc.).

D'après *Sabba Ștefănescu* (1897), *Schoverth* (1963), *T. Bandrabur* (1971) et autres auteurs, cette faune est formée surtout par les espèces suivantes :

<i>Unio (pristinus)</i> Bielz	<i>Melanopsis rumana</i> Tuorn
„ <i>procumbens</i> Fuchs	„ <i>narzolina</i> Siesm
„ <i>davilaj</i> Por.	„ <i>onusta</i> Sabba
„ <i>porumbarui</i> Tourn	„ (<i>Canthidomus</i>) sou-
„ (<i>Scalenaria</i>) <i>bielzi</i> Czek.	„ <i>beirani</i> Por
<i>Psilunio sculptus</i> Brus	„ „ <i>porum-</i>
„ <i>berbestiensis</i> Font	„ „ <i>barui</i> Brus
„ <i>condai</i> Por	„ „ <i>hybos-</i>
„ <i>brandzae</i> Sabba	„ „ <i>toma</i> Neum
„ <i>doljenis</i> Sabba	<i>Theodoxus quadrifasciatus</i> Bielz
<i>Viviparus craiovensis</i> Tourn	„ <i>licherdopoli</i> Sabba
„ <i>mammatus</i> Sabba	„ <i>scriptus</i> Sabba
„ <i>bifarcinatus</i> Bielz	<i>Valvata (Cincinnati) piscinalis</i>
„ (<i>rudis</i>) <i>rudis</i> Neum.	„ „ Müll.
„ (<i>rudis</i>) <i>strossmay-</i>	<i>Emmericia rumana</i> Tourn
„ <i>rianus</i> Brus	„ <i>candida</i> Neum. etc., etc.
<i>Viviparus (turgidus) pilari</i> Brus	<i>Bulimus vukotinovici</i> Brus
„ „ <i>turgidus</i> Bielz	

Il faut y faire la remarque (d. *Schoverth* et al., 1963) que

les valves des unionides sculptés et des vivipares ornamentés de cette faune a été remaniée son dépôt ayant, d'après Schoverth cette liste sont très érodés, ce qui indiquerait qu'une grande partie (1963), le caractère „torrentiel“.

Mais Shoverth et al. (1963), Macarovici (1976), Liteanu et collab. (1957, 1960, 1961, 1967) et Bandrabur (1971) attribuent les „couches moyennes de Cindești“ au Villafranchien s. str., donc à la base du Pléistocène. Elles sont connues également dans la Dépression Gétique et dans la Plaine Roumaine. Une faune semblable à celle des couches moyennes de Cindești a été déterminée par G. Botez (1916), à Moreni (Dimbovița) et par V. Barbu et I.Z. Barbu (1953) sur la rive nord du lac Greaca (au S de Bucarest), donc ces dépôts se trouvent aussi dans la Plaine Roumaine et dans les Sous-Carpates.

Au-dessus de l'horizon moyen des couches de Cindești suit l'horizon supérieur de ces couches dans lequel les restes de *Mostodon* deviennent de plus en plus rares, mais en échange se rencontrent fréquemment celles de *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti, signalées aussi par Sabba Ștefănescu (1897).

Les couches (marno-argileuses) supérieures de Cindești contiennent une faune de mollusques dont la liste est, en général, formée par les espèces suivantes :

<i>Unio sculptus</i> Brus	<i>Viviparus mammata</i> Sabba
„ <i>iconomianus</i> Tourn	„ (<i>rudis</i>) <i>rudis</i> Neum.
„ <i>ștefănescui</i> Tourn	„ <i>plicatus</i> Sabba
„ <i>porumbarui</i> Tourn	<i>Bythinia vukotinovici</i> Brus
„ <i>herjeui</i> Porumb	<i>Theodoxus semiplicata</i> Neum.
<i>Scalenaria bielzi</i> Czek	„ <i>scripta</i> Sabba
<i>Psilunio craiovensis</i> Tourn	<i>Melanopsis narzolina</i> Siesm etc.

Au-dessus suivent les couches de Frătești qui achèvent le Pléistocène inférieur de l'Olténie et de la Plaine Roumaine.

Ce que nous avons exposé jusque ici ne nous permet pas de préciser, sur la base des mollusques des couches de Cindești, quelle est la limite entre le Pliocène et le Pléistocène dans la Dépression Gétique (en Olténie). La cause en est (d'après Bandrabur, 1971, pg. 53) que, au-dessous de l'horizon inférieur marneux à *Unio lenticularis* Sabba, suit une autre succession de sables et graviers, alternant avec des intercalations d'argiles, caractérisées du point de vue paléontologique par des unionides sculptés et vivipares ornamentés, présentant des espèces qui se rencontrent également dans les couches moyennes et supérieures de Cindești. Mais l'auteur ne nous donne pas la liste de la faune rencontrée plus bas que l'horizon à *U. lenticularis* Sabba ce qui abaisserait la limite entre le Pliocène et le Pléistocène au-dessous de la cote

de 0 m (de beaucoup au-dessous du niveau d'érosion du Jiul). Ainsi la limite entre le Pliocène et le Pléistocène doit être établie, toujours d'après les mammifères, dans les limites des couches moyennes de Cindești.

Au-dessus des couches supérieures de Cindești suivent (comme nous l'avons déjà dit), dans la Plaine Roumaine entre le Jiu et l'Argeș, les couches de Frătești, formées par des sables avec des graviers et des blocs vers la base.

Les couches de Frătești ne sont que rarement fossilifères ; d'après *Bandrabur* (1971), à Drăgănești-Olt elles contiennent les suivants mollusques :

Planorbis umbilicatus Müll., *Pl. planorbis* L., *Valvata sulciana* Müll., *Valv. piscinalis* Müll., *Bulimus vukotinovici* Brus., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium rivicola* Leach et des exemplaires de *Unio* sp. roulés.

En dehors de ces mollusques (qui ne donnent pas des précisions sur l'âge) dans les couches de Frătești se rencontrent très souvent des molaires et parfois aussi des défenses de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, non associés aux restes de *Mastodon*. La continuité de sédimentation qui existe entre les couches de Cindești et celles de Frătești (d. *Bandrabur*, 1971) montrerait que les couches de Frătești achèvent le Pléistocène inférieur de la Plaine Roumaine.

Dans le sud de la Moldavie, à Tulucești (Galați), dans le ravin Ripa Bălăiei (sous les couches qui contiennent les mammifères que nous avons attribués au Pléistocène inférieur), on trouve un dépôt sableux comprenant une faune d'unionides, citée par *Grigorovici Berezovski* (1915) et par *Macarovici* (1960) formée par les espèces :

Unio sandbergeri Neum., *U. sibiricus* Pen., *U. wetzleri flabellatiformis* Mikh. Ces sables s'étendent tant au nord (sur la vallée de la Horincea) que à l'ouest de Tulucești, où, par ex., à Slobozia Conachi, ils comprennent : *Unio wetzleri flabellatiformis* Mikh., *U. aff stoliczkai* Neum., *U. zelevori* Hörn., *U. sandbergeri* Neum., *Viviparus aff turgidus* Bielz.

Ces dépôts à unionides s'étendent aussi vers l'est, sur le versant gauche de la vallée du Pruth (dans la R.S.S. Moldave), où *Grigorovici-Berezovski* (1915) a distingué 2 horizons de faune, à savoir : un horizon inférieur présent aux villages Brînza, Slobozia Mare et Cișlița, contenant les espèces : *Unio stoliczkai* Neum., *U. beyrichi* Neum., *U. moldaviensis* Hörn., *U. cf zelevori* Hörn., *U. cf. nicolaianus* Brus., *U. sibiricus* Pen., *U. sandbergeri* Neum., *U. bogatschevi* Mikh., *U. wetzleri flabellatiformis* Mikh., *U. lenticularis* Sabba.

Grigorovici-Berezovski (1915) compare cet horizon avec la

partie supérieure des dépôts moyens à *Paludina* de Slavonie et avec l'horizon inférieur „des dépôts levantins de Craiova“ (c'est-à-dire avec l'horizon inférieur des couches de „Cindești“).

Le second horizon de la faune du versant gauche du Pruth établi par *Grigorovici-Berczovski*, est celui de Giurgiulești-Reni, caractérisé par : *Unio procumbens* Funchs, *U. davilai* Por., *U. porumbarui* Tourn., *U. doljiensis* Sabba, *U. bielzi* Czek, *Vivipara bifarcinata* Bielz. *Viv. rudis* Neum. etc. L'auteur parallélise cet horizon avec la partie inférieure des couches supérieure à paludine de Slavonie (l'horizon à *Pal. sturi* Neum. et *Pal. hoernesii* Neum.), de même qu'avec les couches moyennes („levantines“) de Cindești de Bucovăț-Craiova.

Ces dépôts à unionides, de la côté gauche de Pruth ont été attribués par *N. Macarovici* (1940) au „Levantin supérieur“ (Pliocène supérieur). Il faut pourtant observer que ces dépôts pliocènes supérieurs ne sont, en fait, représentés que partiellement au confluent Pruth-Danube, puisque tant *Gr.-Berezovski* (1915), que *Macarovici* (1940) signalent, sur la rive orientale du lac de Cahul, des valves remaniées de *Unio sturi* Hoernes, dans les sables contenant la faune pléistocène de Babele. Donc, les dépôts qui les contenaient ont été érodés. Pourtant, *Bogatchev* (d'après *Eberzin*, 1957) figure de valves intactes provenant des dépôts pliocènes de la vallée du Sal, de la région du Don. Le même auteur signale *Unio sturi* Hoern dans les dépôts apseroniens (fin du Pliocène) de la Transcaucasie de l'est. *Eberzin* (1957) cite (d'après *Bogatchev*) des exemplaires de *U. sturi* Hörn. du Pliocène supérieur de la rivière Kutchurgan (S de l'Ukraine). *Bogatchev* figure (d. *Eberzin*, 1957) aussi une valve de *U. sturi* Hoern. de la 5-ème terrasse (fin du Pliocène) du Dniestre à Boșernița (près de Rezina).

Donc, à la fin du Pliocène, *U. sturi* Hörn. a eu une grande extension sur le territoire de l'Union Soviétique, depuis l'embouchure du Prut jusqu'en Transcaucasie. Dépôts à *Unio sturi* Hoern. sont connus également en Roumanie (valves intactes) à Uzun et Stroești (au S de Bucarest). Ces dépôts ont été attribués au Pleistocène inférieur (*Macarovici* et *Coteț*, 1962). Nous admettons cet âge parce que les couches à *Unio sturi* de Uzun (S de Bucarest) gisent, à ce qu'il paraît (mais sans certitude), au-dessus des „couches de Frătești“ (comme el montre les 2 auteurs, 1962). Pour le moment, nous ne pouvons pas leur attribuer pour la Roumanie une position sûre.

Mais *Eberzin* (1957) affirme que les couches à *U. sturi* seraient les couches par lesquelles se termine le „Levantin supérieur“ (le Pliocène supérieur) en Union Soviétique ; mais ces couches ont été très souvent érodées.

Eberzin toujours (1948 et 1959), ayant en vue la présence de

certaines espèces d'unionides (*U. flabellatiformis*) qui se trouvent dans les dépôts du Pliocène supérieur du confluent du Pruth avec le Danube, de même que dans le S de la Moldavie (mais sont absentes dans les dépôts de Bucovăț-Craiova), utilise le terme stratigraphique de *Poratien* inférieur et supérieur pour les 2 horizons à unionides du Pruth. Mais par l'utilisation du nom de „Poratien“*) la limite inférieure du Pleistocène continue de rester indéfinie. Sur la base des mollusques, Eberzin (1959) équivaut le *Poratien* (sur lequel il place les couches à *U. sturi*) à l'Apseronien, sous-étage par lequel se termine le Pliocène supérieur dans l'échelle stratigraphique de l'Union Soviétique.

Pour la Roumanie, nous le répétons, nous ne pouvons pas préciser, sur la base de la faune de mollusques, la limite entre le Pliocène et le Pleistocène. Cette limite peut être tracée, d'une manière approximative, seulement après l'apparition de la faune à *Elephas*, comme nous l'avons déjà dit.

Même la faune de mollusques décrite par Jekelius (1932) dans les dépôts pliocènes du bassin de Brașov, ne peut pas nous offrir une indication sûre quant à la limite entre le Pliocène supérieur et le Pleistocène inférieur. Des 85 espèces décrites par Jekelius (1932) 64 espèces ont été décrites par cet auteur pour la première fois dans la littérature comme provenant du bassin de Brașov; 12 formes seulement sont connues aussi dans d'autres dépôts pliocènes, où elles sont banales; 6 autres formes sont récentes et 3 formes ne sont décrites que génériquement.

Jekelius dit que cette faune considérée en entier „fait l'impression d'être endémique“. Elle commence, probablement, au Dacien, puisque à Căpeni on a trouvé, dans le lignite, des molaires de *Mastodon borsoni* Hays et de *Mastodon arvernensis* Cr. et Job., à côté des valves de *Limnocardium fuchsi* Naum. La partie supérieure des dépôts pliocène du bassin de Brașov est attribuée par Jekelius aux Levantin et Quaternaire, sans pouvoir nous donner, sur la base de mollusques, la limite entre ces deux formations. Cette limite a été tracée par Rădulescu et Samson (1969) au moment où apparaît, dans la faune de mammifères, *Archidiskodon meridionalis* Nesti, dans l'horizon faunique III de Baraolt.

En conclusion, d'après ce que nous avons exposé plus haut, nous pouvons dire que la faune de mollusques pliocènes connue en Roumanie ne nous offre d'indications sûres pour tracer la

*) *Porat* = Pruth.

limite entre Pliocène supérieur et le Pleistocène inférieur. Cette limite peut être mise seulement en liaison avec l'apparition de la faune de mammifères à *Elephas*, qui indique le Pleistocène inférieur, — sans pourtant pour lier, avec précision, le commencement du celui-ci avec un certain horizon.

BIBLIOGRAFIE

- ALEXEEVA I.L. (1961) — Dreivneisai fauna mlecopitaiuscih antropologhena jugo evropeiscol ciasi SSSR. *Voprosi gheologhii antropologhena*, VI, *Congres INQUA, Varşovia*.
- ATHANASIU SAVA (1915) — Fauna de mamifere pliocene superioare de la Tuluceşti-Covurlui. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VI, 1912, Buc., 1915.
(1926) — *Elephas planifros*. Falc. dans les couches levantines d'Ordelu, distr. Dolj-OŃenie. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XI, Bucureşti.
- BARBU VIRG. et BARBU Z.I. (1953) — Asupra faunei levantine de la Greaca. *D.S. Comit. Geol.*, vol. XXXVII (1949-50), Buc. 1953.
- BANDRABUR T. (1971) — Geologia Cîmpiei Dunărene dintre Jiu şi Olt. *Inst. Geol. Stud. tehnice şi economice, ser. J, Stratigrafic, nr. 9, Buc., 1971*.
- BOTEZ G. (1916) — Asupra faunei de moluşte levantine de la Moreni. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, vol. V, 1913-14, Buc.
- EBERZIN G.A. (1948) — Neogen Moldavskoi S.S.S. *Naucinie Zapiski Moldavskoi Naucino-Issled. Bazi, Akad. Nauk S.S.S.R.*, t. I.
* * * (1957) — Depozitele cu *Unio sturi* M. Hörn. şi importanţa acestei faune pentru stratigrafia Pliocenului din R.S.S. Ucraina şi R.S.S. Moldov. *An. Româno-Sovietice, Geol.-Geogr. An. XI, ser. III, Nr. 1-1957, Edit. Acad. R.P.R.*
* * * (1959) — Shema stratigrafii neogenovih otlojenii Iuga SSSR. *Akad. Nauk. Azerbaidjan SSR, Inst. Geol. Baku*.
- GHENEA C. şi RĂDULESCU C. (1964) — Contribuţii la cunoaşterea unei faune villafranchiene în Podişul Moldovenesc. *D.S. Comit. Geol.*, t. I, Buc.
- GHENEA C., BANDRABUR T., MIHĂILĂ N. (1967) — Consid. géologiques sur les dépôts à faune villafr. de Roumanie. *As. géol. Carpato-Balkanique, VIII-ème Congrès, Belgrad*.
- GRIGOROVICI-BEREZOVSKI (1915) — Les dépôts levantins de la Bessarabie et de la Moldavie. *Mémoires de l'Université de Varsovie, 1915*.
- JEKELIUS E. (1932) — Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, vol. II, Buc.
- KONSTANTINOVA A. (1967) — Antropogen iujnoi Moldavii i iugozapadnoi Ukraini. *Akad. Nauk SSSR, Geol. Institut, Trudi 173, Moskva, 1967*.
- LITEANU EMIL (1960) — Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depres. Valahă. *Acad. Rep. Pop. Rom. Studii şi Cercet. de Geologie*, vol. V, Buc.
* * * (1967) — Pletrişuri de Cîndeşti sau strate de Cîndeşti. *Comit. Geol., stud. tehnice şi econom., ser. E. Nr. 3, Buc.*
- LITEANU EMIL et BANDRABUR T. (1957) — Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu şi Olt. *An. Comit. Geol.*, vol. XXX, Buc.
- LITEANU EMIL et BANDRABUR T. (1960) — Géologie de la Plaine Gétique Méridionale d'entre le Jiu et l'Olt. *An. Comité Géologique, T. XXIX-XXX (résumés), Buc., 1960*.

- LITEANU EMIL, N. MIHĂILĂ, T. BANDRABUR (1962) — Contribuții la studiul Cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Bara-Olt). *Acad. D.S.R., Stud. și Cercet. de Geologie, vol. VII-1962, Nr. 3-4, Edit. Acad. R.S.R.*
- MACAROVICI N. (1940) — Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale — U.R.S.S. *Ann. Sc. Univ. Jassy, 2-ème sect., t. 26, fasc. 1, Iași, 1940.*
- MACAROVICI N. (1960) — Contributions à la connaissance de la géologie de la Moldavie Méridionale. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, sect. II (St. Nat.) t. VI-1960, fasc. 4, Iași.*
- MACAROVICI N. et COTEȚ P. (1962) — La présence des couches à *Unio sturi* M. Hoern. et des couches de Barboș-Babele dans la Plaine Roumaine. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, sect. II-St. Nat.-b, Geol.-Geogr., t. VIII-1962, Iași.*
- MACAROVICI N. (1976) — Sur la limite entre le Pliocène supérieur et le Pleistocène inférieur en Roumanie, établie d'après le critère des Mammifères fossiles continentaux. *An. Muz. de Șt. Nat. P. Neamț, ser. Geol., Geogr., t. III, P. Neamț, 1976.*
- NIKIFODOVA V.K., ALEKSEEVA I.L. (1961) — O granițe Neogena i Antropogena v sveazi s voprosom o rascilenenii Pliotena. *Materiali sovet. po izuceniu ceverticinogo perioda, tom. I-1961, Moskva.*
- PAVLOV P.A. (1925) — Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Stratigr. comparées d'eau douce. *Mém. Sect. Géol. Soc. Amis Sc. Nat., Anthr. et Ethnogr., Moskva, 1925.*
- RĂDULESCU C., SAMSON P., MIHĂILĂ N., KOVACI AL. (1965) — Contrib. à la conais. des faunes de Mammifères pleistocènes de la Dépression de BrașovRoumanie. *Eiszeitalter und Gegenwart, B. 16, Öhringen-Württ., Dezemb., 1965.*
- SCHOVERT E., FERU M., et colab. (1963) — Cercetări geologice în zona centrală din vestul Cîmpiei Getice. *Comit. Geol., Inst. Geol., Studii tehn. și econom., ser. E, Hidrogeol., Nr. 6, București.*
- ȘTEFĂNESCU SABBA (1897) — Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. *Lille, 1897.*

OBSERVAȚII GEOLOGICE ÎN REGIUNEA MERIDIONALĂ A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ

C. GRASU¹⁾, I. TURCULET²⁾

ABSTRACT

Geological investigations on southern region of the Hăghimaș Syncline (East Carpathians). In this paper the authors show the occurrence in this region of the Domerian with *Becheiceras cf. bechei* (SOW.) and of the Dogger, commenting also the structural and stratigraphical problems of *Aptychus* beds, from the Lunca anticline.

Datele pe care intenționăm să le punem în discuție se referă la regiunea meridională a sinclinalului Hăghimaș și ele reprezintă rezultatul observațiilor extinse pe o arie delimitată de piriul Fagului și izvoarele Trotușului la nord și sud, în timp ce spre est și vest ne-am restrâns la zona anticlinală Lunca; numai în extremitatea sudică zona supusă investigațiilor a inclus și parte din flancul intern al sinclinalului.

Vom aborda cu precădere o serie de fapte privitoare la stratigrafia depozitelor liasice, jurasic medii și jurasic superioare; Triasicul cât și Cretacicul în faciesul de wildflisch nu au constituit obiectul preocupărilor noastre decât în măsura în care ne-au interesat relațiile lor cu restul termenilor stratigrafici.

Istoricul cercetărilor. Regiunea meridională a sinclinalului Hăghimaș a fost amplu investigată sub raport geologic, motiv pentru care, referințele bibliografice la care vom face apel sînt destul de numeroase.

În primul rînd sînt de amintit studiile mai vechi, aparținînd

1) Stațiunea de cercetări „Stejarul”-Pîngărați, județul Neamț.

2) Universitatea Iași, Catedra de geologie.

lui F. Herbich (1878), D.M. Preda și I. Atanasiu (1925) și I. Băncilă (1941), la care se adaugă lucrările din ultimele decenii, datorate următorilor autori: D. Patrulius, L. Contescu, A. Butac (1962), D. Patrulius (1964), M. Săndulescu (1964), Turculeț I., Grasu C. (1965; 1968), D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1969), C. Grasu (1971), C. Grasu și I. Turculeț (1973), C. Dinu (1971), C. Dinu și V. Matei (1972), A. Baltreș și T. Brustur (1973), M. Săndulescu (1975).

GEOLOGIA REGIUNII

Geologic, depozitele mezozoice din regiune se atașează autohtonului bucovinic și revin ca vîrstă Triasicului, Liasicului, Doggerului, Jurassicului superior — Neocomianului și Cretacicului în facies de wildflysch.

Triasic. Cuprinde obișnuitele dolomite campilian-anisiene, avînd în bază, pe alocuri, gresiile și conglomeratele seisiene.

Dolomitele suportă sporadic calcare marmoreene, albe, gălbui, uneori cu aspect slab maroniu. Acestea au fost observate încă de I. Băncilă (1941) în muntele Coniak și au fost atribuite Tithonicului. După D. Patrulius et al. (1962, 1969) acest tip de calcare sînt cu mult mai frecvente și aparțin ca vîrstă Triasicului, probabil Ladinianului.

În muntele Coniak calcarele respective sînt albe, cenușii, zaharoide, remaniază dolomite și sînt fosilifere. Formele întîlnite de noi aparțin genurilor *Chlamys* și *Velopecten*; ele nu pot da nici o indicație biostratigrafică precisă, încît, rămînem deocamdată, la vîrsta ladiniană, stabilită de autorii anteriori.

Sinemurian sup.-Carixian. În regiunea meridională a Hăghi-mașului, depozitele liasice au fost puse în evidență de către D. Patrulius et al. (1962), fiind considerate inițial ca aparținînd Doggerului. Studiul microfacial a indicat ulterior (D. Patrulius, 1964) că este vorba de roci liasice.

Depozitele în cauză prezintă același facies ca și în împrejurimile Lacului Roșu; sînt calcare spatice, oolitice, negre (V. Strîmbă — Fig. 1) sau roșii cărămizii, ferolitice (p. Tirba, Rom. pățelul, sud valea Rana în malul stîng al Troțușului), ce ocupă o suprafață ravinată, fie a dolomitelor fie a calcarelor albe sau gălbuie ladiniene. Sînt calcare bioclastice cu CO_3Ca , variînd între 64-92%, CO_3Mg , 1-7%, în timp ce Fe_2O_3 are valori de 2-17%. Se pare că varietățile negre își datorează culoarea substanței organice, care ajunge la 6% (V. Strîmbă).

Și paleontologic sînt identice celor de la Lacu Roșu, conținînd frecvent belemniiți, brachiopode și mai ales lamellibranchiate. Au fost determinate: *Tetrarhynchia austriaca* (Q) și *Entolium*

liassinum Nyst. (V. Strîmbă), *Cincta numismalis* LAMK. (versantul stîng al Troțușului la sud de valea Rana), *Cincta subnumismalis* (DAV.) (versantul stîng al Troțușului, sud de valea Strîmbă), *Passaloteuthis* sp., *Entolium* sp. div. sp. (p. Tirba, Rompățelul).

Microfacial, alături de oolitele limonitice se observă frecvente resturi de echinoderme, specii de *Spirillina*, *Turispirillina*, *Tetrataxis inflata*, *Lenticulina* sp. etc.

Domerian. Anume date paleontologice sînt de natură să probeze că situația stratigrafică din această regiune este similară celei din restul sinclinalului, în sensul că, și aici, calcarele roșii feruginoase sînt urmate de roci care aparțin prin faună Domerianului; acestea aflorază pe interfluviul dintre Rana Măre și valea Troțușului cît și în versantul stîng al Troțușului, aval de gura pîriului Valea Strîmbă (Fig. 2).

În primul punct de apariție rocile domeriene prezintă faciesul unor calcare marnoase, nisipoase, micacee, negricioase sau calcare masive, dure, spatice. Blocuri din asemenea calcare urmează spre est banda de dolomite și se găsesc asociate cu calcarele feruginoase ale Sinemurian superior-Carixianului.

Primul tip litologic este deosebit de fosilifer, și, dintr-un bloc de astfel de calcare am determinat, în afară de numeroși belemniti indeterminabili, următoarele specii:

Liparoceras (*Becheiceras*) cf. *bechei* (SOW.)

Entolioides hehlii (d'Orb.)

Aequiptecten acutiradiatus (MUNST.)

Calcarele masive, spatice, apar ceva mai frecvent și în ele se pot identifica specii de *Entolium*, *Chlamys* și chiar gasteropode, printre care am determinat *Lewisiella senator* (MUNST.).

O succesiune mai clară se poate examina în malul Troțușului, lingă viaductul C.F.R., din aval de Valea Strîmbă. Aici, rocile sinemurian sup.-carixiene sînt urmate de calcare cenușii, gălbui, spatice, alteori fine, destul de masive. Din ele provin: *Spiriferina rostrata* (SCHLOTH.) și *Ptychomphalus expansus* (SOW.). Inclînăm să credem că și aceste calcare revin Domerianului; în mod evident sînt afectate de o fază de eroziune predoggeriană.

Dogger. Conform cu observațiile mai vechi ale lui I. Băncilă (1941) în partea meridională a Hăghimașului, Doggerul, dezvoltat discontinuu, cuprinde gresii negricioase, micacee, gresii calcareoase sau chiar calcare grezoase oolitice, roci în general masive și dure. Asemenea aflorimente sînt citate la vest de muntele Coniak, în zona dintre pîriul Rompățelul și Orotăș, pe valea Antaluk cît și în muntele Fagului. Ele sînt fosilifere, citîndu-se chiar o faună specifică Jurașicului mediu (I. Băncilă, 1941, pag. 65-66). Din asemenea depozite dispuse peste dolomitele flancului extern

al sinclinalului, cuprinse între Valea Țintunecoasă și p. Antaluk se citează specia „*Rhynchonella*“ *quadriplicata* ZIETEN.

Autorul constată că în mod obișnuit aflorimentele respective, după modul lor de zăcămint denotă o fază de eroziune și că în zona flancului extern, ele suportă nivelul de șisturi argilo-grezoase, negre, cunoscut astăzi sub numele de „orizontul argilitelor, siltitelor și gresiilor brune negricioase“.

Trebuie să menționăm însă, că în cercetările ulterioare au fost neglijate datele de observație ale lui I. Băncilă. Din acest motiv, aflorimentele de Dogger cartate de acest autor, fie că n-au mai fost luate în considerație (valea Rompața), fie că au fost integrate depozitelor cretacice în facies de wildflysch (zona dintre Rompățelul și Orotăș — D. Patrulius et al., 1969).

Au fost repartizate toțiși Jurassicului mediu o serie de calcare nisipoase cu accidente silicioase și care apar după D. Patrulius et al. (1969) numai la sud de pîriul Rana sau parte din orizontul argilito-silitito-grezos, în care C. Dinu (1971) a identificat formele de *Bositra buchi* (ROEMER).

Din datele noastre reiese că, observațiile lui I. Băncilă trebuie reconsiderate. Există numeroase puncte în care peste calcarele liasice sau direct peste dolomite urmează o serie grezo-calcaroasă, fosiliferă, perfect comparabilă cu suita Doggerului din împrejurimile Lacului Roșu. La obârșia pîriului Orotăș, pe interfluviul dintre p. Orotăș și Rompățelul, dolomitele, calcarele albe adiniene sau cele liasice, suportă gresii fine, negricioase, gresii grosiere, grezo-calcare sau chiar calcare, ce mai adesea cu fragmente de belemniti.

Aceleași gresii și calcare cenușii-albăstrui au fost observate și în pîriul Fagului (Pîriul lui Ilie), versantul său stîng, unde stau peste dolomite și suportă se pare seria grezo-calcaroasă bine stratificată, atribuită de cele mai multe ori orizontului silitito-argilitic (C. Grasu, 1971; M. Săndulescu, 1975).

De asemenea, roci care par să aparțină Doggerului au fost întîlnite pe pîriul Rana Mare, versantul stîng, în amonte de confluența sa cu Rana Mică și pe interfluviul dintre Rana Mare și valea Troțușului. În ultimele două cazuri au fost identificate calcare negricioase, micacee cu *Bositra buchi*, în exemplare destul de numeroase.

Pe Rana Mare, formele au fost identificate într-un complex de gresii și calcare negricioase sau cenușii, la circa 10 m distanță stratigrafică față de dolomite, complex care prin dispoziția în bancuri groase, decimetrice, pare să corespundă unei entități aparte, neavînd trăsăturile specifice orizontului silitito-argilitic care-i urmează.

Pe interfluviul dintre Rana Mare și valea Troțușului, cal-

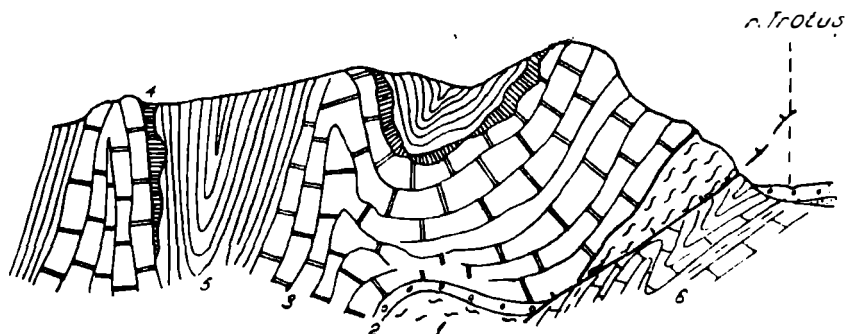


Fig. 1. — Profil geologic la gura pârului Valea Strîmbă

1. Șisturi cristaline, 2. Conglomerate-Seisian, 3. Dolomite-Campillan-Anisien, 4. Calcare negre, oolitice-Sinemurian sup.-Carixian, 5. Orizontul siltito-argillic-Callovian-Oxfordian, 6. Strate de Sinala-Neocomian.

Coupe géologique à l'embouchure du ruisseau Valea Strîmbă.

1. Schistes cristallins, 2. Conglomérats-Seisien, 3. Dolomies-Campilien-Anisien, 4. Calcaires noirs, oolithiques-Sinemurien sup.-Carixien, 5. Horizon siltito-argilithique-Callovien-Oxfordien, 6. Couches de Sinala-Néocomien.

carele negre (CO_3Ca — 82%) cu *Bositra buchi* se întâlnesc numai ca blocuri, provenind dintr-o succesiune în parte erodată, eventual laminată tectonic, suprapusă rocilor liasice. Considerăm că o încadrare mai riguroasă a acestor roci la nivelul etajelor Doggerului nu este posibilă.

O mențiune specială trebuie să facem asupra Doggerului din versantul drept al văii Rompața, situat la circa 500 m de confluența pârului Rompățelul cu p. Orotăș. Acest petec de Dogger a fost cartografiat de către I. Băncilă (1941), dar neglijat ulterior de către toți autorii care au cercetat regiunea.

Aici, transgresiv peste dolomitele sau calcarele albe, gălbui, diaclazate ale Triasicului, repauzează un complex de calcare spațice, negricioase, gresii în plăci micacee sau calcare, cu mult cuarț diseminaț, luând aspect microconglomeratic (Fig. 3).

Rocile grezo-calcaroase prezintă un aspect masiv, sînt compacte și dau un relief rușiform; ele au similitudini litologice și biostratigrafice frapante cu succesiunea de la Gura Dămucului, repartizată pinzei subbucovinice (C. Grasu, I. Turculeț, 1965; M. Săndulescu, 1975).

Din aceste roci de pe pârul Rompața provine următoarea faună:

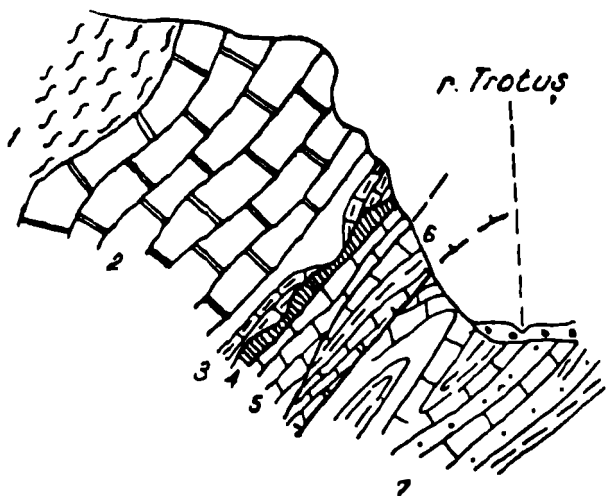


Fig. 2. — Profil geologic în valea Trotușului, în aval de gura pârului Valea Strîmbă

1. Șisturi cristaline, 2. Dolomite-Campilian-Anisian, 3. Calcare albe-Ladinian, 4-5. Calcare roșii și calcare gri spatice-Sinemurlan-Domerian, 6. Strate cu *Aptychus* s.l. (Orizont superior)-Tithonic-Neocomian, 7. Strate de Sinaia-Neocomian.

Coupe géologique de la vallée du Trotuș en aval de l'embouchure du ruisseau Valea Strîmbă

1. Schistes cristallins, 2. Dolomies-Campilien-Anisien, 3. Calcaires blancs-Ladinien, 4-5. Calcaires rouges et calcaires gris spathiques-Sinemurien sup.-Domérien, 6. Couches à *Aptychus* (Horizon supérieur)-Tithonique-Néocomien, 7. Couches de Sinaia-Néocomien.

Monsardithyris ronzevauxi ALMERAS
Pseudotubithyris richardsoni (WOODS)
Entolium aff. *demissum* (PHILL.)
Gervillea acuta SOW.
Astarte pulla ROEM.
Oxytoma sp.
Belemnopsis sp.

Fauna indică Doggerul în general. Varietățile litologice respective au indicat conținuturi în CO_2Ca între 75-90%, CO_2Mg , 1-2%, iar Fe_2O_3 sub 1%. Culoarea lor negricioasă se pare a fi dată de conținutul în substanță organică care atinge valori pînă la 2,5%.

Microfacial, calcarele cu aspect spatic sînt oolitice; oolitele sînt slab feruginoase, centrate de granule cuarțoase, calcitice sau

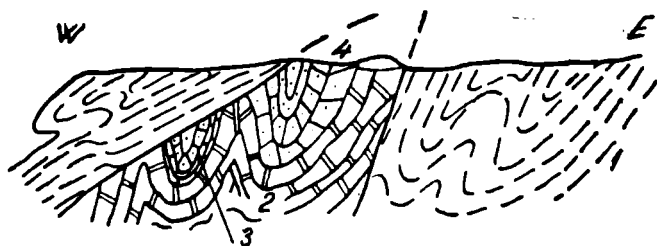


Fig. 3. — Profilul geologic în versantul drept al pîrului Rompața

1. Breția de Hăghimaș-Permian, 2. Dolomite-Campilian-Anisien, 3. Calcare albe-roz-Ladinian, 4. Gresii, grezo-calcare și calcare spatlice-? Lias-Dogger.

Coupe géologique dans le versant droit de la vallée du ruisseau Rompața

1. Brèches du Hăghimaș-Permien, 2. Dolomies-Campilien-Anisien, 3. Calcaires blancs-Ladinien, 4. Grès, grésocalcaires et calcaires spathiques-?Lias-Dogger.

fragmente de echinoderme. Oolitele sînt relativ frecvente, cimentate de o masă calcitică larg cristalizată; cuarțu este relativ rar. Se observă secțiuni prin *Lenticulina*, *Trocholina*, radiole și fragmente de echinoderme. Tipul litologic ce face trecerea spre calcarele mai fine, sînt, de asemenea, oolitice, acestea fiind cimentate într-o masă calcitică fin granulară.

Amintim că în baza complexului, din gresii slab argiloase, cenușii provine o spirală de amonit care după secțiunea turei și costulație se apropie de genul *Reynesoceras*, specific Liasicului mediu. Este de presupus, deci, trecerea acestor depozite, spre bază, în Liasic.

Callovian-Oxfordian. Repartizăm acestor etaje orizontul sil-tito-argilitic. A fost separat în regiune de către I. Băncilă (1941) și descris litologic în amănunt de către D. Patrulius et al. (1962). Incadrarea sa stratigrafică a fost și rămîne controversată.

În esență, orizontul respectiv a fost repartizat pe rînd: Doggerului (I. Băncilă, 1941), Callovianului (N. Oncescu, 1965), Berriasianului (D. Patrulius et al., 1962), Oxfordian sup.-Kimmeridgianului inferior (I. Turculeț, C. Grasu, 1965), Callovian-Oxfordianului (M. Săndulescu, 1968, 1969; C. Grasu, 1971), Tithonic-Berriasianului (D. Patrulius et al., 1969), Bathonian-Callovianului (C. Dinu, 1971; M. Săndulescu, 1975), Callovian-Oxfordianului (C. Grasu, I. Turculeț, 1973).

Menționăm că vîrsta callovian-oxfordiană sau bathonian-calloviană se bazează pe o serie de date paleontologice și anume pe identificarea în acest orizont a unor specii de *Belemnites hastatus* (Blainv. (I. Băncilă, 1941), *Bositra buchi*, *Silberlingia sanctae-*

anae (Schloth.) și *Witchelia* sp. (C. Dinu, 1971). În condițiile în care în regiune sîntem, după cum se pare, în prezența Doggerului, apare posibilă încadrarea lui în Callovian-Oxfordian, așa cum de altfel apare și în harta geologică la scara 1/50.000, foaia Miercurea Ciuc a Institutului Geologic.

Formele de *Bositra buchi* menționate de C. Dinu, chiar dacă provin din succesiunea propriu-zisă a orizontului silito-argilitic, așa cum lasă autorul să se înțeleagă, nu impun neapărat coborîrea vârstei în Bathonian, cunoscută fiind extensiunea stratigrafică largă a acestei specii.

Kimmeridgian-Tithonic-Neocomian. Acestui interval stratigrafic îi corespund depozitele atribuite Stratelor de Lunca și Stratelor cu *Aptychus* s. str. (D. Patrușiu et al., 1969; M. Săndulescu, 1975).

După cum vom vedea însă, natura litologică, poziția structurală și conținutul paleontologic al acestor depozite, nu îndreptățesc separarea mai multor entități stratigrafice. În concepția noastră acestui interval îi revin Stratele cu *Aptychus* s.l., entitate în care se „digeră” Stratele de Lunca. Argumentarea acestui punct de vedere rezidă în uniformitatea faunei de *aptychi* din întreaga suită de depozite și în posibilitățile oferite de corelațiile la nivel local și regional.

În situația generală a Stratelor cu *Aptychus* s.l. se pot identifica, după cum am văzut și cu alte ocazii, un orizont bazal, marnos cu *laevaptychi*, a cărui vîrstă corespunde Kimmeridgian-Tithonicului și un orizont superior calcaro-grezo-marnos, ce revine Tithonic-Neocomianului; acesta din urmă corespunde cu Stratele de Lunca sau flișul calcaros al unor autori.

Din punct de vedere stratigrafic, cele două orizonturi prezintă elemente specifice care le dau o notă de distincție clară.

Orizontul bazal format în cea mai mare parte din marnă masivă, verzui-cenușii sau roșii-violacee cu unele intercalații de strate calcarenitice și rari separații microconglomeratice și breicioase, se dispune concordant peste complexul silito-argilitic. Această poziție se poate urmări din sud, de pe valea Rana și pînă dincolo de Antaluc. Situațiile de pe Valea Mare sau pîriul Fagului (p. Colțul Mare și Pîriul lui Ilie în lucrările noastre anterioare) nu sînt de natură să impună neapărat admiterea unei poziții transgresive a acestui orizont peste dolomite și cristalini care ar indica mai degrabă o poziție generală de laminări tectonice, explicabile în vecinătatea liniei central-carpătice. Poziția acestui orizont este numai în baza Stratelor cu *Aptychus* s.l.; plasarea unor secvențe ale sale la partea superioară a coloanei litologice a Stratelor cu *Aptychus* s.l. (D. Patrușiu et al., 1969, M. Săndulescu

Iescu, 1975) nu este justificată litostratigrafic ci are o explicație fondată, după cum vom vedea, pe poziția lor structurală.

În ce privește prezența Kimmeridgianului în orizontul marnos cu *Laevaptychus* este de amintit că pentru zone mai nordice, respectiv, regiunea Tulgheșului, el este admis în calcarele roșii cu amoniți din M. Chicera și Stratele cu *Aptychus* din M. Criminiș (M. Săndulescu, 1975; D. Patrulius et al., 1976), pe baza unor faune descrise anterior de I. Turculeț și C. Grasu (1969) și C. Grasu, (1973). Mai mult, este admis Kimmeridgianul în Stratele cu *Aptychus* din M. Perșani (D. Patrulius et al., 1976) și unde argumentele paleontologice nu au nici pe departe suportul celor din zona Hăghimașului. Or, situația nu poate fi privită local, sedimentarea în vremea Kimmeridgianului fiind probabil generală pentru întreg domeniul bucovinic. Aceasta chiar în situația în care calcarele roșii cu amoniți de la Chicera nu sînt atașate Stratelor cu *Aptychus* sau depozitele din M. Criminiș au o poziție olistolitică

Este de subliniat faptul că silicolitele cartate de unii autori (I. Băncilă, 1941; D. Patrulius et al., 1969, 1976) în zona piriul Covaci-Salamaș revin, de asemenea, orizontului bazal cu *Laevaptychus*; analizate atent se observă că aceste silicolite nu reprezintă decît nivele reduse în cadrul marnelor grezoase, nisipoase și marno-calcarelor verzui și roșii-vișinii în care am întilnit frecvente piese de *aptychi*. Situația de pe Covaci-Salamaș este similară celei de pe culmea Fagului unde silicolitele sînt integrate aceluiași orizont cu *laevaptychi* și amoniți (I. Turculeț, C. Grasu, 1968; C. Dinu, V. Matei, 1972).

Cît privește orizontul marnos cu *Laevaptychus*, corespunzător Stratelor cu *Aptychus* s. str. în sensul lui D. Patrulius et al., 1969, el apare după acești autori la mai multe nivele în ansamblul formațiunilor ritmice și pararitmice în care integrează și flișul grezo-calcaros și calcarenitic.

Autorii citați consideră că există 4 pachete de Strate cu *Aptychus* s. str.: inferior, intermediar, mediu și superior. Dintre acestea numai cel inferior ar fi în situ, restul avînd o poziție alohtonă în raport de termenii în care apar. Pachetul inferior s-ar dispune imediat peste orizontul siltito-argilitic, cel intermediar se intercalează în flișul calcaros, cel mediu la baza flișului grezo-calcaros și calcarenitic, iar pachetul superior s-ar situa în acoperișul flișului grezo-calcaros și calcarenitic, la contactul cu conglomeratele tilloide.

După observațiile noastre orizontul bazal cu *Levaptychus* se află într-o poziție structurală normală, alohtonia presupusă de autori, stînd în legătură cu încadrarea eronată a „flișului grezo-

calcaros și calcarenitic" la formațiunea jurasic superioară-neocomiană de pe flancurile anticlinalului Lunca.

În realitate, flișul „grezo-calcaros și calcarenitic" reprezintă un complex legat intim de formațiunea de wildflysch, fapt ce reiese atât din analiza atentă a lucrărilor mai vechi (I. Atanasiu, 1927; I. Băncilă, 1941), cât și celor mai recente (M. Săndulescu, 1975).

Astfel, I. Băncilă separă un pachet de marne ca orizont inferior conglomeratelor cretacee, fosilifere, cu impresiuni de plante și rare forme de *Orbitolina lenticularis* pe pîrîul Covaci, Ban și Salamaș; marnele se asociază cu gresii, iar spre partea superioară suportă conglomeratele cu blocuri mari de diabaze. Ca vîrstă le atribuie Barremianului. Aceeași descriere o înfîlînim și la I. Atanasiu (1928), care le încadrează în „Stratele cu Orbitoline".

M. Săndulescu (1975) separă și el la nord de p. Iavardy asemenea tip de depozite, considerîndu-le drept un litofacies paratipic al wildflysch-ului; după autor marnelor și gresiilor li se adaugă calcare sideritice. Ca poziție geometrică menționează plasarea lor la diferite nivele în stiva de wildflysch, fiind cazuri însă, cînd stau și în baza acestuia. Separarea lor dificilă față de unele nivele pregnant marnoase ale Stratelor cu *Aptychus*, atunci cînd cele două entități vin în contact, a fost menționată și de noi într-o lucrare anterioară.

Dar cel mai bine se poate deduce caracterul lor premergător faciesului tipic de wildflysch și prin aceasta integrîndu-se depozitelor de umplură a sinclinalului, din descrierile făcute de însuși autorii care le-au separat ca termen superior al Neocomianului din zona anticlinalului Lunca (D. Patrușiu et al., 1969). Autorii consemnează în afară de marnele obișnuite, breccii, microbreccii, conglomerate cu elemente de calcare și șisturi crisfaline, conglomerate tilloide (!) cu blocuri de calcare, unele din ele de mari dimensiuni, fapt care nu lasă nici o îndoială asupra apartenenței lor la faciesul paratipic de wildflysch. În atare situație nu încapă nici o îndoială asupra caracterului transgresiv și discordant al acestei formațiuni peste complexul Stratelor cu *Aptychus*.

Discordanța „flișului grezo-calcaros și calcarenitic", în raport cu Stratele cu *Aptychus* este menționată și de A. Baltres și T. Brustur (1973) pe p. Covaci, unde după autori, acesta stă transgresiv peste silicolitele roșii și verzi ale Stratelor de Lunca superioare (integrate de fapt orizontului bazal cu *Laevaptychus*).

Sînt demne de relevat observațiile acestor doi autori, după care spre partea superioară a complexului încep să predominie nivelele ruditice, iar marno-calcarele destul de rare nu ating decât grosimi de 1-2 cm. Autorii au identificat în marnele de pe pîrîul

Covaci o faună de amoniți specifică Barremianului inferior; din același punct se citează, de asemenea, impresiuni de *Sequoia* și *Gleichenia*. După cum se vede, punctul fosilifer respectiv este cel citat anterior de către I. Băncilă (1941, pag. 87). Din același punct am determinat și noi un exemplar de *Euphyloceras* aff. *quettardi* (Rasp.).

Pe baza formei de *Lamellaptychus angulocostatus* Peters, identificată de D. Patrulius et al. (1969), orizontul „grezo-calcaros și calcarenitic” (= formațiunea paratipică de wildflysch), ar putea trece și în Hauterivianul superior. Este însă posibil ca formațiunea paratipică respectivă să revină în exclusivitate Barremianului inferior, specia citată urcând în scara stratigrafică până la acest nivel.

Oprindu-ne cituși de puțin asupra problemelor tectonice din regiune, observăm că, structura majoră, anticlinalul Lunca, cu cristalin și triasic dolomitic în ax este flancată spre est și vest de orizontul siltito-argilitic, urmat, după D. Patrulius et al (1969) de flișul calcaros (Strate de Lunca). Stratele cu *Aptychus* s. str. ar constitui după acești autori patru pachete din care numai cel din bază este în situ, celelalte având o poziție alohtonă. Revenind asupra chestiunii trebuie să consemnăm încă o dată că acestea constituie de fapt orizontul bazal cu *Laevaptychus* de vîrstă kim-meridgian-tăthonică.

Acestea formează în regiune, ca orizont bazal al Stratelor cu *Aptychus* s.l. trei aliniamente: primele două urmează nivelul de siltite și argilile pe flancurile anticlinalului Lunca și al treilea, mai vestic (corespunzînd în ideea autorilor menționați cu pachetul „mediu” al Stratelor cu *Aptychus* s.str.) se dezvoltă la contactul cu formațiunea paratipică de wildflysch. Interesant că, aliniamentul vestic de pe valea Raței și valea Întunecoasă trebuie adăugat, după cum am văzut, și orizontul bazal cu *Laevaptychus* dintre pîriul Covaci și Salamaș, cartat de autorii anteriori drept silicolite.

În consecință, analizat cartografic, cel de-al treilea aliniament al orizontului bazal de la vest de anticlinalul Lunca este continuu, fiind întrerupt numai pe anumite porțiuni de transgresivitatea formațiunii paratipice de wildflysch. Considerăm că cel de-al treilea aliniament corespunde flancului estic al unui anticlinal mascat în mare parte de depozitele barremiene, legîndu-se în adîncime cu orizontul bazal care îmbracă spre est și vest anticlinalul Lunca.

Orizontul superior al Stratelor cu *Aptychus* s.l. constituie, în acest caz zonele sinclinale una la vest și alta la est de anticlinalul Lunca. În timp ce sinclinalul de la vest este acoperit pe anumite sectoare de transgresivitatea formațiunii paratipice de

wildfölysch, cel de la este dispăre parțial sau total sub linia central-carpatică, caz în care Stratele de Sinaia pot lua contact cu termenii stratigrafici mai vechi.

O mențiune specială trebuie să facem asupra Doggerului de pe pîrîul Rompața și care litologic și biofactual este identic cu cel de la gura Dămucului, atribuit structural pinzei subbucovinice. Pe pîrîul Rompața Doggerul are însă o poziție oarecum particulară, ceea ce face ca încadrarea lui tectonică să fie destul de dificilă. O discuție asupra acestei probleme a fost făcută de către unul din autori într-o lucrare anterioară (C. Grasu, 1976), încît asupra chestiunii nu mai revenim.

PALEONTOLOGIE

Genul LIPAROCERAS Hyatt

Liparoceras (*Becheiceras*) cf. *bechei* (SOW.)

(Pl. I, II)

Caracterele dimensionale și morfologice ne-au permis încadrarea acestui exemplar la subgenul *Becheiceras* al genului *Liparoceras*. Din punct de vedere specific, forma poate fi definită ca *Liparoceras* (*Becheiceras*) cf. *bechei* (SOW.). Starea de conservare nu permite recunoașterea tufurilor detaliilor specifice, dar ele lasă să se vadă o apropiere mai mult decât evidentă cu specia menționată.

Intr-adevăr ea se apropie foarte mult de forma prezentată și figurată de *Quenstedt* (1885/1973) sub numele de *Ammonites striatus* (pag. 233-234, Pl. 29, fig. 4-6) și *Arkell* (1968) ca *Liparoceras* (*Becheiceras*) *bechei* (pag. 250, fig. 277/2). Forma noastră reprezintă un exemplar de talie mare, avînd diametrul de 19,5 cm.

Ținînd seama de faptul că la *Liparoceratidae* camera de locuit ocupă circa un tur de spiră (*Roman*, 1938) se poate conchide că exemplarul nostru era mult mai mare, ultima cameră lipsind. Secțiunea transversală a turelor este subcirculară, diametrele ultimei deschideri fiind de 10 cm/11 cm. De remarcat că diametrul secțiunii crește foarte repede.

Cochilia este înrulată aproape involuț. Ombilicul este îngust și foarte adînc. Turele prezintă margini ombilicale puternic înclinate. Atît flancurile laterale, cît și zona ventrală a turelor sînt larg-convexe.

În privința ornamentației, ultima tură nu ne spune mai nimic, deoarece gradul de conservare este cu toțel insuficient. Ornamen-

tația caracteristică genului și subgenului se poate însă observa în condiții bune pe turele interne ale cochiliei. Astfel, am putut examina detaliat ornamentația cochiliei în stadiul când aceasta avea un diametru de 10 cm. Aici se observă clar că ornamentația este formată din coaste și tuberculi. Ornamentația costiformă se compune din coaste radiare și costule longitudinal-concentrice.

Coastele radiare pornesc de la ombilic și se dezvoltă inegal și relativ puternic pe marginea ombilicală pînă la primul șir de tuberculi.

De aici, coastele radiare își pierd ceva din evidență pînă la cel de-al doilea șir de tuberculi. Coastele intertuberculare pot fi urmărite, unele legînd tuberculii în sens radiar, altele fiind intercalare. Pe zona externă, coastele radiare sînt mai puternice și egal dezvoltate; ele pot pleca cîte una sau două de la tuberculii externi sau pot fi simple și intercalate printre tuberculi.

În afară de costulația radiară, cochilia mai prezintă și o ornamentație concentrică, formată din striuri costiforme sau costule ușor ondulate care intersectează coastele radiare și dau sculpturii un aspect reticulat. Pe exemplarul nostru, aceste striuri au fost conservate și se observă pe două arii relativ-restrînse pe marginea latero-ombilicală, dar care nu lasă nici o îndoială asupra tipului caracteristic al subgenului *Becheiceras*.

Pe lîngă ornamentația costiformă, cochilia prezintă și două șiruri de tuberculi ascuțiți și deși. Primul șir se dispune în imediata vecinătate a ombilicului, în partea superioară a pantei acestuia, iar cel de-al doilea are o poziție aproape medio-laterală.

Tuberculii cu aspect normal, ascuțiți și înalți se păstrează numai pe porțiunile care conservă și ornamentația reticulată, caracteristică. În rest, ornamentația tuberculiformă se prezintă numai ca mulaje interne ale tuberculilor, avînd un aspect mai șters dar caracteristic.

În ceea ce privește linia lobară ea poate fi cercetată în condiții bune pe turele interne. Aici se observă o selă ventrală, relativ proeminentă și un lob ventral scurt și ramificat. Prima selă laterală este destul de înaltă și fin decupată. Elementele cele mai dezvoltate și caracteristice ale liniei lobare sînt primul lob lateral și a doua selă laterală.

Primul lob lateral este foarte adînc, puternic ramificat și simetric, fiind unul dintre elementele caracteristice ale subgenului *Becheiceras*. El depășește în profunzime de cîteva ori lobul ventral. Cea de-a doua selă laterală este, de asemenea, bine dezvoltată, înaltă și lărgită la partea superioară.

Forma este caracteristică zonelor *Jamesoni-margaritatus*

BIBLIOGRAFIE

- ARKELL W.J. (1968) — *Treatise on Invertebrate Paleontology.*
- ATANASIU I. (1928) — Étude géologique dans les environs des Tulgheș. *An. Inst. Géol. Rom., XIII, București.*
- ATANASIU I., RĂILEANU GR. (1952) — Contribuții la cunoașterea Liasicului din Munții Hăghimaș. *Acad. R.P.R., Bul. șt. ser. geol.-geogr., II/5, București.*
- BÂNCILĂ I. (1941) — Étude géologique dans le Monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Géol. Rom., XI, București.*
- BÂNCILĂ I., V. CORVIN-PAPIU (1962) — Asupra silicolitelor cretacic inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali. *D.d.S. Inst. Geol., XLVI, București.*
- BALTRES A., BRUSTUR T. (1973) — Notă asupra unei faune barremian inferioare din partea sudică a munților Hăghimaș. *D.d.S., Inst. Geol., LIX, București.*
- DURAND DELGA M., GASIOROWSKI ST.M. (1970) — Les niveaux à *Aptychus* dans le pays autour de la Méditerranée occidentale et dans les Carpathes. *C.R., Acad. Sc., t. 270, Paris.*
- DINU C. (1971) — Prezența faciesului cu *Bositra buchi* (ROEM.) în flancul estic al sinclinalului Hăghimaș, la izvoarele Troțușului. *Bul. Soc. de St. Geol. din R.S.R., XIII, București.*
- DINU C., MATEI V. (1972) — Precizări asupra vârstei și poziției Stratelor de Lunca din sinclinalul Hăghimaș. *St. Cercet. Geol., Geol., Geogr., seria Geol., XVII/2, București.*
- GRASU C. (1971) — Recherches géologiques dans le sédimentaire mésozoïque du bassin supérieur de Bicăz (Carpathes Orientales). *Lucr. Ștaf. „Stejarul”-Pîngărași, vol. IV, Geol.-Geogr., Piatra Neamț.*
- GRASU C., TURCULEȚ I. (1973) — Cîteva precizări în legătură cu stratigrafia și poziția structurală a Stratelor cu *Aptychus* din sinclinalul Hăghimaș. *St. și Cercet., seria Geol.-Geogr., Muzeul de Științe Naturale Piatra Neamț, vol. II, Piatra Neamț.*
- GRASU C. (1976) — Sedimentarul mezozoic de la sud de Izvorul Mureșului. Problema pinzei subbucovinice. *Anuarul Muzeului de Șt. Naturale Piatra Neamț, vol. III, seria Geol.-Geogr., Piatra Neamț.*
- HERBLICH FR. (1878) — *Das Szeklerland, Budapest.*
- ONCESCU N. (1959) — Geologia României, *București.*
- PATRULIUS D., CONTESCU L., BUTAC A. (1962) — Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Troțușului și împrejurimile orașului Miercurea Ciuc. *St. Cercet. Geol., VII/3, București.*
- PATRULIUS D. (1964) — Asupra prezenței unor calcare liasice cu *Involulina* în bazinul superior al Troțușului (Carpații Orientali). *D.d.S., Inst. Geol., I/2, București.*
- PATRULIUS D., ELENA POPA, ILEANA POPESCU (1969) — Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol., XXXVII, București.*
- PATRULIUS D., NEAGU TH., AVRAM E., POP GR. (1976) — The Jurassic-Cretaceous Boundary beds in Romania. *An. Inst. de Geol., Geof., vol. L, București.*
- PREDA D.M., ATANASIU I. (1925) — La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Troțuș (Moldavie). *Ann. Inst. Géol. Roum., X, București.*
- QUENSTEDT F.A. (1885/1973) — *Die Ammonites des Schwabischen Jura. Bd. I, Stuttgart.*
- ROMAN F. (1938) — Les Ammonites jurassiques et crétacées. *Paris.*

- SÂNDULESCU M. (1964) — Stratele de Bistra și Stratele de Sinaia dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (M. Ciucului). *D.d.S., Inst. Geol., L/2, București.*
- SÂNDULESCU M. (1968) — Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D.d.S., Inst. Geol., LIII/3, București.*
- SÂNDULESCU M. (1969) — Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. de Geol. și Geof. XLV, București.*
- TURCULEȚ I., GRASU C. (1965) — Asupra vârstei Stratelor cu *Aptychus* de la Izvoarele Troțușului. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași, sect. II, b. geol.-geogr., XI, Iași.*
- TURCULEȚ I., GRASU C. (1968) — Observații geologice asupra Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Dămuș-Valea Rece (Hăghimaș). *Lucr. Stațiunii „Stejarul”-Pîngărați, vol. I, Piatra Neamț*

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION MÉRIDIONALE DU SYNCLINAL HĂGHIMAȘ

RÉSUMÉ

Dans la partie méridionale du synclinal Hăghimaș, le sédimentaire bucolynne comprend des dépôts d'âge triasique, jurassique et crétacé. Le triasique développé dans le faciès dolomito-calcaires, présente à la base des grès et des conglomérats seisiens suivis de dolomies campiliens-anisiens et de calcaires marmoréens, revenant au Ladinien.

Les dolomies ou les calcaires marmoréens sont suivis par endroits de calcaires rouges spathiques, oolitiques attribués par des critères microfauciales du Liasique (Sinemurien supérieur-Carixien). De ces mêmes roches a été identifiée une faune qui comprend: *Tetrahynchia austriaca*, *Entolium liasifolium*, *Cincta numismalis*, *Cincta subnumismalis*, *Passaloteuthis* sp., etc.

Les roches sinemuriennes supérieures-carixiennes sont suivies sporadiquement par des dépôts domériens constitués de calcaires marneux, sablonneux micacés, noirâtres ou de calcaires massifs, durs, gris-jaunâtres, spathiques, desquels on a identifié une faune avec: *Liparoceras (Becheiceras) cf. bechei*, *Entoloides hehlii*, *Aequiptecten acutiradiatus*, *Lewisiella senator*, *Spiriferina rostrata*, *Ptychomphalus expansus*, etc.

Le Dogger disposé sur les calcaires liasiques a été identifié initialement par I. Băncilă (1941), mais inclus ultérieurement dans les dépôts crétacés de wildflysch (D. Patrușiu et al., 1969). D'après les données des auteurs du présent ouvrage le Dogger dans la région méridionale du Hăghimaș est une certitude, étant représenté par des calcaires noirs, fins, avec *Bositra buchi* ou des grès-calcaires avec aspect massif fossilifères comprenant une série d'espèces parmi lesquelles: *Monsardithyris ronzevauxi*, *Pseudotubithyris richardsoni*, *Entolium demissum*, *Gervillea acuta*, etc.

Les terrains neojurassiques et eocrétacés ont une large extension et comprend un horizon de siltites et d'argilites d'âge Callovien-Oxfordien et Couches à *Aptychus* s.l. kimmeridgien-néocomiens. Dans le cadre de Couches à *Aptychus* s.l. sont incluses autant les Couches de Lunca que les Couches à *Aptychus* s.str. de certains auteurs (D. Patrușiu et al., 1969, 1976).

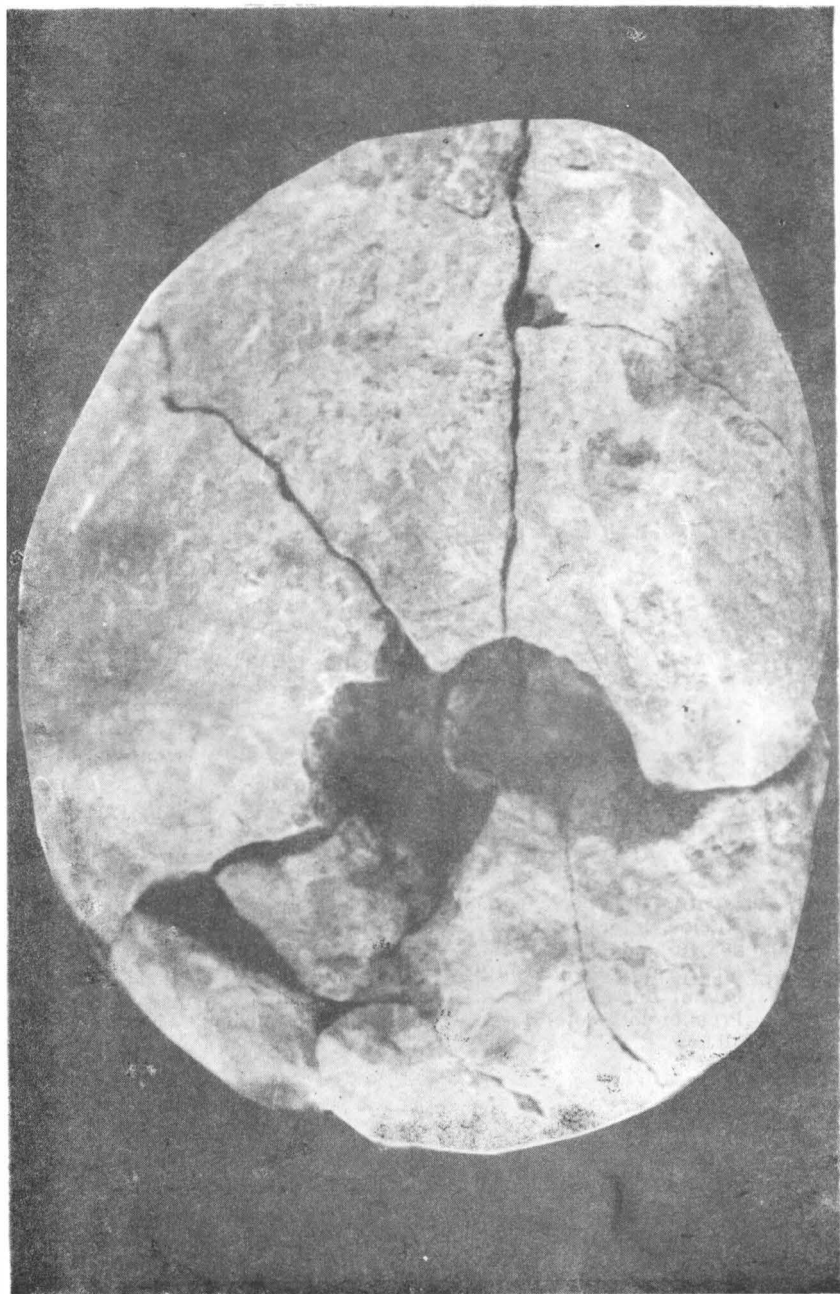
Sur base paléontologiques, discuté a d'autres occasion (I. Turculeț et C. Grasu, 1965, 1968; C. Grasu et I. Turculeț, 1973), les Couches à *Aptychus* s.l. comprend un horizon basal (Kimmeridgien-Tithonique) et un autre, supérieur d'âge Tithonique-Néocomien.

Du point de vue structural on conteste l'allohtonie des Couches à *Aptychus* s.str. supposé par certains auteurs, en constatant que cette supposition a été basé sur l'encadrement erroné du flysch grèsocalcaire et calcairenitique a l'ensemble des formations jurassique-néocomiens des flancs de l'anticlinal de Lunca. En réalité le flysch grèsocalcaire et calcairenitique (Barremien inférieur) présente tous les traits de la formation qui a précédé la sédimentation de la formation de wildflysch, étant transgressive et discordant sur les différents termes des Couches à *Aptychus* s.l.

En conséquence, les apparitions de Couches à *Aptychus* s.str. de l'ouest de l'anticlinal de Lunca représente en fait l'horizon basal de Couches à *Aptychus* s.l. pris dans une structure d'anticlinal et mis au jour par l'érosion de sous la formation de la base des dépôts de wildflysch.

PLANŞA I.

Liparoceras (Becheiceras) cf. bechei (SOW.) x 0,8
Valea Troţuşului; Vallée du Troţuş.



PLANȘA II

- Fig. 1. — *Liparoceras (Becheiceras) cf. bechei* (SOW.) x 0,8
Nucleu intern la diametrul de 10 cm; nuclée interne au diamètre de 10 cm.
- Fig. 2. — *Liparoceras (Becheiceras) cf. bechei* (SOW.) x 1,3
Primul lob lateral și a doua selă laterală;
Premier lobe latéral et seconde selle latérale.



1



2

PLANŞA III

- Fig. 1. — *Acquiptecten acutiradiatus* (MÜNSTER)
Valea Troţuşului-Domerian; Vallée du Troţuş-Domerian.
- Fig. 2. 3. — *Bositra buchi* (ROEM.)
Valea Troţuşului-Dogger; Vallée du Troţuş-Dogger.
- Fig. 4. — *Entolioides hehlii* (d'ORB.).
Valea Troţuşului-Domerian; Vallée du Troţuş-Domerian.

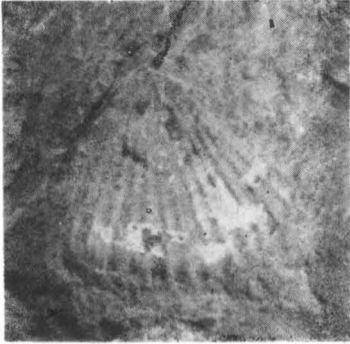


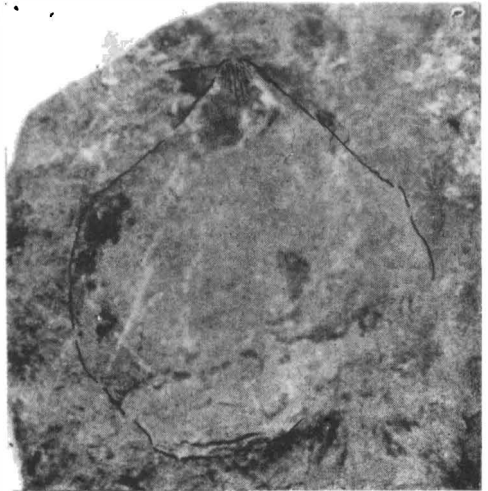
Fig. 1

Fig. 2



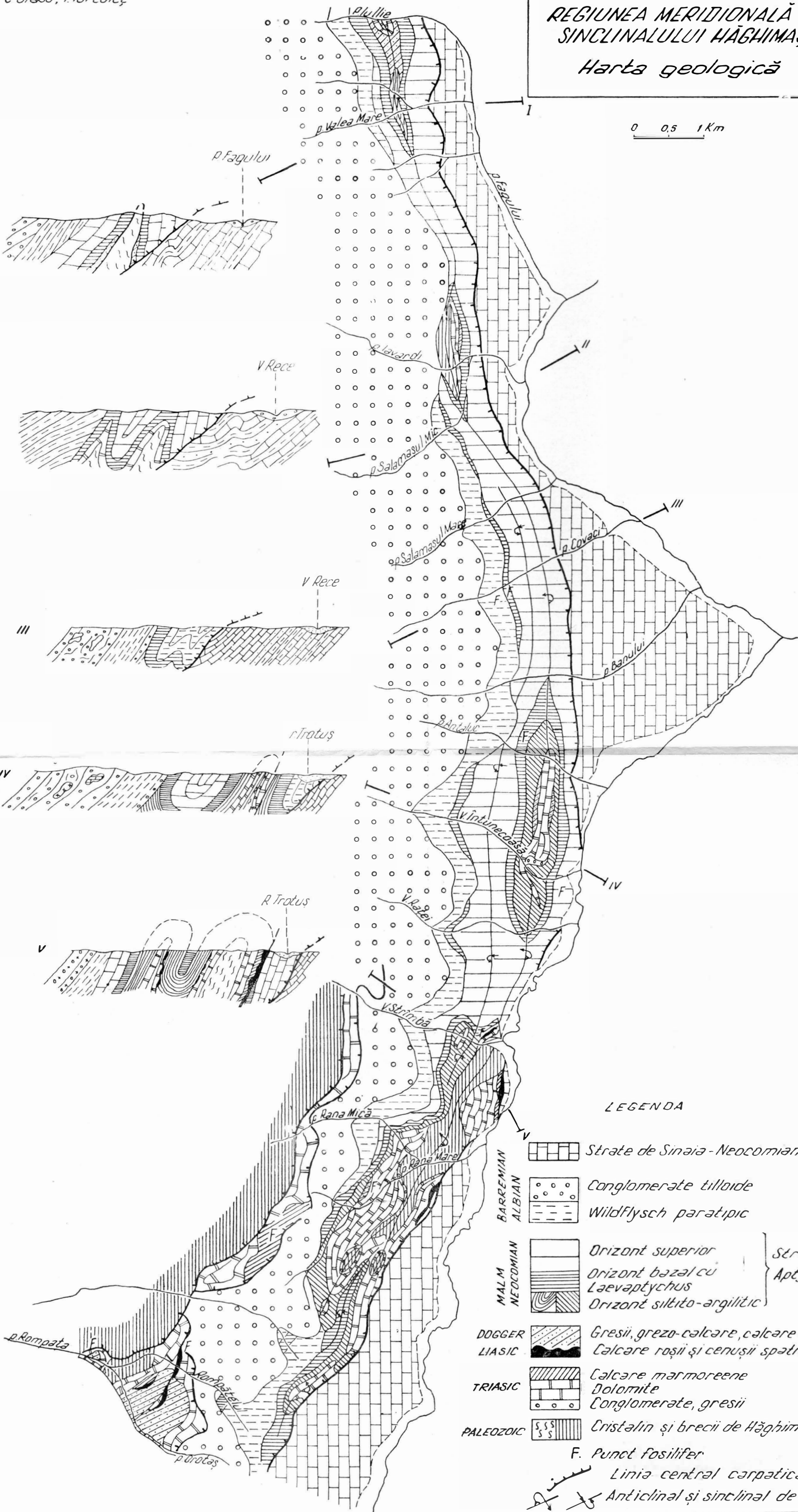
Fig. 4

Fig. 3

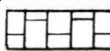
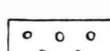
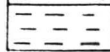

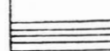



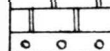
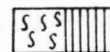


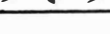


REGIUNEA MERIDIONALĂ A
SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ
Harta geologică

0 0,5 1 Km



LEGENDA

-  Strate de Sinaia - Neocomian
-  Conglomerate tilloide
-  Wildflysch paratipic
-  Orizont superior
-  Orizont bazal cu *Laevaptychus*
-  Orizont siltito-argilitic
-  DOGGER
-  LIASIC
-  TRIASIC
-  PALEOZOIC
-  Strate cu *Aptychus* S.P.
-  Gresii, grezo-calcare, calcare siltitice, Calcare roșii și cenușii spatice
-  Calcare marmoreene Dolomite Conglomerate, gresii
- Cristalin și breccii de Hăghimaș

F. Punct fosilifer

— Linia central carpatică

A S Anticlinal și sinclinal deversat

ASUPRA VIRSTEI JASPURILOR DE LA POJORITA (CARPAȚII ORIENTALI)

V. MATEI, SOFIA LUȚA, T. CIBOTARU, T. BRUSTUR¹⁾

ABSTRACT

On the age of jaspers of Pojorita (Eastern Carpathians). The paper deals with the age of jaspers of Pojorita. On the basis of microfloristic assemblages the age is upper jurassic (callovian-oxfordian).

În cuprinsul cuverturii sedimentare a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali se cunosc roci silicioase de tipul jaspurilor și radiolaritelor care au constituit obiectul a numeroase studii.

Dacă în privința genezei acestor roci opiniile cercetătorilor sînt unanime, nu același lucru se poate spune despre poziția stratigrafică și implicit vîrsta lor.

Se admite în prezent existența în sinclinalul marginal extern a unor nivele de jaspuri de vîrstă triasică, jurasică și cretacic inferioară (Săndulescu, 1973).

Referitor la vîrsta jaspurilor din zona sinclinalului Rarău aceasta a fost considerată permiană (Ilie, 1957), triasică (Uhlig, 1903; Preda și Ilie, 1940; Băncilă și Papiu, 1953; Popescu și Patrulius, 1964; Săndulescu, 1973) sau jurasică (Kräutner, 1929; Stănoiu, 1967; Mutihac, 1968; Turculeț, 1971; Mușat și colaboratorii, 1975).

În sectorul cuprins între pîriul Robului (NNE de localitatea Fundu Moldovei) și Pojorita, peste cristalinel din flancul vestic

¹⁾ Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș 1, București.

al sinclinalului Rarău se dispun depozite sedimentare de vîrstă triasică care încep cu conglomerate, gresii cuarțitice micacee și argile roșii și verzi (seisian). Peste aceste depozite se dispun dolomite masive, puternic fisurate, uneori breicioase de vîrstă campilian-anisiană în baza cărora, sporadic, apar gresii argiloase micacee cu *Myophoria* (NW de cariera Peciștea).

Jurasicul superior se dispune transgresiv peste dolomitele campilian-anisiene, fiind reprezentat prin argilite, marno-argile cenușii, jaspuri și șisturi argiloase roșii cu intercalații de gresii.

Cretacicul inferior este reprezentat prin formațiunea de wildfliș.

Obiectul prezentei note îl constituie jaspurile de la Pojorita asupra vîrstei cărora vom face cîteva precizări.

Pentru ilustrarea succesiunii stratigrafice a jaspurilor de la Pojorita ne-am oprit la aflorimentul din cariera Peciștea asupra căruia există numeroase referințe în literatura geologică consacrată problemei jaspurilor din sinclinalul Rarău.

În cariera Peciștea, transgresiv peste un paleorelief format pe dolomitele campilian-anisiene se dispune un pachet de argilite cenușiu-negriceoase dure, fin micacee, cu intercalații de gresii fine, ce remaniază elemente subangulare de dolomite și calcare ale triasice, cu o grosime maximă de circa 4 metri. Acest pachet este discontinuu, fiind urmat de jaspuri cenușiu-gălbui sau verzui-roșcate, sticloase, foarte dure, cu intercalații subțiri de șisturi argiloase roșcate sau negriceoase. La limita argilite-jaspuri apar lentile și cuiburi mici de cărbune negru lucios, foarte friabil. Grosimea jaspurilor ajunge la 7-8 metri.

La partea superioară, succesiunea cuprinde șisturi argiloase roșii, roșii-violacee sau cenușii cu intercalații de gresii argiloase cu o grosime totală, vizibilă în afloriment, de 15-20 metri.

Șisturile argiloase roșii sînt acoperite transgresiv de depozitele formațiunii de wildfliș (marno-argile șistoase negre cu sferoiderite și intercalații de gresii cenușii, dure).

Succesiuni litologice asemănătoare, cel puțin în parte, apar pe profilul văilor care traversează flancul vestic al sinclinalului Rarău (pîriul Robului, pîriul Caîlor etc., precum și în cariera Podirei din versantul drept al văii Moldova).

În scopul determinării vîrstei succesiunii la care ne-am referit mai sus, din mai multe puncte, au fost colectate probe care au fost analizate din punct de vedere al conținutului microfloristic.

Din marno-argilele cenușii de pe pîriul Robului, situate sub jaspuri, a fost determinată de către *Sofia Luță* o asociație sporopolinică care cuprinde specii de :

Cyathidites concavus (Bolikh.) Dettmann
Dictyophyllidites harrisii Cauper
Ginkgocycadophytus nitidus (Balme) Dettmann
Inaperturopollenites reissingeri (Kedves) Bóná
Monosulcites minimus Cookson
Gonyaulacysta jurassica (Defl.) Sargeant
Micrhystridium rarispinum Sargeant

Jaspurile și șisturile argiloase roșii de la Peciuștea și Podirei conțin o asociație de fitoplancton alcătuită din următoarele specii :

Froomea elongata Beju
Gonyaulacysta jurassica (Defl.) Sargeant
Gonyaulacysta cladophora Defl.
Gonyaulacysta sp.
Histiophora ornata Klem
Micrhystridium rarispinum Sargeant
Nannoceratopsis gracilis (Alberti) Evitt
Nannoceratopsis pellucida Defl.
Pareodinia ceratophora Defl.
Scriniodinium pseudocrystalinum Beju
Scriniodinium galeritum (Defl.) Klem
Scrinioecasis cf. *S. dictyotus* Cookson & Eisenack

Majoritatea formelor prezente în asociațiile determinate sînt figurate în planșa ce însoțește prezenta notă.

În tabelul de mai jos, unde este ilustrată distribuția stratigrafică a microflorei jurasicului superior din complexul jaspurilor de la Pojorita, se remarcă existența a 6 specii de fitoplancton aparținînd la 4 genuri caracteristice intervalului callovian-oxfordian.

Denumirea speciei	Zone palinologice			
	J 1	J 2	J 3	J 4
<i>Cyathidites concavus</i>	—	—	+	—
<i>Dictyophyllidites harrisii</i>	—	—	+	+
<i>Inaperturopollenites reissingeri</i>	—	—	+	—
<i>Ginkgocycadophytus nitidus</i>	—	—	+	+
<i>Monosulcites minimus</i>	—	—	+	+
<i>Froomea elongata</i>	—	—	+	—
<i>Gonyaulacysta jurassica</i>	—	—	+	+
<i>Gonyaulacysta cladophora</i>	—	—	+	—
<i>Histiophora ornata</i>	—	—	+	+
<i>Micrhystridium rarispinum</i>	—	—	+	+
<i>Nannoceratopsis gracilis</i>	—	—	+	+
<i>Nannoceratopsis pellucida</i>	—	—	+	+
<i>Pareodinia ceratophora</i>	—	—	+	—

Denumirea speciei	Zone palinologice			
	J 1	J 2	J 3	J 4
<i>Scriniodinium pseudocrystalinum</i>	—	—	+	—
<i>Scriniodinium galeritum</i>	—	—	+	+
<i>Scrinioecasis</i> cf. <i>S. dictyotus</i>	—	—	+	—

Astfel, *Histiophora ornata* (fig. 6) este cunoscută în jurasicul superior (J 3) din zona Craiova-Poiana Mare-Mogoșești (Platforma Moesică), rar în zona palinologică J 4 — malmul delta din Germania.

Scriniodinium pseudocrystalinum (fig. 4) este cunoscut în zona palinologică J 3, iar *S. galeritum* în zona J 3 și moderat în J 4 (Oxfordian-Kimmeridgian) din depresiunea predobrogeană

Scrinioecasis cf. *S. dictyotus* este citat în zona palinologică J 3 (Craiova-Ciurești-Mogoșești), Callovian din Franța, Oxfordianul din Anglia și Oxfordian-Kimmeridgianul din Australia.

Gonyaulacysta jurassica (fig. 5) și *G. cladophora* sînt citate din Callovian-Oxfordianul din Franța, Germania și Bulgaria și în zonele palinologice J 3 și J 4 din U.R.S.S.

Concluzia care se impune din analiza distribuției stratigrafice a formelor de fitoplancton și spori-polen este că acestea își fac apariția în jurasicul superior.

În afara argumentării vârstei callovian-oxfordiene pe baza asociației microflore, alte observații întăresc această afirmație.

Astfel, Uhlig (1903) menționează, în sisturile argiloase din baza jaspurilor care apar la Pecîștea, prezența formei *Posidonomya alpina* Gras. (= *Bositra buchi* Roem.) cunoscută numai în intervalul Alalienian-Oxfordian.

De asemenea, Stănoiu (1967) citează această formă în intercalațiile calcaroase din jaspurile roșii și verzi de pe valea Lucava care stau peste calcare grezoase de vîrstă bathonian superior-callovian inferioară.

Identificarea, în ultimul timp, a unor depozite aparținînd Doggerului în baza jaspurilor (Hăghimaș — Gras, 1973) sau a Malmului superior în continuitate de sedimentare deasupra acestora (Perșani — Turculeț și Gras, 1973) întăresc ideea că cea mai mare parte a jaspurilor din cuvertura sedimentară a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali aparține jurasicului superior (Callovian-Oxfordian).

Identitatea facială a jaspurilor de la Pojorita cu depozite similare cunoscute pe flancurile sinclinalului marginal extern pledează pentru acordarea vârstei jurasic superioare (Callovian-Oxfordian) a acestora, asociația microflorească determinată de noi constituind un element nou în această privință.

BIBLIOGRAFIE

- BĂNCILĂ I., PAPIU C.V. (1953) — Jaspurile triasice de la Pojorita-Bucovina. *Bul. şt., secţ. de şt. biol., agronomice, geol.-geogr., t. V, 4, Bucureşti.*
- BEJU D. (1970) — Jurassic Microplankton from the Carpathian foreland of Roumania. *Ann. Inst. Geol. Publici Hungarici, LIV, fasc. 2, Budapest.*
- EISENAK A. (1964) — Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Microfossilien. *Band. 1: Dinoflagellaten., Stuttgart.*
- GORKA H. (1965) — Les microfossiles du jurassique supérieur de Magnuszew (Pologne). *Acta paleont. Polonica, 10, p. 291-334, Warsawa.*
- GRASU C. (1973) — Consideraţii stratigrafice asupra silicolitelor de la Toşorog (sinclinalul Hăghimaş). *Muzeul de şt. nat., Studii şi cercetări de geol.-geogr., biol., seria geol.-geogr., II, Piatra Neamţ.*
- ILIE M. (1957) — Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-pîriul Cailor. *An. Com. Geol., XXX, Bucureşti.*
- KRÄUTNER TH. (1929) — Cercetări geologice în cuvea mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom., XIV, Bucureşti.*
- MUŞAT AL.I., V. MATEI, T. CIBOTARU, T. BRUSTUR, C. PĂSLARU, OLIMPIA VASILESCU — Consideraţii asupra unor mineralizaţii de sulfuri polimetalice hidrotermale din împrejurimile localităţii Pojorita (Carpaţii Orientali). *D.S. Inst. Geol., LX (1972-1973), 2. Zăcămintele, Bucureşti.*
- MUTIHAÇ V. (1968) — Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern. *Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.*
- POPESCU GR., PATRULIUS D. (1964) — Stratigrafia cretacicului şi a kllpelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol., XXXIV/2, Bucureşti.*
- PREDA D.M., ILIE M. (1940) — Nouvelles contribution à la géologie de la cuvette externe des Carpathes de Bucovine. *C.R. Inst. Géol. Roum., XXIV, Bucureşti.*
- SARGEANT W.A.S. (1968) — Microplankton from the Upper Callovian and Lower Oxfordian of Normandy. *Rev. Micropaléont., 10, p. 221-242, Paris.*
- SĂNDULESCU M. (1973) — Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D.S. Inst. Geol., LIX, 5. Tectonică şi geologie regională., Bucureşti.*
- STĂNOIU I. (1967) — Noi date stratigrafice asupra jurasicului din valea Tătarca — valea Lucava (partea de nord a sinclinalului Rarău; Carpaţii Orientali). *D.S., LIII/1 (1965-1966), Bucureşti.*
- TURCULEŢ I. (1971) — Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice şi eocretacice din cuvea Rarău-Breaza. *Stud. tehnice şi econ., seria J, Stratigrafie, 11, Bucureşti.*
- TURCULEŢ I. (1973) — Prezenţa callovianului inferior cu *Bositra buchii* (Roem.) în materialul exotic asociat wildflişului eocretacic din cuvea Rarău (Bucovina). *Analele şt. ale Univ. „Al. I. Cuza” din Iaşi (serie nouă), secţ. II, b. Geologie, XIX, Iaşi.*
- TURCULEŢ I., GRASU C. (1973) — Asupra prezenţei malmului în paleoautohtonul munţilor Perşani. *Muzcul de şt. nat., Studii şi cercetări de geol.-geogr. biol., seria geol.-geogr., II, Piatra Neamţ.*

L'AGE DES JASPES DU POJORÎTA (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Le position stratigraphique et implicitement l'âge des jaspes de la couverture sédimentaire de la zone cristallino-mésozoïque constituent toujours un problème controversé. On admet (Săndulescu, 1973) l'existence dans le synclinal marginal externe des jaspes d'âge triasique, jurassique et crétacé inférieur.

Dans le secteur qui s'étend entre le ruisseau du Robu (NNE Fundu Moldovei) et Pojorîta sur le cristallin du flanc occidental du synclinal de Rarău déposent des dépôts triasiques (conglomérates, grès quartzitiques, argiles rouges et vertés-séisien; dolomiés massives ou brecheuses-campilién-anisien), jurassiques (argilités, marno-argiles, jaspes et schistes argileuse rouges) et crétacées inférieures (wildflysch).

Dans la présente note on fait quelques précisions sur l'âge des jaspes de Pojorîta en tenant compte des successions stratigraphiques des carrières de Pojorîta et de Podirei et des coupes des vallées transversales du flanc occidental du synclinal de Rarău (ruisseau Robului, Cailor etc.) autant que du contenu microfloristique des marno-argiles cendrées, des jaspes des schistes argileuse rouges.

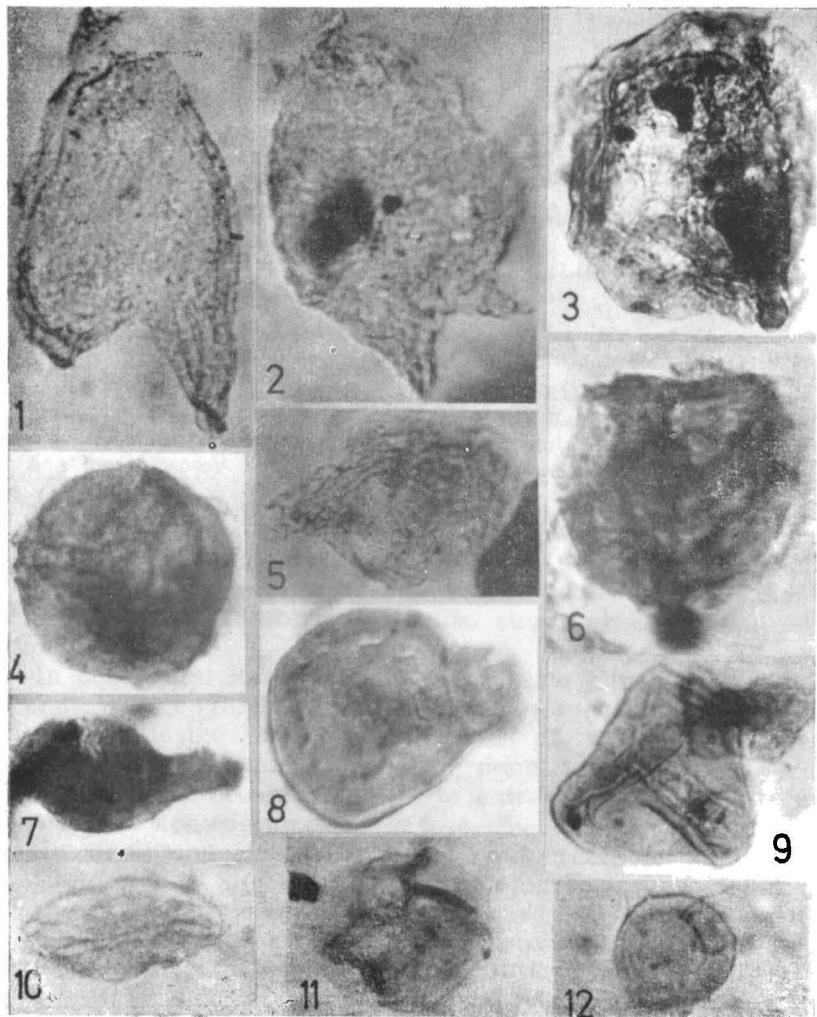
On remarque l'existence, dans les types lithologiques du 6 espèces de phytoplancton (*Histiophora ornata*, *Scriniodinium pseudocrystalinum*, *S. galeritum*, *Scrinioecasis dictyotus*, *Gonyaulacysta jurassica* et *G. cladophora*) caractéristiques de l'intervalle callovién-oxfordien.

L'apparition de *Posidonomia alpina* Gras. (= *Bositra buchi* Roem.) dans les schistes argileuse de la partie basale des jaspes de Pecîștea (Uhlig, 1903) et son apparition dans les intercalations calcaires des jaspes de la vallée de la Lucava (Stănoiu, 1967) renforcent les arguments en faveur de l'âge jurassique supérieur établi à porter de la microflore.

L'identification, les derniers temps, de quelques dépôts doggeriens surmontés par des jaspes (Hăghimaș -- Gras, 1973), ou du Malm supérieur sur les jaspes (Perșani -- Turculeț et Gras, 1973) étaye l'idée que la plupart des jaspes de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales reviennent au jurassique supérieur. L'identité faciale entre les jaspes de Pojorîta et les dépôts similaires du synclinal marginal externe plaide en faveur de l'âge callovién-oxfordien des jaspes, l'association microfloristique que nous avons identifiée constituant un élément nouveau en ce sens.

PLANȘA I.

- Fig. 1. — *Nannoceratopsis gracilis* (Alberti) Fvilt x 400; cariera Peciștea.
Fig. 2. — *Nannoceratopsis pellucida* Defl. x 400; cariera Peciștea și cariera Podirei.
Fig. 3. — *Scriniodinium galeritum* (Defl.) Klem x 400; cariera Peciștea.
Fig. 4. — *Scriniodinium pseudocrystalinum* Beju x 450; cariera Peciștea.
Fig. 5. — *Gonyaulacysta jurassica* (Defl.) Sargeant x 450; piriul Robului.
Fig. 6. — *Histiophora ornata* Klem x 400; cariera Peciștea și cariera Podirei.
Fig. 7. — *Farcodinia ceratophora* Defl. x 400; cariera Peciștea.
Fig. 8. — *Froomca elongata* Beju x 400; cariera Peciștea.
Fig. 9. — *Dictyophyllidites harrissi* Couper x 450; piriul Robului.
Fig. 10. — *Ginkgocycadophytus nitidus* (Balme) Dettmann x 450; piriul Robului.
Fig. 11. — *Inaperturopollenites reissingeri* (Kednes) Bóná x 400; piriul Robului.
Fig. 12. — *Michrystidium rarispinum* Sargeant x 400; piriul Robului.



UNELE ASPECTE PRIVIND JASPURILE DIN SINCLINALUL RARĂU

ILIE TURCULEȚ¹⁾

ABSTRACT

Some observations on the jaspers from the Rarău syncline. The author discusses some controverted data bringing arguments for the Callovian-Oxfordian Age these jaspers from Eastern Carpathians.

În stiva depozitelor ce se dezvoltă pe flancurile sinclinalelor Hăghimaș și Rarău a fost semnalat încă de la primele cercetări un orizont radiolaritic-silicios, cunoscut ca orizontul jaspurilor.

În sinclinalul Rarău, acest orizont este cunoscut de la *Paul* (1876) și *Walter* (1876), fiind menționat în succesiunea din Dealul Cailor, unde jaspurile sînt hematitice și prezentau interes pentru exploatare. Vîrsta acordată acestor depozite de *Paul* și *Walter* era mezotriasică, ei raportîndu-le la calcarele de Hallstatt fosilifere, sub care considerau că se găsesc.

În sinclinalul Hăghimaș, primul autor care le semnaleză a fost *Uhlig* (1903), atribuindu-le Triasicului, împreună cu un complex de roci șistoase, grezoase și silicioase.

Datarea triasică a jaspurilor a rămas unitară în ambele sinclinale pînă în jurul anului 1920. În 1919, *Vadasz* separă pentru prima dată strafele cu jaspuri în sinclinalul Hăghimaș și le consideră că aparțin Callovianului. Acest punct de vedere este întărit ulterior de *Jekelius* (1920-1921) care le atribuie Callovian-Oxfordianului, avînd la bază considerente regionale și geometrice (jaspurile sînd pe depozitele doggeriene și suportînd, pe alocuri,

¹⁾ Universitatea „Al. I. Cuza”-Iași, Catedra de Geologie.

stratele cu *Aspidoceras acanthicum*, kimmeridgiene*). În sinclinalul Rarău, datarea callovia-oxfordiană a fost propusă pentru prima dată de Th. Kräutner (1929). Acest autor însă include la jaspuri numai câteva iviri (pe drumul de la Izvorul Alb la minăstirea Rarău, Bîtca cu Plai, Arșița Rea), celelalte zone întinse de dezvoltare a rocilor radiolaritice, cu șisturi roșii, grezoase, micacee, de pe ambele flancuri ale sinclinalului, fiind considerate ca reprezentînd orizontul inferior al stratelor de Sinaia (pro parte strate cu *Aptychus*) și revenind Cretacicului inferior. Kräutner are însă meritul de a fi observat că, în unele puncte de dezvoltare a jaspurilor, se constată o trecere a acestora la șisturi roșii, micacee, considerate în baza stratelor de Sinaia.

Cercetătorii care au urmat în sinclinalul Hăghimaș pînă la Săndulescu (1975) s-au raliat datării callovia-oxfordiene a jaspurilor (*Atanasiu*, 1928; *Băncilă*, 1940; *Săndulescu*, 1969; *Patrușiu* et al., 1969; *Grasu*, 1971, etc.). În schimb, în sinclinalul Rarău, păreri au fost împărțite, unii fiind adepții vîrstei triasice (*Preda și Ilie*, 1940; *Băncilă și Papiu-Corvin*, 1953; *Popescu și Patrușiu*, 1964), iar alții optînd pentru vîrsta callovia-oxfordiană (*Stănoiu*, 1967; *Mutihac*, 1968; *Turculeț*, 1971).

Problema jaspurilor în ambele sinclinale s-a complicat întrucîtva, odată cu apariția lucrărilor lui Săndulescu (1973, 1975).

Acest autor (1973), cercetînd zona centrală a sinclinalului Rarău, ajunge la concluzia că aici, ca și în sinclinalul Hăghimaș, ar fi trei categorii de jaspuri, anume: triasice, callovia-oxfordiene și barremiene.

Trebuie subliniat că autorul nu vede nici o deosebire litologică sau petrografică între ele. Cheia acestei concluzii este găsită de autor în structura geologică a flancului intern al sinclinalului Rarău, din sectorul Răchitiș-Tătarca-Deremoxa.

Este cunoscut din lucrările lui Stănoiu (1967), Mutihac (1968), Turculeț (1971) că, în acest sector, succesiunea geologică de peste cristalin este: conglomerate curțitice (Seisian), dolomite (Camilian-Anisian), calcare albe (Ladinian), breccii și calcare roșii (Dogger superior), jaspuri (Callovia-Oxfordian).

Problema controversată se reduce, de fapt, la ceea ce Săndulescu numește „breccia de Tătarca“, ei incluzînd aici atît breccia cît și calcarele roșii menționate de autorii anteriori.

Vîrsta doggeriană a rocilor din acest complex breccio-calcinos a fost fondată de autorii anteriori (*Stănoiu*, *Mutihac*, *Turculeț*) pe o logată faună de lamelibranhiate, amoniți, belemniti,

*) Stratele cu *Aspidoceras acanthicum* se cunosc de la *Herbich* (1866) și *Indeosebi* de la *Neumayr* (1873) și nu au fost descoperite de *Jekelius*, cum afirmă *Mutihac* (1968, p. 42).

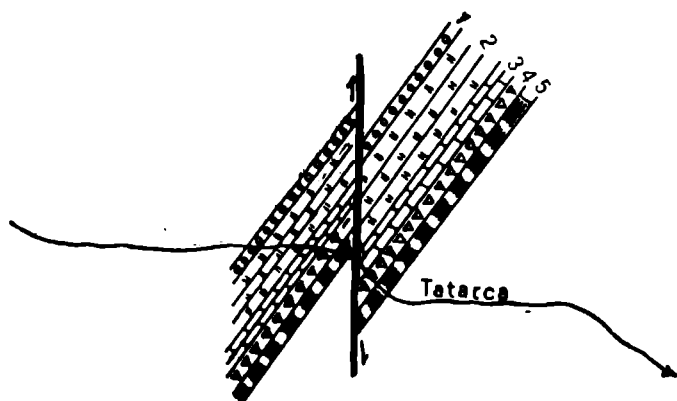


Fig. 1. — Schița geologică a flancului intern, pe pârul Tatarca.

1. Grezo-conglomerate (Seisian); 2. dolomite (Campilian-Anisian); 3. calcare albe (Ladinlan); 4. brecea de Tatarca (Dogger); 5. jaspuri (Callovian-Oxfordian).

Esquisse géologique du flanc interne sur le ruisseau Tatarca.

1. Grès-conglomérats (Seislen); 2. dolomies (Campilien-Anisien); 3. calcaires blancs (Ladinlen); 4. brèche de Tatarca (Dogger); 5. jaspes (Callovien-Oxfordien).

brahiopode (*Bullatimorphites* sp., *Entolium demissum* (Phil.), *E. spathulatum* (Roem.), *E. aff. renevieri* (Opp.), *Camptonectes lens* (Sow.), *Chyamys subtextorius* (Goldf.), *C. cf. ambiguus* (Mnstr.), *Ostrea calccola* (Ziet.), *Posidonia alpina* (Gras.), *Oxytoma mursteri* Bronn, *Rhynchonella dumortieri* Sajn., *Waldheimia biappendiculata* Desl., *Belemnopsis* sp., etc.). Trebuie precizat aici că nu este vorba de pur și simplu niște „resturi de lamelibranhiate“ cum afirmă minimalizant Săndulescu (1973, p. 72) ci de adevărate lumașele. De asemenea, fauna nu provine din elementele brecei — cum ar putea să se considere — ci din roca masivă, socotită ciment al brecei. Am colectat faună atât din matricea calcaro-grezoasă a brecei din partea inferioară a complexului, cât și din partea superioară, unde se dezvoltă un nivel de calcare roșii, masive, cu episoade slab oolitice.

Datarea fondată pe asociația de lamelibranhiate este confirmată și de prezența amonitului *Bullatimorphites*, gen prin excelență mezojurasic superior. O mențiune absolut necesară este și aceea că fauna nu poate fi considerată ca remaniată, întrucât este vorba de valve fine (*Entolium*) care se găsesc întregi și în condiții lumașelice.

Trecînd însă, inexplicabil, sub tăcere aceste faune, Săndulescu (1973) consideră că întregul complex de roci dintre calca-

rele albe ladiniene și jaspurile superioare ar reprezenta o brechie, denumită „brechia de Tătarca”. Această brechie ar avea ca elemente calcare albe și roșcate, micritice și calcare pseudoolitice. În calcarele albe, autorul găsește *Globochaete alpina* și *Saccocoma*; în cele roșcate — crinoizi, *Globochaete* și „exemplare mici de tintinide” (p. 72), iar în cele pseudoolitice *Saccocoma*, conchizînd că brechia ar avea o vîrstă neojurasică sau mai nouă (jaspurilor de deasupra revenindu-le vîrsta barremiană).

Referitor la acestea ar fi de reținut că :

1. Nicăieri în Carpați nu s-a descris pînă acum un Kimmeridgian cu calcare albe, micritice, cu *Saccocoma* și cu atît mai puțin aici. După părerea noastră, aceste calcare cu *Globochaete alpina* (cu sau fără placă bazală) pot fi foarte bine provenite din calcarele albe triasice, subiacente brechiei. De fapt, *Stănoiu* (1967) arată că această brechie s-a format prin colmatarea unui relief grefat pe calcarele triasice, afectate de fenomene carstice (lapiezuri, fisuri, grohotișuri). Dacă s-a dezagregat o rocă triasică, de ce elementele rezultate să fie jurasice ?

2. *Globochaete alpina* Lomb., înfîlînită din Paleozoic pînă în Tertiär, nu are nici o pondere cronostratigrafică, astfel încît menționarea ei cu insistență nu are decît o valoare de circumstanță.

3. Se semnalează tintinide mici, dar nu spune nici măcar despre ce gen este vorba, cum se prezintă, ce vîrstă ar arăta. Pare curioasă această menționare cu totul vagă dar cu un oarecare sens cronostratigrafic, la un autor care a determinat în multe lucrări asociații bogate de tintinide.

4. Se invocă prezența *Saccocomidae*-lor, fără a se preciza sau concretiza nimic. În ce ne privește, considerăm că este foarte greu de admis ca elemente neojurasice cu *Saccocoma* să fie cimentate de calcaro-gresii neojurasice. Atît timp cît nu figurează nimic din elementele microfaciale menționate sîntem tentați să considerăm că „saccocomele” ce eventual s-ar putea întîlni nu sînt altceva decît elemente de crinoizi, frecvente în multe calcare triasice (ex. în calcare alb-gălbui de la vestul Lacului Roșu) care s-ar asemena cu saccocomele kimmeridgiene. Noi am întîlnit asemenea elemente și în calcarele roșii, liasice, cu arietii din dealul Prașca.

5. În ce privește microfaciesul cu *Kurnubia* și *Kilianina* semnalat în cimentul brechiei ar fi două alternative : sau este vorba de forme mezojurasice asemănătoare cu acestea, sau trebuie de admis că aceste forme au o răspîndire stratigrafică mai largă decît se considera pînă în prezent. Altfel e greu de admis ca faunele de amoniți, belemniiți, lamelibrahiate să fie urcate în neojurassic. Neîfiind nimic descris și figurat din aceste elemente microfaciale este greu de conchis ; dar nu se poate nici trece

peste faune cu forme clasic-doggeriene de dragul unor date micro-faciale doar enunțate.

6. Este curios cum brecea de Tătarca, în interpretarea lui Săndulescu, nu remaniază nimic din calcările albe ladiniene pe care stau (știut fiind că elementele brecciilor nu presupun nici un transport îndepărtat) și nici din jaspurile triasice de dedesubt, în schimb conțin elemente a căror origine nu poate fi măcar imaginată.

Biziundu-se pe datarea „neojurasică sau mai nouă“ a brecei subiacente, Săndulescu consideră că jaspurile de deasupra, din sectorul Răchitiș-Deremoxa ar fi de vîrstă barremiană.

În sprijinul acestei datări aduce și argumentația constatărilor proprii din sinclinalul Hăghimaș. Să vedem în ce constă aceasta :

În lucrarea din 1969, autorul semnalează prezența brecei infrajaspice cu elemente aparținînd cel mult Doggerului, atribuind întregul complex (breccii și jaspuri) Callovian-Oxfordianului și paralelizîndu-le cu o parte din stratele de Lunca (p. 237). În teza de doctorat publicată în 1975, același autor consideră că brecciile infrajaspice din Hăghimaș ar fi fără îndoială postjurasice, deoarece elementele lor constituente... „în marea lor majoritate sînt reprezentate prin fragmente... de cuarț, șisturi cristaline și dolomite. Mai rar apar fragmente de caloare nisipoase mediojurasice și de roci bazice. În cîteva puncte am găsit... calcare neojurasice remaniate“ (p. 101). Se constată că față de lucrarea din 1969, între elementele brecei se adaugă calcarele neojurasice, care conferă brecei o vîrstă postjurasică. Dar semnalarea acestor calcare rămîne o pură enunțare, fără a fi documentată prin nimic nici litologic, nici faunistic și nici microfacial. Or, în condițiile în care această semnalare este de natură să capete ponderea unui argument cronostratigrafic ferm, ea este cu totul insuficientă și de neconceput.

Plus de aceasta, în datarea barremiană a jaspurilor din regiunea Tătarca-Deremoxa, autorul face abstracție totală de faptul că din intercălațiile grezo-șistoase-calcaroase din masa jaspurilor de la Lučava, I. Stănoiu (1967) determină și figurează un lumașel cu *Bositra buchi* (Roem.) (sub : *Posydonomya alpina* Gras.). Cum se poate explica prezența speciei amintite (care nu urcă mai sus de Callovian) în Barremian ? Problema remanierii este exclusă, fiind vorba de o rocă fină, omogenă, iar exemplarele deși fragile sînt intacte.

Rezultă că argumentația autorului în forma arătată nu poate depăși statutul unei ipoteze de lucru, nu neapărat necesară.

Pentru datarea triasică a jaspurilor de pe flancul sinclinalului Rarău, Săndulescu aduce următoarele argumente :

1. Existența în sectorul Tîmpa-Tătarca-Deremoxa a unor jas-

purj intercalate între dolomitele Campilian-anisiene și calcarele albe, ladiniene. În nordul Dealului Tîmpa, vede chiar 3 nivele de jaspuri triasice separate prin calcare albe ladiniene, situație unică, imposibil de urmărit regional sau chiar local și este cunoscut că condițiile de depunere a jaspurilor stratificate sau a calcarelor micritice nu se realizează pe distanțe minuscule.

Pe valea Tătarca, jaspurile triasice ar sta sub calcarele albe ladiniene și pe dolomite. Calcarele sînt datate ladiniene pe baza prezenței formelor de „*Globochaete alpina* de tip triasic (lipsite de placa bazală)” (p. 64), autorul neobservînd că argumentul plăcii bazale este cu totul fragil și insignifiant (forme cu și fără plăcă bazală au fost semnalate și figurate atît în Triasic cît și în Liasic, Dogger, Malm, Cretacic; vezi *Patrulius*, 1964; *Turculeț*, 1968, etc.).

Trecînd peste această, situația de pe Tătarca ar putea avea și o explicație tectonică, același orizont de jaspuri fiind aduse sub calcarele albe, după o falie orientată NV-SE, cu decroșare, sub un unghi direcțional foarte ascuțit (vezi fig. 1). Această falie ar explica și absența acestui orizont de jaspuri în valea Dereumoxa, el continuînd numai la nivelul normal din compartimentul nordic al faliei.

2. Pentru datarea triasică, autorul admite și invocă concluziile studiului lui *Băncilă și Papiu-Corvin* (1953) care „demonstră” continuitatea de sedimentare dintre dolomite și jaspuri în zona carierei Pecîștea. Urmărind ani la rînd contactul dintre dolomite și jaspuri în evoluția carierei Pecîștea am constatat o clară discordanță, orizontul inferior al jaspurilor stînd pe un paleorelief al dolomitelor (*Turculeț*, 1971). De altfel, însuși *Săndulescu* (1973) face o largă pledoarie pentru demonstrarea caracterului discordant al jaspurilor triasice peste dolomite, arătînd că între acestea se interpune un nivel de brezii dolomitice, limonitice și că jaspurile stau uneori direct pe sisturile cristaline. Aceași idee a discordanței este susținută și de *Popescu și Patrulius* (1964) care menționează elemente de dolomite remaniate în baza jaspurilor. În aceste condiții este clar că nu se poate susține continuitatea de sedimentare dintre dolomite și jaspuri.

Ar mai fi de adăugat că, în sectorul de la sud de Rarău, în zona Clifele-Tarnița, sub jaspuri și peste dolomite, se interpune un pachet de calcare spaticе, gri-gălbui, cu faună identică cu cea din calcarele roșii doggeriene de la Tătarca (*Entolium*, *Chlamys*, brachiopode, echinoderme)

3. Pentru a demonstra vîrsta triasică a jaspurilor de pe flancurile sinclinalului Rarău, autorul semnalează prezența unor brezii de tip Tătarca, peste jaspuri și în alte puncte pe lîngă sectorul amintit,

Astfel, în lucrarea din 1973, menționează asemenea breicii pe pîriul Cailor și la Braniște. Ivirea pe pîriul Cailor este însă abandonată ulterior, ea nemaifigurînd pe harta 1 : 50.000, iar cea de la Braniște nu este identică cu aceea de la Tătarca, conținînd elemente cu totul diferite (calcare fine cenușii cu Oncolite). Plus de asta, în cadrul depozitelor de wildflysch din umplutura sinclinalului apar numeroase benzi de breicii cretacee cu poziție foarte variată; unele din ele se pot găsi și alăturate depozitelor de pe flancuri, ceea ce nu le dă o valoare în plus în datarea acestora din urmă.

De fapt, este foarte probabil că în cadrul depozitelor de pe flancurile sinclinalului Rarău să fie un singur nivel de breicii, însă instalat pe un substrat diferit și cu elemente diferite în funcție de acesta: brechia va fi dolomitică acolo unde jaspurile se dispun transgresiv peste dolomite sau calcaroasă (de tip Tătarca) acolo unde exondarea predoggeriană a conservat calcarele albe ladiniene.

4. Tot în sprijinul datării ladiniene a jaspurilor, Săndulescu aduce și prezenta unor lentile de formațiuni triasice și doggeriene peste jaspurile de pe flancuri. În acest sens, semnaleză o ivire de calcare albe, triasice, la nord de cariera Peciștea, precum și o lentilă de calcare grezoase, cenușii doggeriene, pe Pîriul Cailor. Dar aceste iviri trebuie foarte atent cercetate pentru că cea din nordul dealului Peciștea a fost exploatăată, lăsînd în pat nu jaspuri — cum era de așteptat, ci în cea mai mare parte wildflysch. Astfel, caracterul *in situ* al ivirilor limitate de pe flancuri, de la contactul cu wildflișul, este cu totul problematic. Și aceasta pentru că nu de puține ori ele au fost greșit interpretate; este cazul calcarelor de Hallstatt de pe Pîriul Cailor, considerate de majoritatea autorilor ca făcînd parte din suita normală a flancului vestic și dovedit pînă la urmă că reprezintă o klippă insedimentată în wildfliș (Turculeț, 1968); sau cazul depozitelor doggeriene de pe pîriul Fundul Pojorîtei socotit de Kräutner (1929) ca aparținînd succesiunii flancului de la Adam și Eva, dar constatată a fi tot o klippă insedimentată. Așa încît, simpla poziție a unor lentile de depozite mai vechi în vecinătatea flancului nu-i suficientă pentru a le include în suita normală a acestora.

5. În cazul existenței jaspurilor triasice sub calcarele ladiniene, ar fi trebuit ca în cariera de la Botuș I, unde s-au exploatăat integral aceste calcare, să se fi întîlnit jaspuri deasupra dolomitelor. Acest lucru însă nu s-a întîmplat, exploatarea abandonîndu-se la nivelul dolomitelor și nu a jaspurilor; jaspurile au rămas departe de dolomite, deasupra calcarelor din vatra carierei.

Avînd în vedere cele arătate mai sus, rămînem la ideea că

altit jaspurile din Hăghimaș — de pe flancul vestic, cif și cele considerate de autor ca barremiene și triasice în regiunea Rarău. aparțin în esență Callovian-Oxfordianului. Aici poate n-ar fi inutil de menționat afirmația lui Săndulescu din teza de doctorat, anume că „în tot spațiul carpatic acest interval stratigrafic (Callovian-Oxfordian, n.n.) este marcat de depozite silicioase de grosime mică“ (p. 70) .

Cum se poate corela această afirmație (dealtfel absolut conformă cu realitatea) cu extinderea mai mult decât minoră pe care autorul o dă jaspurilor callovian-oxfordiene într-o zonă de largă dezvoltare a depozitelor mezo- și neojurasice, cum este aceea ce cuprinde sinclinalele Hăghimaș și Rarău? Astfel, în Hăghimaș, acestea sînt menționate numai în trei puncte restrinse (vest Lacu Roșu, Muntele Chicera și Muntele Fagului), iar în Rarău, cu multe rezerve, le presupune într-un singur punct din sectorul central al sinclinalului (sud Plaiul Ioanei), dar pe hărți îl trece și pe acesta la triasic. În schimb, acordă un larg areal de răspîndire jaspurilor triasice și barremiene, situație ce nu poate fi regăsită nicăieri în Carpați.

În ce privește jaspurile cretacice, chiar și cele semnalate de autori mai vechi (*Bănciță și Papiu-Corvin, 1963*) pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaș, în zona Muntele Fagului—pirul Salamaș—pirul Covaci, s-au dovedit a fi pînă la urmă neojurasice. Astfel, cele din regiunea Muntele Fagului—Pirul lui Ilie sînt considerate chiar de Săndulescu callovian-oxfordiene, ele stînd sub stratele cu *Aptychus* neojurasice sau fiind intercalate acestora. Cele din zona Pirul Javardi—Salamașul Mare—Covaci sînt intercalate în orizontul bazal al stratelor cu *Aptychus*, avînd vîrstă tot neojurasică (vezi *Grasu și Turculeț, 1978*).

Sintetizînd, se pot trage următoarele concluzii :

1. În cuprinsul sinclinalelor Hăghimaș și Rarău, jaspurile se dezvoltă îndeosebi pe flancurile acestora, avînd o extindere direcțională considerabilă.

2. Ca vîrstă, cea mai mare parte a acestora aparțin Callovian-Oxfordianului. Jaspurile callovian-oxfordiene au o poziție clară și constantă în suita depozitelor de pe flancurile sinclinalelor, sînd pe formațiuni mezojurasice sau mai vechi și suportînd formațiuni neojurasice sau mai noi. În sinclinalul Rarău, jaspurile sînt urmate în continuitate de sedimentare de stratele cu *Aptychus* neojurasice (*Turculeț, 1971, 1977 ; Săndulescu, 1977*) fapt ce invederează apartenența lor la Callovian-Oxfordian, și nu la Triasic peste care stau transgresiv.

3. În domeniul mezozoicului din aceste sinclinale există și silicolite triasice. Acestea au o dezvoltare locală în sinclinalul Hăghimaș în faciesul radiolaritic descris de Săndulescu (1975), iar

În Rarău, ele apar în suita de la Piatra Zimbrului—Popchii Rarăului și posibil unele iviri intercalate în depozitele triasice de la Timpa—Deremoxa (în măsura în care nu au o explicație tectonică). Trebuie de remarcat că, cel puțin jaspurile triasice de la Piatra Zimbrului, au o factură net deosebită de cele callovian-oxfordiene de pe flancuri, ele fiind de culoare portocalie-vișinie, masive (lipsite de stratificație), cu infercalații de calcare fine silicioase.

Este cazul să menționăm că din cadrul jaspurilor triasice trebuie excluse cele semnalate de Săndulescu în asociație cu dolomitele pe versantul estic al Muntelui Criminiș (Hăghimaș) întrucât acestea s-au dovedit a fi strate cu *Aptychus* (și nu jaspuri) din care Grasu (1973) a determinat și figurat frumoase exemplare de *Lamellaptychus sparsilamellosus* (Guemb.), *L. lamellosus*, *Lae-vaptychus*, dovedind vîrsta lor kimmeridgiană și nu triasică.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU, I. (1928) — Cercetări geologice în Imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom., XIII, București.*
- BĂNCILĂ, I. și CORVIN-PAPIU, V. (1935) — Jaspurile triasice de la Pojorita. *Bul. St. Acad. R.P.R., Geol.-Geogr., V, București.*
- BĂNCILĂ, I. și CORVIN-PAPIU, V. (1962) — Asupra silicolitelor cretace inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali. *D.d.S., Com. Geol., XLVI, București.*
- GRASU C. (1973) — Stratele cu *Aptychus* din zona Munticelu-Criminiș (Hăghimaș). *Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, Studii și Cercetări, Geol.-Geogr., II, Piatra Neamț.*
- GRASU, C. (1971) — Recherches géologiques dans la sédimentaires mésozoïque du bassin supérieur de Bicaz (Carpates Orientales). *Lucrările Staț. Cerc. „Stejarul”-Pîngărați, 4, Piatra Neamț.*
- HERBICH, F. (1886) — Eine geologische Excursion von Balan an den Vörosto nach Bekas, Zsedan Patak, etc. *Verh. u. Mitt. Siebenb., Verh. Naturwiss., Hermanstadt.*
- JEKELIUS, E. (1920-1921) — Das mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimașul Mare in Siebenbürgen. *Bul. Secf. St. Acad. Rom., VII, București.*
- KRÄUTNER, TH. (1929) — Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială asupra regiunii Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom. XIV, București.*
- MUTIHAÇ, V. (1969) — Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern. *Ed. Acad. R.S.R., București.*
- NEUMAYR, M. (1873) — Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. *Abh. d.k.k. geol. R.-A., 6, Wien.*
- PAUL, C.M. (1876) — Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R.-A., XXVI, Wien.*
- PATRULIUS, D. (1964) — Răspîndirea algelor *Globochaete* și *Eotryx* și a microfaciesului cu „Lombardia” (*Saccocomidae*) în Carpații Orientali. *D.d.S. Com. Geol., L/2, București.*

- POPESCU, GR. și PATRULIUS, D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol. Rom.*, XXXIV, 2, București.
- PEDA, D. și ILIE, M. (1940) — Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpathes de Bucovine. *C.R. Inst. Géol. Romm.*, XXIV, București.
- SÂNDULESCU, M. (1969) — Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D.d.S. Com. Geol.*, LIV, București.
- SÂNDULESCU, M. (1973) — Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (Sectorul central). *D.d.S. Inst. Geol.*, LIX/5, București.
- SÂNDULESCU, M. (1975) — Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. Geol.*, XLV, București.
- STANOIU, I. (1967) — Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din valea Tâtarca-valea Lucavei (partea de nord a sinclinalului Rarău) *D.d.S. Com. Stat. Geol.*, LIII, București.
- TURCULEȚ, I. (1968) — Observations sur l'Algue *Globochacte alpina* Lomb. des dépôts liasiques de la cuvette de Rarău. *Riv. Ital. Pal.*, 74, 4, Milano.
- TURCULEȚ, I. (1968a) — Calcarele „de Hailstatt” de pe piriul Cailor (Rarău — Carpații Orientali). *Ocotirea naturii*, 12/1, București.
- TURCULEȚ, I. (1971) — Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și eocretacice din cuveta Rarău-Breaza. *St. Teh. Econ. Inst. Geol.*, X, seria J, București.
- TURCULEȚ, I. (1977) — Cu privire la stratele de Pojorita Sândulescu. *An. St. Univ. Iași, Geol.-Geogr.*, XXIII, Iași.
- UHLIG, V. (1903) — Bau und Bild der Karpathen. *Wien und Leipzig*.
- VADASZ, E. (1919) — Geologische Beobachtungen in Persanyer Gebirg und Nagy Haghimaș. *Jb. d.k.k. ung. R.-A. für 1915, Budapest*.
- WALTER, B. (1876) — Die erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R.-A.*, XXIV, Wien.
- GRASU, C și TURCULEȚ, I. (1978) — Observații geologice în regiunea meridională a sinclinalului Hăghimaș. *Anuarul Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț*, vol. IV, Seria Geol.-Geogr., Piatra Neamț.

QUELQUES ASPECTS DES JASPES DU SYNCLINAL DE RARĂU (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Pendant des décennies, l'horizon des jaspes de la suite de dépôts des flancs des synclinaux de Rarău et de Hăghimaș furent considérés comme représentant chronostratigraphiques du Callovien-Oxfordien (et cela, d'ailleurs, pour toute la chaîne carpathique).

Dernièrement, Sândulescu (1973, 1975) soutient que les jaspes de ces régions appartiendraient, comme il suit :

- Au Trias** les jaspes des quelques points du Hăghimaș de même que tous les jaspes des flancs du synclinal de Rarău ;
- Au Callovien-Oxfordien** les jaspes de trois points isolés du Hăghimaș et, problématiquement, dans un seul point à Rarău ;
- Au Barremien** tous les jaspes du flanc ouest et la plupart des ceux du flanc est du synclinal de Hăghimaș, de même que ceux de la partie

supérieure du flanc ouest du synclinal de Rarău, au N du ruisseau Răchitiș.

Notre ouvrage analyse d'une manière détaillée les arguments invoqués par **Săndulescu** et les réalités du terrain et arrive aux conclusions suivantes :

1. Tous les jaspes stratifiés sur les flancs des deux synclinaux sont d'âge callovien-oxfordien et non pas triasique ou barremien, comme il résulte des arguments paléontologiques et structuraux que nous invoquons.

2. Des jaspes triassiques existent dans quelques points dans le Rarău et le Hăghlmaș (à Piatra Zimbrului-Rarău, etc.), mais ils sont de facture nettement différente de ceux des flancs.

ASUPRA CONSTITUȚIEI CONGLOMERATELOR DE ARDELOAIA (VALEA MOLDOVEI – CARPAȚII ORIENTALI)

GR. ALEXANDRESCU¹⁾

ABSTRACT

On the constitution of the Ardeloia conglomerats (Moldova Valley)
The paper deals with Ardeloia conglomerats (Upper Barremian-Lower Aptian) from Ceahlău nappe — East Carpathians (Moldova valley — Suceava district). Ardeloia conglomerats are made up of crystalline rocks and sedimentary rocks (limestones, sandstones, etc.). Ardeloia conglomerats may be correlated with Piatra Sură conglomerats (Bicaz valley) from the same structural unit.

Introducere. În vara anului 1973, cu ocazia cercetării terenurilor cretacice în facies de fliș, din bazinul superior al văii Moldova, am constatat că în stratele de Bistria se dezvoltă o puternică lentilă de conglomerate. În cele ce urmează se va prezenta constituția petrografică a elementelor componente ale acestor conglomerate.

Date stratigrafice. În bazinul superior al văii Moldova, la NE de zona cristalino-mezozoică, între localitățile Breaza și Moldova Sulița, se dezvoltă flișul cretacic intern (sensu M. G. Filipescu). Lucrările cele mai recente asupra acestor terenuri se datoresc lui M. Ștefănescu (1967 ; 1969), M. Dimian (1970), M. Săndulescu (1976). De asemenea, terenurile flișului intern sînt cuprinse în harta Institutului de Geologie și Geofizică, scara 1 : 50.000 (foaia Pojorîta) din al cărui colectiv de redacție a făcut parte și autorul prezentei lucrări (1975).

Structural, flișul cretacic intern din această parte este alcă-

¹⁾ Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș, nr. 1, București.

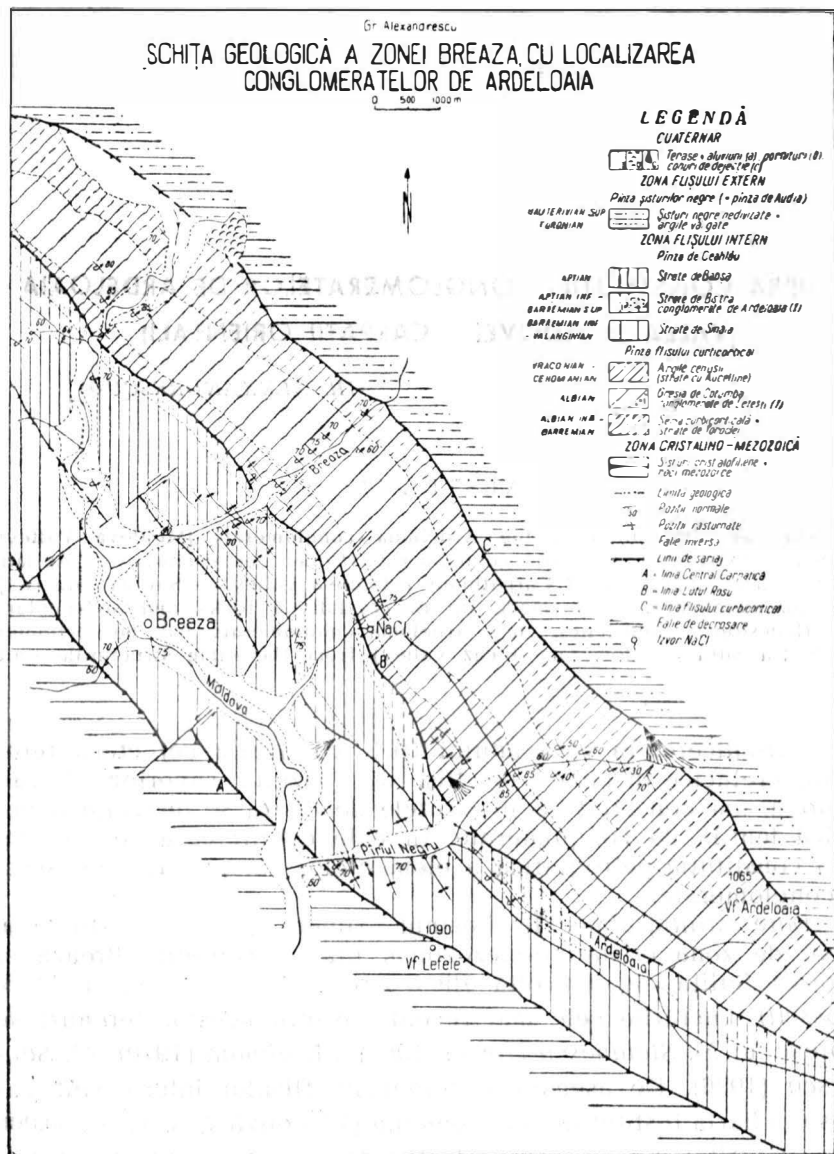


Fig. 1.

tuit din două unități tectonice majore: pînză de Ceahlău și pînză flișului curbicortical (fig. 1).

Pînză de Ceahlău (= unitatea vest-internă = pînză internă

superioară; M.G. Filipescu, 1955; I. Băncilă, 1955, 1968; I. Dumitrescu et al., 1962) este constituită din următoarele entități litostratigrafice:

a) Strate de Sinaia (Valanginian-Barremian inferior), constituite dintr-o alternanță de șisturi argiloase, marno-calcare, arenite și rudite;

b) Strate de Bistra (Barremian superior-Aptian inferior), sînt constituite dintr-un fliș grezo-argilos tipic, la alcătuirea căruia participă 3 tipuri principale de roci: șisturi argiloase (pelite), arenite și rudite. În valea Bistriței, în stratele de Bistra s-au găsit resturi de ammoniți care atestă vîrsta barremian superioară-aptian inferioară (G. Macovei, 1958; Gr. Alexandrescu, 1971);

c) Strate de Babșa (Aptian), urmează peste precedentele și sînt alcătuite dintr-o alternanță ritmică de șisturi argilo-marnoase și arenite de tip subgrauwacke sau grauwacke litice.

În bazinul superior al văii Moldova, nu s-au identificat strate de Ceahlău, așa cum se constată în bazinul văii Bistrița (muntele Hăcigosu și masivul Ceahlău), aici ele fiind, probabil, erodate.

Poziția și vîrsta conglomeratelor de Ardeloia. În bazinul superior al văii Moldova, stratele de Bistra sînt mai slab dezvoltate și apar în mod sporadic în comparație cu sectorul situat la sud, între valea Moldova și valea Bistrița. Ele apar pe teritoriul localităților Breaza și Benia, atît în valea Moldovei cît și pe unii afluenți ai săi (pîriul Negru și afluentul său pîriul Ardeloia, etc.). În această parte stratele de Bistra, urmează în continuitate peste stratele de Sinaia, avînd o grosime de circa 180-250 m, sau mai puțin, fiind parțial laminate tectonic.

Litologic, în constituția acestora se remarcă serii detritice alcătuite din arenite cuarțo-feldspatice, care alternează de obicei cu roci pelitice (șisturi argiloase sau slab marnoase). Arenitele cuarțo-feldspatice sînt dispuse în strate submetrice (0,20-0,70 m), mai rar depășind un metru grosime.

Local, către partea superioară a stratelor de Bistra (fig. 2) se individualizează pachete de rudite grosiere, care au fost numite conglomerate de Ardeloia (în Gr. Alexandrescu et P. Sogan, 1976).

Conglomeratele de Ardeloia sînt un component litologic ruditic, fiind bine dezvoltate și reprezentate în malul drept al pîriului Ardeloia la circa 500 m amonte de confluența cu pîriul Negru.

Ele sînt situate către partea superioară a stratelor de Bistra și apar sub forma unei lentile mari, de circa 250-500 m lungime și 70-80 m grosime, avînd aceeași poziție stratigrafică ca și conglomeratele de Piatra Sură (din aceeași unitate tectonică) din

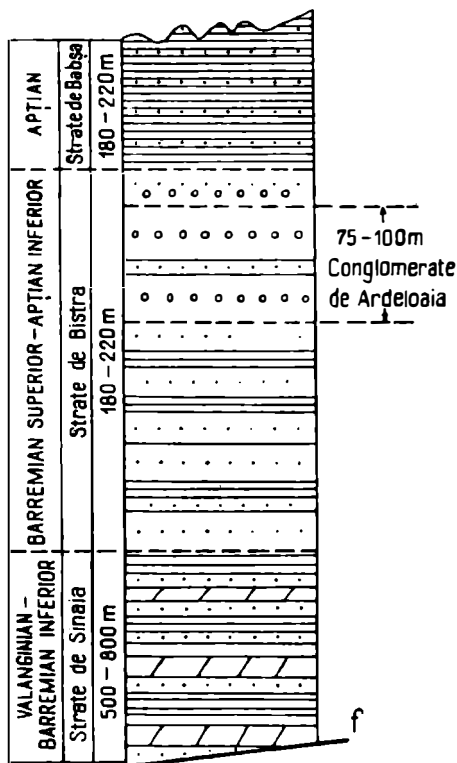


Fig. 2. — Coloana litologică a Cretacicului din bazinul văii Moldova și poziția conglomeratelor de Ardeloiaia.

Colonne lithologique de crétacé de bassin de la vallée de Moldova et position des conglomerats d'Ardeloiaia.

parțea sud-vestică a masivului Ceahlău (P. Soigan, Gr. Alexandrescu, 1976).

Conglomeratele au direcția N30°W și înclinări estice de 70-80°, fiind răsturnate spre vest și prezintă rare plane de stratificație.

Referitor la vîrsta conglomeratelor de Ardeloiaia și a stratele de Bistra, în care ele sînt încorporate, ele aparțin intervalului Barremian superior-Aptian inferior, fiind urmate în continuitate de stratele de Babșa, care într-un sector mai sudic, conțin o faună de vîrstă aptiană cu *Deshayesites* cf. *deshayesi*, *Toxoceratoides* cf. *biplex*, *Ancyloceras* sp. ex. gr. *matheronianum*, *Ptychoceras* sp., *Aconeceras* cf. *nisoides* etc. (Gr. Alexandrescu, 1971, 1974).

Alți autori, (M. Ștefănescu, 1969), încadrează aceste con-

glomerate la intervalul Albian, considerind în acest fel că ele aparțin pînzei flișului curbicortical (= pînza de Teleajen). Unele fapțe de observație nu ne permit a fi de acord cu această părere. Sprijinim această afirmație bazîndu-ne pe faptul că în gresia de Cotumba din pînza flișului curbicortical (situată la est) pe pîriul Negru și pe pîriul Breaza există asemenea intercalații de conglomerate, dar care au aceeași poziție stratigrafică ca și conglomeratele de Lețești din valea Bistriței (*I. Băncilă*, 1958) cu care sînt echivalente. În consecință, conglomeratele de Ardelea aparțin pînzei de Ceahlău, fiind un component ruditic al straturilor de Bistra, care sînt o entitate litostratigrafică a pînzei de Ceahlău și sînt echivalente cu conglomeratele de Piatra Sură, de la vest de masivul Ceahlău.

Descrierea petrografică a elementelor componente. Elementele care participă la alcătuirea conglomeratelor de Ardelea provin atît din serii cristalofiliene cît și din serii de roci sedimentare. Desigur, numărul de secțiuni subțiri studiate, ne apare redus în comparație cu marea masă a conglomeratelor, însă suficiente pentru a putea ordona acest material și a sugera cîteva concluzii referitoare la arja sursă a materialului, cît și unele aspecte paleogeografice din timpul Cretacicului inferior.

Materialul provenit din seriile cristalofiliene a fost ordonat pe familii de roci, deoarece nu avem nici o indicație de vîrstă, în timp ce materialul de origine sedimentară, este expus plecînd de la vîrste probabile, precum și după afinitățile lito-faciale cu rocile sedimentare cunoscute în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, care constituie cuvertura acestei zone.

a) Elemente de roci cristalofiliene. În această grupă am pus în evidență următoarele tipuri: cuarț, metacuarțite, micașisturi și gnaise.

Cuarțul apare de regulă în fragmente de dimensiuni care variază între 0,1 cm și 0,35 m, colțuros sau subrotunjit, pînă la rotunjit și este de natură filoniană.

Metacuarțitele cloritițe au structură granoblastică. Cloritul apare fie în cuburi, fie pe suprafețele de separare; metacuarțitele fine sînt impregnate cu o pulbere negricioasă, probabil de oxizi de mangan, iar pe crăpături se observă depuneri de calcit; metacuarțitele biotitice au biotitul în parte cloritizat; micașisturile cu biotit și muscovit se caracterizează prin aceea că biotitul este în parte cloritizat, iar în cîteva eșantioane apar și granați, dar cu totul subordonat.

În cadrul rocilor gnaise sau paragneise am identificat următoarele tipuri:

Gnaise cu microclin și oligoclaz, în care biotitul apare în parte cloritizat; gnaise clorito-muscovitice, care prezintă și o anum-

mită cantitate de granați, unele eșantioane fiind în parte cataclazate; gnaise cu oligoclaz, fără microclin, în care apare biotitul și subordonat granații; gnaise cataclazate, în care feldspații (fără microclin) sînt parțial sericitizați, iar biotitul în parte cloritizat; gnaise puternic cataclazate și silicifiate; gnaise biotitice cloritizate; gnaise pegmatitice, cu mineralele larg cristalizate, în care se observă muscovit și biotit, cel din urmă transformat parțial în pennin.

În urma examenului microscopic*) rezultă că elementele de rocă cristalofiliene, ca elemente componente ale conglomeratelor de Ardelean, prezintă multe asemănări cu rocile cunoscute astăzi în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, roci care participă la constituția anumitor unități structurale, existente în această zonă.

b) Elemente de roci sedimentare. Elementele de rocă sedimentare sînt reprezentate prin:

Arenite cuarțoase cu ciment calcitic bazal. Materialul clastic este reprezentat prin granule colțuroase de cuarț și metacuarțite, în proporție de 60-70%, cu dimensiuni cuprinse între 0,1-2,00 mm, la care se adaugă foițe mici de muscovit (25-30%) și puține fragmente litice (circa 5%) de micrite preexistente. Vîrsta probabilă este jurasică superioară-neocomiană.

Calcare micritice cenușii, străbătute de o rețea fină de diacaze umplute cu calcit. Materialul clastic, de altfel cu totul subordonat, care participă la constituția lor este reprezentat prin foițe mici de muscovit, iar organismele prezente (radiolari) sînt complet calcitizate, apărînd adesea sub forma unor fantome. Aceste micrite provin fie din stratele de Sinaia (Berriasian-Neocomian) fie din stratele de Lunca.

Calcare micritice albicioase-cenușii străbătute de o rețea fină de crăpături umplute cu calcit. În masa fundamentală se observă rare granule clasice, de dimensiunea siltului, reprezentate prin cuarț și subordonat feldspați. Organismele (radiolari) sînt complet calcitizate, forma lor inițială putîndu-se totuși recunoaște. Acestea provin fie din stratele de Lunca, fie din stratele de Sinaia.

Calcare fin granulare cu bioclaste și material detritic. Sînt constituite dintr-o masă fundamentală de carbonat de calciu fin cristalizat, în care apare și o cantitate redusă de material detritic, reprezentat prin granule de cuarț de natură filoniană, feldspați potasici și calcosodici și fragmente litice (metacuarțite cloritoase) străbătute de filonașe de cuarț, antedepoziționale și de

*) Determinarea secțiunilor microscopice din sisturile cristaline a fost verificată de dr. doc. V.C. Păpuș, căruiui îi aducem mulțumiri.

crăpături umplute cu calcit, postdepoziționale; metacuarțite cu biotit și sericit; fragmente de calcare micrifice sau sparitice preexistente; pseudoolite incipiente. Granulele de metacuarțite sînt în general colțuroase sau subrotunjite. Bioclasele sînt reprezentate prin fragmente de cochilii de lamelibrachiace și gasteropode și plăci de crinoide (ca frecvență ele sînt rare pînă la moderat). Unele plăci de crinoide cît și unele fragmente de marnocalcare preexistente prezintă procese de dizolvare sub presiune, prin pătrunderea granulelor de cuarț pe marginile acestora. Vîrsta calcarelor fin granulare cu bioclase este probabil jurasic superioară.

Calcare pseudoolitice (intrabiopelsparite) cu miliolide și plăci de crinoide. Majoritatea pseudoolitelor au în centru fie granule clastice de cuarț sau feldspat, fie fragmente de organisme (lamelibrachiace sau gasteropode). Bioclasele sînt reprezentate prin plăci de crinoide (rar sau moderat). Vîrsta acestor calcare pare a fi jurasic superioară.

Calcare sparitice cenușii cu insule micritice în care se observă specii de tintinidae (*Calpionella* sp.) de vîrstă berriasian.

Calcare pseudoolitice peletale (intrabiopelsparite) cenușii, cu largi zone sparitice. Organismele sînt reprezentate prin specii bentonice (miliolidae și gasteropode minuscule). Vîrsta probabil este jurasică superior-neocomian. Calcare pseudoolitice (intrabiopelsparite) cenușii, străbătute de diaclaze umplute cu calcit. Organismele sînt reprezentate prin exemplare de *Textularia* sp și *Quinqueloculina* sp. Vîrsta este probabil jurasic superioară.

Calcare cenușii intraobiosparitice. Organismele sînt reprezentate prin specimene de *Trocholina elongata*. Vîrsta probabilă este jurasic superior-neocomian.

Concluzii. După cum rezultă din analiza petrografică calitativă, conglomeratele de Ardeoloaia, sînt conglomerate polimictice, dispuse sub forma unei lentile groase de 75-100 m și o lungime de 250-300 m. Ele reprezintă o acumulare de material terigen adus în mediul marin cu ajutorul unei rețele hidrografice foarte active (curenți torențiali și fluviațiali) și depus sub forma unui mare con de dejecție submarin.

Elementele componente ale conglomeratului sînt reprezentate prin două tipuri de roci: roci cristalofiliene și roci sedimentare. În raport cu abundența mare a acestor două tipuri de roci, ele sînt foarte sărace în ceea ce privește varietatea litologică cît și vîrsta lor. Privite din acest punct de vedere, conglomeratele de Ardeoloaia se prezintă destul de monoton.

În ceea ce privește participarea procentuală a celor două tipuri de roci (cristalofiliene și sedimentare) nu se constată o dominanță netă a unora față de celelalte. Se pare, totuși, că ele-

mentele de roci sedimentare dețin un procent mai mare față de cele metamorfice, însă nu prea ridicat pentru a se putea face o diferențiere netă.

Rocile sedimentare reprezentate preponderent prin calcare deși sînt mai puțin rezistențe la alterare și transport, în raport cu cele metamorfice, ele ajung la un procent destul de ridicat, reușind astfel să depășească pe primele.

Elementele de roci cristalofiliene sînt reprezentate prin trei tipuri principale: metacuarțite, micașturi și gnaise, la care se adaugă un procent de circa 15-20% de cuarț, predominant de natură filoniană.

Elementele componente ale conglomeratelor sînt rezultatul unei eroziuni penecontemporane cu sedimentarea, provenind dintr-o zonă cu relief mai mult sau mai puțin acuzat, zonă care era constituită din roci aparținînd soclului cristalin, alcătuit din roci cu un grad avansat de metamorfism (cu precădere din roci mesozonale), precum și din roci sedimentare aparținînd cuverturii acestuia, reprezentate preponderent prin calcare de vîrsta mezozoică (jurasic și neocomian).

Aria care a fost parțial denudată și care a furnizat materialul conglomeratelor, se găsea situată la vest de zona în care se sedimenta o parte a flișului cretacic intern, respectiv stratele de Bistra și conglomeratele de Ardelaia.

Dacă ținem seama că printre elementele conglomeratelor nu se întîlnesc fragmente de roci, care ar putea proveni din regiuni situate în fața Carpaților, și că în fața zonei în care se depunea flișul intern, se găsea zona în care se depuneau șisturile negre, sincrone în parte cu stratele de Bistra sau stratele de Sinaia, este logic de presupus că materialul component al acestor conglomerate era adus din aria Carpatică.

În faza cunoștințelor actuale, nu este lipsită de justificare presupunerea conform căreia, o arie sursă a acestui material cel puțin în parte, ar fi fost o zonă cu caracter insular situată între flisul intern pe de o parte și flișul extern pe de altă parte. Această presupunere s-ar justifica pe diferența notabilă dintre faciesurile flișului intern și cele ale flișului extern, reprezentate mai ales prin faciesul șisturilor negre.

Sursa care a furnizat acest material, a alimentat zonele de sedimentare cu material grosier, în mod episodic, cu precădere în timpul Barremianului superior, cînd s-au acumulat mari lentile și care au dat naștere unor asemenea tipuri de conglomerate (conglomerate de Ardelaia și conglomerate de Piatra Sură).

După depunerea stratelor de Bistra, respectiv a conglomeratelor de Ardelaia, bazinul de sedimentare a suferit o scufundare, în care timp se depune flișul șistos-grezos al stratelor de

Babșa, de vîrstă aptiană, fără episoade ruditice. Acestea din urmă vor avea o mare dezvoltare în etapele următoare (albian) cînd se depune marea masă a conglomeratelor de Ceahlău.

Menționăm că printre elementele componente ale conglomeratelor de Ardeloiaia nu am întîlnit fragmente de roci eruptive, observație valabilă și pentru conglomeratele de Piatra Sură din valea Bicazului.

De asemenea, mai adăugăm un fapt, care ni se pare destul de semnificativ și anume lipsa multor tipuri de roci cunoscute azi în zona cristalino-mesozoică, cum ar fi: calcare și dolomite de vîrstă triasică, calcare roșii în faciesul de Adneth (liasic) și gresii gălbui din Dogger și nici roci silicioase de tipul jaspurilor sau radiolaritelor, acestea din urmă fiind prezente în conglomeratele de Piatra Sură.

În ceea ce privește gradul de rulare și sortare a elementelor componente ale conglomeratelor de Ardeloiaia, se constată că acestea prezintă un grad scăzut sau chiar foarte scăzut de rulare și sortare, în același strat găsindu-se atît elemente colțuroase, cît și unele elemente subrotunjite sau slab rotunjite (majoritatea fragmentelor de cuarț). Acest fapt dă indicații asupra transportului mai îndelungat al fragmentelor de cuarț și sugerează proveniența lor din mai multe cicluri de sedimentare. De asemenea, în același strat se găsesc elemente cu dimensiuni diferite, de la 0,1 m pînă la 0,35 m, ilustrînd caracterul torențial și foarte activ al rețelei hidrografice din timpul cretacicului (barremian superior-aptian inferior).

Matricea conglomeratelor de Ardeloiaia are un pronunțat caracter detritic (grezo-conglomeratică) fiind constituită din fragmente mult mai mici de cuarț, metacuarțite, feldspați, etc., legate prin carbonat de calciu și produse de alterare (sericit, clorit, etc.). Ea ocupă circa 35-45% din masa conglomeratelor, în timp ce elementele componente sînt în proporție de 45-55%.

Conglomeratele de Ardeloiaia reprezintă o verigă din lanțul aparițiilor de conglomerate de același tip, situate aproximativ pe același aliniament, fiind cunoscute mai ales în bazinul văii Bicazului, la Bistra (conglomerate de Piatra Sură) și în bazinul mijlociu al văii Bistrița (muntele Bostanu, 990 m; muntele Pîrvu, 1240 m; vîrfurile Razemul, 1440 m; muntele Migovanu — Gemenii Borcă, 1400 m) și valea Moldovei, la Gemenea etc. Mai spre NW asemenea conglomerate se întîlnesc la vest de localitatea Benia, în dealul Cocoșu,

BIBLIOGRAFIE

- ALEXANDRESCU GR. (1971) — Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bistricioarei și valea Moldovei (Carpații Orientali). *Rez. tezei de doctorat, Univ. București, București.*
- BÂNCILĂ I. (1955) — Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. R.P.R., VII, București.*
- BÂNCILĂ I. (1958) — Geologia Carpaților Orientali. *Ed. științifică, București.*
- DIMIAN M. (1970) — Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Lucina — Moldova Sulița — Breaza (Carpații Orientali). *D.d.S., LV, București.*
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M., LAZĂRESCU V., MIRAUȚĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962) — Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Comit. Geol., XXXII, București.*
- FILIPESCU M.G. (1955) — Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Buc., 6-7, București.*
- KRÄUTNER H., KRÄUTNER FL., SÂNDULESCU M., BERCIA I., BERCIA EL., ALEXANDRESCU GR., ȘTEFĂNESCU M., ION J. (1975) — *Inst. de Geol. și Geolizică, Harta geologică a R.S.R., sc. 1:50.000, foaia Pojorlta, București.*
- MACOVEI G. (1958) — *Curs de Geologie stratigrafică. Ed. tehnică, București.*
- SÂNDULESCU M. (1976) — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din basinal superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D.d.S., Inst. Geologic, LXII/5, București.*
- ȘOIGAN P., ALEXANDRESCU GR. (1976) — Sur la constitution des conglomérats de Platra Sură (vallée du Bicaz — Carpatés Orientales). *Rev. Rom. de Géol., Geoph. et Géographie, série de Géol., 20, 2, Bucaresti.*
- ȘTEFĂNESCU M. (1967) — Les nappes internes du flysch dans l'extrémité nordique des Carpatés Orientales. *Assoc. Géol. Carp. Balc., VIII-ème Congress, Beograd.*
- • • (1969) — Geologia regiunii cuprinsă între Pîrîul Negru și izvorul văii Crlibaba (Carpații Orientali). *D.d.S., LIV/3, București.*

**SUR LA CONSTITUTION DES CONGLOMÉRATS DE ARDELOAIA
(VALLÉE DE MOLDOVA — CARPATÉS ORIENTALES)**

RÉSUMÉ

Les conglomérats de Ardeoloia sont un composant lithologique rudithique des couches de Bistra (bassin supérieur de la vallée de Moldova) ayant la même position tout comme les conglomérats de Platra Sură (vallée de Bicaz) de la même unité structurale.

Les couches de Bistra et les conglomérats de Ardeoloia appartiennent à l'intervalle stratigraphique Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Les conglomérats de Ardeoloia sont polymictiques, disposés sous forme d'une lentille de 75-100 m d'épaisseur et de 250-300 m de longueur. Ils représentent une accumulation de matériel terrigène apporté dans le milieu de sédimentation à l'aide d'un réseau hydrographique fort actif (courants torrentiels et fluviaux) et déposé sous forme d'un grand cône de déjection sous-marin.

Les éléments composants du conglomérat sont représentés par deux types principaux de roches : roches cristallophylliennes et roches sédimentaires. Les éléments de roches cristallophylliennes sont représentées par : métaquartzites, micaschistes et gneiss, auxquels s'ajoute un pourcentage d'environ 15-20% de quartz, prédominant de nature phyllonienne. Les éléments de roches sédimentaires sont représentés par des arénites et par des calcaires d'âge jurassique et néocomien, appartenant à la couverture du socle cristallin.

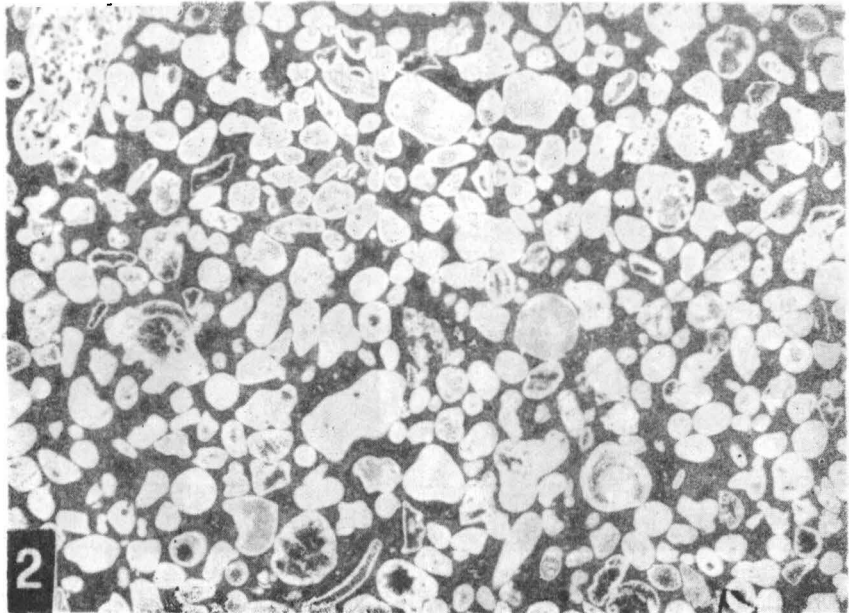
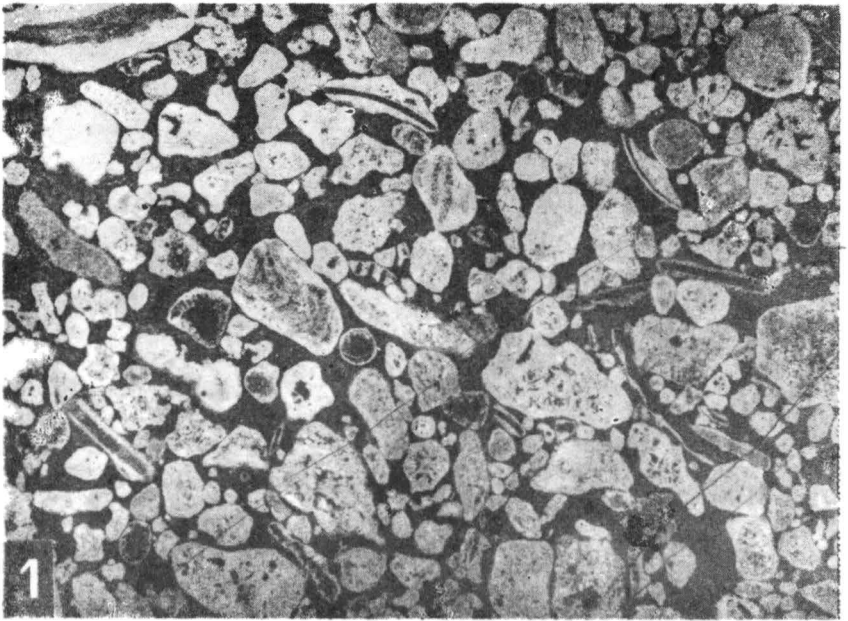
La source qui a fourni ce matériel se trouvait située à l'ouest de la zone où s'accumulé une partie du flysch crétacé interne. On n'a pas réussi à identifier des éléments de roches qui pourraient provenir des régions situées en face des Carpates. On peut supposer que ce matériel était apporté de l'aire carpatique.

Mentionnons que, de ces conglomérats, un nombre important de types de roches connues aujourd'hui dans la zone cristallino-mésozoïque manquent (calcaires et dolomites triassiques, calcaires rouges de type Adneth, jaspes et radiolarites, etc.).

Les conglomérats de Ardeloia présentent un degré réduit de roulement et de triage, et la matrice de ceux-là tient un caractère détritique accentué. Ils représentent un segment de la série des apparitions de conglomérats de ce type, connues dans le bassin de la vallée de Bicăz (conglomérats de Piatra Sură), dans le bassin de la vallée de Bistrița (Mont de Bostanu, Mont de Pîrvu, Mont de Migovanu-Gemeni Borca) et dans le bassin de la vallée de Moldova (Gemenea, etc.).

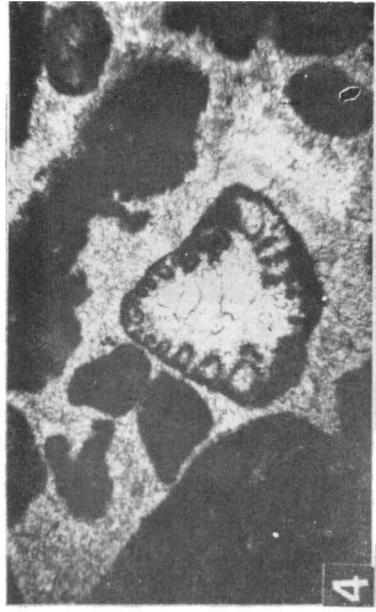
PLANȘA I

- Fig. 1. — Calcarenit pelmicrosparitic cu *Trocholina* aff. *alpina* (Leupold). Vîrstă probabilă: Tithonic-Neocomian. N II x 30.
Calcaenite pelmicrosparitique à *Trocholina* aff. *alpina* (Leupold).
Âge probable: Tithonique-Néocomien.
- Fig. 2. — Calcarenit pelmicrosparitic cu *Trocholina* sp. Vîrstă probabilă: Tithonic-Neocomian. N II x 30.
Calcaenite pelmicrosparitique à *Trocholina* sp. Âge probable: Tithonique-Néocomien.



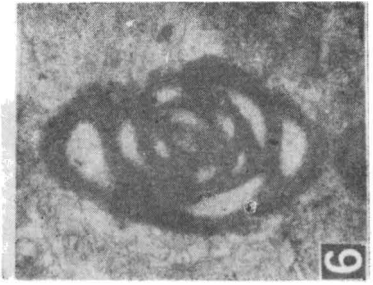
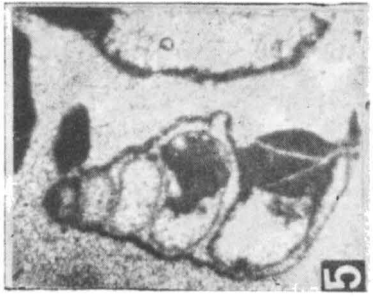
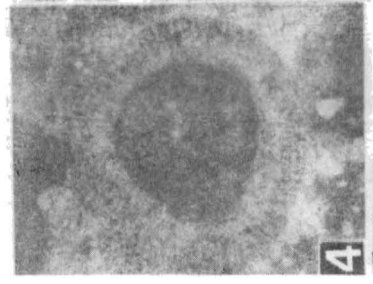
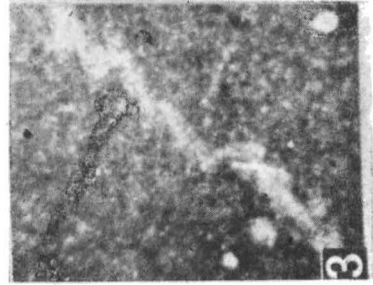
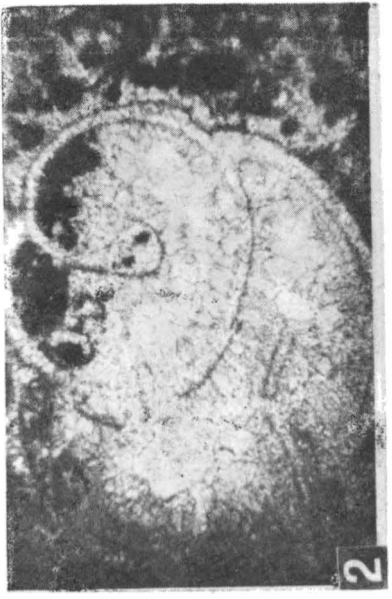
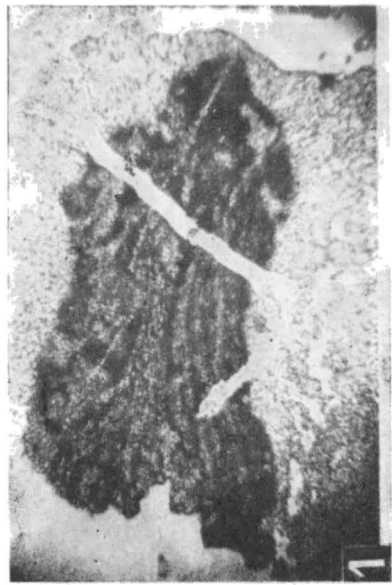
PLAŢA II

- Fig. 1. — Biopelsparit cu *Trocholina cf. elongata* (Leupold). Virsta probabilă : Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Biopellsparite à *Trocholina cff. elongata* (Leupold). Âge probable : Tithonique-Néocomien.
- Fig. 2. — Biopelsparit cu *Trocholina* sp. Virsta : Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Biopellsparite à *Trocholina* sp. Âge : Tithonique-Néocomien.
- Fig. 3. — Biopelsparit cu brizoare? Virsta probabilă : Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Biopellsparite à bryozoires? Âge : Tithonique-Néocomien.
- Fig. 4. — Biopelsparit cu *Trocholina aff. alpina* (Leupold). Virsta probabilă : Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Biopellsparite à *Trocholina aff. alpina* (Leupold). Âge probable: Tithonique-Néocomien.



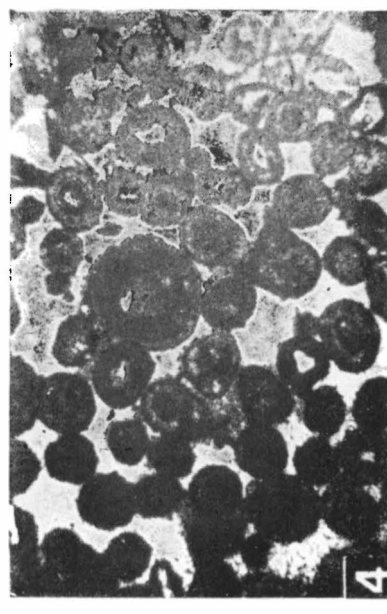
PLANȘA III

- Fig. 1. — Biopelmicrit cu brizoare ciclostomate. Vîrsta probabilă: Tithonic. N II; x 40.
Biopellmicrite à bryozoires cyclostomatés. Âge probable: Tithonique.
- Fig. 2. — Biopelmicrit cu microgasteropode. Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. N II; x 60.
Biopellmicrite à microgastéropodes. Âge probable: Tithonique-Néocomien
- Fig. 3. — Biomicrit (orthomicrit) cu fantome de radiolari calcitizați. Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. (strate de Lunca? — strate de Sinaia). N II; x 40.
Biomicrite (orthomicrite) à phantômes de radiolaires calcitisés. Âge probable: Tithonique-Néocomien. (couches de Lunca? — couches de Sinaia?)
- Fig. 4. — Calcar peletal intrasparitic (pseudoolitic) cu *Carpiostomiosphaera* aff. *borzai* (= *Cadosina*). Vîrsta: Kimmeridgian-Tithonic. N II; x 60.
Calcaire peltoïdes intrabiosparitique (pseudoolithique) à *Carpiostomiosphaera* aff. *borzai* (= *Cadosina*). Âge: Kimmeridgien-Tithonique.
- Fig. 5. — Calcar biopelsparitic cu microgasteropode. Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. N II; x 60.
Calcaire biopellspartique à microgastéropodes. Âge probable: Tithonique-Néocomien.
- Fig. 6. — Calcar biosparitic cu Miliolidae (*Quinqueloculina*?). Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. N II; x 60.
Calcaire biosparitique à Milliolides (*Quinqueloculina*?). Âge probable: Tithonique-Néocomien.



PLANȘA IV

- Fig. 1. — Calcarenit pelmicrosparitic cu alge. Vîrsta: Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Calcarenite pelmicrosparitique à algues. Âge: Tithonique-Néocomien.
- Fig. 2. — Calcarenit peletal microsparitic. Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. N II; x 40.
Calcarenite pelmicrosparitique. Âge probable: Tithonique-Néocomien.
- Fig. 3. — Calcar peletalsparitic. Vîrsta probabilă: Tithonic-Neocomian. N II; x 60.
Calcaire pellsparitique. Âge probable: Tithonique-Néocomien.
- Fig. 4. — Calcar pseudoolitic orthomicrosparitic cenușiu-albicios. Vîrsta probabilă: Jurașic superior-Neocomian. N II; x 25.
Calcaire pseudoolithique orthomicrosparitique blanc-grisâtre. Âge probable: Jurassque sup.-Néocomien.



STUDIUL GEOLOGIC ȘI GEOCHIMIC AL ROCILOR BITUMINOASE OLIGOCENE DIN ZONA CUPRINSĂ ÎNTRE PÎRIUL OZANA ȘI SUHA MARE (CARPAȚII ORIENTALI)

GRĂSU C., CATANĂ C., GRINEA D.¹⁾, IONESI L.²⁾

ABSTRACT

Geological and Geochemical considerations regarding the bituminous oligocene rocks in the region situated between Ozana and Suha Mare. The Work analyses from the geological and special geochemical point the oligocene bituminous rocks in the region situated between Ozana and Suha Mare (Eastern Carpathians) belonging to the last two flysch unites (Tarcău unit and Vrancea unit).

The discussions are based on the chemical, mineralogical analysis of the organic substance to which microelements determinations and calorie power were added.

În cercetările noastre asupra rocilor bituminoase oligocene din Carpații Orientali, începute din anul 1973 am reușit să cuprindem zona de fliș situată între pîriul Tazlău la sud și Suha Mare la nord. Pînă în prezent au fost publicate rezultatele privind zona Calu-Tazlău și Cujețiu-Ozana (Grasu C., Catană C., Grinea D., Ionesi L., 1975, 1976).

În lucrarea de față se prezintă rezultatele investigațiilor referitoare la zona cuprinsă între pîriul Ozana și Suha Mare.

Ca și în anii precedenți am procedat la o cartare exclusivă a Oligocenului pentru a plasa probele atât pe unități tectonice și structuri sinclinale, cît și pe nivele litostratigrafice. În această idee harta geologică, neatașată lucrării de față, cuprinde numai

¹⁾ Stațiunea de cercetări „Stejarul”-Pîncărați.

²⁾ Universitatea Iași, Catedra de Geologie.

structurile sinclinale cu roci oligocene, restul entităților cretacice-paleogene, fiind carfate nediferențiat.

Probele supuse analizelor provin din toate nivelele Oligocenului și anume: menilitele inferioare, mările brune, disodilele inferioare, disodilele și menilitele superioare; în unele cazuri s-au probat și pelitele intercalate la nivelul orizontului gresiei de Kliwa. În total au fost recoltate din această zonă un număr de 61 de probe din care 26 din unitatea de Tarcău și 35 din unitatea Vrancea.

Din probele recoltate s-au determinat: bitumenul A, bitumenul C, pierderea la calcinare, pierderea la pirogenare, uleiul de șist. Puterea calorică inferioară s-a determinat numai pe probele a căror conținut în ulei de șist a depășit 20 l/tonă. Pe un număr de 10 probe, 5 din unitatea de Tarcău și 5 din unitatea Vrancea, luate pe nivele litostratigrafice s-a făcut și analiza chimică a substratului mineral cu care este asociată substanța organică. Probările s-au făcut întotdeauna numai din nivele metrice, mai rar submetrice.

În esență, cercetările noastre au avut ca obiectiv inventarierea rocilor bituminoase, care să ușureze investigațiile de detaliu viitoare și care se vor putea referi în acest fel, în exclusivitate, numai asupra structurilor și nivelelor de interes economic.

Istoricul cercetărilor. Cercetările geologice de primă referință asupra acestei zone, apărute după studiul lui I. Atanasiu din 1939, aparțin lui Th. Joja (1958, 1948, 1952), cărora li s-au adăugat apoi lucrările lui I. Băncilă și V. Aghiorghieseși (1964) și P. Polonic și Gabriela Polonic (1967).

Toate aceste date au fost sintetizate în harta geologică în scara 1/200.000, foile Piatra Neamț și Suceava, în care depozitele cretacice-paleogene dintre Ozana și Suha Mare sînt repartizate, în nomenclatura utilizată de noi, unității de Tarcău și unității Vrancea.

Conform hărții în discuție, unitatea Vrancea între Ozana și Suha Mare cuprinde terminațiile nordice ale semiferestrei Bistrita și ferestrei tectonice Bran-Dumesnic. După observațiile a doi din autorii prezentei lucrări (L. Ionesi, C. Grasu, 1976), în acest sector, unitatea Vrancea apare și între Nemțișor și Suha Mare sub forma unei semiferestre care a fost denumită semifereastră Rîșca. Din acest motiv harta geologică 1/200.000, pentru sectorul în cauză suferă unele modificări, în sensul celor rediate în Fig. 1.

Menționăm că ghidul nostru în urmărirea structurilor sinclinale cu roci oligocene au constituit-o hărțile geologice ridicate de Th. Joja, I. Băncilă și V. Aghiorghieseși.

Cît privesc investigațiile geochimice ele lipsesc pentru regiunea noastră de studiu. Referințele care există privesc zone mai

sudice, dar apropiate, parte aparținând unor cercetări mai vechi (E. Cazimir, M. Dimitriu, O. Pașca, 1935; M.N. Filipescu, N. Socoleanu et al., 1968; M.N. Filipescu, I. Humă, 1971), parte fiind rezultatul cercetărilor noastre anterioare (C. Grasu, C. Catană, D. Grinea, L. Ionesi, 1975, 1976); asupra acestor considerații nu este necesar să mai revenim.

GEOLOGIA REGIUNII

Regiunea studiată cuprinde depozite de vîrstă cretacică, paleogenă și miocenă, repartizîndu-se la două unități tectonice, unitatea de Tarcău și unitatea Vrancea.

Unitatea de Tarcău

Reprezintă cea mai mare parte din zona studiată și la alcătuirea ei participă depozite cretacice, paleocen-eocene și oligocene.

1) *Formațiunile preoligocene*. Cretacicul și Paleocen-Eocenul cuprinde entitățile binecunoscute: Strate cu inoceramii, Strate de Izvor, Strate de Straja, Strate de Sucevița, calcarele de Doamna, Stratele de Bisericiani și gresia de Lucăcești. Coloana respectivă constituie așa-zisul facies marginal specific zonei de bordură a pînzei de Tarcău. Spre vestul pînzei schimbările în condițiile de sedimentare au dus la trecerea faciesului marginal într-un facies intermediar sau de Tazlău, materializat prin substituirea Stratelor de Sucevița și calcarelor de Doamna prin Stratele de Tazlău și a Stratelor de Bisericiani prin Stratele de Plopu.

2) *Oligocenul*. Este destul de restrîns, fiind îndepărtat prin eroziune sau dispărut sub planul de încălecare al unor solzi. El formează în zonă după Th. Joja (1958) mai multe cîte sinclinale și care de la est spre vest sînt: sinclinalul Leghin-Ciungi, sinclinalul Crucea Tomei-Mănăstirea Sihla, sinclinalul Bursunari și Chițigaia de Jos-Bitca Netedă, iar în extremitatea vestică sinclinalul Chițigaia de Sus (Fig. 1).

Litostratigrafic în cadrul Oligocenului au fost deosebite orienturile obișnuite, mai puțin menilitele și disodilele superioare, lipsa lor fiind una din trăsăturile specifice unității de Tarcău din această zonă. Oligocenul respectiv corespunde litofaciesului de Kliwa pentru sinclinalele din extremitatea estică cu treceri pentru cele din vest la un litofacies mixt, de Moldovița.

Tectonic, pînza de Tarcău avansează puternic peste unitatea Vrancea, între pîrul Ceardacului și pîrul Nilului depășind-o în totalitate și luînd contact direct cu molasă pericarpatică. Spre sud și nord retragerea ei corespunde cu dezvoltarea celor două semi-ferestre, Bistrița și Rîșca.

În cele ce urmează ne vom referi numai la zonele sinclinale Leghin-Ciungi și Crucea Tomei-Mănăstirea Sihla. Restul sinclina-

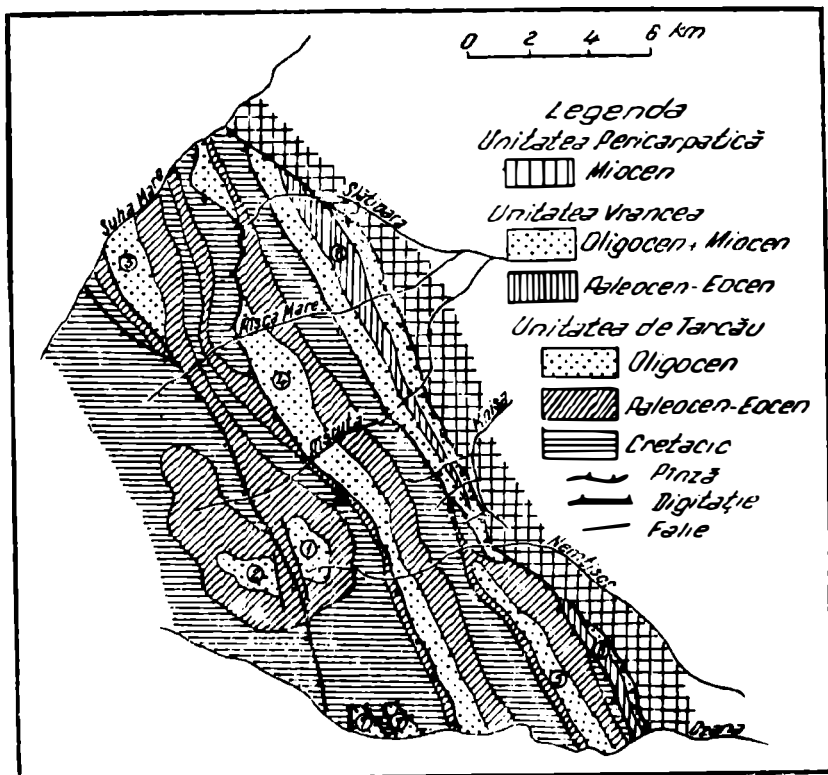


Fig. 1. — Harta geologică a zonei cuprinse între Ozana și Suha Mare (după

harta geologică 1/200.000a Inst. Geol., cu modificările autorilor).
 Unitatea de Tarcău: 1. Sinclinalul Chițigaia de Jos-Bitca Netedă;
 2. Sinclinalul Chițigaia de Sus; 3. Sinclinalul Bursunari; 4. Sinclinalul Crucea Tomli-Mănăstirea Sihla; 5. Sinclinalul Leghin-Ciungi;
 Unitatea Vrancea: 6. Semifereastra Bistrița; 7. Fereastra tectonică Bran-Dumesnic; 8. Semifereastra Rîșca.

Carte géologique de la zone comprise entre Ozana et Suha Mare
 (D'après la carte géologique 1/200.000 de l'Inst. Géol., avec les modifications des auteurs)

Unité de Tarcău: 1. Synclinal Chițigaia de Jos-Bitca Netedă; 2. Synclinal Chițigaia de Sus; 3. Synclinal Bursunari; 4. Synclinal Crucea Tomli-Mănăstirea Sihla; 5. Synclinal Leghin-Ciungi; Unité de Vrancea: 6. Demi-fenêtre Bistrița; 7. Fenêtre tectonique Bran-Dumesnic; 8. Demi-fenêtre Rîșca.

lelor n-au fost probate fie din cauza invaziei faciesului psamitic fie din cauza conținutului slab bituminos al pelitelor oligocene; în unele cazuri, dezvoltarea lor în zonele de interfluviu le face greu accesibile, fiind în mare parte acoperite.

Sinclinalul Leghin-Ciungi

Structura respectivă a fost descrisă încă de *Th. Joja* (1952), după autor, continuind din zona Agapia și pînă la nord de Slătioara sub numele de sinclinalul Bîrca-Leghin-Ciungi. După cum am constatat însă (*L. Ionesi, C. Grasu*, 1976), numai partea sudică a sinclinalului, pînă aproape de valea Nemțșorului aparține pînzei de Tarcău. Restul sinclinalului de la nord de valea Nemțșorului nu numai că nu prezintă nici o legătură cu cel de la sud, dar prezintă un oligocen cu totul aparte, integrîndu-se semiferestrei Rîșca. Am reținut totuși denumirea corespunzătoare sectorului sudic al sinclinalului, respectiv, Leghin-Ciungi. Situat între Ozana și Nemțșor, termenii săi sînt bine deschiși pe pîriul Nilului și pîriul Magherniței, mai puțin pe pîriul Carpenului (Procov).

Menilitele inferioare, sînt în mod obișnuit asociate cu argile disodilice sau chiar disodile; imediat sub marnele brune ele formează un pachet compact, mai redus ca grosime pe flancul estic, unde atinge abia 1-1,5 m (pîriul Nilului) și cu o grosime mai mare pe cel vestic, de 2,5-3 m și chiar 10 m pe pîriul Carpenului.

Marnele brune bituminoase, formează un pachet de 16-20 m sau chiar 30-35 m (pîriul Magherniței). Pe flancul vestic se observă schițarea unui al doilea nivel de marne la o distanță stratigrafică de 10-15 m de nivelul bazal, care însă nu depășește ca grosime 2 m.

Disodilele inferioare, prezintă tipuri litologice variate, de la disodile puternic bituminoase, în plachete, casante, la disodile maronii, nisipoase, slab bituminoase și chiar argile disodilice. Disodilele inferioare se reduc mult în grosime pe flancul vestic, lucru observat spre cele două extremități ale sinclinalului (pîriul Carpen și pîriul Nilului), în timp ce în zona sa mediană (pîriul Maghernița) se extind mult în detrimentul faciesului psamitic, kliwiform.

Orizontul gresiei de Kliwa prezintă reduceri și dezvoltări, în general însă, atîngînd grosimi de peste 100 m. De remarcat lipsa faciesului conglomeratic.

Considerații tectonice. Conform hărții geologice 1/200.000, foaia Piatra Neamț structura respectivă este afectată pe flancul vestic de o falie care aduce depozitele cretacic-paleocene în contact cu Oligocenul.

Din observațiile noastre reiese că flancul vestic al acestui sinclinal se dezvoltă normal, gresiei de Lucăcești, urmîndu-i subiacent Stratele de Bisericanj (pîriul Carpenului, pîriul Maghernița, pîriul Nilului). În consecință, falia respectivă dacă există ca realitate, credem că se plasează ceva mai la vest, laminînd probabil depozitele eocene, inclusiv parte din Stratele de Bisericanj; în

aceiași sens este figurată și de *P. Polonic* și *Gabriela Polonic* (1967).

Sinclinalul respectiv este o cută cu deversare estică, cu terminația perisinclinală în zona dintre pîriul Niluluș și valea Nemțisorului; în acest sens nu are nici o legătură cu fișa de Oligocen care apare pe pîriul Afinișului și care aparține semiferesrei Rîșca (L. Ionesi, C. Grasu, 1976).

Sinclinalul Crucea Tomei-Măndăstirea Sihla

Se desfășoară între Ozana și Rîșca Mare, pe circa 17 km lungime, fiind bine deschis pe Rîșca Mare și Rîșcuța. În valea Ozanei și Nemțisorului lipsesc deschiderile, succesiunile fiind în schimb, interceptate pe unii din afluenții acestora și anume pe pîriul Dobreanu și Dobrenașul și respectiv pîriul Bortei și Jacotele.

Baza Oligocenului este bine deschisă pe pîriul Dobrenaș, Dobreanu și Rîșcuța unde se observă clar pachetul compact de menilite inferioare care au 8-12 m grosime. Spre baza acestui nivel, argilele disodilice prezintă intercalații de marne cafenii submertrice pînă la 1,5 m (pîriul Dobreanu, proba 415).

Marnele bituminoase, puternic silicifiate ating uneori 38 m grosime (pîriul Dobreanu), mai frecvent 8-15 m. O situație aparte am întîlnit pe pîriul Rîșcuța. Aici nivelul din bază de peste menilitele inferioare are abia 7 m, în timp ce la 60 m distanță stratigrafică, în masa disodilelor inferioare intervine un al doilea nivel de marne care atinge 12 m grosime. După circa 5 m de disodile și gresii silicioase apar din nou marne brune, puternic menilitizate pe numai 2,5 m.

Disodilele inferioare prezintă aceleași variații litologice, de la disodile veritabile, puternic bituminoase, întîlnite mai ales pe flancul vestic al sinclinalului (Ghezunoaia, Rîșcuța) și pînă la disodile nisipoase, grezoase, argile slab disodilice și chiar argile. Au fost observate și aici disodile negre, cărbunoase cu oglinzi de fricțiune.

Peste marnele brune bituminoase urmează în masa disodilelor inferioare un pachet de menilite, care atinge 10 m grosime pe pîriul Dobrenașul, 12 m pe Dobreanu și 4 m pe pîriul Nemțisor; nivelul respectiv de menilite aparține flancului estic.

Orizontul de Kliwa este bine dezvoltat și se detașează net. Atinge 180-200 m sau mai mult (Ghezunoaia, Rîșcuța, Rîșca Mare, Dobreanu). Pe pîriul Rîșca Mare la acest nivel apar intercalații de argile cenușii și gresii curbicortioale.

Sub raport structural, *Th. Joja* (1958) consideră sinclinalul respectiv drept o cută cu succesiunile complete de la Oligocen la Eocen pe ambele flancuri. Din harta autorului reiese că de la valea Nemțisorului spre nord cuta suferă o dedublare prin apariția unei bolte anticlinale.

După harta 1/200.000, sinclinalul respectiv este afectat pe flancul de vest de o falie cu încălecare, după care, între Ozana și sud de pîriul Rîșcuța, Oligocenul, în parte laminat, ia contact cu depozitele eocen inferioare. Începînd cu valea Rîșcuței spre nord are loc o redresare a flancului vestic al sinclinalului confirmată de apariția la zi, treptată, nu numai a Oligocenului dar chiar și a Stratelor de Bisericiani. Odată cu redresarea flancului respectiv falia se deplasează spre vest și rămîne la nivelul diferiților termeni ai Eocenului.

Din observațiile noastre reiese că laminarea puternică se produce între Rîșcuța și Nemțisor cît și în valea Ozanei. Menționăm că pe pîriul Jacotele au fost observate marnele brune ale flancului vestic, ce e drept puternic tectonizate și deranjate. Faptul demonstrează că între Ozana și Nemțisor accidentul respectiv își reduce din amploare, pe o porțiune redusă, neafectînd depozitele oligocene de peste marnele brune. La nord de Rîșca Mare falia respectivă se îndreaptă puternic spre NE, retezînd oblic întreaga suită eocen-oligocenă; în situația respectivă ea jalonează fruntea unui solz.

Unitatea Vrancea

După cum am văzut, în regiunea studiată unitatea Vrancea este constituită din extremitatea nordică a semiferestrei Bistrița, terminația nordică a ferestrei Bran-Dumesnic și semifereastră Rîșca.

Atît în cazul semiferestrei Bistrița, dezvoltată aici între Ozana și pîriul Maghernița, afluent al Nemțisorului, cît și în cel al ferestrei Bran-Dumesnic, din zona localității Pițiligeni, succesiunile oligocene n-au putut fi urmărite fie din cauza depozitelor deluviale groase, fie din cauza aluviunilor cuaternare care le acoperă. Probele analizate provin în exclusivitate din semifereastră Rîșca.

Semifereastră Rîșca se înscrie în cea mai mare parte în bazinul pîriului cu același nume (Slătioara, Rîșcuța, Moîșa) și numai pe un sector foarte redus în bazinul Nemțisorului.

Ea a fost confurată și descrisă litostratigrafic și tectonic într-o lucrare anterioară (L. Ionesi, C. Grasu, 1976), în cît de data aceasta nu revenim decît cu unele observații generale.

Cele mai vechi depozite în această semifereastră sînt Stratele de Bisericiani, eocene, iar cele mai noi Stratele de Gura Șoimului, miocene. Oligocenul prezintă trăsături specifice unității Vrancea și care-l deosebesc net de cel din unitatea de Tarcău de la vest.

Dintre aceste particularități menționăm: reducerea în grosime a menilitelor inferioare, apariția celui de-al doilea nivel de marne brune la circa 25-30 m mai rar 50-60 m distanță stratigra-

fică de baza Oligocenului, în masa disodilelor inferioare; caracterul grezos-nisipos, uneori conglomeratic al disodilelor inferioare; reducerea în grosime a gresiei de Kliwa, avînd obișnuit 20-40 m, mai rar 80-100 m, asociată uneori cu conglomerate dezvoltate lenticular; prezența orizontului de menilite și disodile superioare.

Ceea ce caracterizează însă semifereasfra Rîșca sub raport stratigrafic sînt Stratele de Gura Șoimului, întîlnite în axele sinclinale, cu grosimi de la 11-12 m (pîriul Comorii), pînă la 70-80 m (Trestioara, Rîșcuța) sau chiar 100 m (Slătioara).

Trebuie să consemnăm că Stratele de Gura Șoimului din acest sector au fost considerate de autorii anteriori drept conglomerate situate la partea superioară a disodilelor și menilitelor superioare.

Structural, în cadrul semifereestrei se pun în evidență de la vest spre est următoarele elemente plicative: sinclinalul Plopu-Văcăria, anticlinalul Gruicul-Comorii și sinclinalul Afiniș-Trecătoarea.

Închiderea semifereestrei atît la nord între Slătioara și Suha Mare cît și la sud în zona de interfluviu dintre pîriul Nilului și pîriul Afiniș (bazinul Nemțisorului) se datorește avansării accentuate spre est a unității de Tarcău, unde stratele cu inocerami-Strate de Izvor iau contact cu helvețianul molasei pericarpafice

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE

Analiza chimică a suportului mineral. Am supus în acest scop analizelor geochimice probe din fiecare nivel litostratigrafic pentru ambele unități, cite 5 din fiecare (Tabel I, II). La selecția probelor, pe lîngă criteriul stratigrafic s-a mai avut în vedere conținutul în materie organică, alegîndu-se probele care au dat cantități mai mari de ulei de sist.

În ce privește componenții anorganici majori nu se remarcă deosebiri esențiale în ponderea acestora pe nivele în cadrul unităților cu excepția marnelor brune, în care conținutul în CaO, după cum este și normal este cu mult mai mare: în unitatea de Tarcău — 21,91%, iar în unitatea Vrancea — 27,44%.

Pe lîngă analiza componenților anorganici majori s-au de-

TABELUL I

Rezultatele analizelor componentilor anorganici
Résultats d'analyses des composants inorganique

Componentii %	Menilita Inf.	Marne brune	Disodile inf.		Disodile din gresle de Kilwa
	Unitatea de Tarcău				
Probe	314	318	328	425	332
SiO ₂	61,42	35,75	47,10	43,92	36,20
TiO ₂	0,75	0,10	0,68	0,72	0,47
Al ₂ O ₃	13,65	13,01	10,27	10,25	8,52
FeO	1,29	0,81	0,94	1,21	2,91
Fe ₂ O ₃	4,23	2,93	6,81	6,79	1,98
MnO	0,009	0,016	0,015	0,007	0,005
MgO	2,36	2,36	1,71	1,56	1,29
CaO	1,58	21,91	1,36	1,35	0,82
Sulf total	2,33	1,58	3,10	2,54	1,28
Nedeterm.	5,00	3,01	4,60	3,19	2,89
P.C.	9,71	20,08	26,52	31,00	44,92

Componentii %	Menilita Inf.	Marne brune	Disodile inf.		Menilita și diso- dile superioare
	Unitatea de Vrancea				
Probe	611	612	625	650	649
SiO ₂	66,92	31,53	56,78	59,34	50,87
TiO ₂	0,57	0,23	0,76	0,70	0,50
Al ₂ O ₃	13,98	14,72	14,12	12,20	9,59
FeO	0,97	1,21	1,06	0,96	1,67
Fe ₂ O ₃	3,30	1,81	6,15	7,27	3,66
MnO	0,009	0,05	0,017	0,009	0,007
MgO	1,71	2,88	2,60	2,85	2,32
CaO	0,53	27,44	1,10	2,05	1,84
Sulf total	2,17	4,13	1,13	0,98	1,14
Nedeterm.	3,25	3,98	3,02	4,65	3,40
P.C.	8,86	16,15	14,39	9,97	26,09

terminat și elementele minore din aceleași probe (Tabel II). Aceste determinări sînt în evidență oarecari deosebirii în conținuturile

TABELUL II

Rezultatele determinărilor elementelor minore
Résultats des détermination d'éléments mineurs

Elemente minore/ p.p.m. Probe	Menilite inf.	Marne brune	Disodile inf.		Disodile din gresie de Kliw
	Unitatea de Tarcău				
	314	318	328	425	332
Cu	40	30	250	300	180
Pb	15	10	20	25	25
Zn	200	80	80	120	70
Ag	—	0,3	0,5	1,0	0,4
Co	5	u	25	30	15
Ni	80	40	250	300	250
Cr	100	60	80	100	150
Mo	5	4	600	800	100
V	80	25	250	400	300
B	400	180	300	250	1000
Mn.	80	200	100	120	80

Elemente minore/ p.p.m. Proba	Menilite inf.	Marne brune	Disodile inf.		Menilite și disodile sup.
	Unitatea de Vrancea				
	011	012	025	050	049
Cu	20	25	150	100	60
Pb	—	—	15	20	10
Zn	50	—	150	130	50
Ag	u	—	0,6	u	u
Co	u	—	20	3	u
Ni	20	25	200	150	100
Cr	50	20	120	120	130
Mo	7	12	40	30	35
V	50	30	150	180	200
B	100	—	225	300	250
Mn	60	500	150	50	70

acestora pe uniități, în sensul că în cazul unității de Tarcău ele sînt ceva mai ridicate ca valori. Faptul s-ar putea explica fie prin apropierea mai mare a acestui sector al geosinclinalului de uscatul central-carpatic, fie prin gradul de bituminizare mai ridicat al pelitelor din unitatea de Tarcău, cu consecințe favorabile asupra acumulării și conservării lor.

Mediul reducător a permis conservarea elementelor respective ca sulfuri (Cu, Zn, Ag), ca constituienți izomorfi (Ca, Ni, Cr, Mn), sau formînd componenți organometalici (Ni, Mo, V). Abundența relativă a B₀ în rocile analizate ar putea fi pusă în legătură cu gradul de salinitate ridicat al mării. În ambele cazuri se observă o carență în microelemente a marelor brune, ceea ce confirmă concluziile noastre anterioare (C. Grasu, C. Catand, D. Grinea, L. Ionesi, 1976). Singur, manganul face excepție de la această regulă, atîngînd valorile maxime în marnele bituminoase, fapt explicabil prin substituirea izomorfă a Ca de către Mn din calcită.

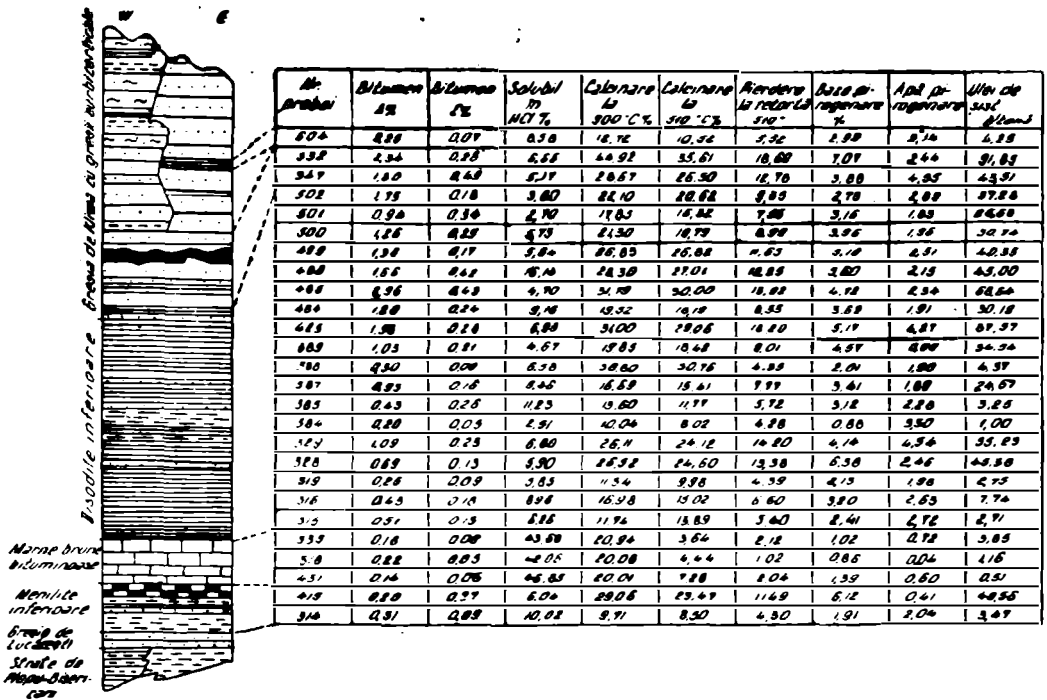
Pentru identificarea componenților mineralogici ai pelitelor bituminoase s-au efectuat un număr de 7 analize cu raze X. Rezultatele acestor determinări indică prezența cuarțului în proporții cuprinse între 10-35%, a mineralelor argiloase (illit, montmorilonit), în proporții ceva mai mari, 25-40%. Se observă conținuturi mai ridicate în minerale argiloase a pelitelor oligocene din unitatea de Tarcău (30-40%), comparativ cu a celor din unitatea Vrancea (20-30%), fapt corelabil și cu diferențele gradului de bituminizare. De asemenea, s-a pus în evidență prezența feldspatilor, micelor și cloritului în cantități mai mici (5%). Pirita este prezentă aproape în toate probele, cu excepția marelor brune și a celor sărace în substanță organică.

Analiza componenților organici. Componenții organici au fost analizați dintr-un număr de 61 de probe, 26 din unitatea de Tarcău și 35 din unitatea Vrancea. Repartiția lor pe nivele stratigrafice se poate vedea în tabelele III și IV. Ca și în anii precedenți s-au determinat aceiași parametri, redați în tabelele III și IV.

Bitumenul A. Ca și în cazul zonelor de la sud, pelitele unității de Tarcău sînt cele mai bogate în substanță organică (0,95% media bitumenului A, față de 0,52% pentru unitatea Vrancea). Dintre orizonturile unității de Tarcău disodilele inferioare se înscriu cu cea mai mare medie a bitumenului A (1,09%), în timp ce media pentru marnele brune este de numai 0,18%. În cadrul unității Vrancea media cea mai ridicată a bitumenului A este înfîlnită în menilitele și disodilele superioare (0,60%), iar cea mai mică, de asemenea, în marne (0,294%).

Bitumenul C, se găsește în cantități mai mici și prezintă variații pe probe și nivele în același sens cu bitumenul A.

Fracțiunea minerală solubilă în HCl (10%), este alcătuită în cea mai mare parte din carbonați. Valorile maxime după cum e și normal corespund marelor brune (44,19% — unitatea de Tar-



Tabel III. — Unitatea de Tarcău: sinclinalul Crucea Tomii-Mănăstirea Sihla și Leghin-Ciungi. Rezultatele analizelor.
Unité de Tarcău: synclinal Crucea Tomii-Mănăstirea Sihla et Leghin-Ciungi. Résultats d'analyses.

cău: 46,23% — unitatea Vrancea). În restul petrelor oligocene continuurile în carbonați sint relativ uniforme și în general sub 10%.

Uleiul de sist. Din rezultatele obținute se observă conținuturi mai mari de ulei de sist în disodiilele unității de Tarcău, mediu — 27,39 l/tonă, în timp ce media pentru unitatea Vrancea este de numai 13,93 l/tonă.

ele se explică prin natura pelitelor respective, fiind vorba de disodile compacte, lucioase, cu patină cărbunoasă. De cele mai multe ori însă, intercalațiile respective nu depășesc o grosime de 0,5-1,5 m.

Cît privește valoarea redusă a probei 604, ea este firească, intrucît în zona pîriului Rîșca Măre în cadrul sinclinalului Crucea Tomei. Mănăstirea Sihla avem de a face cu o trecere a litofaciesului de Kliwa spre unul mixt, pelitele bituminoase și gresia de Kliwa avînd tendința de substituire prin argile și gresii curbicorticale.

Menilitele inferioare ale unității de Tarcău se înscriu cu o medie a conținutului de ulei de șist de 26,51 l/tonă. Media respectivă rămîne însă ne semnificativă din două motive. În primul rînd ea provine din numai două probe, 415 și 314, ambele cu conținuturi de ulei foarte diferite (49,56 l/tonă și 3,47 l/tonă) și în al doilea rînd intervine ponderea redusă a pelitelor bituminoase în cadrul orizontului respectiv. Așa, spre exemplu, proba 415 provine din marnele cafenii (1,5 m grosime) de sub menilitele compacte, iar 314 din disodilele intercalate acestora ca nivele de 1-3 m (sinclinalul Leghin-Ciungi).

Din probele aparținînd unității Vrancea s-au obținut cantități medii de ulei de șist mai mici: 6,78 l/tonă din disodilele menilitelor inferioare, 12,52 l/tonă din disodilele inferioare și 16,66 l/tonă din menilitele și disodilele superioare.

Din totalul probelor analizate, 4 se situează prin conținutul în ulei de șist peste limita de exploatabilitate, iar altele 5 sînt foarte apropiate de această limită; cu excepția probei 460, restul aparțin în exclusivitate unității de Tarcău (Tabelele III, IV).

Pierderea în greutate la pirogenare. În timpul pirogenării șisturilor în retorta Fischer se mai obțin pe lîngă ulei, gaze și apă. Însumarea lor constituie pierderea în greutate la pirogenare. Reziduul rămas conține pe lîngă partea minerală a rocii un rest organic cărbunos, recuperabil sub raport termic în cazul arderii în bomba calorimetrică. Media pierderii în greutate la pirogenare este mai mare în cazul probelor din unitatea de Tarcău (8,59%), comparativ cu cele din unitatea Vrancea (6,41).

Pierderea în greutate la calcinare. Calcinarea la 510° distruge în întregime substanța organică, elimină apa de cristalizare, o parte din apa de constituție și descopune sulfurile. În principal, această pierdere în cazul pelitelor bituminoase reprezintă conținutul de substanță organică. S-a ales temperatura de calcinare de 510°, egală cum temperatura de pirogenare pentru a se putea calcula restul organic de pirogenare.

Media pierderii în greutate la calcinare, deci conținutul în substanță organică este mai mare ca și în cazul celorlalți indici

pentru probele din unitatea de Tarcău (18,45% față de 12,42% pentru unitatea Vrancea).

Raportul dintre pierderea la calcinare la 510° și procentul de ulei de șist poate constitui un criteriu al calității materiei organice conținută. Cu cât acest raport este mai mic, deci randament în ulei mai mare, cu atât conținutul în H al substanței organice este mai mare, ceea ce permite obținerea unei cantități sporite de hidrocarburi prin pirogenare. Din acest punct de vedere s-ar putea considera că substanța organică conținută în rocile aparținând unității de Tarcău este mai bogată în hidrogen, raportul PC 510°/ulei%, este de 6,6 față de 9,0 pentru unitatea Vrancea. Pentru marnele brune bituminoase din cele două unități raportul respectiv este identic (28,4; 28,0), ceea ce demonstrează că transformarea materiei organice în ulei de șist se face cu același randament.

Reziduul de pirogenare. S-a determinat prin calcul ca diferențe dintre pierderea la calcinare la 510° și pierderea în greutate la pirogenare. Valorile reziduului organic, așa cum rezultă din tabelele III și IV se corelează cu ceilalți indici organici.

Gazele de pirogenare. În procesul pirogenării rezultă și gaze, acestea reprezentând un amestec de hidrocarburi ușoare, H₂S, CO, CO₂, etc. Proporția ridicată de hidrocarburi din aceste gaze face ca ele să ardă cu ușurință. Gazele au fost determinate cantitativ pentru fiecare probă în parte.

Apa de pirogenare. S-a determinat simultan cu obținerea uleiului de șist prin condensarea produselor de pirogenare și separarea ei de ulei cu cloroform în pilnia de separare. Apa provine atât din descompunerea substanței organice cât și din substratul mineral unde se găsește sub formă de apă de constituție în mineralele argiloase și în mai mică măsură ca apă de cristalizare în mineralele hidratate. Datele sînt cuprinse în tabelele III și IV.

Puterea calorică. S-a determinat puterea calorică superioară din probele care au depășit conținuturile în ulei de șist de 20 l/tonă. Pentru unitatea de Tarcău puterile calorice s-au situat între 975-2150 Kcal/kg, în timp ce pentru unitatea Vrancea ele au indicat valori ceva mai scăzute, respectiv între 280-1570 Kcal/kg (Tabelul V).

Se poate observa că puterile calorice se corelează cu conținuturile în substanță organică redată prin pierderea la calcinare (510°). Unele abateri s-ar putea explica prin suprapunerea în timpul arderii în bomba calorimetrică a unor procese endoterme, caracteristice unora din mineralele argiloase (illit, montmorillonit) și care sînt prezente în pelitele oligocene în proporție destul de mare (30-40%).

TABELUL V

*Puterea calorică și corelarea ei cu pierderile la calcinare
și uleiul de șist*

*Puissance calorifique et sa correlations avec certains
indices géochimiques*

Nr. probel

Unitatea de Tarcău

	Pierdere la calcinare (510°)	Ulei de șist l/tonă	Putere calorică Kcal/kg
332	35,61	91,85	2150
347	25,50	43,51	1920
501	16,32	25,63	1010
502	20,62	37,28	1330
499	26,82	40,35	1760
486	27,01	45,00	19,80
484	18,19	30,19	1070
425	29,06	87,57	2025
389	18,42	3454	1120
387	15,41	24,67	975
329	24,12	55,23	1750
328	24,60	45,38	1695
415	23,47	49,56	1570

Unitatea de Vrancea

649	25,19	30,42	1515
461	16,01	21,34	690
460	26,44	40,63	1570
459	20,10	33,04	1225
381	13,29	22,04	465
359	17,60	35,81	1170
358	15,56	24,22	870
355	13,53	25,66	475
625	12,29	22,76	320
613	12,09	21,18	280
479	14,69	37,88	745

Trebuie să menționăm că unele puteri calorice par oarecum ridicate în raport cu valorile care se cunosc pentru rocile oligocene din alte zone ale Carpaților Orientali. Este posibil ca unele valori ce par mai ridicate să se datoreze neomogenizării amestecului rocă-acid benzoic, amestec utilizat pentru declanșarea arderii în bomba calorimetrică și, în primul rând, probării selective a disodidelor.

Studiul componentei organice a fost completat și în această etapă prin executarea spectrelor în infraroșu, în scopul de a pune

în evidență tipurile de hidrocarburi care au participat la alcătuirea rocilor bituminoase. Aceste spectre I.R. relevă vibrațiile legăturilor C-H din grupa metilen ($>CH_2$).

Absorbțiile în regiunea $2800-3000\text{ cm}^{-1}$ a spectrului I.R. atestă prezența vibrațiilor de valență δ CH_2 simetrice și δ CH_2 asimetrice, primele reduse în intensitate față de cele asimetrice, dar ambele ilustrate prin benzi de amplitudine mică, din cauza cantităților mici de amestecuri de hidrocarburi prezente în probe. Aceste benzi de absorbție sînt caracteristice moleculelor polare ale hidrocarburilor saturate aciclice, liniare, cu catene normale de 6-36 atomi de carbon, cu formula generală $C_n H_{2n+2}$. La acest tip de hidrocarburi intensitatea benzilor grupelor CH_2 crește proporțional cu lungimea catenei deci partea organică a probelor în discuție este constituită din hidrocarburi cu număr redus de atomi de carbon.

În probele analizate nu au fost evidențiate benzile vibrațiilor de deformare ale grupei metilen sau altor grupe, ceea ce conduce la ideea că, ori lipsesc alcanii superiori ca număr impar de atomi de carbon și punțile de hidrogen sau benzile respective sînt mascate de benzile altor grupări neidentificate însă din cauza cantităților extrem de mici din alte hidrocarburi în amestec. Lipsa vibrațiilor de deformare cit și intensitatea redusă a celor de valență, presupune existența unor molecule puțin labile deci care se rup foarte greu și în care numărul grupelor CH_2 este superior celui de grupe CH_3 .

Comparînd spectrele I.R. executate în anii anteriori pe probe aparținînd aceluiași unități, cu cele prezente, observăm o asemănare evidentă, materializată prin existența continuă a benzilor de absorbție de intensitatea slabă, în domeniul $2800-3000^{-1}$.

Spectrele I.R., aparținînd probelor de ulei de șist și bitumen A se deosebesc net de cele ale părții organice din rocile bituminoase corespunzătoare prin benzi de absorbție de intensități remarcabile, caracteristice vibrațiilor de valență și de deformare ale grupelor metilen și metil, ceea ce presupune că, în eventualitatea extragerii uleiului de șist din rocile bituminoase, acesta va putea fi ușor supus crăcării catalitice sau termice în scopul obținerii unor fracțiuni de hidrocarbură lichide cu 6-15 atomi de carbon în moleculă.

C O N C L U Z I I

Structural-geologic, regiunea studiată aparține la două mari unități tectonice, unitatea de Tarcău și unitatea Vrancea;

Unitatea de Tarcău cuprinde depozite cretacice, paleocenocene și oligocene, ultimele fiind prezente prin orizonturile clasice, mai puțin disconile și menilitele superioare; oligocenul

formează în zonă mai multe cute sinclinale, din care au fost urmărite în principal sinclinalul Crucea Tomii-Mănăstirea Sihla și sinclinalul Leghin-Ciunghi ;

Unitatea Vrancea constituie aici parte din fereastra Bran-Dumesnic și semiferestrele Bistrița și Rîșca. Au fost urmărite și probate numai pelitele oligocene din semifereastra Rîșca ;

Au fost analizate din cadrul Oligocenului, menilitele inferioare, marnele brune, disodilele inferioare, disodilele din gresia de Kliwa și menilitele și disodilele superioare, în total 61 de probe ;

Analiza substratului mineral a evidențiat deosebiri între pelitele celor două unități, în sensul unor conținuturi mai ridicate în microelemente pentru cele din unitatea de Tarcău ; componenții anorganici majori se mențin în limite valorice relativ apropiate pentru ambele unități ;

Cel mai ridicat nivel de bituminizare îl prezintă disodilele inferioare din unitatea de Tarcău fapt relevat atât de randamentul mai ridicat în ulei de șist (27,89 l/tonă pentru unitatea de Tarcău comparativ cu 13,93 l/tonă pentru unitatea Vrancea) cât și de valorile puterilor calorice (975-2150 Kcal/kg în unitatea de Tarcău ; 280-1570 Kcal/kg — pentru unitatea Vrancea) ;

Din totalul celor 61 de probe analizate, situația conținutului în ulei de șist se prezintă astfel :

0— 5 l/tonă	19 probe
5—10 "	11 probe
10—25 "	11 probe
20—50 "	16 probe
50—100 "	4 probe

Un număr de 8 probe se situează peste limita de exploata-bilizate sau este foarte apropiată de aceasta ;

În investigațiile viitoare vor trebui urmărite cu preponderență structurile sinclinale din unitatea de Tarcău și în special sinclinalul Crucea Tomii-Mănăstirea Sihla.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I. (1939) — Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginale Moldave. *Ann. Soc. de l'Univ. de Jassy*, t. XXV/1, Iași.
- BANCILĂ I., AGHEORGHIESEI V. (1964) — Observațiuni noi asupra flișului dintre Valea Suha Mare și Valea Moldovei. *An. Com. Geol.*, XXXI/2, București.
- CAZIMIR E., DUMITRIU M., PAȘCA V. (1935) — Etude chimique de quelques schistes menilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpatés Orientales. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XX, București.

- FILIPESCU M.N., HUMĂ I. (1971) — Contribuții la studiul substanței organice din formațiunile geologice ale unității externe a flisului situată la sud de Piatra Neamț. *St. și Cercet. de Geol., Geol., Geogr., seria Geol., t. 16/2, București.*
- FILIPESCU M.N., SOCOLEANU M. et al. (1968) — Colectare de șisturi bituminoase din Carpații Orientali, Carpații Meridionali și Bazinul Transilvaniei. *Raport Geol. Arh. Inst. Geol., București.*
- GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1975) — Studiul geologic și geochimic al șisturilor bituminoase oligocene din semifereastra Bistriței, zona dintre Calu și Tazlău. *Lucrările Stațiunii „Stejarul”, vol VI, Piatra Neamț.*
- GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1976) — Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene din zona cuprinsă între pîrful Cuejdiu și Ozana (Carpații Orientali). *Anuarul Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț, vol. III, seria Geol. Geogr., Piatra Neamț.*
- GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1977) — Studiul geologic și geochimic al rocilor bituminoase oligocene din zona cuprinsă între pîrful Calu și Cuejdiu (Carpații Orientali). *Lucrările Stațiunii „Stejarul”, vol VII (sub tipar).*
- IONESI L., URSE RODICA (1971) — Contribuții la studiul geochimic al rocilor bituminoase oligocene din semifereastra Bistriței. *Lucrările Stațiunii „Stejarul”, vol. IV, seria Geol.-Geogr., Piatra Neamț.*
- IONESI L., GRASU C. (1976) — Prezența unității Vrancea între Suha Mare și Nemțșor (Carpații Orientali). *Anuarul Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț, vol. III, seria Geol.-Geogr., Piatra Neamț.*
- JOJA TH. (1948) — Recherches géologiques dans le bassin du Neamtzu (Ozana et Rîșca). *C.R. Inst. Géol. Roum., XXIX (1940-1941), București.*
- JOJA TH. (1952) — Cercetări geologice într-o valea Rîșca și valea Agapia. *An. Com. Geol. XXIV, București.*
- JOJA TH. (1958) — Recherches géologiques entre des valées de Rîșca et d'Agapia. *Ann. du Com. Géol., t. XXI-XXV (résumé), București.*
- POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1967) — Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D.d.S., Com. Geol., LII/3, București.*

ETUDE GÉOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES ROCHES BITUMINEUSES OLIGOCENES DE LA ZONE COMPRISE ENTRE OZANA ET SUHA MARE

RÉSUMÉ

L'ouvrage présente les résultats de l'étude géologique et géochimique des roches bitumineuses oligocènes de la zone mentionnée. Elle comprend des dépôts crétacés, paléogènes et miocènes, répartis chez deux unités structurales distinctes, l'unité de Tarcău et l'unité de Vrancea.

Etant donné l'objectif de cet ouvrage, ils n'ont pas été analysés en détail que le dépôts oligocènes et qui ont été poursuivis sur les plis synclinaux.

Dans le cadre de l'unité de Tarcău les dépôts oligocènes présentent les suivantes entités lithostratigraphiques: ménillites inférieures, marnes brunes bitumineuses, dysodiles inférieures et grès de Kliwa. Comme une particularité de cette unité on mentionne le manque de ménillites et dysodiles supérieures et la substitution vers l'ouest du faciès bitumineuses et du grès de Kliwa par des argiles et des grès coulborlticaux. Dans le cadre de cette unité ont été délimités et éprouvés pour analyses géochimiques des dépôts oligocènes

des plis synclinaux de Crucea Tomii—Mănăstirea Sihla et Leghin—Ciungl.

L'unité de Vrancea de ce secteur apparaît de sous la nappe du Tarcău sous la forme de demi-fenêtre et fenêtre tectonique. C'est connue la demi-fenêtre de Bistrița et de la partie nordique de la fenêtre tectonique Bran—Dumesnic à celles-ci s'ajoutent par l'étude de deux auteurs de ce présent ouvrage (L. Ionesi, C. Grasu, 1976) la demi-fenêtre de Rîșca située entre la rivière Nemțisor et Suha Mare.

Dans le demi-fenêtre Rîșca les plus anciens dépôts sont les Couches de Bisericani, éocènes et les plus nouveaux les Couches de Gura Șoimului, miocènes.

Des deux unités ont été analysées 61 épreuves desquelles on a déterminé: les composants inorganiques majeurs, les éléments mineurs, le composant minéralogiques, ainsi que les composants organiques (bitumène A, bitumène C fraction soluble dans HCl, huile de schistes, perte à la pyrogenation, perte à la calcination, gaz, eau et puissance calorifique).

En ce qui concerne la quantité d'huile de schiste, 21 épreuves ont donné des contenus d'huile entre 20-50 l/tonne et à 4 épreuves au-dessus de 50 (91,85; 68,64; 87,57; 55,23 l/tonne). Il a été déterminé la puissance calorifique sur les épreuves dont le contenu en huile de schiste a dépassé 20 l/tonne. Des 25 épreuves, 16 ont donné des puissance calorifique au-dessus de 1000 Kcal/kg, le maximum atteignant 2150 Kcal/kg.

En conclusion, les niveaux de roches les plus bitumineuses se trouvent dans les dysodites inférieurs de l'unité de Tarcău et dans les dysodites associés aux ménilites supérieurs dans l'unité de Vrancea. Par leurs puissance calorifiques élevées, ils peuvent intéresser dans la thermofication, la cendre ayant des contenu significatif en V, B et Mo.

VIRSTA STRATELOR DE GURA ȘOIMULUI DIN SEMIFEREASTRA HUMORULUI

LIVIU IONESCU¹⁾ și NECULAE GHEȚA²⁾

ABSTRACT

Age of Gura Șoimului Beds from the Humor half-window. The Gura Șoimului Beds close the succeslon of Flysch deposits from the Humor half-window; they contain an association of Foraminifera and nannoplankton that shows their Upper Aquitanian-Lower Burdigalian age.

Prezența stratelor de Gura Șoimului în cuprinsul semifereștrei Humorului, și semnificația lor în delimitarea ei față de pînza de Tarcău, a fost relevată de Ionescu (1977, 1977a). Aceste depozite apar pe întregul areal al semifereștrei, respectiv, în sinclina-
lele „Poiana Făget-Isachia”, „Virvata” și „Bogdăneasa”, în care succed disodilele și menilitele superioare.

Litologic, sînt formate dintr-o alternanță ritmică de marne cenușii, argile verzi, argilife nisipoase cenușii și gresii calcaroase, glauconitice, micacee, cenușii, în strate centimetrice, cu textură curbicorticală și hieroglife pe talpă. Există și cîteva strate de gresii, ceva mai grosiere, cu o grosime pînă la 40 cm.

Prin comparație cu stratotipul, separat de Stoica (1953) în semifereștra Bisfriței, la confluența pîriului Șoim cu pîrul Tazlăul Mare, în semifereștra Humorului este conservată numai partea lor inferioară, pe o grosime de 35-40 m, restul fiind îndepărtat de eroziune.

Cele mai bune deschideri se găsesc în sinclinalul Poiana Făget-Isachia (din partea vestică a semifereștrei, la contactul cu

1) Universitatea Iași, Catedra de Geologie-Mineralogie.

2) Institutul de Geologie și Geofizică București.

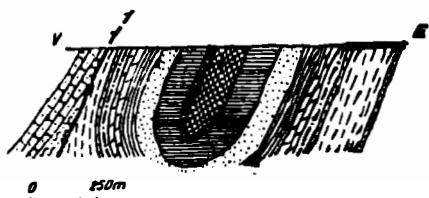


Fig. 1 Secțiune prin sinclinalul Piana Făget-Isachia
(p. Bătuani)



Fig. 2 Secțiune prin sinclinalul Vîrvata
(p. Dulce)



Fig. 3 Secțiune prin sinclinalul Bogdăneasa
(p. Valea Mare)

LEGENDA PÎNZA DE TARCĂU

	Slată de Sucevita	} EOCEN } PALEOGEN
	Slată de Straja	

SEMIFEREAȘTRA HUMORULUI

	Slată de Gura Șoimului	} MIocen } INFERIOR
	Menilite superioare	
	Disodite superioare	} OLIGOCEN
	Gresuri de Kliwa	
	Disodite inferioare	
	Marnă bituminosă	
	Menilite inferioare	
	Gresuri de Lucăcești	
	Slată de Băsenicani	
	Calcarul de Osanna	
	Slată de Măgura	
	Slată de Straja	
	Slată de Izvor	} PALEOGEN

fruntea pînzei de Tarcău), la izvoarele pîriului Isachia și pe pîriul Găleşeni (din perimetrul localității Mănăstirea Humorului), în care sînt vizibile pe o grosime de 35-40 m (fig. 1).

În sinclinalul Bogdăneasa este conservată doar partea lor bazală, pe o grosime de 14 m, la S de valea Moldovei, pe pîriul Valea Mare (fig. 3). În sinclinalul Vîrvata, deși nu sînt deschise, prezența lor este totuși sigură, deoarece, pe cele 2 flancuri, apare foarte bine deschisă succesiunea pînă la menilitele terminale și, evident, spațiul dintre ele trebuie să cuprindă stratele de Gura Șoimului (fig. 2). Baza lor se pune în evidență, pe o grosime redusă, pe pîriul Dulce.

În vederea stabilirii vîrstei, am analizat conținutul micropa-

leontologic (foraminifere și nannoplancton) din probe prelevate de pe pîriul Găleşeni, pîriul Isachia și pîriul Valea Mare. Secțiunea cea mai completă este oferită de pîriul Găleşeni.

Foraminiferele și semnificația lor biostratigrafică. Din cele 15 probe analizate, doar în 3 probe (de pe pîriul Găleşeni) am identificat un conținut micropaleontologic, destul de sărac, reprezentat prin foraminifere planctonice și bentonice: *Globigerina ciproensis ciproensis* Bolli, *G. proebulloides leroyi* Blow et Banner, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. primordius* Blow et Banner, *Globorotalia* cf. *opima nana* Bolli, *Globorotaloides suteri* Bolli, *Glomospira charoides* (J. et P.), *G. cf. G. gordialis* (J. et P.), *Saccammina complanata* (Franke), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Eponides* sp., *Bathysiphon* sp., *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Triloculina* sp.

Predomină foraminiferele planctonice, între care sînt prezente unele specii cu semnificație biostratigrafică, cum sînt *Globigerinoides primordius* și *G. trilobus*.

Globigerinoides primordius este cunoscut pe un interval stratigrafic scurt, din baza Acvitanianului pînă în Burdigalian, fiind răspîndit pe un areal foarte mare, ceea ce îi conferă caracter de specie caracteristică pentru Miocenul inferior (Blow, 1967; Gelati, 1968; Nicora, 1971; Lorenz, Magné, 1974; Cicha et al., 1974). În cadrul celui de-al V-lea Congres al Neogenului Mediteranean, grupul de lucru pentru Miocenul inferior a considerat această specie ca un reper practic în stabilirea bazei Miocenului. În opoziție cu acest punct de vedere, grupul francez, de studiu al Neogenului (Alvinerie, Andreieff, Anglada et al., 1973) consideră că *Globigerinoides primordius* este mai vechi decît începutul Miocenului, întrucît la Escorbenéon a fost găsit într-un ansamblu de faună oligocen superioară.

Globigerinoides trilobus este o specie cu o longevitate stratigrafică mare, fiind cunoscută din Miocenul inferior pînă în Cuaternar. Față de *G. primordius* are însă o apariție ceva mai tîrzie, la sfîrșitul Acvitanianului sau începutul Burdigalianului (Blow, 1969; Nicora, 1971). După Demarcq et al. (1974) marchează începutul Burdigalianului stratotipic. Are o răspîndire geografică foarte mare, fiind menționată în numeroase regiuni de pe glob, din depozite miocene inferioare.

Celelalte specii de foraminifere planctonice sînt cunoscute din Paleogen, fie din Eocenul superior (*Globigerina ciproensis ciproensis*, *Globorotalia opima nana* și *Globorotaloides suteri*), fie din Oligocen (*Globigerina praebulloides leroyi*) pînă în Miocen, încît singure nu pot contribui la precizarea vîrstei oligocenă sau miocenă a depozitelor în care se găsesc.

Avînd însă în vedere prezența speciilor de *Globigerinoides primordius* și *G. trilobus*, se poate afirma că stratele de Gura Șoimului, din semifereastră Humorului, revin Miocenului inferior, respectiv intervalului Acvitanian terminal-Burdigalian inferior.

Nannoplanctonul și semnificația lui biostratigrafică. Probele prelevate, din secțiunea de pe pîriul Găleşeni, au fost analizate și din punct de vedere al conținutului în nannoplancton. S-au determinat (Gheța) următoarele specii: *Reticulofenestra lockeri* Müller, R. cf. *R. gartneri* Roth et Hay, *Cyclococcolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Coccolithus pelagicus* Walich, *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay et Mohler, *H. ampliaperta* (Bramlette et Wilcoxon), *Dictyococcites abisectus* (Müller). Pe lângă acestea s-au întîlnit și remanieri din Cretacic și Paleogen, care nu pot fi puse în discuție.

La fel ca și în cazul foraminiferelor planctonice există unele specii care pot da indicații stratigrafice, cum sînt: *Helicopontosphaera kamptneri*, *H. ampliaperta* și *Sphenolithus belemnos*, cunoscute începînd din Miocenul inferior.

Helicopontosphaera kamptneri, după Martini (în Cicha et al., 1974, pg. 383), este semnalată prin forme mici, începînd din zona NN₁, ca apoi treptat să devină abundentă în zonele NN₃-NN₅ (Martini, 1974).

Helicopontosphaera ampliaperta se cunoaște începînd din zona NN₂ și devine abundentă în zona NN₄, pe care o caracterizează (Martini, 1971, 1974).

Sphenolithus belemnos, la fel ca și în cazul lui *Helicopontosphaera kamptneri*, se cunoaște începînd din zona NN₁ și devine abundentă în zona NN₃, denumită chiar zona cu *S. belemnos* (Martini, 1971, 1974).

Speciile *Cyclococcolithus floridanus* și *Dictyococcites abisectus* se înfilnesc frecvent în Oligocen și Miocenul inferior.

Din cele relatate, rezultă că nannoplanctonul indică vîrsta Miocen inferior, corespunzătoare, după zonarea standard (Martini, 1971), intervalului NN₃-NN₄ sau eventual unei părți din acesta. Este puțin probabil să fie cuprins și intervalul corespunzător zonei NN₂ (*Discoaster druggi*). Prin prisma valorii stratigrafice a asociației de nannoplancton, s-ar părea că ne aflăm în partea terminală a zonei NN₃ și partea inferioară a zonei NN₄.

Concluzii. Coroborînd datele paleontologice, furnizate de foraminiferele planctonice cu cele de nannoplancton, se poate conchide că stratele de Gura Șoimului din semifereastră Humorului (echivalentul treimeii inferioare a stratotipului, din semifereastră Bistriței), au vîrsta Miocen inferior, corespunzătoare intervalului Acvitanian terminal-Burdigalian inferior. Prin stabilirea vîrstei părții inferioare a stratelor de Gura Șoimului se poate deduce

că limita dintre Oligocen și Miocen se găsește în cuprinsul diso-
dilelor și menilitelor superioare.

Din partea superioară a stratelor de Gura Șoimului de pe
piriul Nechit (la confluența cu piriul Huginu), din semifereastră
Bistriței, Ionesi și Bogatu (inedit) au pus în evidență exemplare
de *Globigerinoides sicanus*, *G. trilobus*, *G. primordius*, *Globoqua-*
drina deshiscens, *G. langhiana*, *Globigerina tripartita*, etc.

Prin prisma valorii stratigrafice acordată speciei *G. sicanus*,
rezultă că partea superioară a stratelor de Gura Șoimului (acolo
unde este conservată, ca în semifereastră Bistriței) urcă pînă în
baza Helvețianului. Desigur, s-ar putea ca primele exemplare de
G. sicanus să apară începînd din Burdigalian, ceea ce nu este
exclus. Despre această problemă vom discuta cu prilejul prezen-
tării conținutului microfaunistic al stratelor de Gura Șoimului din
zona stratotipului (semifereastră Bistriței).

Paralelizări. Prin conținutul de foraminifere și nannoplacton,
stratele de Gura Șoimului, din semifereastră Humorului, sînt echi-
valente cu stratele de Chechiș din Depresiunea Transilvaniei, din
care se cunoaște o asociație numeroasă de foraminifere, în care
sînt prezente și specii de *Globigerinoides trilobus*, *G. primordius*,
Globigerina ciperoensis ciperoensis, *G. praebulloides*, etc. (Popescu,
1975), cît și o asociație de nannoplacton cu specii de *Sphenolithus*
belemnus, *Helicopontosphaera ampliaperta*, *H. kamptneri*, *Dictyo-*
coccites abisectus, etc. (Mészáros et al., 1977).

De asemenea, după conținutul în nannoplacton, asociația
din stratele de Gura Șoimului se poate echivala cu cea identifi-
cată de Lebonson (1973) în orizontul curbicortical (= strate de
Vinetișu și nu orizontul Krosno), din litofaciesul de Fusaru (ba-
zinul văii Tarcăului), în care sînt prezente speciile: *Sphenolithus*
belemnus, *Helicopontosphaera ampliaperta*, *H. aff. kamptneri*.
Aceasta demonstrează că depozitele respective aparțin aceluși
interval stratigrafic

BIBLIOGRAFIE

- ALVINERIE J., ANDREIEFF P., ANGLADA R. et al. (1973) — A propos de la
limite oligo-miocène: résultats préliminaires d'une recherches collec-
tive sur les glissements d'Escarbenéon (Saint-Geours-de-Maremne, Landes
Aquitaine Méridionale). Présence de *Globigerinoides* dans le faunes
de l'oligocène supérieur. *C.R. Somm. S.G.F.*
- BLOW W.H. (1969) — Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal
Biostratigraphy. *Proc. I Intern. Confer. Plank. Microf.*, v. 1, Geneva.
- CICHA G., HAYN H., MARTINI E., ABSOLON A. (1974) — Das Oligozän und
Miozän der Alpen und der Karpaten ein Vergleich mit Hilfe plankto-
nischer Organismen. *Mém. B.R.G.M.*, nr. 78, t. 1, Paris.

- DEMARCO G., MAGNÉ J., ANGLADA R., CARBONNEL G. (1974) — Le Burdigalien stratotypique de la Vallée du Rhone: „sa position biostratigraphique”. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVI, n.s., Paris.
- DICEA O. (1974) — Studiul geologic al regiunii Voroneț — Suha Mică — Plo-tonița. *Inst. Geol. Studii tehnice și economice, ser. j., nr. 11.*
- GELATI R. (1968) — Biostratigrafia del limite Oligocene-Miocene nelle Langhe (Piemonte — Italia). *Giorn. Geol., S. 2, v. 35, nr. 3, Bologna.*
- IONESI L. (1971) — Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. *Ed. Acad. R.S.R. București.*
- *** (1977) — Prezența stratelor de Gura Șoimului în semifereastra Humorului. *An. și Univ. Iași, secț. II, geol.-geogr., v. XXIII.*
- *** (1977a) — Contribution à la tectonique du Flysch externe du bassin de la vallée de la Moldova (Carpatés Orientales). *Assoc. géol. Carp.-Balk., Congr. XI, 1977, Kiev.*
- LEBENSON C. (1973) — Nannoplanktonul calcaros al depozitelor oligocene și miocene inferioare din cursul superior al văii Tarcăului (Valea Tarcăuța și valea Răchitiș). *D.S. Inst. Geol., v. LIX/4, București.*
- LORENZ C., MAGNÉ J. (1974) — Répartition de quelques Foraminifères vers la limite Oligocène-Miocène. *Mém. B.R.G.M., nr. 78, t. 1, Paris.*
- MARTINI E. (1971) — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II, Planktonic Conf., 2, Roma.*
- *** (1974) — Calcareous nannoplankton from the type Andalusian and some other Neogene areas in Spain. *Mém. B.R.G.M., nr. 78, t. 1, Paris.*
- MÉSZÁROS N., IANOLIU C., PION N. (1976) — Nannoplanktonul stratelor de Chechliș și paralelizarea lor cu depozite similare ca vîrstă din Carpații Orientali. *An. Muzeul Șt. Nat. Piatra Neamț, s. geol.-geogr., v. III, Piatra Neamț.*
- MÜLLER C. (1974) — Calcareous nannoplankton from mid-Tertiary stratotypes. *Mém. B.R.G.M., nr. 78, t. 1, Paris.*
- POPESCU GH. (1975) — Études des Foraminifères du Miocène inférieur et moyen du Nord-Ouest de la Transylvanie. *Inst. Géol., Géoph., Mémoires, vol. XXIII, București.*
- STOICA C. (1953) — Strate de Gura Șoimului Tazlău. *Revista Univ. Cl. Parhon și Politeh. București, ser. Șt. Nat., v. 2.*

L'ÂGE DES COUCHES DE GURA ȘOIMULUI DE LA DEMI-FENÊTRE DE HUMOR

RÉSUMÉ

Dans la demi-fenêtre de Humor, qui apparaît au-dessous de la nappe de charriage de Tarcău, en bordure du Flysch externe du bassin de la vallée de la Moldova, Ionesi (1977) a mis en évidence, au-dessus des dysodites et des ménilites supérieures, un complexe de dépôts marno-argileux à minces intercalations de grès carbocorticaux, qui correspondent aux Couches de Gura Șoimului de la demi-fenêtre de la Bistrița (Stoica, 1956). Comparé au stratotype, ici s'est conservée dans les axes de certains synclinaux (Poiana Făget—Isaohla; Vîrvata; Bogdăneasa) seulement la partie inférieure de 30 à 40 m d'épaisseur.

Pour établir l'âge des Couches de Gura Șoimului, on analysé le contenu micropaléontologique (les Foraminifères et le Nannoplankton). L'association de Foraminifères est assez pauvre: *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, *G. praebulloides Teroyi*, *Globigerinoides trilobus*, *G. primordius*, *Globorotalia cf.*

opima nana, etc. La présence des espèces *Globigerinoides primordius* et *G. trilobus* indique l'âge Miocène inférieur, respectivement l'intervalle Aquitanien terminal-Burdigalien Inférieur.

L'association à Nannoplancton représentée par les espèces: *Reticulonestra lockeri*, *R. cf. R. gartneri*, *Cyclococcolithus Heridanus Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus belemnus*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *H. ampliapertura* *Dictyococcites abisectus* indique aussi l'âge Miocène inférieur, qui correspond, d'après les zones-standard de Martini (1971) à l'intervalle NN₃-NN₄ au, éventuellement, à une partie de celui-ci.

En conclusion, d'après leur contenu en Foraminifères et Nannoplancton, les Couches de Gura Șoimului de la demi-fenêtre de Humor ont l'âge Miocène inférieur, respectivement celui de l'intervalle Aquitanien terminal-Burdigalien Inférieur. Ces couches sont l'équivalent stratigraphique de l'horizon carbicortical (= Couches de Vinețișu) du lithofaciès de Fusaru (= Krosno) du Flysch externe carpatique (Lebenson, 1973), de même que des Couches de Chechiș du Bassin de Transylvanie (Popescu, 1975; Mészáros et al. 1977).

ASUPRA EXTINDERII SEMIFERESTREI RIȘCA ȘI A LEGĂTURII SALE STRUCTURALE CU SEMIFEREASTRA BISTRIȚEI

CONSTANTIN GRASU

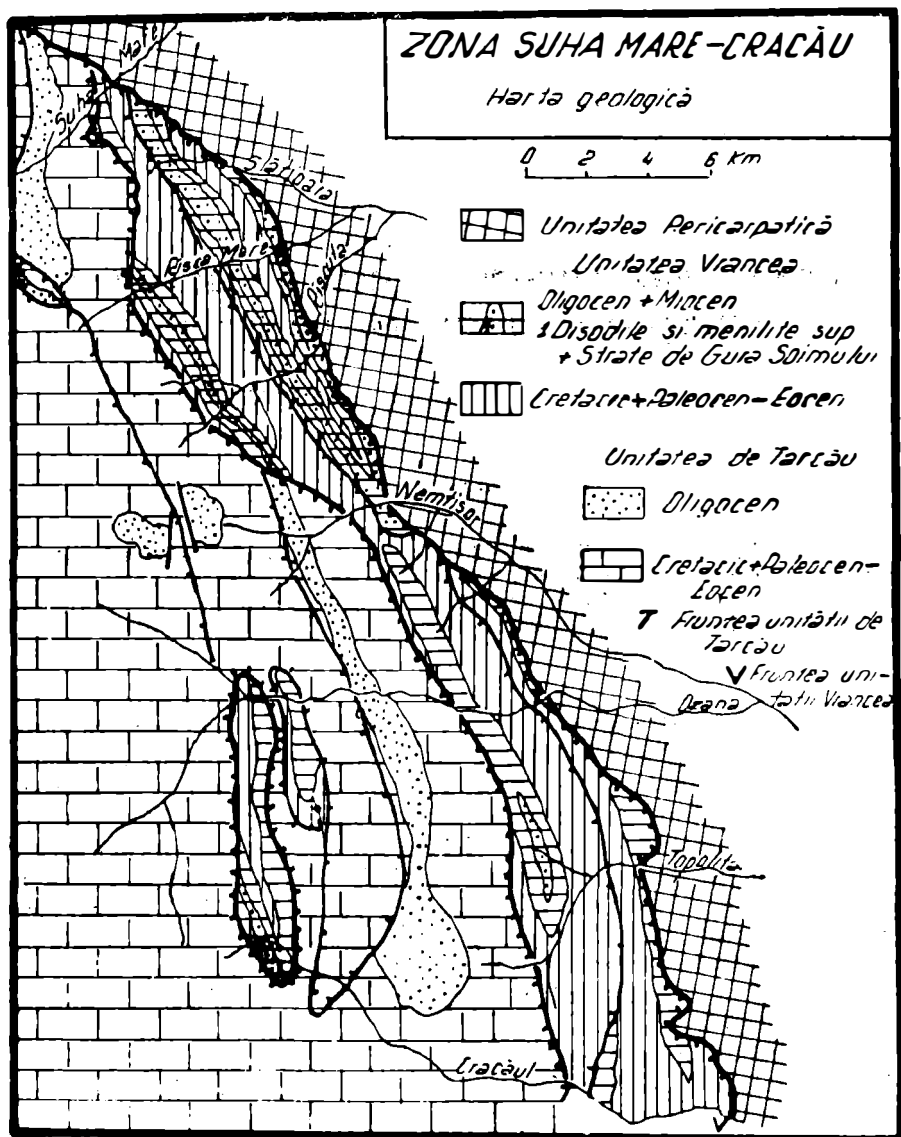
ABSTRACT

Consideration Regarding the Extension of Rîșca half-window and its structural Connection with Bistrița half-window. In the paper the author proves the Extension of Rîșca-half-window and its connection with Bistrița half-window. In conclusion the author proposes the name of Bistrița-Rîșca half-window.

Studiile noastre asupra rocilor bituminoase oligocene din zonă cuprinsă între pîrtul Cuejdiu și Suha Mare (C. Grasu, C. Catand, D. Grinea, L. Ionesi, 1976, 1978), s-au bazat, în general, pe executarea unor profile geologice pe principalele rețele hidrografice și numai pe anumite zone pe cartări de un anume detaliu, ocazie cu care s-au putut face și unele precizări de ordin litostratigrafic sau structural. Așa a fost cazul semnalării prezenței părții superioare a Oligocenului (disodilele și menilitele superioare) și a Stratelor de Gura Șoimului în fereastra Bran-Dumesnic sau a unității Vrancea (semifereastră Rîșca) între Nemțșor și Suha Mare (L. Ionesi, C. Grasu, 1976)

Argumentele care au stat la baza separării unității Vrancea între Nemțșor și Suha Mare au fost în primul rînd de ordin litostratigrafic și anume prezența în Oligocenul de la bordura flișului, peste disodilele și menilitele superioare a Miocenului, respectiv Stratele de Gura Șoimului, eventual și a unui nivel superior acestora (conglomeratele cu elemente de calcare cu numuliți și moluște).

Structural, semifereastră Rîșca corespunde în acest fel cu Eocen-Oligocenul cuprins în sectorul dintre pîrtul Afiniș (bazinul



Nemțisorului) și Suha Mare, mai precis cu partea nordică a sinclinalului Birca Leghin-Ciungi (Th. Joja, 1952, 1958) sau solzul Muncelul Agapiei (P. Polonic, G. Polonic, 1967).

Asupra detaliilor privind conturarea semiferestrei Rîșca nu

este cazul să revenim, ele fiind bine cunoscute (L. Ionesi, C. Grasu, 1976), ci ne vom referi asupra câtorva fapte de observație noi, care după cât se pare, sînt de natură să demonstreze că de fapt semifereastră Rîșca se extinde spre vest și că ea se leagă structural cu semifereastră Bistrița de la sud.

Dar să vedem care sînt faptele de sprijin. Analizînd harta geologică 1/200.000, foaia Piatra Neamț, în contextul separării semifereștrei Rîșca, observăm că la vest de aceasta, cît și la vest de semifereastră Bistriței (terminația ei nordică) se mai desenează două structuri sinclinale cu roci oligocene. Este sinclinalul Leghin-Ciungu, dintre Nemțisor și Agapia Nouă (Topolița) și sinclinalul Crucea Tomei-Mănăstirea Sihla.

Analizînd mai în detaliu problemele litostratigrafice am ajuns la concluzia, așa după cum vom vedea, că sinclinalul Crucea Tomei-Mănăstirea Sihla nu este unitar și că porțiunea lui nordică, între pîrîul Dumbrăvița (afluent al Rîșcuței) și Suha Mare revine unității Vrancea și anume semifereștrei Rîșca. În acest sector, I. Băncilă și V. Agheorghiesei (1964) figurează un sinclinal normal în care Oligocenul se termină cu orizontul gresiei de Kliwa iar Th. Joja (1952; 1958) descrie în cadrul său o boltă anticlinală care ar duce la dezvoltarea considerabilă a disodilelor inferioare. Menționăm că Oligocenul respectiv constituie după Th. Filimon și K. Mûntz sinclinalul Slătioara-Arșița Caprei integrat solzului Arșița Caprel-Dobrenaș. Autorii au pus în evidență în axul cutei prezența menilitelor și disodilelor superioare, acestea din urmă asociindu-se și cu un nivel de marne.

Analizînd profilele de pe pîrîul Rîșcuța, Ghezuncoia și Dumbrăvița, cu ocazia lucrărilor miniere executate de către I.P.E.G. Cîmpulung Moldovenesc, în vederea prospectării rocilor bituminoase, am ajuns la concluzia că ceea ce autorii au descris drept marne asociate disodilelor superioare sînt de fapt Strate de Gura Șoimului. În atare situație cele două orizonturi de gresie de Kliwa constituie nu axe sinclinale ci flancurile cutei.

Reinterpretînd datele în raport de orizontarea actuală a Oligocen-Miocenului se poate spune că ceea ce a consemnat Th. Joja drept Eocen pe un afluent de dreapta al Rîșcuței, în aval de pîrîul Bolovanului și care ar jalona bolta anticlinală secundară sînt de fapt Strate de Gura Șoimului. Stratele de Gura Șoimului au pe pîrîul Rîșcuța și Ghezuncoia 40-50 m, fiind constituite din marne și marno-argile cenușii-verzui, uneori slab cafenii, cu gresii subțiri silico-călcăroase și cu hieroglife pe talpă. Ele se dispun fie peste menilite superioare fie peste disodilele superioare, indicînd, așa cum s-a mai menționat o scurfă fază de eroziune premiocenă. Deși detalierea faptelor o vom face într-o notă viitoare, anticipăm

că boltirea anticlinală figurată de *Th. Joja* există, ea avînd drept consecință însă dezvoltarea considerabilă a disodilelor superioare și desenarea a două mici sinclinale cu Strate de Gura Șoimului în ax.

Deși *Th. Filimon* și *K. Müntz* au semnalat aici prezența disodilelor și menilitelor superioare, au atașat totuși sinclinalul pînzei de Tarcău și l-au legat structural cu Oligocenul de la sud, din lazinelul Nemțisorului (hărțile geologice în scara 1/20.000, foile Slătioara și Mănăstirea Neamțului). De reținut că autorii au figurat între cele două structuri o falie oblică (NV-SE) și care aruncă sectorul de nord al sinclinalului spre sud-est.

Este cazul să semnalăm prezența menilitelor peste gresia de Kliwa și pe Suha Mare, în amonțe de pîrful Malaiului, ceea ce confirmă odată în plus apartenența acestei structuri la o unitate inferioară, adică semiferestrei Rîșca.

În concluzie, sinclinalul Crucea Tomei-Mănăstirea Sihla nu este unitar. Între fundul pîrfului Dumbrăvița și Suha Mare el aparține semiferestrei Rîșca, întrucît orizontului gresiei de Kliwa i se adaugă nivelul disodilelor și menilitelor superioare, urmate de Stratele de Gura Șoimului. Stratele de Gura Șoimului formează în zonă două mici albie sinclinale, datorate boltirii anticlinale amintite și pot fi ușor urmărite în profilele de pe pîrful Rîșcuța, Ghezuoaia, Rîșca Mare și afluenții de stînga ai pîrfului Dumbrăvița (afluent de dreapta al Rîșcuței).

Reținem așadar, pentru acest sector de Oligocen denumirea de sinclinalul Slătioara-Arșița Caprei ce se integrează semiferestrei Rîșca, în timp ce sectorul său de la sud de Nemțisor urmează să rămînă atașat pînzei de Tarcău, avînd de data aceasta ca ultim termen orizontul gresiei de Kliwa (în situația în care lipsa orizonturilor superioare nu se datorește eroziunii).

Acestor precizări de ordin litostratigrafic li se impun și cîteva observații structurale legate de discontinuitatea spre nord și sud a sinclinalului Slătioara-Arșița Caprei. Spre sud, între Dumbrăvița și Nemțisor, falia figurată de *K. Müntz* este o realitate dar ea nu semnifică o simplă decroșare. Ea corespunde în acest sector cu fruntea pînzei de Tarcău și care retează Oligocenul sinclinalului Slătioara-Arșița Caprei. După observațiile noastre acest accident tectonic aduce la fundul pîrului Dumbrăvița, în contact, Stratele cu inocerami, uneori Stratele de Izvor sau termeni superiori al Paleocen-Eocenului din pînză, cu orizontul disodilelor și menilitelor superioare, inclusiv Stratele de Gura Șoimului, miocene.

Spre nord, fruntea pînzei se retrage, sinclinalul respectiv păstrîndu-și pînă în pîrful Arinului (Rîșca Mare) flancul vestic normal pînă la Stratele de Bisericiani, pe unele sectoare rămînînd

la zi chiar și calcarele de Doamna. Pe pîrîul Arinului fruntea pînzei avansează din nou, retezînd oblic Oligocenul respectiv. Aici însă, lipsa deschiderilor nu ne-a permis să observăm decît contactul anormal dintre Stratele cu inocerami și Stratele de Bisericiani din succesiunea normală a sinclinalului de Oligocen aparținînd autohtonului. Încălecare este însă evidentă fiind figurată de toți autorii care au lucrat în regiune (*T. Filimon, I. Băncilă, V. Agheorghiesei, 1964*).

Inchiderea integrală a semiferestrei are loc în zona pîrîului Suha Mare, după ce pe pîrîul Malaiului sinclinalul de Oligocen se mai redresează puțin, apărînd la zi flancul său estic, inclusiv parte din termenii stratigrafici superiori (disodilele superioare).

În ceea ce privește sinclinalul Birca-Leghin-Ciungi, am arătat altădată (*L. Ionesi, C. Grasu, 1976*) că el se întrerupe pe pîrîul Nemțisor, nelegîndu-se cu Oligocenul de la nord. De aceea am reținut partea lui sudică sub numele de sinclinalul Leghin-Ciungi, atașîndu-l pînzei de Tarcău. Dacă spre capătul său nordic Oligocenul se termină într-adevăr cu orizontul gresiei de Kliwa, spre sud, pe pîrîul Agapia Nouă (pîrîul Stîncii) au fost întîlnite menilite groase de circa 10 m și care au fost atașate de noi anterior disodilelor inferioare. Am dat o asemenea interpretare dat fiind situația din zona nordică a sa (*P. Nilului*) și mai ales bazați pe datele lui *Th. Joja* (existența unei boltiri anticlinale secundare).

Considerăm că menilitele respective sînt totuși menilite superioare pe considerentul grosimii lor mari și mai ales pentru faptul că sînt urmate de depozite similare Stratelor de Gura Șoimului (marne și marno-argile cenușii-verzuie cu intercalații de gresii). În plus semnalăm prezența secvențelor conglomeratice la nivelul gresiei de Kliwa, element specific, după cum se știe, acestei ultime unități de fliș.

Ca și în cazul situației de pe pîrîul Rîșcuța, pe pîrîul Agapia Nouă în cadrul sinclinalului Leghin-Ciungi, dedublarea gresiei de Kliwa se pare că nu corespunde unei cîrări secundare ci că ea înalțonază cele două flancuri ale sinclinalului cu disodile și menilite superioare, ultimele suportînd și Stratele de Gura Șoimului; spre terminația nordică, sinclinalul suferă o ridicare, ceea ce a dus la eroziunea părții superioare a Oligo-Miocenului.

În contextul acestor observații am adus și modificările hărții 1/200.000, în sensul extinderii semiferestrei Rîșca spre vest, legîndu-se însă de data aceasta structural cu semifereastră Bistriței, prin atașarea sinclinalului Leghin-Ciungi la aceeași unitate — unitatea Vrancea (vezi harta).

Privind astfel lucrurile, vechea frunte a unității de Tarcău de la limita vestică a semiferestrei Rîșca și Bistrița, la nord de Agapia Nouă, rămân să jaloneze linii tectonice secundare, dînd structurilor respective valoare de solzi.

În consecință se poate vorbi nu de două semiferestre ci de una unitară, semifereastra Bistrița-Rîșca și a cărei închidere spre nord se face pe Suha Mare.

Rămîne ca viitoarele investigații să demonstreze că semifereastra Bistrița-Rîșca nu se leagă structural spre nord cu semifereastra Humorului (L. Ionesi, 1971). După părerea noastră întreruperea este posibilă și ea trebuie pusă în legătură cu complexitatea tectonică a zonei Găinești-Plotonița, unde litofaciesul de Fusaru al Pinzei de Tarcău cîș și unitatea Audia se află la o distanță de numai 4-5 km de Miocenul pericarpatic.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I. (1939) — Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch Marginale Moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXV/1, Iași.
- BÂNCILĂ I., AGHEORGHIESEI V. (1964) — Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare și valea Moldovei. *Ann. Com. Geol.*, XXXI/2, București.
- GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., IONESI L. (1976) — Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene din zona cuprinsă între pîrful Cuejdiu și Ozana. *An. Muz. de Șt. Nat., Piatra Neamț*, vol. III, seria geol.-geogr., Piatra Neamț.
- GRASU C., CATANĂ C., GRINEA C., IONESI L. (1978) — Considerații geologice și geochimice asupra rocilor bituminoase oligocene din zona cuprinsă între Ozana și Suha Mare. *An. Muz. de Șt. Nat., Piatra Neamț*, vol. IV, seria geol.-geogr., Piatra Neamț.
- IONESI L. (1971) — Flișul Paleogen din bazinul văii Moldova. *Edit. Acad. R.S.R., București*.
- IONESI L., GRASU C. (1976) — Asupra prezenței Unității Vrancea între Suha Mare și Nemțisor. *An. Muz. de Șt. Nat., Piatra Neamț*, vol. III, seria geol.-geogr., Piatra Neamț.
- JOJA TH. (1958) — Recherches géologiques entre les vallées de la Rîșca et de l'Agapia. *Ann. du Com. Géol.*, XXIV-XXV (Résumés), București.
- POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1967) — Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D.d.S. Com. Geol.*, LII/3, București.

**SUR L'EXTENSION DE DEMI-FENETRE RIȘCA ET SA LIAISON STRUCTURALE
AVEC DE DEMI-FENETRE BISTRITĂ**

RÉSUMÉ

L. Ionesi et C. Grasu (1976) ont démontré l'existence entre la rivière Nemțișor et Suha Mare d'une demi-fenêtre qui a été dénommé la demi-fenêtre Rișca.

Les recherches de l'auteur ont démontré l'extension de la demi-fenêtre Rișca vers l'ouest et en même temps sa liaison avec la demi-fenêtre Bistrița.

En ce sens l'auteur cite la présence des Couches de Gura Șoimului dans le synclinal Slătioara-Arșița Caprei et les mêmes couches dans le synclinal Leghin-Clunghi qui repose sur l'horizon des dysodites et menillites supérieures.

En conclusion on peut parler d'une seule demi-fenêtre-Bistrița-Rișca.

GASTEROPODE NEOCRETACICE DIN MUNȚII HĂGHIMAȘ-TULGHEȘ

VICTORIA TODIRIȚĂ și I. PREDĂ¹⁾

ABSTRACT

Upper Cretaceous Gastropoda from Hăghimaș-Tulgheș Mountains. The upper Cretaceous deposits from Hăghimaș-Tulgheș Mountains are developed in a detritic facies. In the Hăghimaș valley this deposits have a rich invertebrate fauna constituted of *Natica bulbiliformis* d'Orb., *Neoptyxis astrachanica* (Rhb.), *Diptyxis csaklyana* (Herb.), *Plessiptygmatis paillettei* (d'Orb.), *Nerinea aff. vogtiana* d'Orb., *Haustator pitniakensis* Pceln., *Itleria actaeonelliformis* Parona, *Cryptoplocus* sp., *Aphanoptyxis* sp., *Purpuroidea* sp.

The fauna is attesting the Vraconian-Cenomanian age of the above mentioned formation.

A special case belongs to the M^t Benes Upper Cretaceous formation, which was described by I. Atanasiu (1928) as having a Turonian-Senonian age and later on has been attributed by M. Săndulescu (1975), at Vraconian-Cenomanian. Here the authors by the study of a association of fauna including *I. abbreviata* (Phill.) reach the conclusion on a Turonian-Senonian.

Depozitele neocretacice din Munții Hăghimaș-Tulgheș, imbracă faciesuri foarte variate, determinate de o sedimentare activă și agitată. Ele s-au depus pe un fund marin nu prea adânc, datorită eroziunii de la finele Albianului, consecință a mișcărilor mezocretacice. Marea a invadat mai întâi zonele depresionare și ulterior întreaga regiune. Ca urmare, depozitele neocretacice se întind în serii complete în aceste zone. Ele stau transgresiv și discordant peste depozite cretacice (Apțian-Albian) și mai vechi, Juristic și chiar Triasic.

Acestea au caracter detritic și s-au format în două cicluri de sedimentare: Vraconian-Cenomanian și Turonian-Senonian,

¹⁾ Universitatea București, Catedra de Geologie.

separate probabil printr-o discordanță și lacună stratigrafică, datorită mișcărilor subhercinice.

Ciclul Vraconian-Cenomanian este alcătuit dintr-o alternanță de conglomerate, gresii și marne în care sînt prinse frecvent blocuri de calcare recifale aptian-albiene și tithonic-barremiene. Răspîndirea haotică a acestor blocuri de calcare recifale oferă aspectul caracteristic de wildflisch, spre deosebire de depozitele aptian-albiene care sînt dezvoltate în facies flišoid.

Depozitele vraconian-cenomaniene se întîlnesc la nord de valea Bicazului, în Munții Lapoș, Criminiș, Jidanului, Telec și mai ales în Muntele Hegheș, unde prezintă succesiunea cea mai completă. De asemenea, ele sînt bine dezvoltate în valea Hăghimașului (Oii) și Jgheabul Cherecului, precum și în cheile Bicazului (la serpentinele mari), piciorul Cupașelor etc.

Neocretacicul din valea Hăghimașului este bogat fosilifer. El se remarcă prin dezvoltarea mare și diversificată a unor populații de lamelibranhiate aberante și gastropode, la care se adaugă corali. În Neocretacicul din Jgheabul Cherecului, abundă corali și gastropodele, lamelibranhiatele fiind în număr mai redus. Muntele Hegheș este în cea mai mare parte înierbat, fapt ce îngreunează observațiile. Se constată totuși prezența coraliilor, iar C. Gras (1971) a observat la obîrșia văii Stîinii și orbitoline.

Fauna de gastropode de care ne ocupăm în lucrarea de față, provine din depozitele cretacice din valea Hăghimașului și Jgheabul Cherecului. Formele identificate, unele nesemnalate pînă acum în regiune pot fi raportate următoarelor familii: *Naticidae*, *Nerineidae*, *Itieriidae*, *Turritellidae*, *Purpurinidae*. Pînă în prezent, noi am determinat următoarele specii: *Natica bulbitormis* d'Orb., *Neoptyxis astrachanica* (Rhb.), *Diptyxis csaklyana* (Herb.), *Plesioptygmatis paillettei* (d'Orb.), *Nerinea* aff. *vogtiana* d'Orb., *Haustator pitniakensis* Pceln., *Itieria actaeonelliformis* Parona, *Cryptoplocus* sp., *Aphanoptyxis* sp., *Purpuroidea* sp. Asociația de mai sus atestă vîrsta cenomaniană stabilită deja de I. Predă pe baze paleontologice și trecută cu vederea de M. Săndulescu (1975), care consideră aceste depozite în facies de wildflisch și de vîrstă aptian-albiană. Menționăm că numărul genurilor și speciilor este mult mai mare, însă din cauza lipsei unei bibliografii adecvate, acestea nu au putut fi identificate.

Vîrsta vraconian-cenomaniană este confirmată și de *Exogyra columba* Lmck. întîlnită tot în valea Hăghimașului de M. Pelin¹⁾.

¹⁾ Pelin M. Informație verbală.

Ciclul Turonian-Senonian a fost semnalat pentru prima dată de I. Atanasiu (1928) în regiunea Tulgheș. Autorul menționează un petec de depozite cretacice în masivul Beneș din bazinul superior al Bistricioarei, constituit din gresii fine, cenușii, cu ciment calcaros, dispuse în parte pe cristalin, în parte pe dolomite triasice. Gresiiile sînt bogat fosilifere, conținînd *Actaeonella* (*Trasilvanella*) *abbreviata* Phil., *A. (T.) lamarcki* Zek. Pe baza faunei menționate, I. Atanasiu conchide că depozitele cretacice din muntele Beneș sînt dezvoltate în facies de Gosau.

Ulterior, *Denisa Lupu*²⁾ reluînd studiul Cretacicului de la Beneș, pe baza speciei *Itieria abbreviata* Phil., compară și stabilește un sincronism între Cenomanianul din regiunea Chergheș (Munții Apuseni) — *Lupu Denisa*, 1965 — și Neocretacicul de la Beneș.

În vara anilor 1976-1977, cu ocazia unor cartări geologice efectuate în regiunea Hăghimaș-Tulgheș, am avut posibilitatea de a cerceta și noi apariția depozitelor cretacice de la Beneș.

După părerea noastră, gresiile fosilifere din această regiune nu sînt în situ. Ele apar îngrămădite în șeaua dintre Muntele Beneș și Beneșul Mare, fiind aduse de torenții ce le-au rupt probabil dintr-un afloriment, dispărut azi în urma eroziunii. Așa se explică de ce nici unul din exemplarele colectate, nu are păstrată ornamentația externă. În șeaua amintită, abundă o populație de gastropode aparținînd la cîteva genuri, cu un număr excepțional de indivizi. Sporadic se întîlesc și blocuri de gresii cu gastropode, al căror număr ne dovedește existența unor adevărate lumășele. Dintre acestea predomină specia *Itruvia abbreviata* Philippi, la care se atașează în număr mai redus speciile *Glauconia kelersteni* (Zek.), *Glauconia* sp. (ex. gr. *O. kefersteini* și *Aphanoptyxis* sp.).

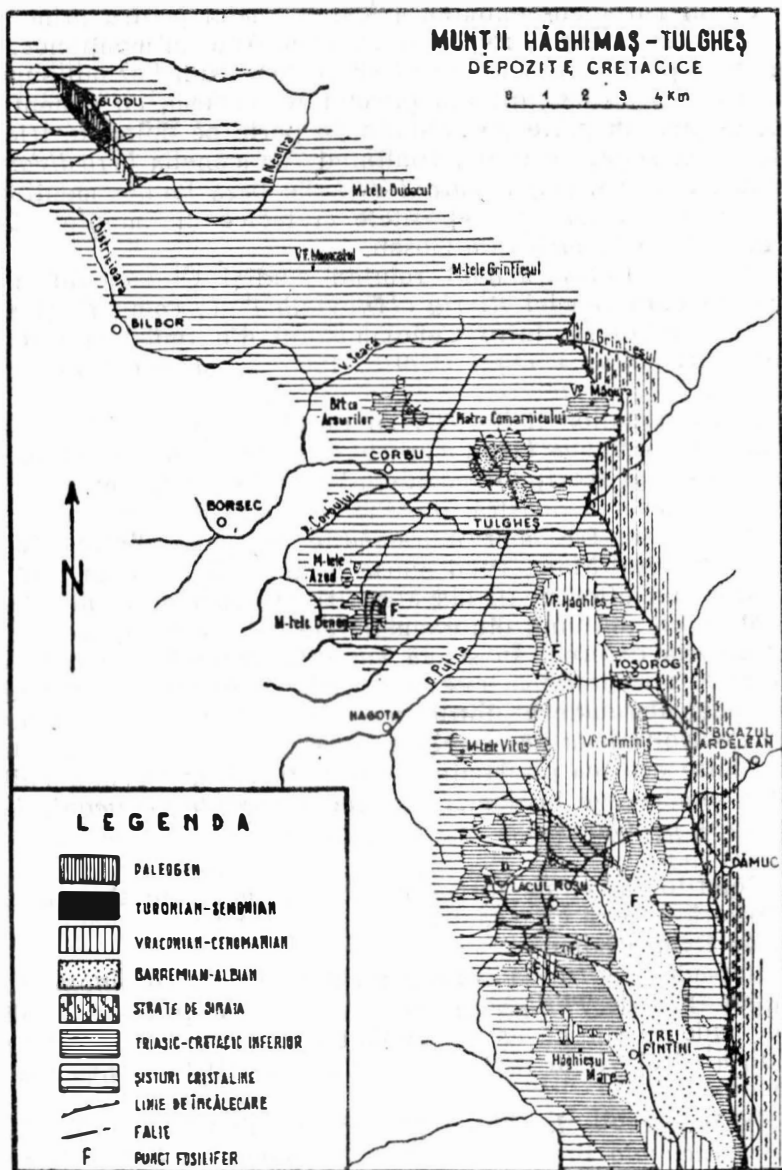
Referitor la vîrsta formațiunilor cu fauna menționată, părerea noastră este că ea e mai tinăără decît vîrsta cenomaniană atribuită de *Denisa Lupu*.

Într-adevăr, *Itruvia abbreviata* descrisă ca *Tornatella abbreviata*, în 1975 de *Philippi*, provenea din împrejurimile localității Gosau unde se știe că este dezvoltat faciesul de Gosau al Cretacicului, a cărui vîrstă revizuită de O. Kühn (1947) a fost stabilită ca senoniană.

În Jugoslavia, *I. abbreviata* este menționată în asociație cu *Nerinea incavata* Bronn., *Actaeonella caucazica* Zek., *A. conica* Münst., în formațiuni turonian-senoniene (*Petrovic et al.*, 1958).

De asemenea, *Itruvia cycloides* Pcel. și *I. subcycloides* Pceln.

²⁾ *Lupu Denisa*. Arhiva Inst. Geol. Asupra Cretacicului de la Beneș.



intrafe în sinonimia speciei *Itruvia abbreviata* (D. Lupu, 1965), au fost colectate de Pcelnițev (1953) din depozite turoniene.

Din cele de mai sus rezultă, că *Itruvia abbreviata* a apărut probabil în Cenomanian și a continuat să viețuiască pînă la finele Cretacicului, fiind o fosilă de facies.

În urma acestor discuții, ne exprimăm părerea că petecul de la Beneș reprezintă partea terminală a Cretacicului (Turonian ?-Senonian), așa cum a precizat încă din 1928, I. Atanasiu.

De altfel, dacă luăm în considerație și litofaciesurile sub care se prezintă Neocretacicul în cele două regiuni (Hăghimaș și Tulgheș), este greu de admis în regiunea Beneș existența Cenomanianului, dat fiind, că la o distanță așa de mică (regiunea Hăghimaș), Cenomanianul este conglomeratic, avînd o faună cu totul diferită de cea cu itruvii.

Mai mult, în zona cristalino-mezozoică spre nord, Neocretacicul apare la Glodu. Cercetîndu-l în vara acestui an, constatăm că acest etaj este grezos-conglomeratic cu *Exogyra columba* Lmck., iar partea terminală a Cretacicului este reprezentată prin marnocalcare și marne cu inoceramii și amoniți. Regiunea Glodu se înscrie aproximativ pe aceeași linie de apariție a depozitelor cretacice cu ivirile de la Tulgheș-Hăghimaș, ea reprezentînd o zonă mai adîncă de sedimentare, față de regiunea Tulgheș unde s-a depus faciesul cu itruvii.

DESCRIEREA FAUNEI

Dintre speciile determinate, redăm mai jos numai descrierea citorva specii, deoarece din cauza unor motive obiective, nu am avut posibilitatea de a consulta literatura de specialitate existentă la Institutul Geologic, rămînînd ca pentru celelalte specii menționate, diagnoza să o prezentăm într-o lucrare ulterioară.

Phyllum MOLLUSCA, 1758

Clasa GASTROPODA, Cuvier 1798

Amphigastropoda, Wenz, 1939, emend Knight, 1947

Suprafamilia Naticidea

Familia Naticidae

Genul Natica, Adanson in Lamark, 1799

Natica bulbiformis, Sowerby

Pl. 1, Fig. 1a, 1b, 2.

1843. *Natica bulbiformis* d'Orbigny (1845), pag. 163, pl. 174, fig. 3.

1852. *Natica bulbiformis* Zekeli, pag. 45, pl. VII, fig. 2.

1862. *Natica bulbiformis* Münster in Goldfuss, pag. 113, pl. 199, fig. 17.

1966. *Natica bulbiliformis* Todiriță-Mihăilescu Victoria, pg. 74, pl. XXVI, fig. 4-7.
Material: 5 exemplare.
Descriere. Descrierea corespunde cu cea făcută de Todiriță-Mihăilescu (1966).

Repartiție. Specie comună pentru Cretacicul superior din Franța și cel mai adesea întâlnită în formațiunea de Gosau. În regiunea Hăghimaș, *N. bulbiliformis* cuprinde un mare număr de indivizi într-o asociație de alte specii de gastropode cenomaniene.

Valea Hăghimaș.

Entomotaeniata, Cossman, 1896.

Suprafamilia Nerineacea.

Familia Nerineidae, Zittel, 1873.

Subfamilia Nerineinae, Pcelințev, 1960.

Genul *Neoptyxis*, Pcelințev, 1934.

Neoptyxis astrachanica (Rehbinder).

Pl. I, fig. 3-6.

1902. *Nerinea astrachanica* Rehbinder, pg. 142, pl. II, fig. 18-19, pl. 3. fig. 1-10.

1960. *Neoptyxis astrachanica* Pcelințev, Korobkov, pg. 123, pl. XIV, fig. 3.

1970. *Nerinea incavata* Preda, pl. I, fig. 7.

1976. *Neoptyxis astrachanica* Kollman, pg. 178, pl. 5, fig. 38-40.

Material: 4 exemplare.

Descriere. Exemplare de talie medie și mijlocie, de formă conică cu turele de spiră scurte (raport înălțime/lățimea unei ture de spiră este de 1/3 sau chiar 1/4). Tururile sînt plate și despărțite prin suturi pronunțate. Pe unele exemplare se disting striuri de creștere. Structura internă se caracterizează printr-un pliu columelar evident și un pliu columelar secundar. Pliuul parietal este situat aproape de columelă și dispus diagonal față de secțiunea transversală a spirii. Pliuul labial este îngust și situat în dreptul pliuului columelar. La unele exemplare se schițează și un pliu plafonal precum și flexura parietală.

Raporturi și diferențe. Structura internă a acestei specii se aseamănă foarte mult cu cea a speciei *Nerinea lerojuliensis* Parona, cu care a fost adesea confundată. Specia din urmă, prezintă un unghi apical mult mai mic decît *Neoptyxis astrachanica*, deci formele sînt mai alungite.

Repartiție. *N. astrachanica* este specifică depozitelor cenomaniene din regiunea Caucaz, Crmeea, Austria.

Valea Hăghimaș.

Genul *Plesioptygmatis* Böse, 1906, emend Pcelințev, 1953.

Plesioptygmatis paillettei (d'Orbigny)

Pl. I, fig. 7.

1842. *Nerinea pailletteana* d'Orbigny, p. 88, pl. 161, fi. 1-3.

1953. *Plesioptygmatis paillettei* Pcelințev, pg. 120, pl. XIV, fig. 2; pl. XV, fig. 1; fig. 12 în text.

Material: un exemplar.

Descriere. Unicul exemplar des; incomplet, poate fi atribuit acestei specii,

după ornamentație, în special după cea internă. La exemplarul nostru se observă că turele de spiră sînt relativ scurte, concave; pe una din ture se văd coaste transversale, ușor oblice. Ornamentația internă constă din 4 pliuri, 2 columelare, unul parietal și pliul labial.

Repartiție. Această specie este menționată în Cenomanianul din Franța și Caucaz.

Chelle Bicazului (serpentinele mari), valea Hăghimaș.

Subfamilia Diptyxisinae, Pcelințev, 1960.

Genul *Diptyxis*, Oppenheim, 1889

Diptyxis csaklyana (Herblich).

Pl. II, fig. 1-5.

1960. *Diptyxis csaklyana* Pcelințev, Korobkov, pg. 123, pl. XIV, fig. 6a, 6b.

Material: 5 exemplare.

Descriere. Din cele cinci exemplare recoltate, trei se află în stadiul mai tânăr, de unde și variabilitatea înălțimii cochiliilor și ornamentației interne. Forme de talie mijlocie, alungite, cu înălțimi cuprinse între 5,3-7,2 cm. Cele din stadiul adult sînt destul de robuste. Ornamentația internă este identică cu cea figurată pe exemplarul din Pcelințev, Korobkov. Ea constă din două pliuri columelare destul de accentuate; celelalte pliuri lipsesc sau sînt foarte atenuate.

Repartiție. *D. csaklyana* este citată de Herblich și Pcelințev în formațiuni tithonic-cretacic inferioare. În regiunea Hăghimaș, ea este în asociație cu specii cenomanlene.

Valea Hăghimaș.

Familia Turritellidae Clark, 1851.

Genul *Haustator*, Montfort, 1810.

Haustator pitniakensis Pcelințev.

Pl. I, fig. 10-12.

1953 *Haustator pitniakensis* Pcelințev, pg. 81, pl. VIII, fig. 12-15.

Material: 3 exemplare.

Descriere. Turritellid de talie mică (circa 3 cm), cu unghiul apical de 19-20°. Ornamentația este ștearsă și nici conturul aperturii nu se observă la exemplarele colectate. În secțiune transversală, lojele sînt quasi-circulare.

Repartiție. Deși această specie a fost întâlnită în Turonianul inferior din Asia, în regiunea Hăghimaș ea este asociată cu forme cenomanlene.

Valea Hăghimaș.

Glaukonina kelersteini Zekeli.

Pl. I, fig. 8, 9.

Material: 4 exemplare.

Sinonimia și descrierea, a se vedea în Todirișă-Mihăilescu (1966).

Repartiție. Specie menționată numai în depozite turomian-senoniene.

Muntele Beneș (Tulgheș).

Familia Itieriidae Cossmann, 1896.

Genul *Itruvia* Stoliczka, 1867.

Itruvia abbreviata (Phlippi).

Pl. II, fig. 8-9; Pl. IV, fig. 1-7.

1860. *Actaeonella abbreviata* Stur, pg. 48, fig. 1 (în text).

1965. *Itruvia abbreviata* Lupu, pg. 53, pl. II, fig. 11-16; pl. III, fig. 17-22.
Material: 30 exemplare.

Descriere. Exemplarele de la Beneș, cuprind forme foarte variabile; descrierea lor, corespunde cu cea relatată de Lupu Denisa (1965).

Repartiție. Specie foarte răspândită în formațiuni turonian-senoniene.

Muntele Beneș (Tulgheș).

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I. (1938) — Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (județul Neamț). *An. Inst. Geol., XIII, București.*
- BÂNCILĂ I. (1941) — Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc (Carpatés Orientales). *An. Inst. Géol. Roum., XXI, București.*
- GOLDFUSS A. (1862) — Petrefacta Germaniae. I, *Düsseldorf.*
- GRASU C. (1971) — Recherches géologiques dans la sédimentaire mésozoïque du bassin supérieur de Bicaz (Carpatés Orientales). *Lucr. Staț. „Stejaru“, IV, Piatra Neamț.*
- KOLLMANN H.A. (1976) — Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). *Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 80, pg. 163-206, Wien.*
- KÜHN O (1947) — Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. *Setz. d. Ost. Acad. Wiss. Math. Nat., I, 156, Wien.*
- LUPU DENISA (1965) — Studiul faunei de Gasteropode cenomaniene de la Chergheș. *St. și Cercet. Geol. Geoliz. Geograf., Seria Geologie, 10, Nr. 1, București.*
- ORBIGNY A. d' (1843) — Paleontologie française. *Terr. Crétacé. II, Paris.*
- PETROVIC K., PEJOVIC D., PASIC M. (1958) — Développement biostratigraphique des faciès du Crétacé supérieur sur le territoire de la Yougoslavie. *Bul. XXI Classe de Sc. Nat., série 6, Beograd.*
- PCELINȚEV V.T. (1953) — Fauna Gastropode otlajeniiverhnego melovogo Zakavkazea u srednei Azii. *Izd. Akad. Nauk CCCP, Moskva-Leningrada.*
- PCELINȚEV V.F., KOROBKOV I.A. (1960) — *Osnovi paleontologii, Moskva.*
- PREDĂ I. (1970) — Studiul biostratigrafic al depozitelor cretaceice din valea Hăghimașului. *Analele Univ. București, Geologie, XIX, București.*
- REHBINDER B. (1902) — Fauna und Alter der cretaceischen der Umgebung Salzsees Baskuntschak. *Mem. Com. Géol., 17/Nr. 1, 1-162, Petersburg.*
- STUR D. (1863) — Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des südwestl. Siebenbürgen, *Jahrbuch der K.K. Geol. Reichsanstalt, XIII, Wien.*
- TODIRIȚA-MIHĂILESCU VICTORIA (1966) — Studiul geologic al Bazinului Roșia (Munții Pădurea Craiului), *Studii teh. și econ., seria J, nr. 3, București.*
- ZAPFE H. (1969) — Das Meer der alpinen Gosauformation. *Verlag Naturhistorisches Museum, Seite 167, nr. 5, 125-131, Wien.*

- ZEKELI F. (1852) — Die Gastropoden der Gosaugebilde. *Abh. geol. Reichsanst.*, 1, Abt 2, 2, Wien.
- SĂNDULESCU M. (1975) — Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaş (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol., Geofizică, XLV, București.*

GASTÉROPODES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES MONTS HĂGHIMAŞ-TULGHEŞ

RÉSUMÉ

Les dépôts neocrétacés des Monts Hăghimaş-Tulgheş sont développés en deux faciès: l'un calcaires-reefiques en base, l'autre grès-conglomératique de type wildflysch dans la partie supérieure.

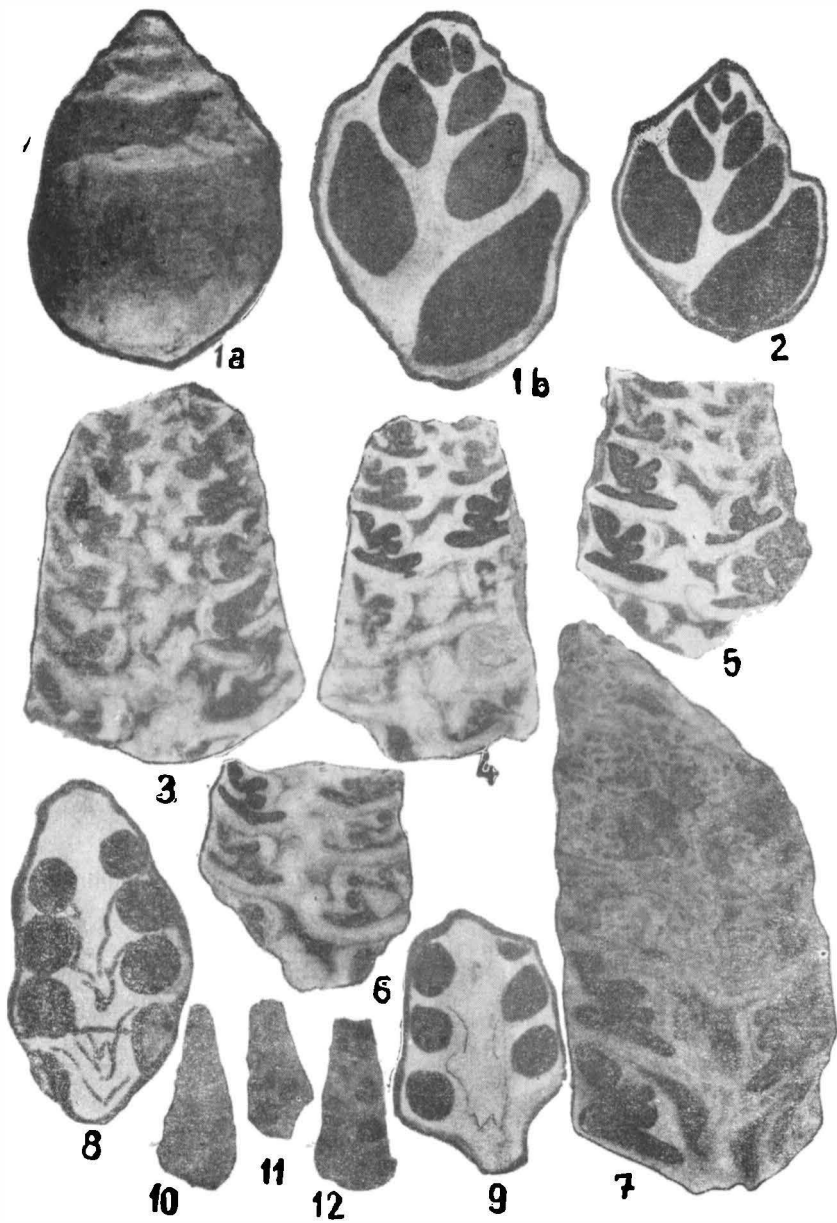
Le wildflysch contient une riche faune de invertébrée inconnue dans la plus grande partie. Dans cette faune les Coraux, les lamellibranches-Rudistes et les Gastéropodes occupent le premier lieu, en ce qui concerne le nombre des individus appartenant à la même espèce.

La faune de Gastéropodes décrites dans cet travail préliminaire a été récoltée par les dépôts crétacés de la vallée de Hăghimaş. Parmi les espèces identifiées jusqu'à présent on souligne les suivantes: *Natica bulbiformis* Sow., *Neoptyxis astrachanica* (Rehbinder), *Plesioptygmatis paillettei* (d'Orb.), *Diptyxis csaklyana* (Herbich) etc. Les espèces citées marquent l'âge Vraconien-Cénomannen pour une partie des dépôts crétacés de la région Hăghimaş-Chelle Blca-zului, et non aptien-albien comme ils ont été considérés.

Le crétacé de Mont Beneş, découvert par I. Atanasu comme Turonien-Senonien a été englobé ultérieurement dans le Vraconien-Cénomannen. On débattre la valeur stratigraphique de l'espèce *I. abbreviata* (Phll.) et des autres espèces associées et on conclure sur l'âge Turonien?-Senonien.

PLANŞA I

- Fig. 1a, 1b, 2. — *Natica bulbiliformis* Sowerby-Cenomanian, Piriul Hăghimaş, Piriul Cherecului.
- Fig. 3-6. — *Ncoptyxis astrachanica* (Rehbinder)-Cenomanian, Piriul Hăghimaş, Cheile Bicazului (serpentinele mari).
- Fig. 7. — *Plcsioptygmatis paillettei* (d'Orbigny)-Cenomanian, Piriul Hăghimaş.
- Fig. 8. — *Glauconia kefersteini* Zekeli-Turonian-Senonian, Muntele Beneş.
- Fig. 9. *Glauconia* sp. ex. gr. *kefersteini*). — Idem. "
- Fig 10-12. — *Haustator pitniakensis* Pcelințev-Cenomanian, Piriul Hăghimaş.
- Toate exemplarele sînt figurate în mărime naturală.



PLANŞA II.

Fig. 1-5. — *Diptyxis csaklyana* (Herbich)-Cenomanian, Piriul Hăghimaş.

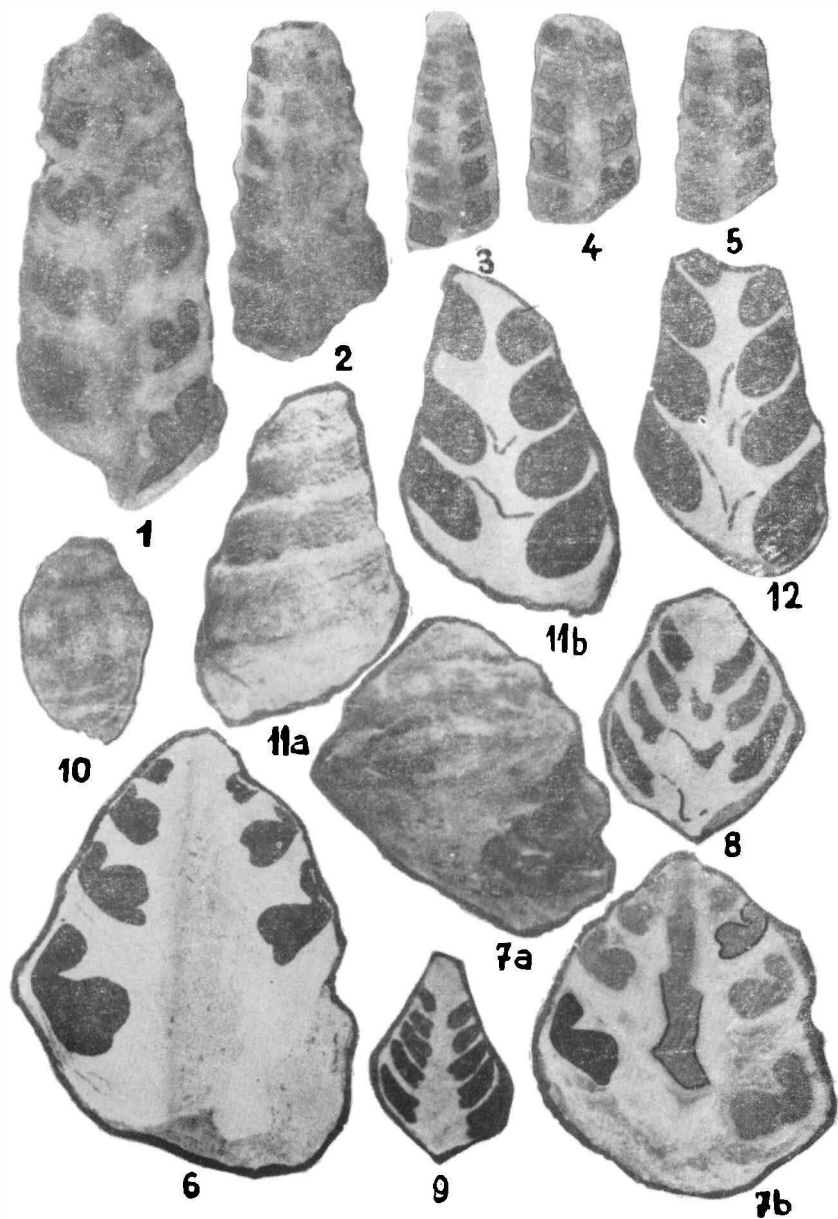
Fig. 6 ,7a, 7b. — *Cryptoplocus* sp.-Cenomanian, Piriul Hăghimaş, Piriul Che-
recului.

Fig. 8, 9. — *Ituvia abbreviata* (Philippi)-Turonian-Senonian, Muntele Beneş.

Fig. 10. — *Itieria actaconclitiformis* Schnar.-Cenomanian, Piriul Hăghimaş.

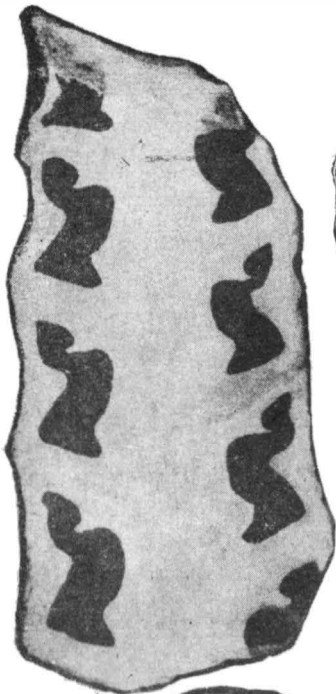
Fig. 11a, 11b, 12. *Aphanoptyxis* sp.-Turonian-Senonian, Muntele Beneş.

Toate exemplarele sînt figurate în mărime naturală



PLANȘA III

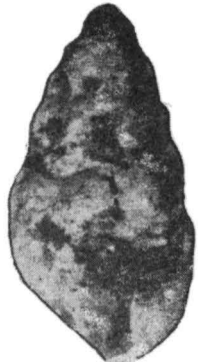
- Fig. 1. *Nerinea* *aff.* *vogtiana* d'Orbigny-Cenomanian, P. Hăghimaș.
Fig. 2a, 2b. *Phancroptyxis emillii* Parona-Cenomanian, P. Hăghimaș.
Fig. 3a, 3b, 4a, 4b, 5. *Itieria ctaconelliformis* Schnar.-Cenomanian, P. Hăghimaș.
Fig. 6. *Purpuroidea* sp.-Cenomanian, P. Hăghimaș, P. Cherecului.
Toate exemplarele sînt figurate în mărime naturală.



1



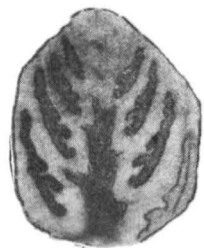
2a



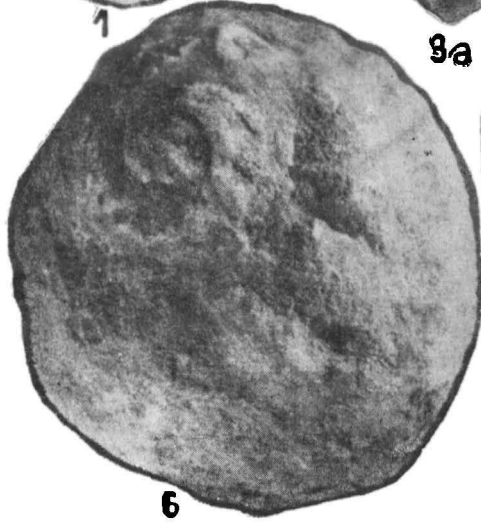
2b



3a



3b



6



4a



4b

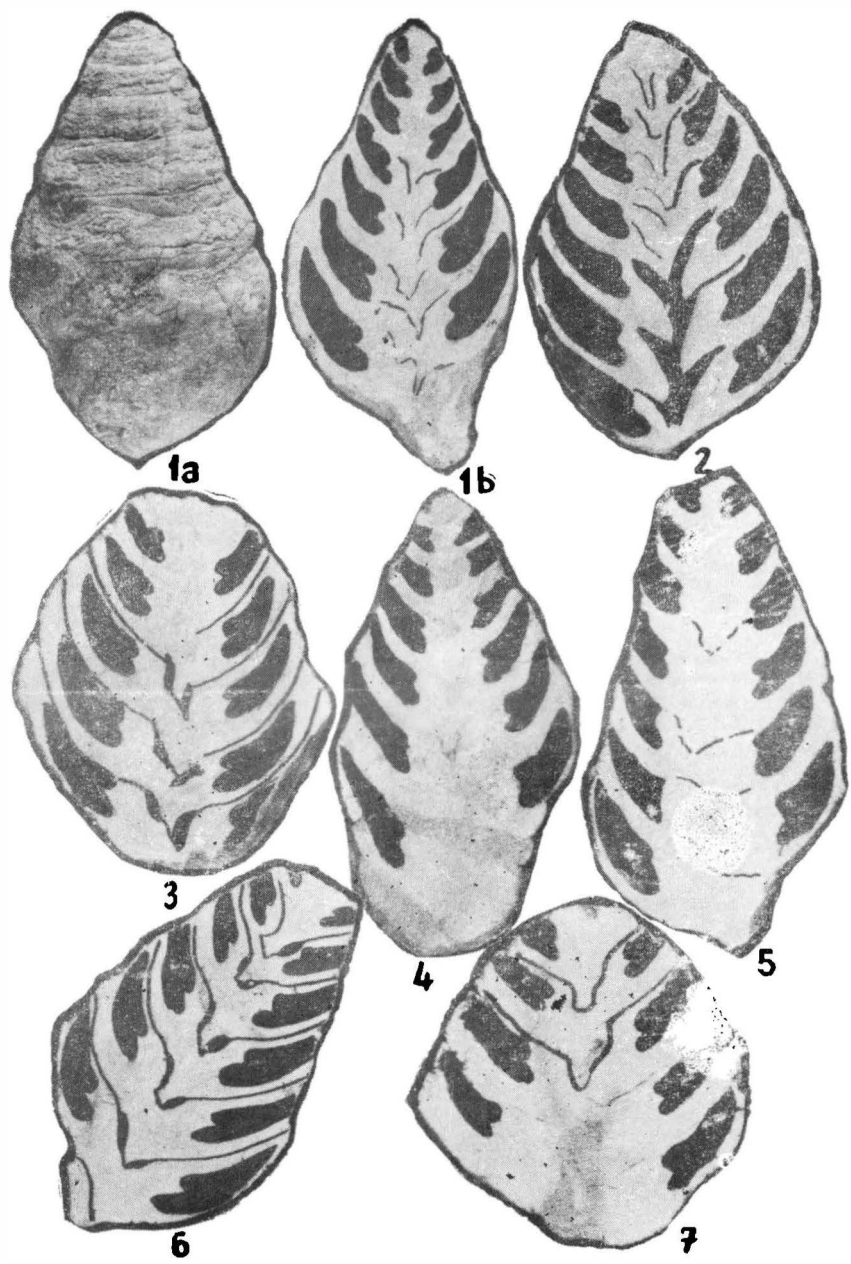


5



PLANȘA IV

Fig. 1—7. *Itruvia abbreviata* (Philippi)-Turonian-Senonian, Muntele Beșes.



ASUPRA INSECTELOR FOSILE DIN ROMÂNIA ȘI A PREZENȚEI UNEI NOI SPECII DE CARABID DIN OLIGOCENUL DE LA PIATRA NEAMȚ

M. PAUCĂ¹⁾, M. CIOBANU²⁾

ABSTRACT

Review of fossil Insects of Romania. Description of a new Carabidae-Species, *Calosoma grasui* nov. sp. from Piatra Neamț.

Deși insectele reprezintă în prezent, ca de altfel și în tot trecutul geologic, una dintre clasele de nevertebrate cu mult mai bogată în specii și indivizi, în stare fosilă resturile lor sînt dintre cele mai rare. Cauzele rarității lor sînt multiple. În primul rînd scheletul lor fiind alcătuit din chitină, deci dintr-un material de origine organică perisabil, insectele rezistă la descumpunere numai în condiții de conservare deosebit de favorabile, foarte rare în Natură. În al doilea rînd, insectele fiind în marea lor majoritate zburătoare, ducînd deci o viață în plin aer, ele întîlnesc mai puține ocazii de fosilizare. Talia lor, în general mică, le dezavantajează, de asemenea.

Identificarea taxonilor de diferite grade ai insectelor bazîndu-se adesea și pe unele criterii (nervația aripilor, colorație etc.) dificil sau imposibil de conservat în stare fosilă, studiul acestor animale n-a pasionat pe mulți paleontologi. De asemenea, faptul că — pe plan mondial — insectele sînt folosite numai extrem de rar ca fosile caracteristice pentru stabilirea cu destulă precizie a vîrstei unor depozite a determina ca, în cerce-

¹⁾ București, str. Dr. Juvara nr. 21.

²⁾ Muzeul de Științe Naturale, Piatra Neamț.

tările lor pe teren, geologii să nu le acorde o atenție deosebită. Ele sînt trecute cu vederea mai ales în cazurile cînd apar într-o stare de conservare prea fragmentară.

Numărul foarte mic de insecte fosile, care poate fi totuși descoperit, este cunoscut numai din unele roci caracterizate printr-o mare finețe a materialului sedimentat, ele luînd naștere în condiții de depunere cel mai adesea speciale — de pildă, euxinice — care au împiedicat ca individul decedat să aibă un contact îndelungat cu aerul. În consecință, în mod frecvent, insectele fosile sînt descoperite în depozite care conțin, de asemenea, plante și pești fosili. Pentru acest motiv insectele fosile au fost studiate adesea de cercetătorii acestor din urmă două grupe de viețuitoare. Mai trebuie avut în vedere faptul că puținele specii de insecte adaptate vieții acvatice — care să le înlesnească fosilizarea — trăiesc în bălți, ale căror sedimente reprezintă în scoarță un procent cu totul neînsemnat în comparație cu depozitele de origine marină. De altfel, foarte numeroase dintre exemplele fosilizate în domeniul marin reprezintă specii continentale, duse în mare de curenții aerieni sau de torenții de apă.

Pentru aceste motive, aproape totalitatea puținelor insecte fosile s-a putut conserva în unul din următoarele trei medii de sedimentare: în depozite bituminoase, depuse în mediu euxinic; în cele cărbunoase și în rășina unor conifere fosile, chihlimbarul.

În România, insectele fosile sînt cunoscute pînă în prezent numai în număr de vreo 23 specii, toate aparținînd vîrstei neozoice. *Protescu* (1938) dă o primă vedere de ansamblu asupra faunei cunoscute pînă la acea dată. Descoperirile făcute ulterior ne-au determinat să revenim asupra problemei.

Începînd cu cele de vîrstă mai veche, pînă în prezent, din terțiarul românesc sînt cunoscute următoarele genuri și specii de insecte:

1. Din Oligocenul în facies de strate de Pucioasa de la Dealul Mare (localitate denumită anterior Țița), județul Dimbovita, *Protescu* (1938) a descris specia nouă de coleopter, *Hydrophilus geticus* *Protescu*.

2. De aceeași vîrstă, dar de la Șotriș (județul Prahova) *Protescu* în același an dă descrierea sumară a unui alt coleopter, *Cerambyx* sp., avînd o stare de conservare deficitară, descoperit în depozitele de pe valea Roșie, care mai conțin resturi de pești și urme de viermi.

3-5. Din chihlimbarul de pe valea Buzăului, localitatea Colți, în afară de două specii de paianjeni, *Protescu* (1937) a determinat și trei insecte: un aphid — *Lachnus* aff. *dryoides* Germ. et Ber., un daescylid — *Scyrtes* aff. *hemisphaericus* L. și un ipid (sco-

litid) — *Dryocetes* aff. *autographus* Ratz, toate trei reprezentând probabil specii care supraviețuiesc și în prezent.

6. În 1955 *Cosmovici* și *Paucă* au descris din șisturile disordilice de pe versantul sudic al muntelui Cozla de la Piatra Neamț prima insectă fosilă din această localitate, reprezentată printr-o specie nouă de odonat — o libelulă — denumită *Lestes sieblosiformis* Cosm. et Paucă.

În 1952 *Jonet* descrie din șisturile menilitice oligocene de la Suslănești-Muscel elitra dreaptă a unui coleopter indetermiabil nici măcar generic, pe care o atribuie ca provenind de la un reprezentant al familiei *Carabidae*.

Miocenul, și în special Sarmatianul, ale cărui depozite sînt așa de răspîndite în țara noastră, a procurat paleontologilor cele mai numeroase insecte fosile, majoritatea descoperite în roci care mai conțin și resturi de pești sau plante.

7. Din dealul Feleacului (Cluj-Napoca) *Staub* a determinat în 1883 o specie nouă de dipter denumită *Bibio kochi* Staub.

8. Un mascul de *Bibio mori* Heer a fost determinat și descris amănunțit de *Protescu* în 1938. Exemplarul fusese descoperit încă din secolul trecut de profesorul *Gr. Ștefănescu* în Miocenul de la Poenari (județul Gorj), fiind numai figurat în 1892 în manualul său „Elemente de Geologie”.

9-11. O localitate care a procurat numeroase resturi de insecte de vîrstă sarmatiană, împreună cu plante și pești fosili, este Timpa, situată pe valea Streiului la sud de Simeria, județul Hunedoara. De aici *Pongrácz* (1928) a descris două specii noi de termite, anume *Termopsis transylvanica* Pongr. și *T. mallászi* Pongr., precum și un dipter, *Tipula lineata* Heer. Din același zăcămint au mai fost determinate generic furnicile *Lasius* și *Tapinoma*, un coleopter — *Cybister* (?), precum și dipterul *Bibio* sp.

12. Din Miocenul de la Ocna Sibiului (județul Sibiu) și de la Mihaș (județul Alba) *Barbu* (1934) descrie cite un exemplar de furnică pe care le atribuie cu multă probabilitate unei specii actuale, *Lasius niger*. L. Este însă cazul să remarcăm că moluștele citate sînt de vîrstă pliocenă, astfel că ele ar putea aparține unui alt nivel decît acela în care au fost găsite insectele. De la Daia Săsească (județul Sibiu) *Andrae* (1885) semnalează genul *Formica*.

13. Tot în județul Sibiu, la Avrig, *Pax* (1923) semnalează prezența, în marne cărbunoase, a unui exemplar de himenopter mascul, *Solenopsis fugax* Latr., precum și a unui lemn de conifer cu urme de galerii săpate de un bostricid. Este cazul să reciflcăm vîrsta „preglaciară” indicată de *Pax*, întrucît astăzi este cunoscut că în regiune apare numai Tortonianul superior ale cărui

depozite sînt bogat dezvoltate. Himenopterele, în calitate de insecte de regiuni calde, se încadrează bine în climatul din timpul Tortonianului.

14-20. Referindu-ne la regiunea extracarpatică, constatăm că Tortonianul de la Săcel-județul Gorj a oferit lui *Barbu* (1939) un număr de șapte specii, fiind descrise: odonatele *Aeschna polydore* Heer și *Libelula* sp., neuropterul *Chrysopa* sp., homopterul *Cinaria* sp., himenopterele *Camptonotus* aff. *sylvaticus* Ol. și *Myrmica tertiaria* Heer, precum și dipterul *Limnobia* sp.

21. Din Bugloviaanul de la Scăioși, pe valea Teleajenului, județul Prahova *Elli Franz* descrie în 1942 o specie nouă de *Psyllabucki* Franz. Este vorba de un purice de frunză cu dimensiunea de numai un milimetru, piritizat, descoperit cu ocazia spălării rocii pentru separarea microfosilelor. Cu această ocazie remarcăm că rezidiile de la spălarea rocilor pentru microfosile pot procura încă multe resturi de insecte fosile.

22. Depozitele de vîrstă pliocenă, deși foarte răspindite în țara noastră, au furnizat un număr minim de insecte. Pînă în prezent este cunoscută o specie din Dacianul de la Matîța, județul Prahova, de unde *Protescu* (1938) a determinat coleopterul *Cybis-ter laterimarginalis* de Geer *fossilis*, deci reprezentantul unei specii care supraviețuiește pînă astăzi.

Asupra întregii faune de insecte fosile din România este cazul să remarcăm că, în marea majoritate a cazurilor, diferitele specii determinate au fost descoperite fiecare pînă acum numai dintr-o singură localitate. Acest fapt este consecința marilor dificultăți ce întîmpină fosilizarea acestor animale fragile, precum și a atenției scăzute ce le-o acordă geologii, și nicidecum rarității lor excepționale pe teritoriul țării noastre în trecutul geologic.

Ordinul COLEOPTERA

Familia Carabidae

Calosoma grasui nov. sp.*)

(Pl. I)

În complexul sisturilor menilite de la Piatra Neamț, împreună cu o foarte bogată faună fosilă de pești, moluște etc., care au făcut obiectul unor numeroase lucrări începînd încă din a doua jumătate a secolului trecut, și de plante fosile încă nedescrise, a fost descoperită recent și o a doua specie de insectă fosilă după cea descrisă în 1955 de *Cosmovici* și *Paucă*. Fosilul pe care îl descriem acum reprezintă o nouă raritate în bogata

*) Specie dedicată Dr. Constantin Grasu, cercetător la Stațiunea „Stejarul”-Pîngărați, județul Neamț.

faună de vîrstă oligocenă descoperită în împrejurimile oraşului Piatra Neamt.

Fosilizare. Este cunoscut că sferea de conservare a speciilor fosile din şisturile menilitice este aceea de mumificare, stare evidentă în special în cazurile foarte rare cînd fosilul a fost descoperit la o adîncime suficient de mare (spre exemplu, în carote de foraj) pînă la care n-au putut pătrunde oxigenul atmosferic şi apele de infiltraţie prin stratele de alffel puţin permeabile ale acestor roci. Mediul de sedimentare a şisturilor menilitice, reprezentat prin ape sărate cu o oarecare adîncime, lipsite de oxigen, dar bogate în hidrogen sulfurat, era cît se poate de favorabil pentru mumificarea indivizilor care cădeau pe fundurile adînci. În prezent, de îndată ce apa şi oxigenul atmosferic îşi fac apariţia în stratele atinse de eroziune, fosilul mumificat începe a se descompune, pînă ce din el mai rămîne numai o simplă impresiune, în cazul cînd scheletul constă din carbonat şi fosfat de calciu.

Exemplarul de insectă, pe care îl descriem, a fost iniţial, de asemenea, mumificat, totuşi fiind descoperit în stratele de la suprafaţa terenului impregnate în repetate rînduri cu apele precipitaţiilor, din chitina care formează scheletul animalului a mai rămas numai o peliculă foarte subţire — o adevărată umbră — care apare pe o suprafaţă de strat. La realizarea acestei pelicule a contribuit, desigur, şi presiunea mare a depozitelor acoperitoare, precum şi aceea de cîutare a stratelor, presiuni care au aplatizat complet fosilul. Existenţa acestei presiuni poate fi constatată şi din îndepărtarea uşoară a elitrelor la capetele lor distale, unde acestea nu mai acoperă abdomenul. De asemenea, ele depăşesc cu peste un milimetru laturile corpului.

Putem constata că în şisturile menilitice chitina, deşi un compus de origine organică, se conservă chiar mai bine decît oasele vertebratelor care, pînă la sfîrşit, sînt dizolvate şi ele de apele de infiltraţie. Starea de conservare a fosilului a determinat ca fiecare dintre cele două impresiuni ale aceluiaşi individ să fie identice, ambele impresiuni prezentînd suprapuse numeroase din caracterele aparţinînd celor două feţe, dorsală şi ventrală, ale individului fosilizat. Nuanţele de cafeniu, mai mult sau mai puţin intense, determinate de diferenţa de grosime locală a chitinei ce formează scheletul animalului, permit să distingem numeroase dintre organele individului fosilizat.

Descriere. Fosilul este conservat sub forma a două impresiuni incomplete situate pe suprafaţa de separare a două plăci de argilit conţinînd foarte rare foiţe minuscule de muscovită. Capul, împreună cu primul segment toracic şi picioarele respective, lipsesc datorită unei crăpături care traversează roca. Din abdomen au lăsat impresiuni primele 7-8 segmente dintre care

la un număr de patru segmente se observă tergite distincte. Ultimele 4-5 segmente abdominale nu s-au conservat probabil din cauză că chitina lor era prea subțire. În această stare de conservare fragmentară, fosilul posedă o lungime de 26 mm și o lățime de 16 mm. Întrucit însă, pe ambele laturi, prin fenomenul fosilizării, elitrele s-au depărfat în regiunea mediană și au depășit abdomenul pe margini, lățimea insectei trebuie să fi fost de numai 15 mm. Apreciem că lungimea totală a insectei se ridică la 40-41 milimetri.

Cele două segmente conservate capul și toracele împreună cu abdomenul prezintă o formă oval-alungită, avînd totuși laturile aproape paralele pe o jumătate din lungimea fragmentului de fosilă conservată.

Caracterele generale ale exemplarului cercetat îi asigură, chiar de la o primă privire, apartenența la familia *Carabidae*. Caracterele care ne-au determinat să-l atribuim genului *Calosoma* constau în primul rînd în striatiile longitudinale și dese, în număr de 16, care ornamează suprafețele elitrelor. În lungul acestor striatii se constată existența unor tuberculi mici și deși care, uneori căzînd, lasă în urma lor gropițe minuscule. Asemenea sfriatii și tuberculi, respectiv gropițe, pot fi constatate și pe suprafețele picioarelor.

Aripile membranoase, corespunzătoare celui de-al treilea segment toracic, nu pot fi distinse, ele fiind mascate de elitre care le acoperă și de celelalte organe conservate (tergite, picioare etc.) ale corpului.

Cele două perechi de picioare conservate se disting bine. Articulele coxale ale ambelor picioare, în special ale celor posterioare, ies bine în evidență datorită culorii lor cafenie mai închisă, ca urmare a masivității chitinei din care constau. Forma lor este aproape circulară. Celelalte piese mici ale articulațiilor picioarelor nu sînt distincte, afară de tibie și tars.

Perechea de picioare medii posedă femurele (8 mm) numai puțin ieșite de sub corp, cu care fac un unghi anterior de circa 45°. Tibiile (7 mm) sînt ceva mai scurte și mai subțiri, în timp ce tarcele măsoară numai cîte circa 4 milimetri.

Picioarele posterioare sînt mai bine dezvoltate și dispuse aproape perpendicular pe axul corpului. Ele posedă cîte un femur gros de doi milimetri și lung de 10 mm, care iese distinct înafara corpului. Tibia este mai subțire, dar posedă o lungime de 12 mm, avînd capătul distal prevăzut cu trei pînteni dintre care primul este scurt și subțire, iar ceilalți doi mai groși și cu o lungime dublă. Tarsul este și mai subțire, posedă o lungime de 9 mm și se termină cu trei ghiare, dintre care cea mijlocie este mai dezvoltată.

Discuție. Comparată cu speciile actuale, fosila descrisă prezintă — prin raporturile dintre dimensiuni și forma corpului — asemănările cele mai apropiate cu *Calosoma sycophanta* L., răpitor frecvent din pădurile noastre de foioase, specie care poate fi considerată ca strămoșul său direct. Până în prezent nu ne este cunoscut ca vreo specie de *Calosoma* să fi fost descrisă din șisturile menilitice carpatice sau din cele identice lor, caucaziene.

Caracterele, care ne-au determinat să separăm această fosilă ca specie nouă, sînt :

— Conformația ghiarelor perilor de la capătul distal al tarsului ;

— Idem, aceea a pintenilor de la capătul distal al tibiei ,

— Talia, sensibil mai mare a exemplarului studiat în comparație cu foarte speciile actuale cunoscute, fapt care trădează condiții ecologice mai favorabile decît acelea de care se bucură speciile actuale.

În determinarea speciilor de insecte actuale, colorația poate prezenta un criteriu important, care însă nu se poate conserva în stare fosilă, culoarea fiind datorată unui pigment organic, perisabil.

Ecologie. Fosila descrisă, bună zburătoare, ducea o viață restră, predominant arboricolă. Prezența sa în șisturile menilitice se datorește curenților aeriени care au transportat-o departe de mediul de viață normal, aceasta fiind și cauza extremei sale rarități în fauna fosilă de la Piatra Neamț, în comparație cu numeroasele specii acvatice, foarte frecvente.

BIBLIOGRAFIE

- ANDRAE, K.J. (1885) — Tertiär-Flora von Szakádat und Talheim in Siebenbürgen. *Abhandl. d.k.k. Geol. R.A., Viena.*
- BARBU, I.Z. (1934) — Sur deux empreintes de fourmis fossiles du Miocène de la Transylvanie. *Notationes Biologicae, 11/1, București.*
- BARBU, I.Z. (1939) — Insectes fossiles du Tertiaire de L'Olténie. *Bull. Soc. Rom. Geol., IV, București.*
- COSMOVICI, N., PAUCĂ, M. (1955) — Odonat fossil din Oligocenul de la Piatra Neamț, *Lastes sieblosiformis* n.sp. *Com. Acad. R.P.R., V/2, București.*
- FRANZ ELLI (1942) — Ein verkiestes Insekt aus dem Miozän Rumäniens, *Psyllabucki* n.sp. *Senckenbergiana, 25/1-3, Frankfurt a.M.*
- JONET, S. (1952) — Un insecte oligocène des Carpathes roumaines. *Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et de Hydrol., LXI, Bruxelles.*
- PAX, F. (1908) — Einige fossile Insekten aus dem Karpaten. *Zeitschr. f. wiss. Insektenbiologie.*
- PONGRÁCZ, AL. (1928) — Fossile Insekten aus Siebenbürgen. *Public. Muzeu. Jud. Hunedoara, Deva.*

- PROTESCU, O. (1937) — Étude géologique et paléobiologique de l'ambre roumain. Les inclusions organiques de l'ambre de Buzău, I. *Bul. Soc. Rom. Geol., III, București.*
- PROTESCU, O. (1938) — Restes d'insectes fossiles dans le Tertiaire Roumain. *C.R. Acad. Scie. Roum., II/5, București.*
- ȘTEFĂNESCU, GR. (1890) — Cursu Elementaru de Geologiă. *Edit. I.V. Socec, București.*

**FOSSILE INSEKTEN VON RUMÄNIEN. VORKOMMEN EINER NEUEN
CARABIDEN-ART, CALOSOMA GRASUI NOV. SP. IM OLIGOZÄN**

ZUSAMMENFASSUNG

Nach einer kurzen Übersicht der fossilen Insekten-Arten von Rumänien, enthält die Arbeit die Beschreibung eines neuen Carabiden, *Calosoma grasui* nov. sp., welche eine nahe Verwandtschaft zu *Calosoma sycophanta* L. zeigt. Die oligozänen Fischechiefer von Piatra Neamț enthalten auch wenige Mollusken-, Krebs-, Pflanzen u.s.w.-Arten und, als äußerste Seltenheiten, auch Schildkröten und Insekten.

Fig. 1. — *Calosoma grasui* nov. sp. (x2) holotipul, Cozla, Piatra Neamț, oligocen.



CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI SARMAȚIENE DIN PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ (DEALUL LUI STAN-BOZIENI)

Partea a II-a

BICA IONESI¹⁾ și MIHAI CIOBANU²⁾

ABSTRACT

Contributions to the of Sarmatian Fauna Moldovian Platform (from Stan's Hill Bozieni). The paper presents new paleontological data on the upper Besarabian fauna from Stan's Hill. The known fauna from Stan's Hill is completed by other 18 species found in the second fossiliferous level identified by the authors. In the second part paper, taxonomic presentation and figures are made.

Punctul fosilifer din Dealul lui Stan a fost semnalat, pentru prima dată, de către David (1932), care menționează o asociație cu *Cardium fittoni* d'Orb., *Maetra variabilis* Sinz., *Turbo neumayri* Cobăl. și *Cerithium disjunctum* Sow., pe baza cărora atribuie depozitele respective Basarabianului.

Cercetările ulterioare, efectuate de Martiniuc (1948), Macarovici (1954, 1964) și Saraiman (1976) aduc completări la studiul moluștelor basarabiene din Dealul lui Stan. În ce privește proveniența faunei, David, Martiniuc și Macarovici arată că a fost găsită într-un nivel de gresii și conglomerate, iar Saraiman specifică că provine din calcare oolitice și nisipuri.

Colecția de fosile sarmațiene din Dealul lui Stan, existentă la Muzeul de Științe Naturale din Piatra Neamț și studiată de către noi (1976), a fost recoltată, de asemenea, din gresii și conglomerate. Asociația identificată însumează 40 specii. Analiza

¹⁾ Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Catedra de Geologie-Mineralogie.

²⁾ Muzeul de Științe Naturale Piatra Neamț.

valorii biostratigrafice a acestor specii și corelarea cu biozonarea Sarmațianului, din cadrul Paratethysului, propusă de *Kojumdzieva* (1976) și de către *Ijina et al.* (1976), ne-a permis să stabilim că depozitele din Dealul lui Stan aparțin orizontului superior al Basarabianului.

În lucrarea de față aducem date noi asupra faunei din Dealul lui Stan, pe care, având în vedere bogăția și varietatea ei, o prezentăm taxonomic. Mai înfii, vom face unele precizări asupra punctului fosilifer.

Aflorimentele, care apar pe versantul nordic al Dealului lui Stan, ne-au permis să întocmim o coloană litologică, completă, pe o grosime de 45 m, între altitudinile 305 m și 350 m (fig. 1). Succesiunea depozitelor este următoarea :

În bază, între 305 și 330 m altitudine, deci pe 25 m grosime, se pune în evidență un complex argilo-nisipos. Partea lui inferioară, în grosime de 10 m, este alcătuită dintr-o alternanță regulată de argile nisipoase și nisipuri, iar pe următorii 15 m devin dominante nisipurile, în care apar, subordonat, intercalații subțiri de argile. În cadrul acestor nisipuri se pune în evidență, la altitudinea de 422 m, un banc de nisipuri grosiere, în grosime de 1,5 m.

În continuare, pe circa 6 m grosime, se dispune un complex grezos-conglomeratic, constituit din gresii grosiere microconglomeratice și gresii slab cimentate, cu dungi de argile (ce totalizează 1 m grosime); gresii calcaroase compacte, cu găleți dispersați (3 m); și conglomerate cu matrice nisipoasă și elemente de fliș (marne albe bituminose, menilite, calcare, gresii, etc.), ce apar deschise pe 2 m grosime.

Între altitudinile 335 m și 345 m, succesiunea se continuă printr-un complex predominant nisipos, în care apar, la distanțe metrice, plachete de gresii și intercalații subțiri de argile.

Din descrierea acestei secțiuni, reiese că fauna menționată de autorii anteriori și de către noi (1976) aparține complexului grezos-conglomeratic. Intercalații de calcare oolitice, despre care vorbește *Saraiman* (1976), nu există în aflorimentele din Dealul lui Stan.

Urmărirea succesiunii litologice, în amănunt, ne-a oferit șansa de a identifica 2 nivele fosilifere, în cuprinsul complexului argilo-nisipos de sub complexul grezos-conglomeratic. Astfel, în bancul cu nisipuri grosiere, în grosime de 1,5 m, de la 422 m altitudine, apar exemplare numeroase de macre mari, *Tapes* și *Cardium*, care formează un veritabil lumașel. Cochilii întregi nu pot fi degajate, din cauză că sînt extrem de friabile.

Al 2-lea nivel fosilifer apare tot în nisipuri, la 326 m altitudine. Fosilele sînt aglomerate sub formă de punji sau lentile.

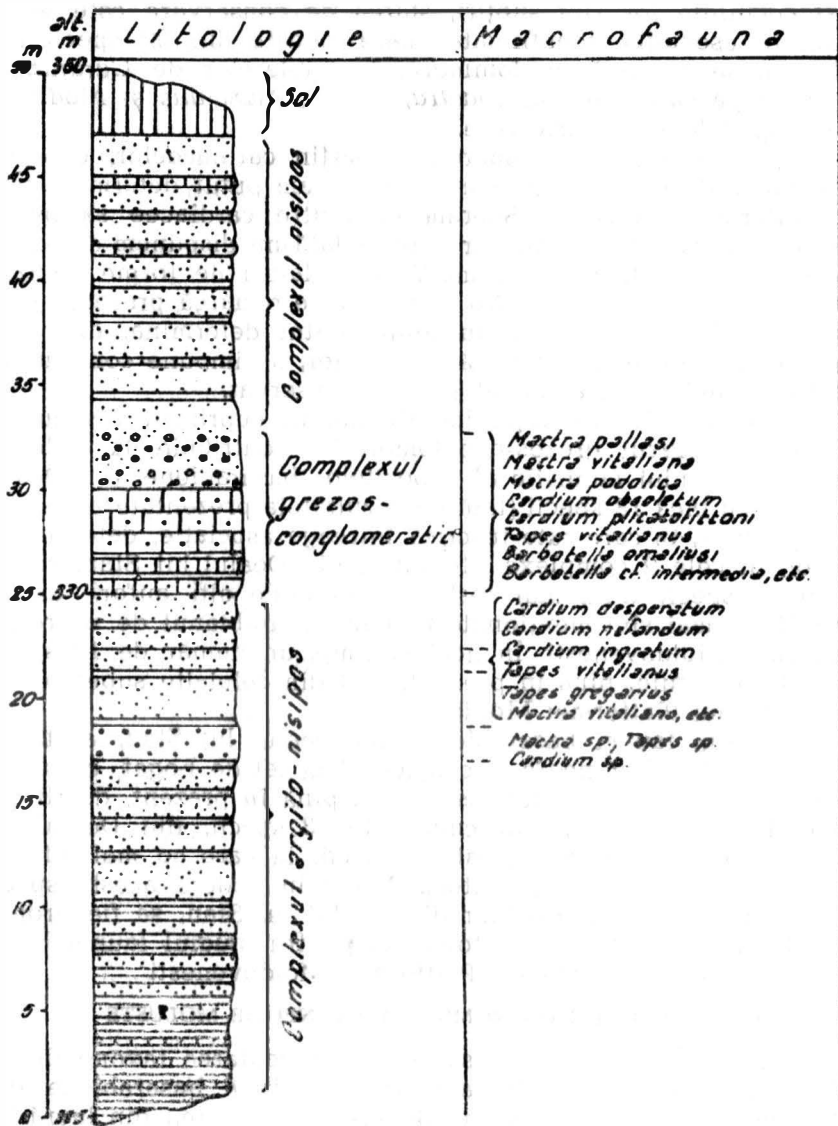


Fig. 1. — Coloana litologică a depozitelor basarabiene din Dealul lui Stan.

Colonne lithologique des dépôts bessarabiens de la Colline du Stan.

Deși cochiliile lor sînt subțiri, starea de conservare este foarte bună. În asociația identificată, care constă din 32 specii (tabelul 1), se remarcă predominarea exemplarelor de *Cardium* și *Tapes*, după care urmează *Maetra*, *Donax*, *Musculus* și *Modiolus*. Gasteropodele sînt foarte rare.

Speciile cele mai numeroase aparțin cardiaceelor, care reprezintă peste 60% din asociație, deși n-am putut determina încă tot materialul colectat. Sperăm ca dintre cardiacee să putem descrie și unele specii noi, dar deocamdată nu dispunem de exemplare suficiente. În privința mactrelor, alături de forme de talie mare, atribuite speciei *Maetra vitaliana*, se remarcă prezența unor mactre mici, pe care însă nu le-am putut determina, din lipsa unor cochilii întregi. Pentru lămurirea lor, se impune continuarea recoltării unui material bogat și bine conservat.

În concluzie, asociația identificată în cuprinsul nisipurilor, de sub complexul grezos-conglomeratic, contribuie la îmbogățirea inventarului faunistic al depozitelor basarabiene, din Dealul lui Stan, cu încă 18 specii (față de rezultatele prezentate anterior). Din tabelul 1, în care este înscrisă întreaga asociație, determinată de noi, în cele 2 complexe litologice, din Dealul lui Stan, reiese că 39 de specii n-au mai fost semnalate de alți autori, dintre care 21 nu mai sînt menționate nici în Basarabianul de pe restul Platformei Moldovenești. În același timp, un număr de 19 specii nu sînt cunoscute, pînă în prezent, nici din celelalte subetaje ale Sarmațianului Platformei Moldovenești.

Variația faunei basarabiene, din Dealul lui Stan, arată că acest punct fosilifer poate fi considerat la fel de bogat, ca și cel clasic de la Șcheia (județul Iași). Dacă pînă în prezent, din Basarabianul de la Șcheia, sînt cunoscute 53 specii, din Dealul lui Stan, numai noi am identificat 57 specii, la care se mai adaugă încă 13 semnalate de alți autori. Avînd în vedere acest aspect, se impune ca punctul fosilifer din Dealul lui Stan, să fie propus și declarat rezervație paleontologică, pentru studiul faunei basarabiene din partea vestică a Platformei Moldovenești.

PREZENTAREA TAXONOMICĂ A FAUNEI DE MOLUȘTE

Am considerat necesar să facem prezentarea taxonomică a majorității speciilor identificate, în depozitele basarabiene din Dealul lui Stan, și figurarea lor, deoarece în niciuna din lucrările anterioare, care se referă la acest punct fosilifer, cit și asupra Sarmațianului dintre valea Moldovei și valea Trotușului, nu se figurează fauna, ci se dau numai liste.

În cadrul speciilor prezentate, în afara unor sumare observații, de ordin morfologic, vom face referiri la frecvența lor în depozitele cercetate, cit și la răspîndirea în diferitele formațiuni

ale Sarmățianului de pe Platforma Moldovenească. În cazurile în care dispunem de un material mai bogat, vom face și unele aprecieri asupra variabilității.

În privința nomenclurii, menționăm că vom utiliza denumirile generice, care corespund atât principiului priorității, cât și principiului continuității, care, după părerea majorității sistematicienilor, este mai logic decât cel al priorității, deoarece asigură stabilitatea denumirilor, cunoscute și folosite timp îndelungat de toți specialiștii. Asupra subgenurilor avem unele rezerve, deoarece, în cazurile pe care le-am urmărit, nu există criterii obiective pentru separarea lor, ci intervin o serie de elemente subiective, ce depind de aprecierea fiecărui cercetător. Din aceste motive, în lucrarea de față, nu vom folosi categoria taxonomică de subgen, considerând că, de cele mai multe ori, este absolut formală, complicând inutil nomenclatura.

Clasa LAMELLIBRANHIATA

Familia DONACIDAE

Genul *Donax* Linné, 1758

Donax dentiger Eichwald

(Pl. I, fig. 1-4)

Donax dentiger — Eichwald (1853), p. 123, pl. VI, fig. 3; Kolesnikov (1935), p. 32, pl. II, fig. 11-15; Simionescu et Barbu (1940), p. 143, pl. VIII, fig. 27; Ionesi (1968), p. 246, pl. I, fig. 20-22;

Donax dentiger dentiger — Kojumdgieva (1969), p. 17, pl. II, fig. Svagrovsky (1971), p. 172, pl. XVII, fig. 6-7; Papp (1974), p. 369, pl. 12, fig. 22-25.

Specie înfilnită destul de frecvent atât în complexul grezos, cât și în nisipurile de sub el. Particularitățile morfologice ale cochiliei arată unele variații în dezvoltarea părții posterioare, uneori mai scurtă, alteori ușor alungită, prevăzută întotdeauna cu o carenă bine conturată.

În Sarmățianul de pe Platforma Moldovenească se întâlnește atât în Volhinian cât și în Basarabian.

Donax lucidus Eichwald

(Pl. I, fig. 5-8)

Donax lucidus — Eichwald (1853), p. 123, pl. VI, fig. 4; Kolesnikov (1935), p. 34, pl. II, fig. 16-18; Simionescu et Barbu (1940), p. 143, pl. VIII, fig. 4-5; Ionesi (1968), p. 246, pl. I, fig. 17-19; Svagrovsky (1971), p. 174, pl. XVI, fig. 1-3; pl. XVII, fig. 9.

Donax (Paradonax) dentiger lucidus — Kojumdgieva (1969), p. 18, pl. II, fig. 9-10.

Am atribuit acestei specii câteva exemplare întregi sau aproape întregi, recoltate din complexul grezos și din nisipurile de sub el. Pe unele valve carena este ștearsă, pe altele slab conturată.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută din Volhinian și Basarabian.

Donax priscus Eichwald

(Pl. I, fig. 9)

Donax priscus — Eichwald (1853), p. 124; Kolesnikov (1935), p. 35, pl. III, fig. 1-3;

Donax novorossicus Sinzov; Simionescu et Barbu (1940), p. 142, pl. VIII, fig. 6-8.

Specie rar întâlnită în nivelul fosilifer din nisipurile de sub complexul grezos. Exemplarul figurat are cochilia bine conservată, încît se pot remarca foarte bine deosebirile față de speciile prezentate.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este semnalată din Volhinian. În depozitele basarabiene, din Dealul lui Stan, a fost identificată, prima dată, de către noi.

Familia SOLENIDAE

Genul *Solen* Linné, 1758

Solen subfragilis Eichwald

(Pl. I, fig. 10)

Solen subfragilis — Kolesnikov (1935), p. 124, pl. XIX, fig. 1-2; Simionescu et Barbu (1940), p. 183, pl. XIX, fig. 1-2; Kojumdgieva (1969), p. 19, pl. III, fig. 1-4; Svagrovskiy (1971), p. 175, pl. XVII, fig. 1-5; Papp (1974), p. 368, pl. 13, fig. 4.

Fragilitatea cochiliei nu oferă condiții bune de conservare. Din acest motiv nu putem face aprecieri asupra frecvenței. Exemplarul figurat de noi este aproape întreg și provine din nisipurile de sub complexul grezos.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească are o răspîndire mai largă, în comparație cu alte specii, fiind întâlnită din Buglovian și pînă în Chersonian. Mai frecventă este în Basarabian. În Dealul lui Stan este semnalată prima dată de către noi.

Familia MACTRIDAE

Genul *Maetra* Linné, 1767

În cadrul acestui gen sînt separate, de diferiți autori, mai multe subgenuri, din descrierea cărora reiese că dentiția ar constitui elementul taxonomic esențial. Speciile sarmațiene sînt atribuite de *Korobkov* (1954), cit și de *Kojumdgieva* (1969) subgenului *Sarmatimaetra*, caracterizat, în special, prin apropierea și concreșterea celor 2 ramuri ale dintelui cardinal de pe valva dreaptă. În această situație, chiar atunci cînd dentiția nu este conservată (ceea ce se întîmplă destul de frecvent) nu poate exista nici o îndoială asupra stabilirii subgenului *Sarmatimaetra*. Avînd în vedere faptul că, în lucrarea de față, sînt prezentate numai specii sarmațiene, utilizarea subgenului nu este absolut necesară.

Maetra vitaliana vitaliana d'Orbigny

(Pl. I, fig. 13-15)

Maetra vitaliana — *Kolesnikov* (1935), p. 54, pl. VI, fig. 1-3; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 146, pl. X, fig. 9-11 (non fig. 12-14); *Jekelius* (1944), p. 96, pl. 30, fig. 1 (non fig. 2-4); *Ionesi* (1968), p. 245, pl. VI, fig. 7-9; *Svagrinsky* (1971), p. 179, pl. XIX, fig. 1;

Maetra (Sarmatimaetra) vitaliana vitaliana — *Kojumdgieva* (1969), p. 21, pl. III, fig. 12; pl. IV, fig. 1-3; *Iljina et al.* (1976), pl. VII, fig. 18-23 (non fig. 24).

Am găsit exemplare numeroase, cu cochilia bine conservată în complexul grezos. În nisipurile de sub acest complex, această specie se întîlnește rar și are valvele mai subțiri ce se fragmentează cu ușurință. Particularitățile morfologice ale cochiliei arată unele variații în confurul valvelor, care uneori este oval-triunghiular, alteori mai alungit posterior, apropiindu-se într-o oarecare măsură de *Maetra fabreana*. Carena prezintă însă același aspect rotunjit (fig. 15). Dentiția n-a putut fi degajată din cauza durtății rocii.

Pe Platforma Moldovenească este menționată rar în Volhian și frecvent în Basarabian.

Maetra vitaliana moldavica Simionescu et Barbu

(Pl. I, fig. 11, 12)

Maetra vitaliana var. *moldavica* — *Simionescu et Barbu* (1940), p. 147, pl. XI, fig. 1-3.

Am atribuit acestei subspecii cîteva exemplare, găsite în complexul grezos, care, prin convexitatea mai redusă a valvelor și valoarea indicelui de alungire, se încadrează în diagnoza dată de *Simionescu și Barbu*.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este semnalată pentru prima dată de către noi, din Dealul lui Stan.

Macra pallasi Baily

(Pl. II, fig. 1-3)

Macra pallasi — Kolesnikov (1935), p. 52, pl. VI, fig. 5-8; Simionescu et Barbu (1940), p. 147, pl. X, fig. 7, 12-14 (non fig. 9-11).

Macra (Sarmatimacra) vitaliana pallasi — Kojumdgieva (1969), p. 21, pl. IV, fig. 4-7; pl. V, fig. 1; Papp (1974), p. 365, pl. 16, fig. 7-10.

Macra vitaliana var. *simionescui* Mac. — Macarovicj (1935), p. 502, pl. IV, fig. 17-18; Ionesi (1968), p. 245, pl. VI, fig. 1-3.

Macra (Sarmatimacra) vitaliana vitaliana d'Orb. — Iljina et al. (1976), pl. VII, fig. 4; pl. VIII, fig. 1-4.

Am găsit exemplare numeroase în complexul grezos. Cochilia nu este întotdeauna bine conservată; mai frecvente fiind mulejele. Dentiția n-a putut fi degajată din cauza durtății rocilor.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată de diferiți autori numai din Basarabian, fiind mai abundentă în partea sa inferioară.

Macra cf. *subvitaliana* Kolesnikov

(Pl. I, fig. 16)

Macra subvitaliana — Kolesnikov (1935), pl. VI, fig. 8-10.

Prin aspectul general al cochiliei, exemplarul găsit de noi în complexul grezos prezintă unele asemănări cu specia *subvitaliana*.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este menționată rar în Volhinian și Basarabian.

Macra podolica Eichwald

(Pl. II, fig. 4-5)

Macra podolica — Eichwald (1853), p. 128, pl. VI, fig. 9 a, b; Cobălcescu (1883), p. 118, pl. VIII, fig. 7 a, b; Simionescu et Barbu (1940), p. 154, pl. XI, fig. 34-37; Ionesi (1968), p. 245, pl. VI, fig. 4-6; Kojumdgieva (1969), p. 24, pl. VI, fig. 10-11; pl. VII, fig. 1.

Am atribuit acestei specii câteva exemplare, bine conservate, găsite în cuprinsul complexului grezos.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată rar în Volhi-

nian și frecvent în Basarabian. În Dealul lui Stan a fost identificată, prima dată, de către noi.

Macra vasluensis Simionescu et Barbu

(Pl. II, fig. 6-7)

Macra vasluensis — Simionescu et Barbu (1940), p. 156, pl. X, fig. 15-16.

În materialul cercetat de noi, am găsit câteva exemplare în complexul grezos, care corespund descrierii și figurației, prezentate de autorii menționați.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești este cunoscută numai din Basarabian. În Dealul lui Stan este semnalată, pentru prima dată, de către noi.

Macra tapesoides Sinzov

(Pl. II, fig. 8-10)

Macra tapesoides — Simionescu et Barbu (1940), p. 149, pl. XI, fig. 10, 12, 13.

Macra (Sarmatimacra) tapesoides — Kojumdgieva (1969), p. 23, pl. VI, fig. 2-6.

Se întâlnește destul de frecvent în complexul grezos. Cochilia nu este întotdeauna conservată în întregime. Particularitățile sale arată cele mai multe asemănări cu exemplarele figurate de Kojumdgieva.

Pe Platforma Moldovenească este menționată din Volhinian și Basarabian.

Macra georgei Baily

(Pl. II, fig. 11)

Macra georgei — Kolesnikov (1935), p. 59, pl. VII, fig. 1-3; Ionesi (1968), p. 246, pl. I, fig. 3.

Disponem numai de 3 exemplare (dintre care unul este bine conservat), provenite din complexul grezos. Dentiția nu este păstrată, dar toate celelalte caractere corespund diagnozei și figurației dată de Kolesnikov.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este cunoscută din Volhinian. În Basarabian n-a fost citată pînă în prezent.

Familia CARDIIDAE

Genul *Cardium* Linné, 1758

Cardium obliquobsoletum obliquobsoletum Kolesnikov

(Pl. II, fig. 12)

Cardium obliquobsoletum — Kolesnikov (1935), p. 97, pl. XII, fig. 17-22.

Cardium (Cerastoderma) obliquobsoletum — Kojumdgieva (1969), p. 31, pl. IX, fig. 14, 15.

Exemplarul găsit de noi, în nisipurile de sub complexul gre-

zos, prezintă cele mai multe asemănări cu cele figurate de *Kolesnikov*.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească nu este menționat pînă în prezent.

Cardium cf. *obliquoobsoletum armavirensis* Kolesnikov
(Pl. II, fig. 13)

Cardium obliquoobsoletum var. *armavirensis* — Kolesnikov (1935),
p. 98, pl. XIII, fig. 5-6.

Exemplarul atribuit acestei subspecii nu este suficient de bine conservat; costulația fiind vizibilă numai în partea posterioară. Aspectul său general indică apropieri cu subspecia *armavirensis*. A fost găsit în nisipurile de sub complexul grezos.

Este semnalată, pentru prima dată, în Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească.

Cardium bajarunasi bajarunasi Kolesnikov

(Pl. III, fig. 1-3)

Cardium bajarunasi — Kolesnikov (1935), p. 87, pl. IX, fig. 16-21.

Cardium (Cerastoderma) bajarunasi bajarunasi — Kojumdjieva
(1969), p. 35, pl. XI, fig. 1-3.

Se întilnește desful de frecvent atât în complexul grezos, cît și în nisipurile de sub el. Pe unele exemplare cochilia este bine conservată, putîndu-se observa, destul de clar, particularitățile ornamentației.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută numai din Basarabian. În Dealul lui Stan a fost identificată, prima dată, de către noi.

Cardium bajarunasi urupensis Kolesnikov

(Pl. III, fig. 4)

Cardium bajarunasi var. *urupensis* — Kolesnikov (1935), p. 88, pl. IX, fig. 22-25.

Am atribuit acestei subspecii 2 valve, provenite din complexul grezos. Cochilia nu este conservată perfect, totuși pe exemplarul figurat se poate observa că aspectul coastelor și al intervalelor dintre ele arată diferențieri față de subspecia tip.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești este semnalată numai în Basarabian. Din Dealul lui Stan a fost determinată, pentru prima dată, de către noi.

Cardium uiratamensis inepta Kolesnikov

(Pl. III, fig. 5)

Cardium uiratamensis var. *inepta* — Kolesnikov (1935), p. 90, pl. X, fig. 16-23.

Disponem de un singur exemplar, bine conservat, găsit în

nisipurile de sub complexul grezos. Particularitățile generale ale cochiliei cît și dimensiunile corespund descrierii dată de *Kolesnikov*. Solzii de pe suprafața coastelor sînt bine conturați în partea anterioară și posterioară, cît și pe marginea ventrală a valvei.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești n-a fost menționată pînă în prezent.

Cardium nefandum Kolesnikov

(Pl. III, fig. 6-10)

Cardium nefandum — *Kolesnikov* (1935), p. 91, pl. X, fig. 24-26, 28; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 177, pl. VIII, fig. 57.

Cardium (Cerastoderma) nefandum — *Kojumdgieva* (1969), p. 30, pl. IX, fig. 3-6.

Materialul cercetat de noi este reprezentat prin exemplare numeroase, bine conservate, ce provin în majoritate din nisipurile de sub complexul grezos. Ca aspect general, dimensiuni și număr de coaste cochiliile respective se încadrează în limitele descrierii și figurației, date de autorii menționați. Se remarcă și unele variații, în sensul că unele valve sînt aproape echilaterale, altele ușor inechilaterale, applatizate sau slab convexe. Pe unele exemplare se observă și conturarea unei carene, mai mult sau mai puțin accentuată.

Specie cunoscută pe Platforma Moldovenească numai din Basarabian.

Cardium cf. venestum Kolesnikov

(Pl. III, fig. 11-12)

Cardium venestum — *Kolesnikov* (1935), p. 92, pl. XI, fig. 5-9; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 177, pl. IX, fig. 12, 13.

Se întilnește rar atît în complexul grezos, cît și în nisipurile de sub el. Prin aspectul general al valvelor și al coastelor (care apar foarte slab conturate), cît și prin dimensiuni exemplarele noastre se apropie de specia *venestum*.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească nu este semnalată pînă în prezent.

Cardium ingratum ingratum Kolesnikov

(Pl. III, fig. 13-16)

Cardium ingratum — *Kolesnikov* (1935), p. 93, pl. XI, fig. 10-16; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 179, pl. VIII, fig. 50-52; *Ionesi* (1968), p. 238, pl. IV, fig. 10-11; *Kojumdgieva* (1969), p. 30, pl. IX, fig. 7-8.

Se întâlnește destul de frecvent în cele 2 nivele fosilifere din Dealul lui Stan, dar cochilia nu este întotdeauna perfect conservată. Examinarea exemplarelor colectate arată unele variații în conturul general al cochiliei (uneori aproape echilaterală); cit și în aspectul carenei, mai slab sau mai puternic dezvoltată.

Pe Platforma Moldovenească se întâlnește rar în Volhinian și frecvent în Basarabian.

Cardium ingratum firma Kolesnikov

(Pl. III, fig. 17)

Cardium ingratum var. *firma* — Kolesnikov (1935), p. 94, pl. XI, fig. 17-22.

Disponem de un singur exemplar, destul de bine conservat, provenit din nisipurile de sub complexul grezos. Prin conturul cochiliei, dimensiuni și aspectul coastelor corespunde descrierii și figurației date de Kolesnikov.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești n-a fost identificată pînă în prezent.

Cardium ingratum perfida Kolesnikov

(Pl. III, fig. 18-19)

Cardium ingratum var. *perfida* — Kolesnikov (1935), p. 94, pl. XI, fig. 23-25.

Am atribuit acestei subspecii câteva exemplare, bine conservate, găsite în nisipurile de sub complexul grezos. Aspectul general al cochiliei cit și particularitățile coastelor arată diferențieri față de subspeciile prezentate mai sus.

Este semnalată, pentru prima dată, în Sarmațianul Platformei Moldovenești.

Cardium obsoletum Eichwald

(Pl. IV, fig. 1-3)

Cardium obsoletum — Eichwald (1853), p. 97, pl. IV, fig. 19 a, b; Simionescu et Barbu (1940), p. 176, pl. VIII, fig. 62; pl. IX, fig. 32, 33, 54; Ionesi (1968), p. 238, pl. IV fig. 4-7.

Cardium (Cerastoderma) obsoletum obsoletum — Kojumdjieva (1969), pl. VIII, fig. 7-8.

Cerastoderma (Obsoletiforma) obsoletum obsoletum — Iljina et al. (1976), pl. I, fig. 37-48.

Se întâlnește frecvent atit în complexul grezos, cit și în nisipurile de sub el. Examinarea mai multor exemplare, bine conservate, arată unele variații în conturul valvelor (care poate fi rotunjit sau ușor alungit posterior), gradul de convexitate, numărul

coastelor și dezvoltarea mai mult sau mai puțin accentuată a solzilor (care nu pot fi observați pe toată suprafața valvelor decât în cazuri excepționale de conservare). Variabilitatea exemplarelor noastre se încadrează în limitele celor figurate de *Ilijina et al.* (1976).

Pe Platforma Moldovenească este menționată din Volhinian și Basarabian.

Cardium desperatum Kolesnikov

(Pl. IV, fig. 4-7)

Cardium desperatum — *Kolesnikov* (1935), p. 92, pl. XI, fig. 1-4.

Cardium (Cerastoderma) desperatum — *Kojumdjieva* (1969), p. 34, pl. X, fig. 12-14.

Specie întâlnită în cele 2 nivele fosilifere din Dealul lui Stan. Exemplarele cele mai numeroase și mai bine conservate provin din nisipuri. Examinarea lor indică o oarecare variabilitate atât în ce privește dimensiunile, gradul de convexitate, indicele de alungire, cât și numărul și aspectul coastelor (uneori bine conturate, altele mai șterse). Intervalele dintre coaste pot fi înguste sau mai largi, fără a depăși lățimea coastelor.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută numai din Basarabian.

Cardium cf. kishinevense Kolesnikov

(Pl. IV, fig. 8-10)

Cardium kishinevense — *Kolesnikov* (1935), p. 99, pl. XIII, fig.

14-15; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 179, pl. IX, fig. 11, 23-24.

Prin aspectul general al cochiliei, exemplarele recoltate de noi, din complexul grezos cât și din nisipurile de sub el, prezintă cele mai multe apropieri cu cele figurate de *Kolesnikov*. Costulația nu este suficient de bine conservată, pe toată suprafața valvelor pentru a putea observa șanțul care marchează o divizare a coastelor mediane.

Din alte regiuni ale Platformei Moldovenești este semnalată numai din Basarabian. În Dealul lui Stan a fost identificată, prima dată, de către noi.

Cardium beaumonti d'Orbigny

(Pl. IV, fig. 11-13)

Cardium beaumonti — *Kolesnikov* (1935), p. 100, pl. XIII, fig.

12-13; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 180, IX, fig. 25-27.

Disponem de câteva exemplare găsite în complexul grezos. Aspectul general al cochiliei, convexitatea ei, particularitățile

coastelor și dimensiunile ne-au determinat să le atribuim speciei *neaumonti*, sinonimizată de *Kojumdgieva* (1969) cu *Cardium kolesnikovi* *Davidaschvili*. După părerea noastră între aceste 2 specii există unele asemănări în ce privește aspectul coastelor, dar celelalte caractere sînt deosebite.

Pe Platforma Moldovenească n-a fost identificată, pînă în prezent, în Sarmațian.

Cardium kolesnikovi kavarnense Kojumdgieva

(Pl. IV, fig. 14)

Cardium (Cerastoderma) kolesnikovi kavarnense — *Kojumdgieva* (1969), p. 33, pl. X, fig. 5-10.

Disponem de un singur exemplar, bine conservat, găsit în cuprinsul complexului grezos. Ca aspect general se aseamănă cu subspecia *kavarnense*, descrisă de *Kojumdgieva* din Basarabianul superior din Bulgaria. Prezintă însă și unele diferențieri, care constau în convexitatea mai accentuată, număr mai redus de coaste și prezența unei carene tranșante.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este menționată, pentru prima dată, de către noi.

Cardium quadripartitum Kolesnikov

(Pl. IV, fig. 15-16)

Cardium quadripartitum — *Kolesnikov* (1935), p. 104, pl. XIV, fig. 21-24; *Simionescu et Barbu* (1940), p. 170, pl. IX, fig. 34-35, 52; *Kojumdgieva* (1969), p. 44, pl. XIV, fig. 7-8.

În materialul cercetat, această specie este reprezentată prin 2 valve drepte (una cu cochilia parțial conservată și alta ca mu-laj), provenite din nisipurile de sub complexul grezos. Deși coastele nu sînt suficient de bine conservate pe toată suprafața cochiliei, aspectul său general (foarte caracteristic în cazul de față) arată multe asemănări cu exemplarele figurate de autori și amintiți la sinonimii.

Specie semnalată, pentru prima dată, în Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească.

Cardium planicostatum Atanasiu et Macarovic

(Pl. V, fig. 1-2)

Cardium plicatoides var. *planicostata* — *Atanasiu et Macarovic* (1950), p. 46, pl. I, fig. 42-43.

Cele cîteva exemplare, recoltate de noi din complexul grezos, corespund prin toate caracterele lor descrierii și figurației, date de autori. Considerăm însă că varietatea respectivă (= subspecie în nomenclatura actuală) nu are nimic comun cu *Cardium plicatoides* *Simionescu et Bărbu*, care, după cum reiese din

descrierea autorilor se încadrează în grupa lui *Cardium plicatum* Eichw. În același timp, subspecia respectivă, după părerea noastră, prezintă caractere suficient de clare, pentru a i se acorda valoare de specie.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută numai din Basarabian. În Dealul lui Stan este semnalată, pentru prima dată, de către noi.

Cardium plicatofittoni Sinzov

(Pl. V, fig. 3-5)

Cardium plicatofittoni — Kolesnikov (1935), p. 114, pl. XVII, fig. 6-9; Simionescu et Barbu (1940), p. 164, pl. IX, fig. 4-5; Ionesi (1968), p. 236, pl. III, fig. 12-15.

Cardium (Cerastoderma) plicatum plicatofittoni — Kojumdgieva (1969), p. 49, pl. XVI, fig. 12, 13-14.

Cerastoderma (Plicatiforma) plicatum plicatofittoni — Iljina et al. (1976), pl. II, fig. 9-11.

Se întâlnește destul de frecvent atât în complexul grezos, cât și în nisipurile de sub el. Numărul redus al coaselor și particularitățile lor nu creează nici o dificultate în privința determinării.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată rar în Volhian și frecvent în Basarabian.

Familia VENERIDAE

Genul *Tapes* Megerle, 1811

În privința nomenclurii generice a speciilor sarmațiene, majoritatea cercetătorilor utilizează de timp îndelungat denumirea de *Tapes*, în loc de *Irus* Oken 1811 sau *Paphia* Bolten în Rödning 1798. Deși, conform principiului priorității s-ar impune denumirea de *Paphia*, principiul sfabilității recomandă ca, în unele cazuri, să nu se țină seama de prioritate, ci să se utilizeze denumirile bine cunoscute, de toți specialiștii, cum este în cazul de față *Tapes*.

Tapes vitalianus d'Orbigny

(Pl. V, fig. 6-11)

Tapes vitalianus + *T.v.* var. *mediosarmatica* — Kolesnikov (1935), p. 69-72, pl. VIII, fig. 4-10.

Tapes vitalianus — Simionescu et Barbu (1940), p. 159, pl. VII, fig. 37-41; Ionesi (1968), p. 241, pl. V, fig. 6-8; Kojumdgieva (1969), p. 52, pl. XVII, fig. 11-16.

Irus vitalianus — Svačarovskij (1971), p. 162, pl. XI, fig. 1-3; Papp (1974), p. 373, pl. 15, fig. 1-5.

Această specie constituie un element dominant al asociației din cuprinsul complexului grezos, cât și din nisipurile de sub

el. Particularitățile cochiliei arată unele variații în ce privește gradul de convexitate, indicele de alungire și aspectul marginii posterioare.

Pe Platforma Moldovenească are o distribuție destul de largă, fiind cunoscută din Buglovian, Volhinian și Basarabian.

Tapes gregarius gregarius (Partsch)

(Pl. V, fig. 12-15)

Tapes gregarius — Kolesnikov — (1935), p. 75, pl. VIII, fig. 25-27 ; Ionesi (1968), p. 240, pl. V, fig. 1.

Tapes tricuspis tricuspis (Eichw.) — Kojumdgieva (1969), p. 53, pl. XVII, fig. 12, 15.

Irus gregarius gregarius — Svagrovsky (1971), p. 165, pl. XIII, fig. 2-4 (non fig. 1) ; pl. XIV, fig. 1-3 (non fig. 4).

Se întâlnește frecvent în cele 2 nivele fosilifere din Dealul lui Stan. În cadrul cochiliilor examinate se remarcă un anumit grad de variabilitate în conturul valvelor, uneori rotunjit-trapezoidal, alteori ușor oval.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească este semnalat rar în Volhinian și frecvent în Basarabian.

Tapes gregarius ponderosus (d'Orbigny)

(Pl. VI, fig. 1)

Irus gregarius var. *ponderosa* — Simionescu et Barbu (1940), p. 159, pl. VII, fig. 35, 36 ; Ionesi (1968), p. 240 pl. V, fig. 2, 3

Irus gregarius — Jekelius (1944), p. 95, pl. 29, fig. 5, 8.

Tapes tricuspis ponderosus — Kojumdgieva (1969), p. 53, pl. XVIII, fig. 1-3.

Irus gregarius ponderosus — Svagrovsky (1971), p. 167, pl. XIV, fig. 5-6 ; Papp (1974), p. 373, pl. 15, fig. 21-23.

Majoritatea exemplarelor atribuite acestei subspecii sînt incomplete, fiind greu de degajat din gresiile dure, în care se găsesc.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată numai în Basarabian, fiind extrem de abundentă în partea sa inferioară.

Tapes gregarius dissitus (Eichwald)

(Pl. VI, fig. 2-3)

Venus dissita — Eichwald (1853), p. 105, pl. V, fig. 13.

Tapes gregarius var. *dissita* — Simionescu et Barbu (1940), p. 159, pl. VII, fig. 45-48 ; Ionesi (1968), p. 241, pl. V, fig. 4-5.

Irus gregarius dissitus — Jekelius (1944), p. 95, pl. 29, fig. 13 ; Papp (1974), p. 373, pl. 15, fig. 6-12.

Irus dissitus — Svagrovsky (1971), p. 163, pl. XI, fig. 4-7; pl. XII, fig. 1-7.

În materialul cercetat de noi, am separat cîteva exemplare, bine conservate, recoltate din nisipurile de sub complexul grezos, ce corespund diagnozei și figurației, prezentate de autorii menționați.

Este cunoscut pe Platforma Moldovenească din Volhinian și Basarabian.

Tapes tricuspis (Eichwald)

(Pl. VI, fig. 4-5)

Venus tricuspis — Eichwald (1853), p. 106, pl. V, fig. 15.

Tapes tricuspis — Kolesnikov (1935), p. 72, pl. VIII, fig. 21-24;

Simionescu et Barbu (1940), p. 160, pl. VII, fig. 49-50;

Ionesi (1968), p. 242, pl. V, fig. 15-18.

Am atribuit acestei specii 3 exemplare, ce provin din complexul grezos și din nisipurile de sub el.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată frecvent în Volhinian și rar în Basarabian. În Dealul lui Stan este citată, prima dată, de noi.

Familia MYTILIDAE

Genul *Modiolus* Lamark, 1799

Modiolus incrassatus (d'Orbigny)

(Pl. VI, fig. 9)

Modiola incrassata — Kolesnikov (1935), p. 26, pl. I, fig. 23-25;

Simionescu et Barbu (1940), p. 139, pl. VII, fig. 22-25.

Modiolus incrassatus — *Ionesi* (1968), p. 234, pl. I, fig. 23; *Kojumdgieva* (1969), p. 55, pl. XX, fig. 1-3; *Svagrovsky* (1971), p. 132, pl. I, fig. 6-8; *Papp* (1974), p. 358, pl. 12, fig. 1-3.

Am găsit 3 valve incomplete în nisipurile de sub complexul grezos. Particularitățile lor nu pun la îndoială determinarea.

Pe Platforma Moldovenească se întâlnește rar în Volhinian și frecvent în Basarabian. Din Dealul lui Stan a fost identificată, pentru prima dată, de către noi.

Musculus moldavicus (Simionescu et Barbu)

(Pl. VI, fig. 6)

Modiola moldavica — *Simionescu et Barbu* (1940), p. 137, pl. VII, fig. 7.

Disponem de un singur exemplar, recoltat din nisipurile de sub complexul grezos. Cochilia este destul de bine conservată,

dar striurile radiare nu se disting decât pe unele porțiuni. Prin aspectul său general se diferențiază ușor de celelalte specii.

Este cunoscută pe Platforma Moldovenească numai din Basarabian. Din Dealul lui Stan a fost determinată, prima dată, de către noi.

Musculus naviculoides (Kolesnikov)

(Pl. VI, fig. 7-8)

Modiola naviculoides — Kolesnikov (1935), p. 18, pl. I, fig. 1-4.

Modiola navicula Dub. Simionescu et Barbu (1940), p. 135, pl. VII, fig. 1-2.

Musculus naviculoides — Ionesi (1968), p. 233, pl. I, fig. 25.

Am atribuit acestei specii 3 exemplare, destul de bine conservate, găsite în complexul grezos.

Pe Platforma Moldovenească se întâlnește rar în Buglovian, Volhinian și Basarabian. În Dealul lui Stan este semnalată, prima dată, de noi.

Clasa GASTROPODA

Familia ACMAEIDAE

Genul *Acmaea* Eschscholtz, 1830

Acmaea striatocostata Sinzov

(Pl. VI, fig. 10-11)

Acmaea striatocostata — Simionescu et Barbu (1940), p. 16, pl. VI, fig. 101.

Disponem de 2 exemplare întregi, provenite din nisipurile de sub complexul grezos. Ornamentația nu este suficient de clară, totuși pe unele porțiuni, în afară de striurile normale de creștere, sînt vizibile și unele coaste concentrice, separate prin intervale înguste.

Specie semnalată, pentru prima dată, în Sarmațianul Platformei Moldovenești.

Familia TROCHIDAE

Genul *Gibbula* Leach in Risso, 1826

Gibbula rollandiana (d'Orbigny)

(Pl. VI, fig. 12-14)

Trochus rollandianus — Kolesnikov (1935), p. 190, pl. XXV, fig. 7-12; Simionescu et Barbu (1940), p. 50, pl. V, fig. 54-56.

Gibbula rollandiana — Ionesi (1968), p. 249, pl. VII, fig. 26-28; Kojumdgieva (1969), p. 73, pl. XXVI, fig. 13-15.

Cele câteva exemplare, găsite în complexul grezos, sînt în-

iregi, sub formă de mulaje, cochilia nefiind conservată. Aspectul ei foarte caracteristic, cîț și faptul că este lipsită de ornamentație, nu creează dificultăți în determinare.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută din Volhinian. În Basarabian a fost identificată, pentru prima dată, de către noi, în Dealul lui Stan.

Genul *Barbotella* Cossman, 1918

Barbotella omaliusi (d'Orbigny)

(Pl. VI, fig. 15-16)

Barbotella omaliusi — Kolesnikov (1935), p. 204, pl. XXVI, fig. 14-15; Simionescu et Barbu (1940), p. 58, pl. II, fig. 59-60.

Barbotella omaliusi omaliusi — Kojumadgieva (1969), p. 73, pl. XXVII, fig. 1-3.

Se întilnește destul de frecvent în complexul grezos. Cochilia nu este bine conservată, în majoritatea cazurilor, găsindu-se mulaje. Pe exemplarele figurate, ornamentația se observă numai pe anumite porțiuni.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată numai în Basarabian.

Barbotella cf. intermedia (Radovanonic et Pavlovic)

(Pl. VI, fig. 17; Pl. VII, fig. 1)

Barbotella intermedia — Kolesnikov (1935), p. 207, pl. XXVI, fig. 21-22; Kojumadgieva (1969), p. 75, XXVII, fig. 9-11.

Cele cîteva exemplare, găsite de noi în complexul grezos nu au cochilia conservată în întregime. Aspectul ei general, dimensiunile, cîț și particularitățile ornamentației, care se observă pe unele porțiuni reduse, ne-au determinat să le apropiem de specia *intermedia*.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești n-a fost identificată pînă în prezent.

Barbotella sp. 1

(Pl. VII, fig. 2)

Exemplarul figurat are cochilia perfect conservată și provine din cuprinsul complexului grezos. Literatura pe care am avut-o la dispoziție nu ne-a permis să-l determinăm. Prin lipsa ornamentației se apropie de *Barbotella omaliusi barboti* (Toula),

dar aspectul general al cochiliei (cu înălțimea aproape egală cu lățimea) și creșterea rapidă a spirelor arată deosebiri foarte clare.

Barbotella sp. 2

(Pl. VII, fig. 3-4)

Această specie se întâlnește frecvent în complexul grezos, dar majoritatea exemplarelor sînt mulaje incomplete, uneori deformate și fragmentate. Examinarea celor 2 exemplare figurate arată o cochilie foarte joasă, cu creștere regulată. După unele fragmente mici ale cochiliei se deduce prezența unei ornamentații, dar nu se pot face precizări. Apertura nu este clar conturată. Identificarea unor exemplare întregi va permite completarea acestei sumare descrieri.

Familia LITTORINIDAE

Genul *Littorina* Ferrussac, 1821

Littorina bessarabica (Sinzov)

(Pl. VII, fig. 5-6)

Littorina bessarabica — Kolesnikov (1935), p. 208, pl. XXVI, fig. 23-26; Simionescu et Barbu (1940), p. 66, pl. V, fig. 82-83; Kojumdgieva (1969), p. 82, pl. XXIX, fig. 16-17.

Am atribuit acestei specii 2 exemplare (unul întreg și altul cu primele ture lipsă), găsite în complexul grezos.

În Sarmațianul de pe Platforma Moldovenească n-a fost semnalată pînă în prezent.

Familia HYDROBIIDAE

Genul *Hydrobia* Hartmann, 1821

Hydrobia elongata Eichwald

(Pl. VII, fig. 10)

Hydrobia elongata — Kolesnikov (1935), p. 215, pl. XXVII, fig. 18-21; Svagrovsky (1971), p. 231, pl. XXX, fig. 1-8 (non fig. 9); Papp (1974), p. 335, pl. 4, fig. 1-3.

Hydrobia frauenfeldi Hoern. — Simionescu et Barbu (1940), p. 68, pl. VI, fig. 19-20; Ionesi (1968), p. 248, pl. VII, fig. 8-11; Kojumdgieva (1969), p. 87, pl. XXXI, fig. 5-6.

Cele câteva exemplare atribuite acestei specii provin din complexul grezos.

Pe Platforma Moldovenească este cunoscută din Volhinian și Basarabian. În Dealul lui Ștan a fost identificată, prima dată, de către noi.

Familia NASSIDAE

Genul *Dorsanum* Gray, 1847*Dorsanum bessarabicum* (Simionescu et Barbu)

(Pl. VII, fig. 7-8)

Buccinum bessarabicum — Simionescu et Barbu (1940), p. 111, pl. III, fig. 35-45.

Am atribuit acestei specii câteva exemplare, recoltate din complexul grezos. Cochilia nu este în întregime conservată, dar aspectul general al spirelor și particularitățile ornamentației (vizibile pe unele porțiuni) arată asemănări cu specia *bessarabicum*.

În Sarmațianul Platformei Moldovenești n-a fost semnalată până în prezent.

Dorsanum duplicatum (Sowerby)

(Pl. VII, fig. 9)

Buccinum duplicatum — Kolesnikov (1935), p. 243, pl. XXIX, fig. 7-9; Simionescu et Barbu (1940), p. 102 pl. III, fig. 1-2.*Dorsanum duplicatum* — Ionesi (1968), p. 255, pl. VIII, fig. 32, 33; Kojumdjieva (1969), p. 104, pl. XXV, fig. 8-11; Sva-grovsky (1971), p. 381, pl. LXVII, fig. 1-14; Papp (1974), p. 350, pl. 9, fig. 1-6.

Specie întâlnită rar în complexul grezos.

Pe Platforma Moldovenească este semnalată rar în Volhinian și frecvent în Basarabian.

Familia ACTEOCINIDAE

Genul *Acteocina* Gray, 1847*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot)

(Pl. VII, fig. 11-13)

Bulla lajonkaireana — Kolesnikov (1935), p. 285, pl. XXXIII, fig. 1-4; Simionescu et Barbu (1940), p. 127, pl. VI, fig. 40, 41, 52-56; Ionesi (1968), p. 256, pl. VII, fig. 19-22.*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* — Kojumdjieva (1969), p. 117, pl. XXXIX, fig. 9-11, 14-15; Sva-grovsky (1971), p. 406, pl. LXXI, fig. 1-6.

Disponem de câteva exemplare, găsite în complexul grezos. Cochilia nu este conservată decât fragmentar, dar mulajele respective, pe care se pot observa clar și primele spire, nu creează incertitudini în determinare.

Este cunoscută pe Platforma Moldovenească din Buglovian, Volhinian și Basarabian.

TABELUL I

Asociația de moluște din Dealul lui Stan

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Complexul grăzo- conglu- meratic	Complexul argilo- mălajos
	1. <i>Donax dentiger</i> Eichw.	+	+
	2. <i>Donax lucidus</i> Eichw.	+	+
X	3. <i>Donax priscus</i> Eichw.		+
	4. <i>Solen subfragilis</i> Eichw.		+
●OX	5. <i>Mactra vitaliana vitaliana</i> d'Orb	+	+
	6. <i>Mactra vitaliana moldavica</i> Sim. et Barbu		
	7. <i>Mactra cf. subvitaliana</i> Koles.	+	
	8. <i>Mactra pallasii</i> Bally	+	
X	9. <i>Mactra podolica</i> Eichw.	+	
X	10. <i>Mactra vasluensis</i> Sim. et Barbu	+	
	11. <i>Mactra tapesoides tapesoides</i> Sinz.	+	
●OX	12. <i>Mactra cf. tapesoides visternicensis</i> Mac.	+	
●OX	13. <i>Mactra georgei</i> Bally	±	
●OX	14. <i>Cardium obliquooobsoletum obliquooobsoletum</i> Koles		+
●OX	15. <i>Cardium cf. obliquooobsoletum armavirensis</i> Koles.		+
X	16. <i>Cardium bajarunasi bajarunasi</i> Koles.	+	+
X	17. <i>Cardium bajarunasi urupensis</i> Koles.	+	+
●OX	18. <i>Cardium uiralamensis inepta</i> Koles		+
	19. <i>Cardium nefandum</i> Koles	+	+
●OX	20. <i>Cardium cf. venustum</i> Koles	+	+
	21. <i>Cardium ingratum ingratum</i> Koles.	+	±
●OX	22. <i>Cardium ingratum lirna</i> Koles.		+
●OX	23. <i>Cardium ingratum perlida</i> Koles		+
	24. <i>Cardium obsoletum</i> Eichw.	+	+
X	25. <i>Cardium aff. obsoletiformis</i> Koles.	+	
	26. <i>Cardium desperatum</i> Koles.	+	+
X	27. <i>Cardium cf. kishinevense</i> Koles.		±
●OX	28. <i>Cardium beaumonti</i> d'Orb.	+	+
●OX	29. <i>Cardium kolesnikovi kavarnense</i> Kojumdgieva	+	
●OX	30. <i>Cardium quadripartitum</i> Koles.		±
X	31. <i>Cardium planicostatum</i> Atanasiu et Mac.	+	
X	32. <i>Cardium aff. sarmaticum</i> Barbot	+	
	33. <i>Cardium plicatolittori</i> Sinz.	+	+
	34. <i>Tapes vitalianus</i> d'Orb.	+	+

	35. <i>Tapes gregarius gregarius</i> (Parsch)	+	+
	36. <i>Tapes gregarius ponderosus</i> (d'Orb.)	+	
	37. <i>Tapes gregarius dissitus</i> (Eichw.)		+
X	38. <i>Tapes tricuspis</i> (Eichw.)	+	+
X	39. <i>Musculus moldavicus</i> (Sim. et Barbu)		⊕
X	40. <i>Musculus naviculoides</i> (Koles.)	+	+
X	41. <i>Modiolus incrassatus</i> (d'Orb.)		+
●○X	42. <i>Acmæca striatocostata</i> Sinz.		+
X	43. <i>Gibbula rollandiana</i> (d'Orb.)	+	
	44. <i>Barbotella omaltusi</i> (d'Orb.)	+	
●○X	45. <i>Barbotella cf. intermedia</i> (Rad. et Pavl.)	+	
●○X	46. <i>Barbotella</i> sp.1	+	
●○X	47. <i>Barbotella</i> sp. 2	+	
●○X	48. <i>Littorina bessarabica</i> (Sinz.)	+	
●○X	49. <i>Dorsanum bessarabicum</i> (Sim. et Barbu)	+	
	50. <i>Dorsanum duplicatum</i> (Sow.)	+	
X	51. <i>Dorsanum cf. elegans</i> (Sim. et Barbu)	+	
X	52. <i>Hydrobia clongata</i> (Eichw.)	+	
X	53. <i>Hydrobia ventrosa</i> Mont.	+	
●○X	54. <i>Hydrobia cf. soceni</i> Jek.	+	
	55. <i>Acteocina lajonkaireana lajonkaireana</i> (Bast.)	+	+
●○X	56. <i>Acteocina lajonkaireana sinzovi</i> (Koles.)		+
●○X	57. <i>Cylichna melitopolitana</i> (Sok.)	+	

X Specii semnalate prima dată în Dealul lui Stan.

○ Specii semnalate prima dată în Basarabianul de pe Platforma Moldovenească.

● Specii semnalate prima dată în Sarmățianul de pe Platforma Moldovenească.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I., MACAROVICI N. (1950) — Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie (départ. de Dorohoi, de Botoșani et de Iași). *An. Com. Geol.*, XXIII, București.
- COBALCESCU GR. (1883) — Studii geologice și paleontologice asupra unor târmuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. geol. Sc. milit.*, București.
- DAVID M. (1932) — Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț și Bacău (evoluția sa morfologică). *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, 50, București.
- EICHWALD E. (1953) — Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie, II, Stuttgart.
- ILJINA L.B., NEVESSKAIA L.A., PARAMONOVA N.P. (1976) — Kakonomernosti razvitiia Moliuskov v opresnennih basselnah Neoghena Evrazii (pozdnii Miočen-ranii, Pliocen). *Izd. „Nauka“, Moskva.*
- IONESI B. (1968) — Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. *Ed. Acad. R.S.R.*, București.
- IONESI B., CIOBANU M. (1976) — Asupra unei faune sarmatiene din Dealul lui Stan (Bozieni) — Platforma Moldovenească. *An. Muzeului Șt. Nat. Piatra Neamț, ser. geol.-geogr.*, III.
- JEKELIUS E. (1944) — Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. geol. Rom.*, V.
- KOJUMDIEVA EM. (1969) — Fosilite na Bălgariia, VIII Sarmat, *Solia.*
- * * * (1976) — Les communautés de Mollusques du Sarmatien et leur importance stratigraphique. *Praesprint des Rapports du XI-ème Congrès de l'Assoc. géol. Carpato-Balc.*, Kiev, 1977.
- KOLESNIKOV V.P. (1935) — Sarmatskie molliuski. *Paleontologhiia SSSR*, X, 2, Leningrad.
- KOROBKOV I. A. (1934) — Sprovocinik i metodiceskoe rukovodstvo pe treticinim Moliuskam (Plastinciato-Jabernie). *Leningrd.*
- MACAROVICI N. (1935) — Les Mactres sarmatiques de l'Est et du Sud-Est de la Roumanie. *Ann. sci. Univ. Jassy*, XXI.
- MACAROVICI N. (1954) — Sarmatianul de pe dreapta Siretului dintre Ozana și Bistrița. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
- * * * (1964) — Contributions à la connaissance du Sarmatien la Vallée du Siret et les Subcarpathes. *An. Șt. Univ. Iași, sect. II (Șt. nat., geol.-geogr.)*, X.
- MARTINIUC C. (1948) — Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Sireth et les Carpathes. *Ann. sci. Univ. Jassy*, XXXI.
- PAPP A. (1974) — Die Molluskenfauna der sarmatischen Schichtengruppe. Chronostratigraphie un Neostatotypen, Sarmatien. *Bratislava.*
- SARAIMAN A. (1976) — Contribuții la studiul Bessarabianului din bazinul pârului Valea Neagră. *An. Șt. Univ. Iași, sect. II (biol.-geol.-geogr.)*, XXII.
- SIMIONESCU I., BARBU I.Z. (1940) — La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, III.
- SVĀGROVSKY J. (1971) — Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geol. Geogr. Univ. Comeniana, Geologica*, 20, Bratislava.

CONTRIBUTIONS A L'ÉTUDE DE LA FAUNE SARMAȚIENNE DE LA PLATEFORME MOLDAVE (LA COLLINE DU STAN — BOZIENI)

II-ème partie

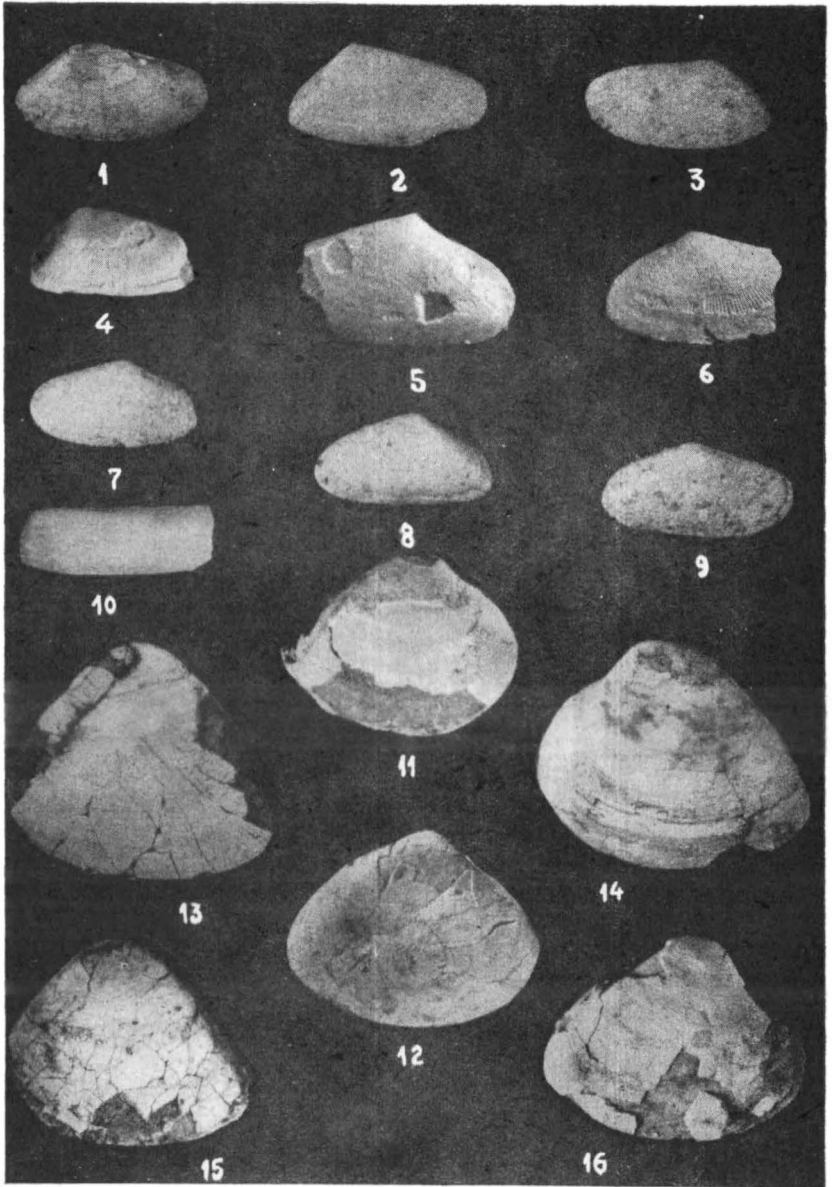
L'ouvrage apporte de nouvelles données sur la faune de Mollusques trouvée dans les dépôts bessarabiens supérieurs de la Colline du Stan, par l'identification d'un nouveau niveau fossilifère (fig. 1), cantonné dans le complexe argilo-sablonneux, situé au-dessous du complexe grés-conglomératique, étudié antérieurement (1976). L'association déterminée de ces 2 niveaux totalise 57 espèces (tableau 1). De ce tableau, il résulte que 39 espèces n'ont été pas ne sont pas mentionnées, jusqu'à présent, dans le Bessarabien d'autres régions signalées par d'autres auteurs dans la Colline du Stan. Parmi celles-ci, 21 espèces de la Plateforme Moldave, mais 19 espèces ne sont connus ni même dans les autres sous-étages du Sarmatien.

Dans la 2-ème partie de l'ouvrage on fait la présentation taxonomiques de 49 espèces (figurées en 7 planches), en mentionnant quelques remarques sur la variabilité et sur leur fréquence et leur distribution dans le Sarmatien de la Plateforme Moldave.

En ce qui concerne la nomenclature, nous utilisons les dénominations des genres, qui correspondent autant au principe de la priorité, aussi bien qu'à celui de la continuité, qui d'après l'opinion des systematiciens, quelquefois est plus important que la priorité, parce qu'il assure la stabilité des dénominations. La catégorie taxonomique de sous-genre n'est pas utilisé dans cet ouvrage, parce que, selon notre opinion, pour la séparation de celui-ci n'il y a pas des critères objectifs, dans la plupart des cas.

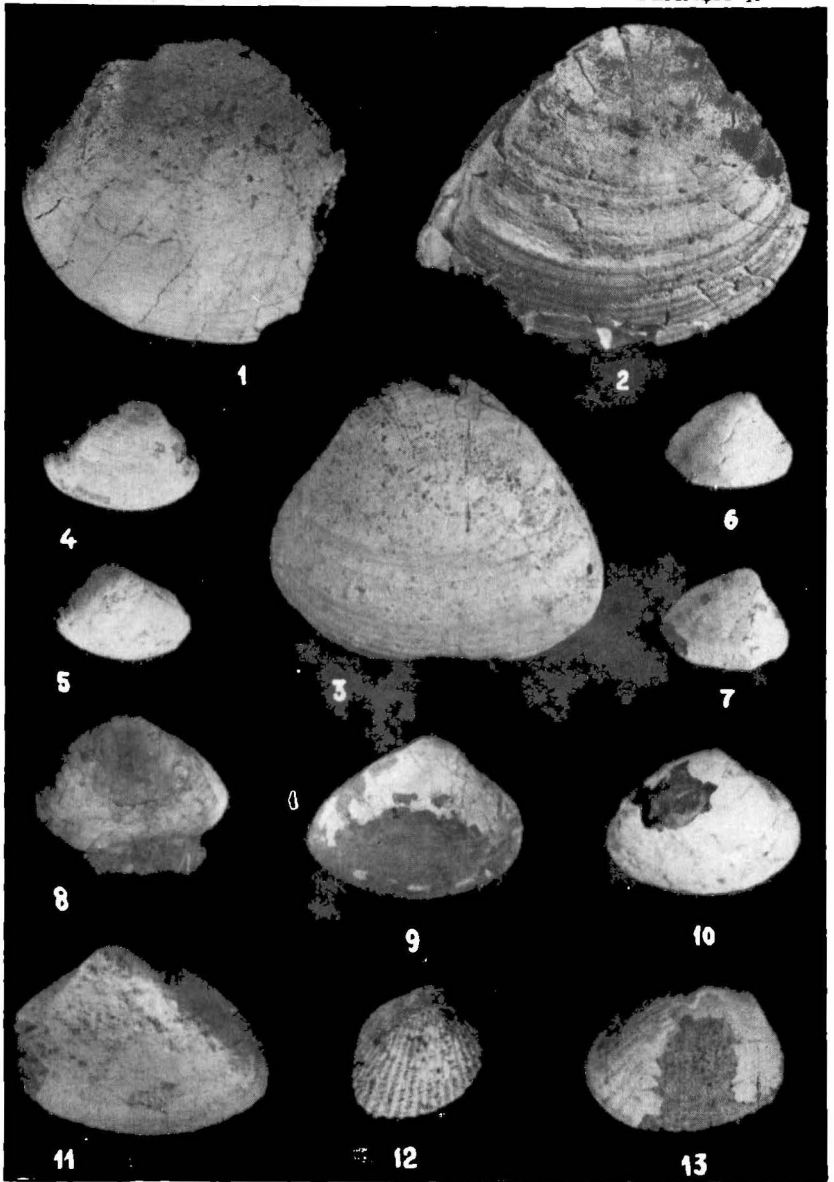
PLANȘA 1.

- Fig. 1-4. — *Donax dentiger* Eichw. (1—x1, 3; 2—x 2,1; 3—x 1,5; 4—x 2)
Fig. 5-8. — *Donax lucidus* Eichw. (5 și 6—x 2,4; 7 și 8—x 1,7).
Fig. 9. — *Donax priscus* Eichw. (x 1,7).
Fig. 10. — *Solen subfragilis* Eichw. (x 2).
Fig. 11-12. — *Maetra vitaliana moldavica* Sim. et Barbu (x 1,1).
Fig. 13-15. — *Maetra vitaliana vitallana* d'Orb. (13—x 1,4; 14 și 15—x1).
Fig. 16. — *Maetra cf. subvitaliana* Koles. (x 1,3).



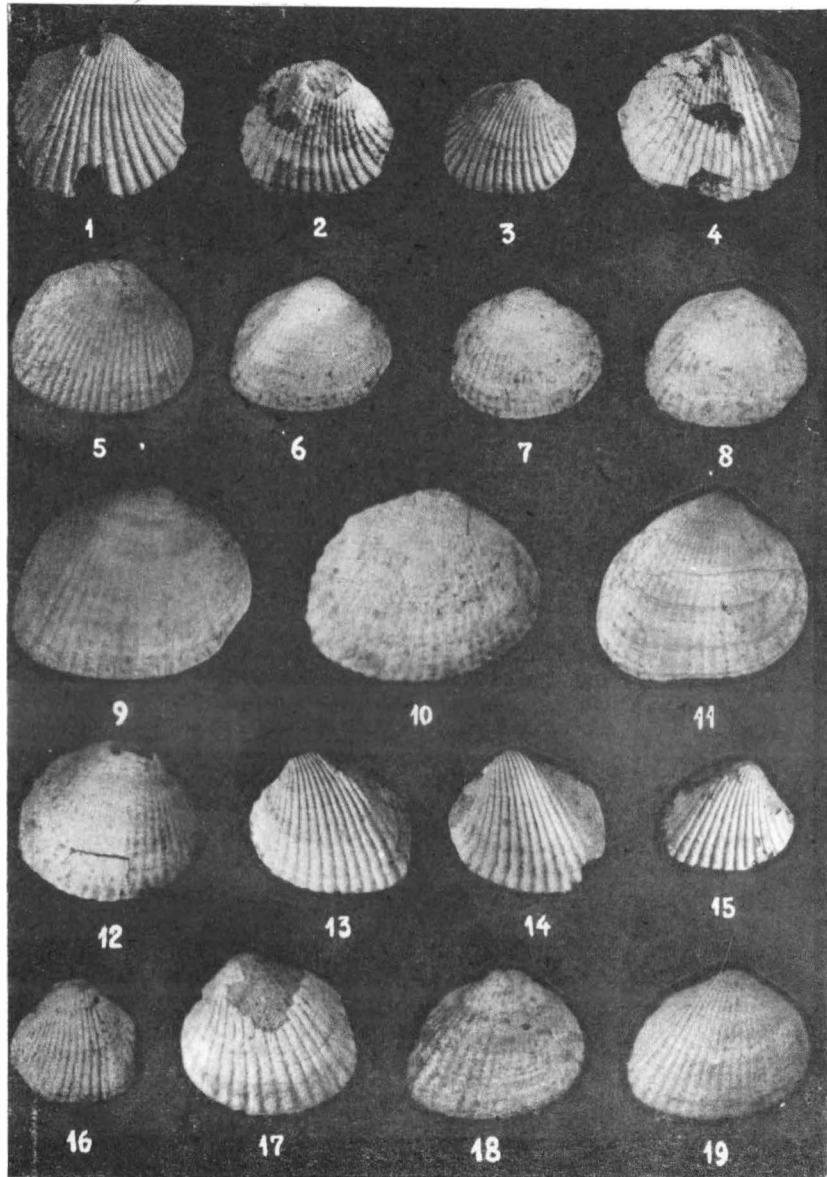
PLANȘA II

- Fig. 1-3. — *Maetra pallasii* Bailly (x 1).
Fig. 4-5. — *Maetra podolica* Eichw. (x 1).
Fig. 6-7. — *Maetra vasluensis* Sim. et Barbu (x 1,2).
Fig. 8-10. — *Maetra tapesoides* Sinzov (x 1,1).
Fig. 11. — *Maetra georgei* Bailly (x 1,1).
Fig. 12. — *Cardium obliquoobsoletum obliquoobsoletum* Koles. (x 2,5).
Fig. 13. — *Cardium cf. obliquoobsoletum armavirensis* Koles. (x 2,4).



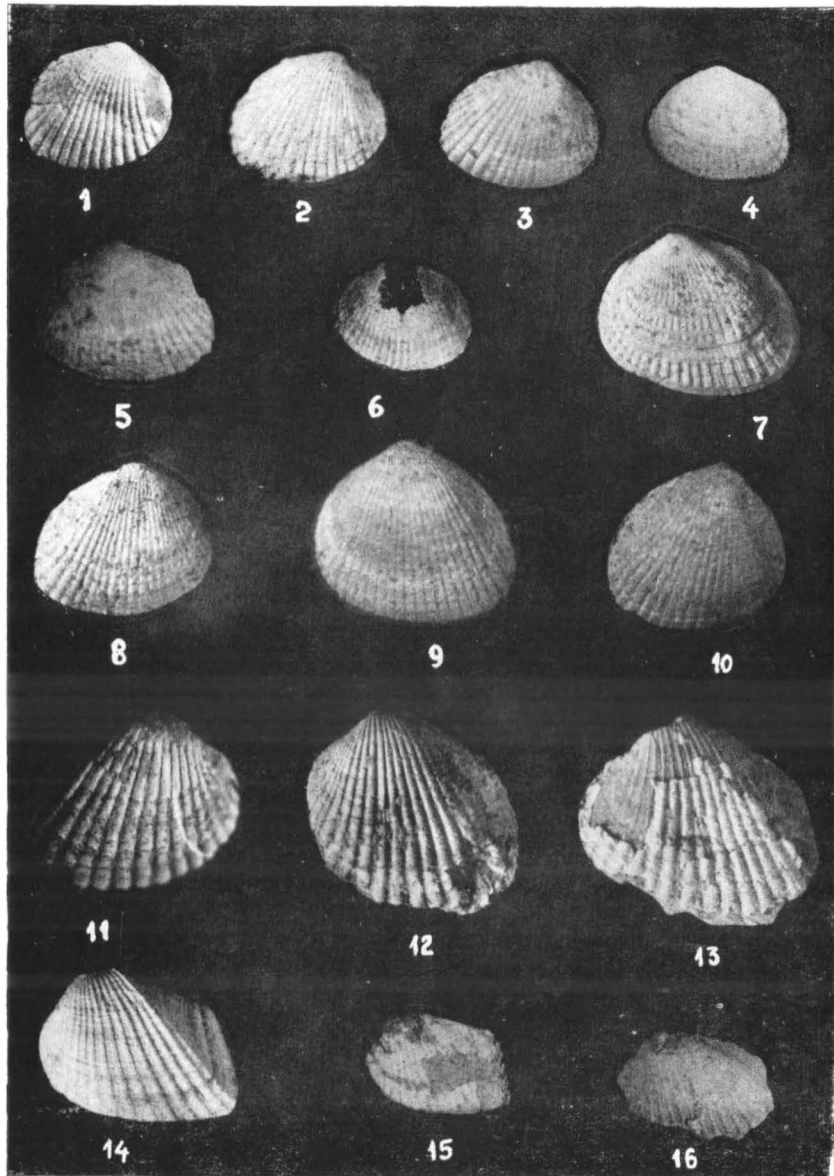
PLANŞA III

- Fig. 1-3. — *Cardium bajuranasi bajuranasi* Koles. (1 și 2— x 2; 3—x 1,2).
Fig. 4. — *Cardium bajuranasi urupensis* Koles. (x 1,8).
Fig. 5. — *Cardium uiratumensis* Koles. (x 2,5).
Fig. 6-10. — *Cardium nelandum* Koles. (6—x 1,3; 7 și 8—x 2; 9 și 10—x 2,7).
Fig. 11-12. — *Cardium* cf. *venustum* Koles. (x 2,7).
Fig. 13-16. — *Cardium ingratum ingratum* Koles. (13 și 14—x 1,8; 15 și 16—x 1,4).
Fig. 17. — *Cardium ingratum firma* Koles. (x 2,3).
Fig. 18-19. — *Cardium ingratum perlida* Koles. (x 1,6).



PLANȘA IV

- Fig. 1-3. — *Cardium obsoletum* E'chw. (1 și 2—x 2; 3—x 1,7).
Fig. 4-7. — *Cardium desperatum* Koles. (4 și 6—x 1,6; 5 și 7—x 2,6).
Fig. 8-10. — *Cardium* cf. *kishinevense* Koles. (8—x 1,8; 9 și 10—x 2).
Fig. 11-13. — *Cardium beaumonti* d'Orb. (11—x 2; 12 și 13—x 1,7).
Fig. 14. — *Cardium kolosnikovi kavernense* Kojumdgieva (x 1,7).
Fig. 15-16. — *Cardium quadripartitum* Koles. (x 1,5).



PLANȘA V

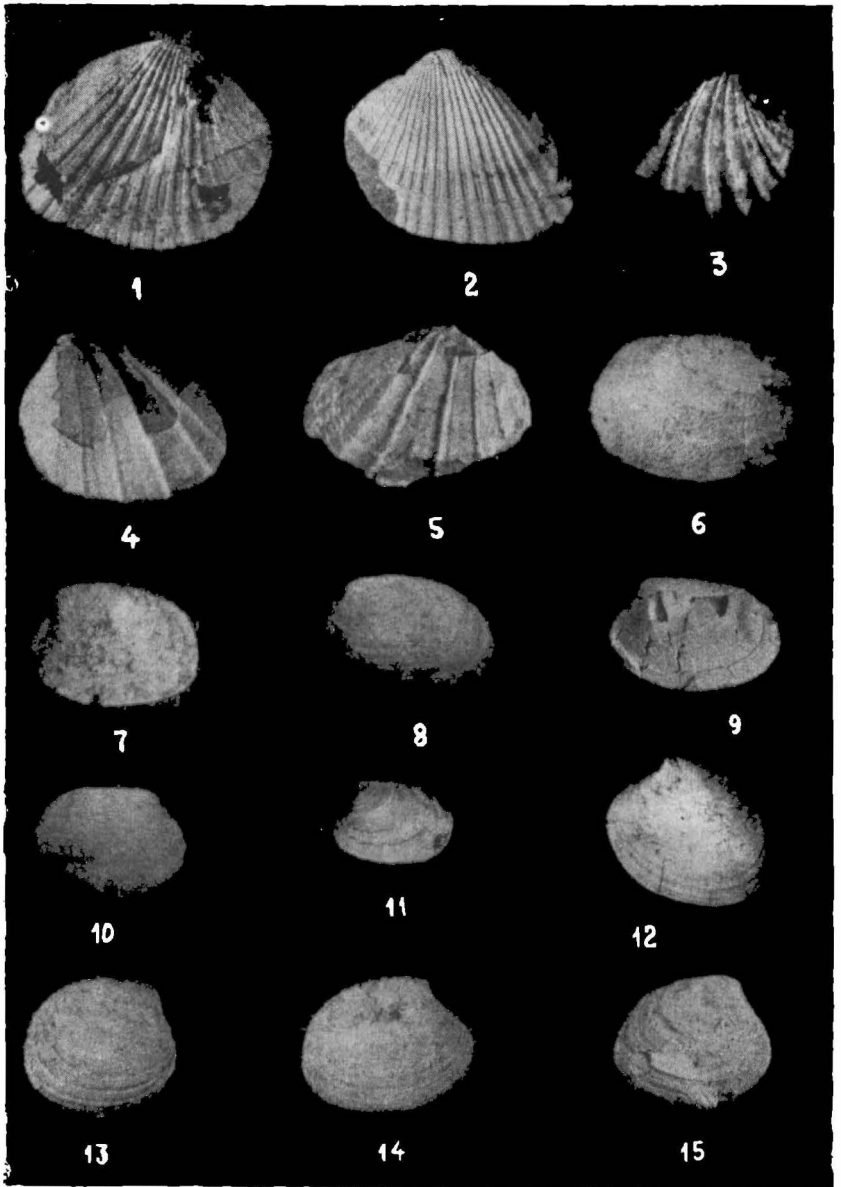
Fig. 1-2. — *Cardium planicostatum* Atanasiu et Mac. (x 2).

Fig. 3. — *Cardium plicatofittoni* Sinz. (fragment din cochilie); (fragment de la coquille); (x 2).

Fig. 4-5. — *Cardium plicatofittoni* Sinz. (x 1,8).

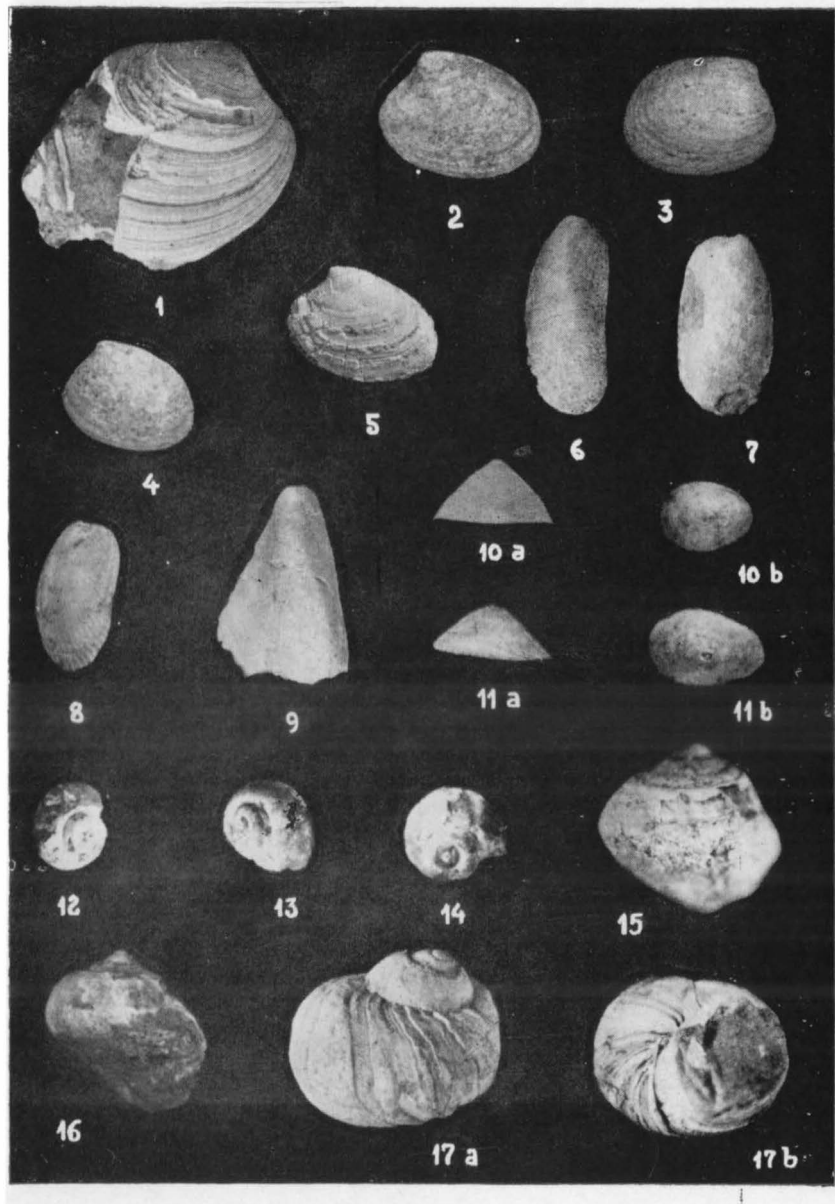
Fig. 6-11. — *Tapes vitalianus* d'orb. (x 1,6).

Fig. 12-15 — *Tapes gregarius gregarius* (Parsch); (12 și 13—x 1,5; 14 și 15—x 1,2).



PLANȘA VI

- Fig. 1. — *Tapes gregarius ponderosus* (d'Orb.); (x 1,7).
Fig. 2-3. — *Tapes gregarius dissitus* (Eichw.); (x 1,3).
Fig. 4-5. — *Tapes tricuspis* (Eichw.); (x 1,5).
Fig. 6. — *Musculus moldavicus* (S'm. et Barbu); (x 1,0).
Fi. 7-8. — *Musculus naviculoides* (Koles.); (7—x 2,5; 8—x 3).
Fig. 9. — *Modiolus incrassatus* (d'Orb.); (x 2,5).
Fig. 10-11. — *Acmaea striatocostata* Sinz. (x 2).
Fig. 12-14. — *Gibbula rollandiana* (d'Orb.); (x 3,4).
Fig. 15-16. — *Barbotella omaliusi* (d'Orb.); (x 1,2).
Fig. 17. — *Barbotella* cf. *intermedia* (Rad. et Pavl.); (x 1,8).



PLANȘA VII

Fig. 1. — *Barbotella* cf. *intermedia* (Rad. et Pavl.); (x 1,4).

Fig. 2. — *Barbotella* sp.1 (x 1,3).

Fig. 3-4. — *Barbotella* sp.2 (x 1,5).

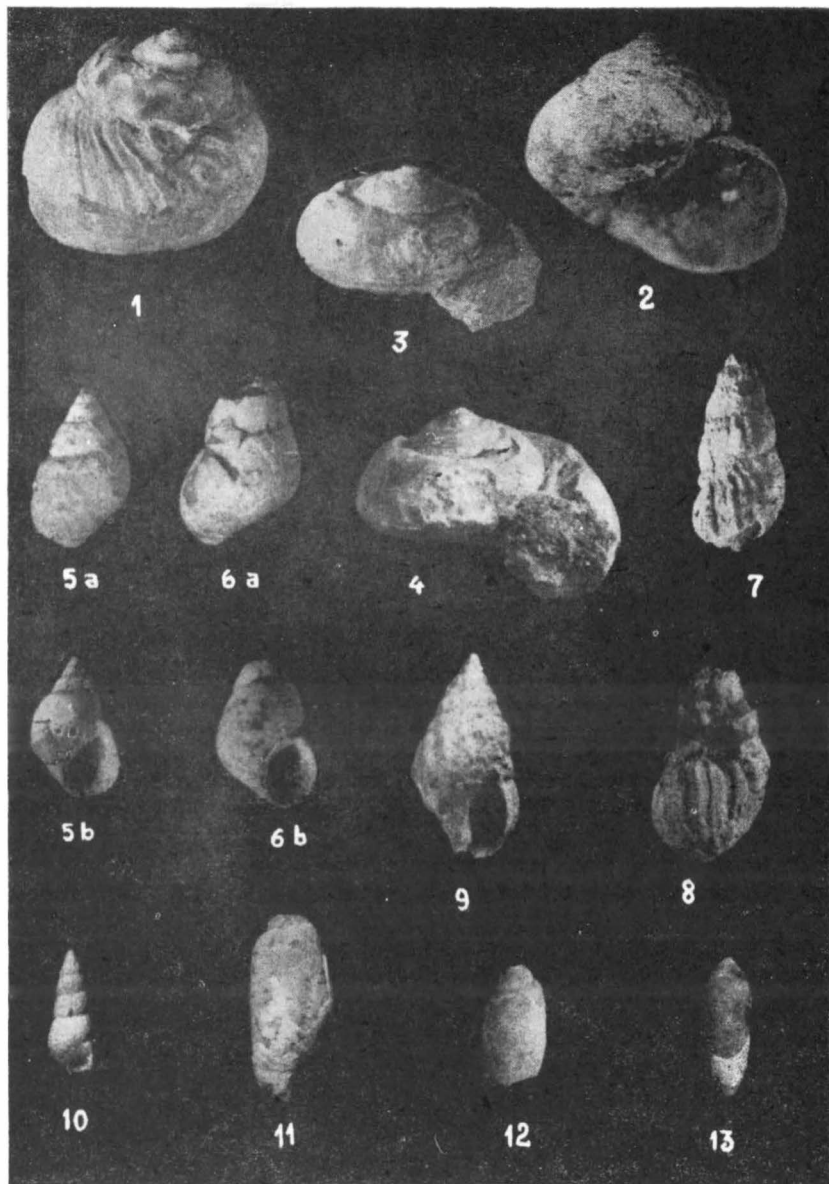
Fig. 5-6. — *Littorina bessarabica* (Sinz.); (5a și 6a—x 3; 5b și 6b—x 2,5).

Fig. 7-8. — *Dorsanum bessarabicum* (Sim. et Barbu); (x 2,6).

Fig. 9. — *Dorsanum duplicatum* (Sow.); (x 1,7).

Fig. 10. — *Hydrobia elongata* (Eichw.); (x 2,6).

Fig. 11-13. — *Acteocina lajonkaireana* (Bast.); (11—x 3,3; 12 și 13—x 4,4).



DATE NOI ASUPRA PEȘTILOR FOSILI DIN OLIGOCENUL DE LA PIATRA NEAMȚ (IV)

MIHAI CIOBANU¹⁾

ABSTRACT

The paper „New data on fossil fish in the oligocene of the Piatra Neamț Area (IV)” is a continuation of the research begun by the author on the paleoichthyofauna of the oligocene deposits (M. Ciobanu, 1969, 1970, 1976, 1977).

The author gives the descriptions of 5 new species, for the fossil fauna of Romania, among which *Scophthalmus pietricicensis* represents a new species for science.

Lucrarea reprezintă continuarea cercetărilor noastre asupra paleoichthyofaunei oligocene de la Piatra Neamț și față de lucrările anterioare (M. Ciobanu, 1969, 1970, 1976, 1977) aduce noi contribuții la cunoașterea acestei faune, atât de bogată și variată.

Ord. PERCIFORMES

Subord. PERCOIDEI

Fam. SERRANIDAE Richardson, 1846

Genul *Serranus* Cuvier, 1817

Serranus budensis (Heckel, 1856), Jerzmanska, 1968

(Pl. I, fig. 1-2)

1968. *Serranus budensis*, Anna Jerzmanska, pag. 449, pl. VII, fig. 3; text — fig. 19 (cum syn.).

¹⁾ Muzeul de Științe Naturale Piatra Neamț, str. V.I. Lenin, nr. 26.

Formula caracterelor meristice :

Vert. : 24(10+14)

D : ID X/10 axonosturi ; IID 10/10 axonosturi (3Ax-a.)

A : III+9

P : 15—16

V : 1+5 C/9/8 -

C : 9—8/9—8

Caracteristici : Pești fosili de talie mică sau mijlocie. Corpul comprimat lateral, solzi ctenoizi, linia laterală vizibilă deasupra coloanei vertebrale. Capul acoperit parțial de solzi, preopercularul seriat, opercularul cu 1-3 țepi. Înaintea primei dorsale se observă 3 axonosturi inermes urmați de 10 țepi, anala cu 3 țepi. 24 vertebre.

Observații. Această specie este destul de frecventă în toate depozitele oligocene din Europa.

Friabilitatea scheletului, proasta stare de conservare și mai ales marea sa variație morfologică, a determinat pe unii cercetători să creeze noi specii. Ampla analiză a speciilor descoperite și descrise pînă în prezent, făcută de *Anna Jerzemska* (1968), lămurește înrutotul această problemă, iar studiul formelor noastre confirmă justetea constatărilor sale.

Aflorimentul fosilifer. Cozla, Cernegura, Pietricica-Piatra Neamț; orizontul disodilelor inferioare — Oligocen mediu.

Răspîndire geografică : depozitele oligocene din Europa Occidentală, Polonia, Caucaz.

Fam. TRACHINIDAE Risso, 1826

Genul *Trachinus* Linné, 1758

Trachinus minutus (Jonet, 1958), Jerzemska, 1968

(Pl. I; fig. 3)

196 *Trachinus minutus*, *Anna Jerzemska*, pag. 453, pl. VI, fig. 1; text — fig. 20 (cum syn.).

Caractere generale. Pești fosili de talie mică. Corpul comprimat lateral, prezintă două dorsale, prima foarte scurtă față de a doua. Ventralele jugulare situate înaintea pectoralelor. Ochii spre partea superioară a capului. Preopercularul și opercularul

prevăzut cu spini. Linia laterală completă. Solzi mici, cicloizi. Caudala trunchiată.

Caracteristici morfometrice (dimensiuni în mm):

Lungimea totală a corpului	38
Lungimea corpului fără caudală	30
Înălțimea maximă a corpului	7
Înălțimea minimă a corpului	2,5
Lungimea capului	9
Înălțimea capului	7
Prima distanță predorsală	10
A doua distanță predorsală	15
Distanța preanală	15

Raporturi și diferențe: Exemplele analizate corespund întrutotul descrierii făcute de Anna Jerzemska (1968).

Aflorimentul fosilifer: Pietrișica-Piatra Neamț; orizontul marnelor brune. Oligocen mediu.

Răspîndire geografică: citată în depozitele oligocene din Europa Occidentală și Polonia. La noi a fost semnalată de Jonet (1958) în depozitele oligocene de la Homoriciu.

Fam. CARANGIDAE Rafinesque, 1815

Diagnoza: Corpul de formă variabilă, oblong, alungit, oval sau romboidal, slab comprimat lateral. Craniul prezintă o creastă sagitală caracteristică.

Preopercularul la exemplarele tinere prezintă 3 sau mai mulți țepi; la adulți lipsit de țepi. Două dorsale: prima spinoasă, scurtă, a doua moale, lungă. Anală începe cu 2-3 țepi bine dezvoltati. Caudala adînc scobită, ventralele abdominale. Pedunculul caudal subțire și relativ scurt. Solzi mici cicloizi. Linia laterală completă, arcuită în partea anterioară a corpului, rareori ondulată sau aproape dreaptă. De obicei 24(10+14) vertebre, mai rar 27.

Genul *Caranx* Lacépède, 1802

Caracteristicile genului se înscriu în diagnoza familiei. În stare fosilă se cunosc 12 specii ale acestui gen.

Caranx gracilis Kramberger, 1882

(Pl. II, fig. 1)

1960. *Caranx gracilis*, Daniltshenko, pl. XI, fig. 2 (cum syn.).

Diagnoza: 24 vertebre dintre care 14 caudale. Două dorsale unite între ele, prima cu 9 țepi, a doua cu 26-27 radii moi, ramificate. În anală, 2 țepi și 23-24 radii moi. Trei axonosturi auxiliare.

Formula caracterelor meristice :

Vert. : 24(10+14)

D : ID IX/IX axonosturi ; IID 26-27/26-27
axonosturi (3 Ax.a.)

A : II+23-24/23-24 axonosturi

P : 16—19

V : I+5

Caracteristici morfometrice (dimensiuni în mm) :

Lungimea totală a corpului	79
Lungimea corpului fără caudală	63
Înălțimea maximă a corpului	19
Înălțimea minimă a corpului	4
Lungimea capului	20
Înălțimea capului	18
Diametrul orizontal al ochiului	6
Distanța preorbitară	5.5
Distanța postorbitară	8
Prima distanță predorsală	29
A doua distanță predorsală	37
Distanța preanală	35
Distanța ventral-anală	11

Descriere : Înălțimea maximă a corpului reprezintă 30,7%, din lungimea corpului fără caudală, iar lungimea capului 31,7%. Orbita mare situată în partea anterioară a capului și aproape de profilul său dorsal, a cărui diametru orizontal reprezintă 30% din lungimea capului. Piesele aparatului opercular acoperite cu solzi; preopercularul prevăzut cu trei țepi. Vetebre alungite, prevăzute cu apofize neurale și hemale bine dezvoltate, mai scurte în partea posterioară a corpului. Se observă 8 perechi de coaste lungi și subțiri. Radiile dorsale și anale sînt susținute de axonosturi bine dezvoltate de formă conică. Inserția analei se face în dreptul celei de-a 15-a vertebră numărînd de la urostil; prezintă doi țepi. Caudala adînc scobită.

Raporturi și diferențe : Din analizele făcute reiese că for-

mele noastre corespund descrierii date de P. G. Daniltshenko (1960).

Aflorimentul fosilifer: Cozla-Piatra Neamț; orizontul disodilelor inferioare-Oligocen mediu.

Răspîndire geografică: citată în depozitele oligocene din U.R.S.S.

Subord. SCOMBRQIDEI Bertin et Arambourg, 1958

Fam. SCOMBRIDAE Berg, 1940

Genul *Scomber* (Artedi) Linné, 1758

Scomber s^{ad}ii Arambourg, 1967

(Pl. II, fig. 2)

1967, C. Arambourg, pag. 147, pl. XII, fig. 2,3 și 5; 53 și 54 în text.

Formula caracterelor meristice:

Vert.: 30—31(14+16—17)

D: ID IX—X/IX—X axonosturi IID 10—
12/10—12 axonosturi+6 pinule

A: 12/12 axonosturi

P: 18

V: I+5

C: 18—20

Caractere generale: Pești fosili cu corpul alungit, fusiform, de talie mijlocie. Două dorsale bine separate între ele. Prezintă pinule în urma dorsalei a doua și a anelei. Gura pronunțat oblică, maxilare cu numeroși dinți mici și conici. Solzi cicloizi.

Caracteristici morfometrice (dimensiuni în mm):

Lungimea totală a corpului	40
Lungimea corpului fără caudală	35
Înălțimea maximă a corpului	5
Lungimea capului	11
Înălțimea capului	8.5
Distanța preorbitară	4
Distanța postorbitară	5
Diametrul orizontal al orbitei	3
Prima distanță predorsală	15
A doua distanță predorsală	23
Distanța preanală	24
Distanța ventral-anală	12

Raporturi și diferențe: Această specie a fost amplu descrisă

de M. C. Arambourg (1967) din Oligocenul din Iran. Exemplele noastre corespund acestei descrieri.

Aflorimentul fosilifer: Cozla-Piatra Neamț; orizontul disodilelor inferioare-Oligocen mediu.

Răspîndire geografică: citată în depozitele oligocene din Iran.

Fam. THUNNIDAE Berg, 1940

Genul *Thunnus*, South, 1845

Thunnus abchasicus Daniltshenko, 1960

(Pl. II, fig. 3)

1960. G. P. Daniltshenko, pag. 148, pl. XVI, fig. 3-4.

Formula caracterelor meristice:

Vert.: 40—41(18+22—23)

D: ID XI—XII/XI—XII axonosturi; III
13/13 axonosturi+8 pinule

A: II+12/12 axonosturi+7 pinule

P: I+18

V: I+5 ?

C: 26—28

Caractere generale: Pești fosili de talie mijlocie sau mare. Corpul oblong, ascuțit la cele două extremități. Pedunculul caudal subțire. Două dorsale apropiate între ele. Anala și dorsala a doua, scurte, urmate de 7-10 pinule.

Rapoorturi și diferențe: Exemplele noastre corespund descrierii date de G. P. Daniltshenko (1960).

Aflorimentul fosilifer: Cozla-Piatra Neamț; orizontul disodilelor inferioare-Oligocen mediu.

Răspîndire geografică: citată în depozitele oligocene din U.R.S.S.

Ordinul PLEURONECTIFORMES Berg, 1940

Fam. BOTHIDAE Norman, 1934

Diagnoza: Pești fosili senestri. Corpul înalt, oval, lat. Cei doi ochi apropiați între ei. Maxilarul inferior proeminent. Marginea preopercularului liberă. Inotătoarele lipsite de țepi. Dorsala începe pe cap înaintea ochiului superior. Ventralele asimetrice cu o bază lungă și 6 radii. Vertebre 33-43.

Genul *Scophthalmus* Rafinesque, 1810

Diagnoza : Corpul oval, lat. Gura superioară, oblică cu maxilarul inferior mai lung decât cel superior. Dinți mici. Dorsala începe înaintea marginii anterioare a ochilor. Dorsala și anala se întind pînă la caudală ; pedunculul caudal foarte scurt. Solzi ctenoizi.

Scophthalmus pietricicensis nov. sp.

(Pl. III ; Pl. IV)

Formula caracterelor meristice :

Vert. : 36

D : 71

A : 52

P : 12

V : 6

C : 20

Derivatio nominis. După numele muntelui Pietricica de unde a fost descoperit.

Holotypus. Exemplarul notat cu simbolul Pt. aflat în colecțiile Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț.

Locus typicus. Pietricica, Piatra Neamț.

Stratum typicum. Orizontul marnelor brune. Oligocen.

Diagnoza : Corpul oval, înalt. Specii senestre. 36 vertebre din care 32 caudale. Ochii la același nivel. Dorsala începe înaintea ochilor. Ventralele cu 6 radii. Linia laterală evidentă cu o curbură în dreptul înotătoarelor pectorale. Solzi ctenoizi.

Caracteristici morfometrice (dimensiuni în mm) : *Holotypul*

Lungimea corpului fără caudală	69
Înălțimea maximă a corpului	25
Înălțimea minimă a corpului	5
Lungimea capului	25
Înălțimea capului	15
Diametrul orizontal al orbitei	6
Distanța preorbitară	11
Distanța postorbitară	11
Distanța predorsală	8
Distanța preanală	24
Distanța ventral-anală	3

Descriere : Corpul oval, capul robust cu cei doi ochi apropiați între ei, spațiul interorbitar îngust. Dintre oasele capului se remarcă : frontalul, parietalele, maxilarele bine dezvoltate, cel inferior puternic proeminent, cu dinții mărunți, numeroși, filiformi,

ascuțiți. Aparatul opercular complet, bine dezvoltat. Coloana vertebrală alcătuită din 36 vertebre dezvoltate mai mult sau mai puțin dreptughiulare foarte puțin gîtuite la mijloc cu apofize neurale și hemale bine dezvoltate ceva mai scurte în partea superioară a capului. Pedunculul caudal scurt. Caudala rotunjită alcătuită din 20 radij ramificate dichotomic la vîrf. L_3 baza radiilor dorsalei și analei se observă mici lamele solzoase.

Pholidosa: Corpul acoperit cu solzi ctenoizi. Linia laterală evidentă, puțin arcuită deasupra înotătoarelor pectorale.

Raporturi și diferențe: Formele noastre prezintă caractere tipice genului *Scophthalmus*. Pînă în prezent nu s-au descoperit în stare fosilă specii ale acestui gen în depozitele oligocene euroasiatice.

Aflorimentul fosilifer: Muntele Pietricica, Piatra Neamț, orizontul marnelor brune. Oligocen mediu.

În concluzie lucrarea noastră completează conspectul faunei oligocene de la Piatra Neamț (M. Ciobanu, 1976) cu încă 6 specii, din care 5 sînt semnalate pentru prima dată în Oligocenul din România, iar *Scophthalmus pietricicensis* este o specie inedită, nouă pentru știință.

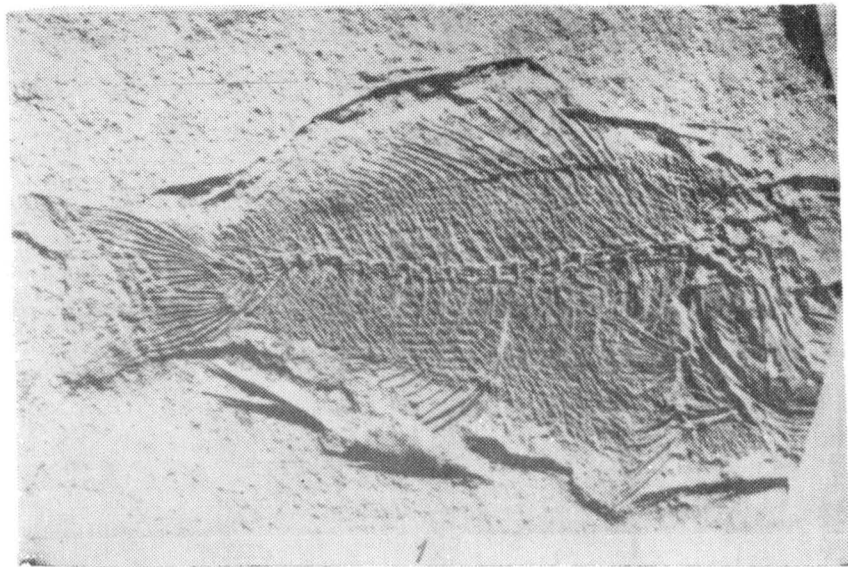
BIBLIOGRAFIE

- AGASSIZ L. (1833—1844) — Recherches sur les poissons fossiles. Neuchâtel.
- ARAMBOURG C. (1987) — Les poissons oligocènes de l'Iran. *Notes et mémoires sur le Moyen-Orient*, t. VIII, Mus. Hist. Natur. Paris.
- CIOBANU M. (1969) — Date noi asupra peștilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamț. *D.d.s. Com. Geol., LIV (1966-1967)*, București.
- CIOBANU M. (1970) — Date noi asupra peștilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamț (II). *St. și cercet. de geol.-geogr.-biol.-muz., vol. 1, Piatra Neamț*.
- CIOBANU M. (1976) — Date noi asupra peștilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamț (III). *Anuarul Mus. de Șt. Nat., Piatra Neamț, vol. III, seria geol.-geogr., Piatra Neamț*.
- CIOBANU M. (1977) — Fauna fosilă din Oligocenul de la Piatra Neamț. *Edit. Acad. R.S.R., București*.
- DANILTSHENKO P. G. (1960) — Poissons osseux des sédiments maikopiens du Caucaz. *Trav. Inst. Paleont., 78, Moscou*.
- JERZMANSKA ANNA (1968) — Ichtyofaune des Couches à ménilite (Flysch des Carpates). *Acta Pal. Pol., vol. XII/13, Warszawa*.
- JONET S. (1958) — Contributions à l'étude des schistes dysodiliques oligocènes de Roumanie. La faune ichtyologique de Homoriciu, district de Prahova. *Lisboa*.
- PAUCA M. (1933) — De nouveaux poissons fossiles dans l'Oligocène de Piatra Neamț. *C.R. Séance Inst. Geol. Roumanie, 19, București*.
- SIMIONESCU I. (1940) — Asupra citorva pești fosili din Terțiarul românesc. *Acad. Rom. Publicațiile Fondului Adamachi, XII, București*.

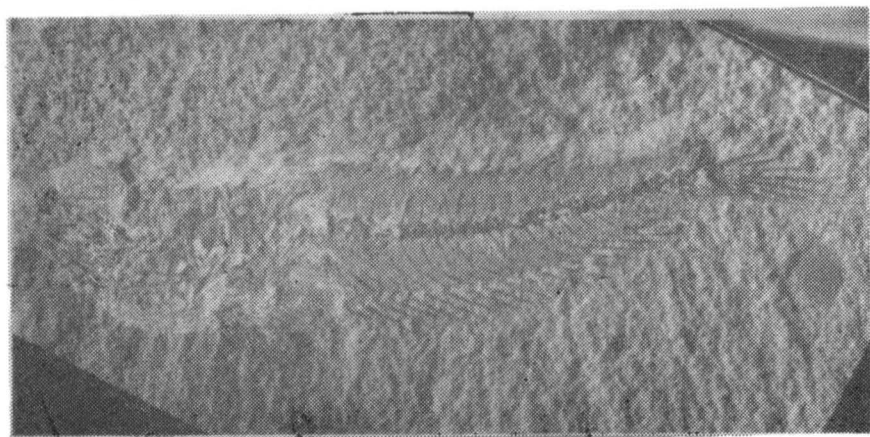
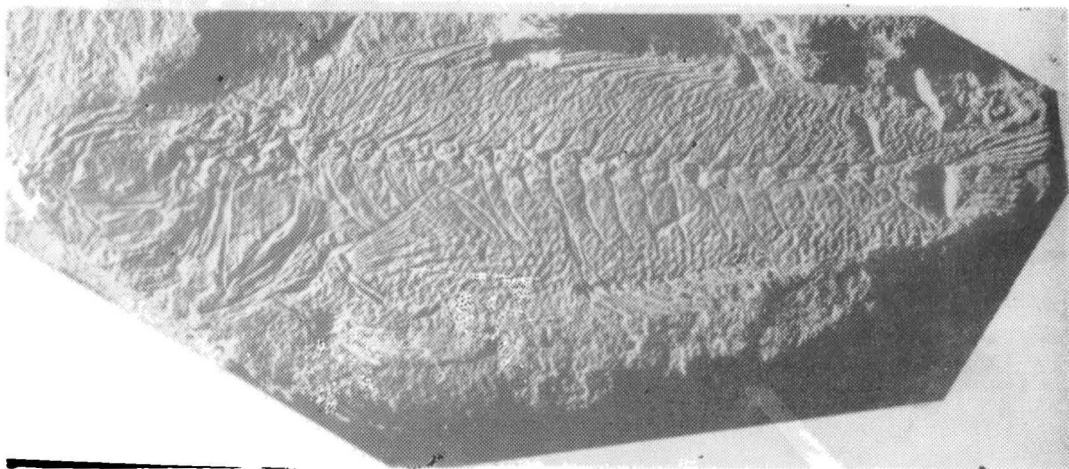
PLANȘA I.

Fig. 1.2. — *Serranus budensis* (Heckel) ($\times 1,09$ — $\times 2,05$) Cozla, Piatra Neamț, oligocen.

Fig. 3. — *Trachinus minutus* Jerzemska. ($\times 2,3$) Pietricica, Piatra Neamț, oligocen.



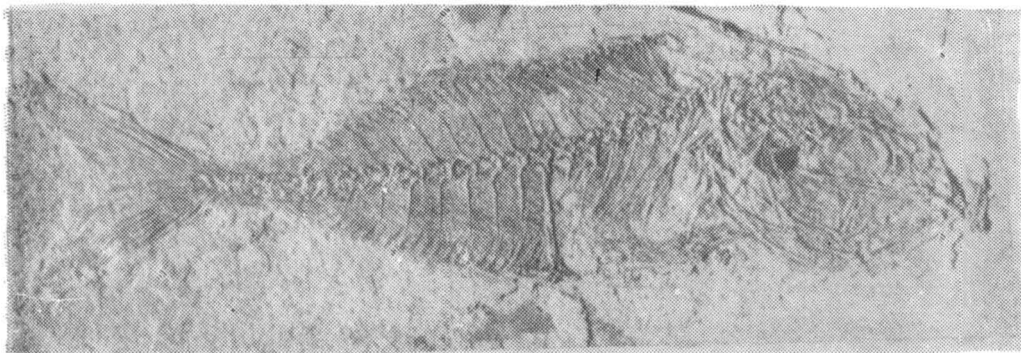
2



3

PLANȘA II

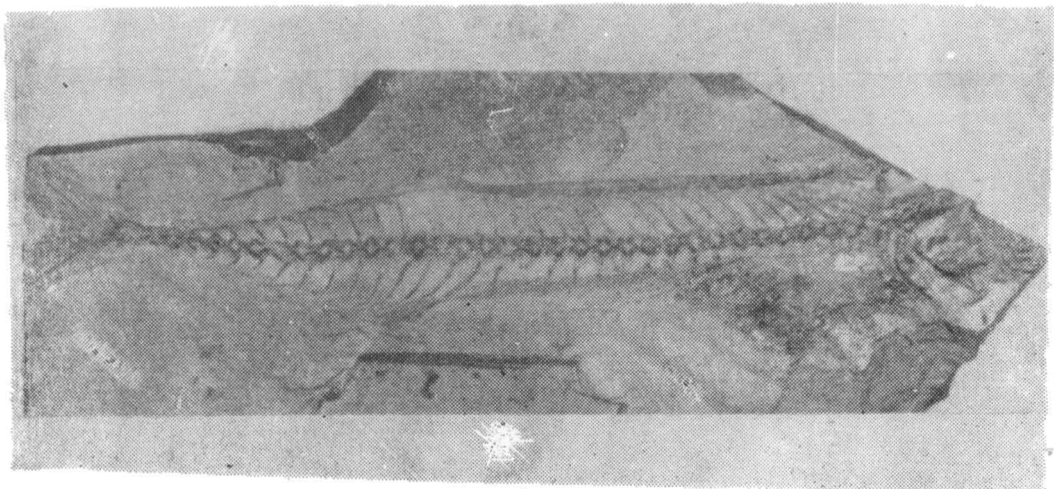
- Fig. 1. — *Carcnæ gracilis* Kramberger (x1, 2) Cozla, Piatra Neamț, oligocen.
Fig. 2. — *Scomber saadii* Arambourg. (x3) Cozla, Piatra Neamț, oligocen.
Fig. 3. — *Thunnus abchasicus* Daniltshenko (x1, 4) Cozla, Piatra Neamț,
oligocen.



1



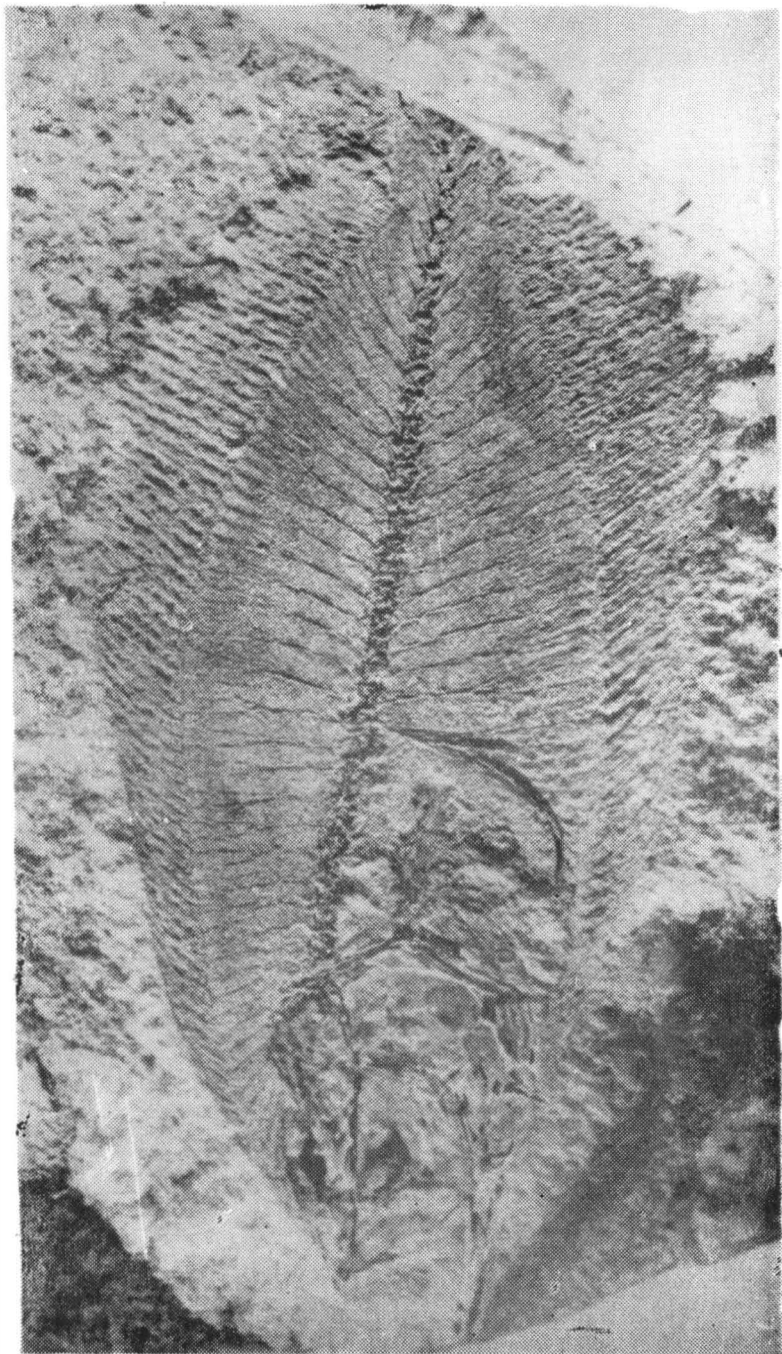
2



3

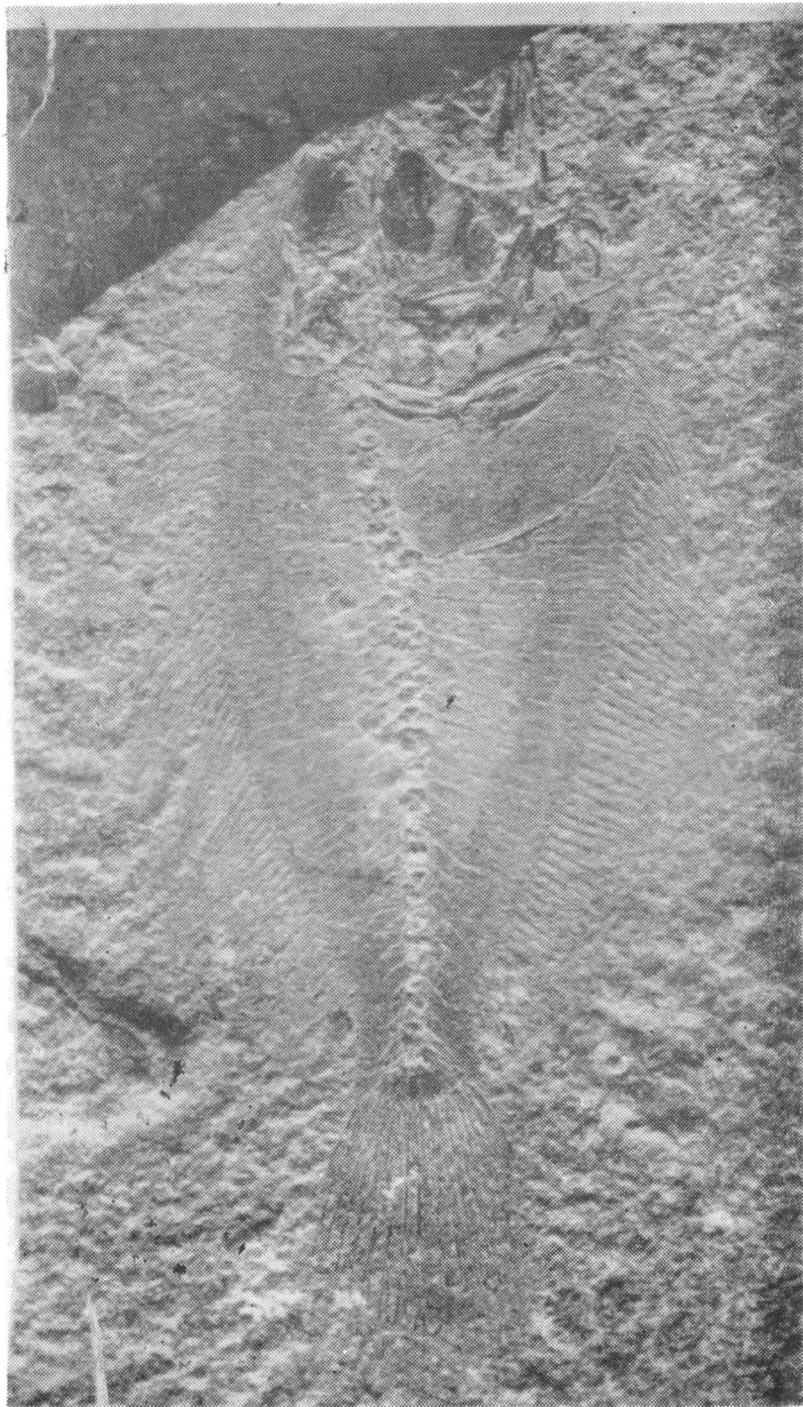
PLANȘA III

Scophthalmus pietricicensis nov sp. (x2) holotipul, Pietricic.,
Piatra Neamț, oligocen.



PLANȘA IV

Scophthalmus pietricicensis nov. sp. (*3) paratipul, Pietricica,
Piatra Neamț, oligocen.



PALEOECOLOGIA FAUNEI DE VERTEBRATE MARINE SARMAȚIENE DIN DOBROGEA DE SUD

DAN GRIGORESCU¹⁾

ABSTRACT

The environment conditions (physical : edaphic factor, depth of the water, turbidity, water movements, temperature ; chemical : salinity ; biological : trophic interrelations, juvenile mortality) of the two paleoecosystems that were recognised in the Middle Sarmatian of South Dobrogea : terrestrial-peritidal ecoSystem and the sublittoral-epipelagic one are examined in the paper.

Prima mențiune a vertebratelor în depozitele sarmațiene din Dobrogea de sud este datorată lui *M. Chiriac*, care în 1960 semnalează prezența a „numeroase oase izolate” de foci pe care le consideră inițial ca aparținând speciei actuale *Phoca caspia*, ulterior revenind asupra acestei determinări, atribuindu-le speciei *P. pontica*, descrisă la mijlocul secolului trecut de către *E. Eichwald* pe baza unor fragmente scheletice descoperite în Sarmatianul din Basarabia și peninsula Kerci.

Începînd cu 1972 *D. Grigorescu* reia studiul faunei de vertebrate din Sarmatianul Dobrogei de sud, descoperind în afara fragmentelor scheletice de foci (aproape 300 pînă în prezent), al căror studiu a confirmat cea de-a doua determinare a lui *M. Chiriac* (*M. Chiriac* și *D. Grigorescu*, 1975), o bogată asociație marină cuprinzînd, de asemenea, rare elemente terestre sau amfibii, formată din pești teleosteeni, chelonieni, lacertilieni, păsări, carnivore semiacvatice și cetacee. Studiul taxonomic al tuturor acestor grupe, studiu aflat în curs de desfășurare, a pus în evidență prezența următorilor taxoni :

1) Universitatea București, Catedra de Paleontologie.

Pisces-Teleostei: *Sparidae* div. sp., *Clupeidae* div. sp., *Stomatitoidei* sp., *Gadiidae* sp.; Reptilia-Chelonia sp. (*Testudo*? sp.); *Reptilia-Lacertilia* sp.; Aves: *Pelecaniformes*²⁾, *Sarmatosula dobrogensis* nov. gen., nov. sp., *Ciconiiformes*: *Ciconia sarmatica* nov. sp.; Gruiformes: *Grus miocenicus* nov. sp., *Anseriformes*: *Anas* cf. *velox* Milne-Edwards, *Anas* sp., *Anser* sp., *Aythya* sp., *Charadriiformes*: *Larus* sp.; Mammalia: *Carnivora-Fissipedia*: *Viverridae*? sp., *Carnivora-Pinnipedia*: *Phoca pontica* Eichwald; *Cetacea-Odontoceti*: *Delphinoidea* div. sp., *Cetacea-Mysticeti*: *Cetotherium* sp.

Fragmentele scheletice de vertebrate provin atât din cadrul litofaciesului nisipos al Basarabianului (principalele localități fosilifere fiind carierele din apropierea satelor Credința și Ciobănița, la sud de Cobadin, care constituie adevărate zăcăminte fosilifere, motiv pentru care au fost propuse Academiei R.S.R. în vederea acordării statutului de rezervații paleontologice), cât și în cadrul echivalentului vestic al nisipurilor, litofaciesul diatomitic-bentonitic, în vecinătatea localităților Adamclisi, Urluia, Șipote. Din punct de vedere biostratigrafic, depozitele ce cantonează fauna de vertebrate marine aparțin zonei cu *Protelphidium* (= *Porosonion*) *subgranosum* a Paratethysului, foraminifer întâlnit din abundență în cadrul litofaciesului nisipos, alături de alte specii de *Elphidiidae* și ostracocle (*Cythere* div. sp., *Cythereis* sp., *Xestoleberis* sp.), determinate de Elisabeta Hanganu, căreia îi mulțumim și cu acest prilej.

În cele două litofaciesuri, fragmentele scheletice de vertebrate nu sînt concentrate în cadrul unui anumit nivel stratigrafic, ci acestea apar în întreaga grosime a depozitelor, ce însumează 8 m în cariera de la Credința, respectiv 8-12 m în litofaciesul diatomitic-bentonitic dezvoltat în zona Adamclisi-Urluia.

ECOLOGIA FAUNEI DE VERTEBRATE MARINE SARMAȚIENE DIN DOBROGEA DE SUD

Asociația faunistică menționată permite recunoașterea a 3 biocenoze proprii următoarelor biotopuri:

— biotopul costier, reprezentat prin insule diseminate în cadrul brațului de mare ce acoperea Dobrogea de sud în timpul Basarabianului: biocenoza cu păsări, foci, mamifere semiacvatică, chelonieni și lacertilieni;

— biotopul eulitoral-neritic: biocenoza cu pești (*Sparidae*) și moluște (*Dorsanum duplicatum*, D. cf. *elegans*, *Gibbula pod-*

²⁾ Studiul taxonomic al ornitofaunei a fost efectuat în colaborare cu E. Kessler (D. Grigorescu și E. Kessler, 1977).

lica, *Cerastoderma* sp., *Maetra vitaliana pallasii*)*), foraminifere, ostracode.

— biotopul sublitoral-epipelagic: biocenoză cu pești (*Clupeidae*), cetacee (delfini și cetotheri), chelonieni, moluște cu cochilia subțire (*Cerastoderma fittoni*, *Cerastoderma* sp., *Maetra vitaliana vitaliana*, *Tapes vitalianus*, *Tapes tricuspis*).

Reprezentanții celor 3 biocenoze apar actualmente grupați în cadrul a 2 orictocenoze:

— orictocenoza nisipurilor cuarțoase constituie din numeroase fragmente scheletice de foci și pești din familia *Sparidae*, alături de care, într-o mai mică proporție se întâlnesc păsări, chelonieni terestri, carnivore semiacvatice, lacertilieni și cetacee ale căror fragmente prezintă un grad de uzură mai avansat (consecință a unui transport mai îndelungat), la care se adaugă moluștele biotopului neritic-eulitoral;

— orictocenoza diatomitelor formată din pești (*Clupeidae*, *Stomiatoidei*, *Gadiidae*, *Sparidae*), foci (aproape exclusiv indivizi adulți), cetacee foarte bine conservate, rare fragmente aparținând probabil unor chelonieni marini, precum și din moluștele biotopului sublitoral-epipelagic.

Concluziile ecologice ce vor fi prezentate în continuare se referă la factorii fizici ai mediului de viață al vertebratelor: substratul, adâncimea și agitația apelor, turbiditatea, temperatura, de asemenea, la unii factori chimici: salinitatea apelor, precum și la factorii biotici: relațiile trofice, compoziția ontogenetică a faunelor. Aceste concluzii sînt bazate alături pe cercetări paleontologice: compoziția taxonomică a faunelor în cadrul celor două litofaciesuri, starea de conservare a fragmentelor scheletice, poziția acestora în zăcămint, proporția indivizilor adulți față de cei tineri, precum și pe cercetări sedimentologice: granulometrice, texturale, mineralogice, chimice, efectuate împreună cu C. Dinu (1976).

Substratul: Prezența fragmentelor scheletice ale unor vertebrate terestre, perilitorale așa cum sînt păsările, chelonienii terestri și focile (animale pelagice, care însă petrec o parte a vieții și anume perioadele de reproducere și de îngrijire a puilor, pe uscat), ridică problema existenței unei suprafețe de uscat, care, judecînd după starea bună de conservare a unor elemente scheletice fragile, așa cum sînt oasele pneumatice ale păsărilor, era situată în preajma zăcămintului fosilifer. Conform reconstituirilor paleogeografice cunoscute (Atlasul litologic-paleogeografic al Platformei ruse și regiunilor limitrofe, Moscova, Leningrad,

*) Fauna malacologică a fost determinată de Gertrude Rado căreia îi adresăm mulțumiri.

1961; Atlasul litofacial-Neogenul, București, 1969), țărmurile brațului Mării Sarmatice ce acoperea Dobrogea de sud se aflau la distanțe apreciabile de regiunile fosilifere se situau la o distanță de circa 100 km (țărmul sudic), respectiv circa 50 km pentru țărmul nordic. Singura explicație o constituie prezența unor insule în cadrul acestui braț de mare.

Principalul element sedimentologic de natură să dea informații asupra existenței și localizării unor asemenea insule îl reprezintă stratificația încrucișată, deosebit de frecventă în succesiunea stratigrafică a nisipurilor din cariera de la Credința, în timp ce în zonele vestice (Negrești, Plopeni) asemenea texturi sînt slab reprezentate. Studiul stratificației încrucișate din cariera de la Credința indică un transport principal de la nord la sud, la care se asociază un al doilea sens, mai slab reliefat de la sud, sud-est către nord, nord-vest, considerat a reprezenta un efect al redistribuirii materialului de către valuri, în apropierea unui prag ridicat, așa cum sugerează și prezența texturilor de tip ripple mark din cadrul nisipurilor, ale căror creste sînt orientate aproximativ perpendicular pe sensul curențului. Din distribuția direcțiilor de curenți se remarcă o tendință de dispersie cu caracter radiar, de asemenea, concludivă pentru existența unor zone mai ridicate ale fundului mării.

Cercetările geofizice aduc precizări suplimentare asupra poziției unei insule, sau a unui grup de mici insule din apropierea zăcămintului fosilifer din zona Credința-Ciobănița. Astfel, harta anomaliei gravimetrice locale R_s prezentată de St. Airinei, S. Stoiculescu, Georgeta Velcescu (1967) conturează o alternanță de zone de minim gravimetric, reprezentînd zone de scufundare a fundamentului paleozoic, cu zone de maxim determinate de ridicări ale acestui fundament. O importantă zonă depresionară se schițează în partea centrală a Dobrogei de sud, orientată aproximativ est-vest (fig. 1A). În cadrul acestei depresiuni a fundamentului este conturată o zonă de ridicare secundară, ce ocupa o poziție axială, imediat la sud de comuna Cobadin, continuînd spre nord-vest pînă în apropierea comunei Cîcargea (fig. 1B). O asemenea zonă în care valoarea anomaliei gravimetrice se apropie de 0, reprezintă o zonă de exondare potențială, cu funcționalitate permanentă sau periodică, ca efect al mișcărilor orogenice ce se resimt în ariile de platformă sub forma mișcărilor eustatice. În cazul discutat, mișcările attice sînt cele care au putut determina ridicarea pînă la exondare a unor asemenea sectoare ale platformei sud-dobrogene.

În funcție de compoziția petrografică a celor mai mari elemente psefitice: galeții de 3-10 cm în diametru, întlniți în cadrul intercalațiilor grosiere dezvoltate mai ales la partea supe-

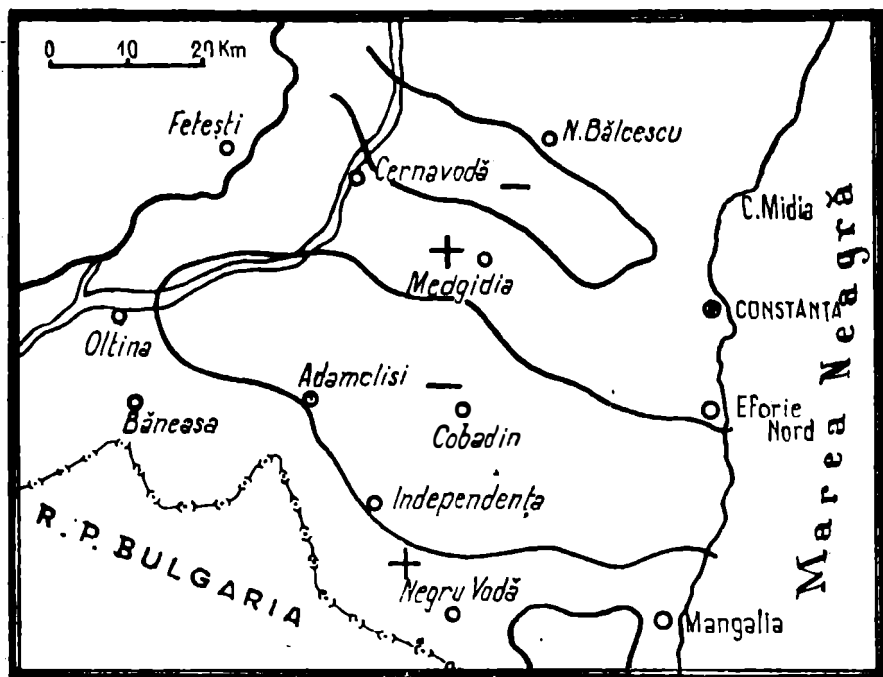


Fig. 1 A (după Șt. Airinei și colab., 1967)

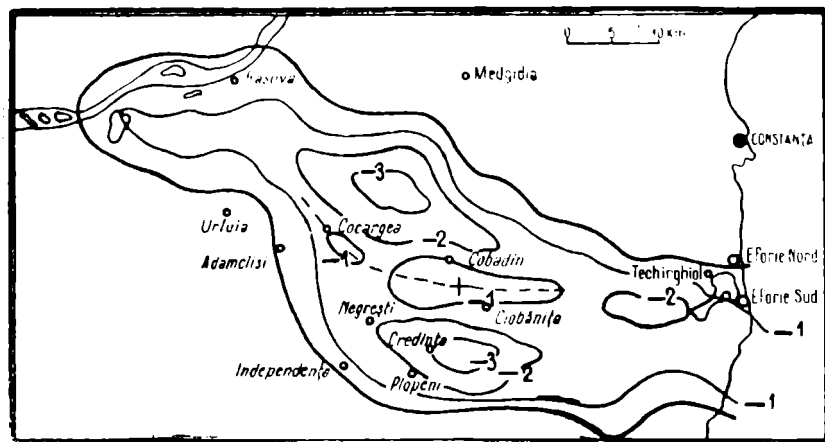


Fig. 1 B (după Șt. Airinei și colab., 1967)

rioară a nisipurilor, se poate aprecia că insula (sau grupul de insule) era constituită din calcare cretoase senoniene cu accidente silicioase, rocă care a favorizat formarea unor țărmuri stâncoase, cu faleze abrupte. Cea mai mare parte a materialului sedimentar, reprezentată prin nisip cuarțos, era adusă, așa cum indică și direcțiile de curent măsurate, dinspre țărmul nordic al acestui braț de mare, format din șisturi verzi epimetamorfice. Buna sortare a nisipurilor este explicată tocmai printr-un transport mai îndelungat. Totodată, așa cum am arătat și cu alt prilej (D. Grigorescu și C. Dinu, 1976) o parte a nisipului sedimentat pare a fi de origine eoliană.

Adincimea: Asociația micropaleontologică, bogată în elphiidiidae și nonionidae din cadrul nisipurilor, indică o adincime redusă a apelor, nedepășind 50 m, după cum arată și texturile de tip ripple-mark. Adincimea creștea spre vest și sud-vest de zona Credința, direcție în care litofaciesul nisipos este înlocuit prin litofaciesuri pelito-chemogene, diatomitice, legate de domenii mai adinci, epipelagice, fără a depăși însă 200 m, judecând după prezența cochiliilor subțiri de mactre, tapseși și cardiacee.

Turbiditatea: În pofida sedimentelor detritice ce se acumulau în preajma insulelor, și care, de regulă, semnifică o turbulență accentuată, turbiditatea apelor mării în acest sector, era doar periodic ridicată și anume în timpul aporrurilor de material nisipos. Dat fiind cantitatea redusă de material argilos în cadrul nisipurilor, stabilită atât prin analize granulometrice cât și chimice (valoarea conținutului în Al_2O_3 se menține subunitară pentru majoritatea probelor examinate), putem conchide că turbiditatea permanentă a apelor, dată de cantitatea de material fin (pelitic și siltic) purtată mai mult timp în suspensie, era scăzută, sedimentele arenitice fiind depuse destul de rapid, sub control gravitațional așa cum indică prezența granoclasării verticale în masa nisipurilor. Depunerea rapidă a materialului nisipos explică în bună parte starea bună de conservare a fragmentelor scheletice, care printr-o îngropare rapidă au fost ferite de un contact îndelungat cu mediul de agitație continuă, propriu suprafeței sedimentelor.

Turbiditatea apelor, atât cea permanentă cât mai ales cea temporară au influențat asupra dezvoltării malacofaunei, mult mai săracă în specii decât în calcarele ce încadrează la partea inferioară și superioară orizontul nisipos.

Agitația apelor: Frecvența stratificației oblice și încruciate, prezența texturilor de tip ripple-mark, indică un regim hidrodinamic activ, cu o permanentă agitație a valurilor. Totodată existența unor curenți de fund este probată de prezența fragmen-

telor de mamifere pelagice (delfini, cetotheri), evidențiind un grad de rulare mai accentuat decît cel al animalelor perilitorale. Gradul de uzură mai avansat al elementelor pelagice în comparație cu cele perilitorale nu poate fi legat decît de un transport mai îndelungat, realizat prin curenți de fund. Regimul hidrodinamic activ a favorizat o bună aerare a apelor pînă în adîncime.

Temperatura: În contextul taxonomic al asociației faunistice discutate, temperatura reprezintă factorul ecologic esențial în înțelegerea originii și evoluției focilor. Concepțiile zoogeografice legate de acest subiect dezbăt 2 ipoteze: una, conform căreia focile ar fi de la apariția lor animale pașofile (glaciofile), o altă ipoteză susținînd că focile au apărut în ape temperate, adaptîndu-se ulterior și numai unele dintre ele, unor ape reci. Cea dintîi ipoteză, care are drept principal susținător pe J.L. Davies se bazează pe prezența unui lanugo, păr embrionar alb, cu care puii de focă, inclusiv ai celor ce trăiesc în prezent în zone temperate, cum este foca din Caspică, se nasc. Acest caracter embrionar este interpretat drept o mărturie a unei adaptări primare la regiuni acoperite de ghețuri. Conform acestei păreri, foca caspică ar fi un imigrant destul de recent venit din regiuni subarctice în timpul glaciațiunilor cuaternare.

Cea de-a doua ipoteză formulată de Smirnov (1914), Chapskii (1970), Mc. Laren (1960), a fost argumentată de Repenning, Ray și Grigorescu (1977) printr-o analiză a condițiilor paleogeografice, paleoecologice în care au apărut primele foci. Cele dintîi foci fosile, cunoscute pe baza unor fragmente scheletice suficient de concludente, provin din depozite aproximativ sincrone ale Miocenului mediu (circa 15 milioane ani) situate atît pe malul estic (depozitele anversiene din Belgia) cît și pe cel vestic (statele Maryland și Virginia din S.U.A.), al Atlanticului de nord. Focile respective (*Prophoca proxima* și *P. rousseaui*, Van Beneden, 1877, în Belgia, respectiv *Leptophoca lenis*, True, 1906 și *Monotherium? wymani*, Ray, 1976, în S.U.A.) sînt cantonate în depozite formate în ape temperat-calde, după cum se poate deduce din analiza paleoflorelor continentale. Este sugerată în acest fel o origine în ape temperat-calde a focilor, adaptarea la condițiile unor ape reci fiind legată de evoluția ulterioară, postmiocenă, a acestor mamifere.

În Miocenul superior din emisfera nordică se înregistrează o oarecare răcire climatică, ilustrată prin înlocuirea florelor tropicale și diminuarea elementelor subtropicale în favoarea florelor temperate. În asociațiile floristice ale Miocenului superior Pinacelele dețin rolul principal, în timp ce elementele florei cu *Scyadopytys*, *Podocarpacee* și *Taxodiacee*, foarte răspîndite în

Miocenul inferior și mediu, devin tot mai rare sau dispar. Totodată vegetația ierboasă de stepă devine tot mai răspândită. Conform reconstituirilor fitogeografice ale lui Pokrovskaya (1956), vegetația subtropicală a Miocenului inferior din jurul Mării Negre este înlocuită în Miocenul superior prin specii lemnoase de climă temperată cu *Fagus*, *Nyssa*, *Betula*, *Quercus*, *Castanea*, *Carya* și *Pterocarya* și printr-o vegetație ierboasă de stepă. Răspândirea stăpnelor în jurul Platformei Ruse a favorizat pătrunderea și dezvoltarea faunelor cu *Hipparion* în Europa. Pentru corelarea evenimentelor este interesant de arătat că în 5 localități fosilifere ale Sarmatianului mediu din R.S.S. Moldovenească fragmentele scheletice de focii au fost întâlnite în asociație cu cele de *Hipparion*.

În acest context de oscilații climatice care se instalează începând cu Miocenul superior, jumătatea inferioară a Basarabianului pare a reprezenta un moment de ușoară răcire a apelor mării, de care se leagă întreruperea formării calcarelor recifogene (foarte răspândite în Badenianul și Sarmatianul inferior din partea vestică a Platformei Ruse), locul sedimentării calcaroase fiind luat de o sedimentare detritică, nisipoasă și argiloasă. Însăși formarea depozitelor diatomice din Dobrogea de sud sugerează existența unor ape cu temperatură mai scăzută, nu numai prin analogie cu condițiile de temperatură în care se acumulează în prezent mlăturile cu diatomee, dar și prin absența silicoflagelatului *Dictyocha*, indicator de ape calde (cf. cercetărilor lui Y. T. Mandra și H. Mandra, 1969), în diatomitele din Dobrogea. (P. Dumitrică, comunicare personală).

În domeniul continental al Paratethysului, în prima jumătate a Basarabianului se resimte o ușoară răcire, materializată printr-o expansiune a elementelor floristice temperate în detrimentul celor subtropicale. (*Esther Nagy*, 1969).

Apele mai reci ale Basarabianului inferior-mediu în care, în timpul sezonelor reci, gheața se putea forma în zonele apropiate de țărm, au amortizat probabil un proces mai îndelungat de adaptare la ape reci.

Ușoara răcire climatică din prima jumătate a Basarabianului a fost urmată de o nouă perioadă mai caldă, corespunzătoare Basarabianului superior și Kersonianului, când formarea rocilor calcaroase, în special a lumașelilor cu *Mactre* și *Cardiacee* cu scoica groasă, de asemenea, a biostromelor cu nubecularii, este reluată.

Această fază de încălzire a afectat faunele de focii din Dobrogea de sud, acestea retrăgându-se încă înainte de sfârșitul Basarabianului spre Marea Caspică, dând naștere focii caspice actuale, ale cărei afinități osteologice cu *Phoca pontica* au fost

deja relevate (*D. Grigorescu, 1976*). Retragerea s-a produs probabil urmînd traseul unor curenți mai reci ce traversau bazinul ponto-caspic. Este de semnalat că atît în calcarele ce acoperă nisipurile din Dobrogea de sud cît și în calcarele cu nubecularii din R.S.S. Moldovenească, fragmentele scheletice de foci devin extrem de rare, puținele resturi citate provenind doar din stratele din baza calcarelor. În nici o zonă de pe întinsul bazin al Paratethysului nu au mai fost citate resturi de foci în depozite mai noi decît Sarmațianul cu excepția unor menționări, insuficient clarificate stratigrafic din extremitatea nord-vestică a Turciei (*Calvert și Neumayr, 1888*), a unui fragment de mandibulă cu un canin menționat de *Simionescu* din Pliocenul superior de la Mălușteni, care aparține probabil unui carnivor semiacvatic, și a citării unor fragmente ale unei foci de tip intermediar între *pontica* și *caspica* în depozitele pleistocene din apropierea Caspicii (*A.A. Kirpichnicov, 1953*).

Pătrunderea focii de tip *pontica* în domeniul subarctic al Europei unde a dat naștere focii inelate (*Phoca hispida*) a avut loc cu circa 3 milioane de ani în urmă, cînd actualul bazin al Mării Caspice se extindea mult spre nord, de-a lungul marginii vestice a Munților Ural, pînă la latitudinea de 58°. În acest timp Oceanul Arctic a trasgredat peste nordul Platformei Ruse pînă în apropierea latitudinii nordice de 61°. În timpul acestei extensiuni de sens contrar a celor două bazine marine, perioadă care conform lui *Grossheim și Khain (1967)*, autori ai reconstituirilor paleogeografice menționate, corespunde și unei răcirii climatice, focile au pătruns din domeniul Paratethysului caspic în domeniul subarctic, folosind pentru aceasta cursul fluviului Kama (*Repenning, Ray, Grigorescu, 1977*).

Salinitatea: Deoarece cu excepția peștilor, toate celelalte vertebrate din fauna sarmațiană a Dobrogei de sud sînt eurihaline, singurele indicii în privința salinității apelor le poate da asociația micropaleontologică cu elphidiidae și nonionidae, precum și asociația malacologică (cu mactre și cerastoderme mici, cu scoica subțire). Pe baza acestor elemente faunistice este conturată o salinitate salmastră, de tip mesohalin, ușor îndulcită prin aporturile psamitice de pe continent, nedepășind astfel 15‰.

Relațiile trofice: Asociația faunistică a ecosistemului exa-

BIBLIOGRAFIE

- AEGER D. (1963) — Principles of Paleocology. Mc. Graw Hill Book Co. Inc., 371 p.
- AIRINEI ST., STOENESCU S., VELCESCU GEORGETA (1967) — Studiul anomaliiilor gravimetrice regionale și locale din Dobrogea și zonele limitrofe pentru stabilirea structurii geologice de adâncime. *Raport preliminar, Arhiva Inst. Geofizică aplicată, București.*
- CHAPSKII K.K. (1970) — Conceptul originii arctice a pinipedelor și o altă soluție a acestei probleme (în limba rusă), în „Oceanul Arctic și tărîmurile sale în Cenozoic”. A.I. Tolmacev, editor, p. 166-173.
- CHIRIAC M. (1960) — Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea. *Comunic. Acad. R.P.R., X, 7, p. 613-623.*
- CHIRIAC M., GRIGORESCU D. (1975) — Asupra facilor bessarabiene din Dobrogea de sud. *St. Cerc. Geol., 20 (1), p. 89-110.*
- DAVIES J.L. (1958) — Pleistocene geography and the distribution of northern pinnipeds. *Ecology, 39 (1), p. 97-113.*
- EICHWALD E (1853) — *Lethaea Rossica*, 3, p. 390-400, pl. 13 *Atlas.*
- GRIGORESCU D. (1976) — Paratethyan seals. *Syst. Zool., 25(4), p. 407-419.*
- GRIGORESCU D., DINU C. (1976) — Aspecte sedimentologice și paleogeografice relevate de nisipurile cuarțoase bessarabiene din Dobrogea de sud. *Simpozion Pontica, Constanța (sub tipar).*
- GRIGORESCU D., KESSLER F. (1977) — The Middle Sarmatian avian fauna South Dobrogea. *Rev. Roum. Géol. (sub tipar).*
- GROSSHEIM V.A., KHAIN V.E. (1967) — Paleogene, Neogene and Quaternary, vol. 4 in Vinogradov A.P.: *Atlas of the lithotacial-paleogeographical maps of the USSR, Minist. Geol., Acad. Nauk USSR.*
- KIRPICHNIKOV A.A. (1953) — Foca caspică din depozitele Cuaternarului inferior de pe țărmul Mării Azov (în limba rusă). *Dokl. Acad. Nauk U.R.S.S., 5, p. 883-886.*
- MACAROVICI N., OESCU C.V. (1941) — Quelques vertebres fossiles dans les calcaires récifales de Chișinău. *Mem. Acad. Rom. Sect. St., ser. 3, 17, (6), p. 351-382.*
- MACAROVICI N. (1942) — Sur les phoques fossiles du Sarmatian de l'Europe. *An. Sci. Univ. Iași, 28, 1, p. 260-268.*
- MANDRA Y.T., MANDRA A. (1969) — Silicoflagelates: a new tool for the study of Antarctic Tertiary climates. *Antarctic Journ. U.S., 4, p. 172-174.*
- MC. LAREN I.A. (1960) — On the origin of the Caspian and Baikal seals and the paleoclimatological implication. *Amer. Journ. Sci., 258, p. 47-65.*
- NAGY ESTHER (1969) — Palynological elaboration of the Miocene layers of the Mecsek Mountains. *An. Inst. Geol. Publ. Hung., p. 237-650.*
- RAY C.E. (1976) — *Phoca wymani* and other Tertiary seals described from the eastern seaboard of North America. *Smithsonian Inst. Contrib., Paleobiol., 28, p. 1-36.*
- RAY C.E. (1976b) — Geography of phocid evolution. *Syst. Zool., 25(4), p. 391-406.*
- REPENNING C.A., RAY C.E., GRIGORESCU D. (1977) — Pinniped biogeography. *Sympos. Corvallis, Oregon (sub tipar).*
- SIMIONESCU I. (1925) — Foci fosile din Sarmatecul de Chișinău. *Mem. Acad. Rom. Sect. St., ser. 3, 4, p. 179-191.*
- SIMIONESCU I. (1930) — Vertebratele pliocene de la Mălușteni. *Acad. Rom., Publ. Fond V. Adamachi, 69 p.*
- SIMIONESCU I. (1931) — Mamifere marine din Sarmaticul de la Balcic. *Mem. Sect. St. Acad. Rom., 3, 7, mem. 2, p. 1-13.*
- SMIRNOV N.A. (1914) — Despre distribuția pinipedelor în emisfera nordică (în limba rusă). *An. Soc. Natur. Novoros., 39, p. 1-19.*

STUDIUL OSTRACODELOR DIN VOLHINIANUL PLATFORMEI MOLDOVENEȘTI (REGIUNEA DINTRE VALEA SUCEVEI ȘI VALEA MOLDOVEI)

BICA IONESI¹⁾ și IOAN CHINTAUAN²⁾

ABSTRACT

Volhynian Ostracodes from the region between the Suceava and Moldova valleys. In the first part of the paper the associations of Ostracodes (68 species) identified in various lithologic units of the Upper Volhynian are presented, in correlation with the fauna of Mollusca and Foraminifera. In the second part, some paleoecologic considerations are made, as well as a biozonation of the Volhynian according to Ostracods; the zone with *Leptocythere mironovi* is separated, as well as two subzones: 1) subzone with *Xestoleberis lutrae* and *Leptocythere bosqueti* for the Lower Volhynian, 2) subzone with *Xestoleberis elongata*, corresponding to the Upper Volhynian.

Considerații generale. Depozitele volhiniene dintre valea Siretului și valea Moldovei au fost cercetate, în special, de Macarovici (1955, 1964), Macarovici și Jeanrenaud (1958) și Ionesi (1960, 1968, 1969, 1971, 1971a). Autorii s-au ocupat de cartarea depozitelor și de studiul faunei de moluște și foraminifere, stabilind o orizontare pe baze litologice și faunistice.

Litologic, Volhynianul este constituit dintr-o stivă predominant argilo-nisipoasă, în cuprinsul căreia s-au pus în evidență mai multe nivele de gresii calcaroase și calcare oolitice. Spre vest, în apropiere de orogenul carpatic apar și unele depozite fluvio-deltaice, alcătuite, în special, din pietrișuri și nisipuri. Aceste variații litologice au determinat-o pe Ionesi (1968) să se-

1) Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Catedra de Geologie.

2) Muzeul Județean Bistrița, secția de Științe Naturale.

pare depozitele volhiniene în două sectoare: unul vestic, fluvio-deltaic și altul estic, neritico-litoral, cu extinderea cea mai mare. În cuprinsul Volhinianului din sectorul estic a cărui grosime este apreciată, după deschiderile naturale, la circa 500 m. Ionesi (1968) a făcut o orizontare amănunțită litologică și biostratigrafică, pe baza faunei de moluște și foraminifere (fig. 1).

Avînd în vedere că pe teritoriul României, Sarmațianul are dezvoltare completă pe Platforma Moldovenească, unde sînt bine studiate atît moluștele cît și foraminiferele, în vederea completării inventarului faunistic, în 1973 ne-am propus să abordăm și studiul ostracodelor. Astfel, în 2 lucrări anterioare (Ionesi, Chintăuan, 1974, 1975) au fost cercetate ostracodele din Buglovian și din Volhinianul inferior (pînă la orizontul calcaro-grezos de Burdujeni, inclusiv).

Lucrarea de față reprezintă continuarea cercetărilor asupra Volhinianului, respectiv a Volhinianului superior a cărui extindere are ca limită nordică pîriul Solca (afluent pe dreapta Sucevei), iar spre sud aflorează pînă la latitudinea localităților Ciurmuleşti—Nigotești—Tolești—Tătăruși, care reprezintă limita cu Basarabianul.

Litologic, depozitele atribuite Volhinianului superior sînt alcătuite predominant dintr-o succesiune argilo-nisipoasă, în care apar și unele nivele greso-calcaroase. În cuprinsul lor Macarovici (1955, 1958, 1964) și Ionesi (1960, 1968, 1971) au identificat numeroase moluște, reprezentate prin specii de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*, *Mactra*, *Potamides Dorsanum*, etc. Asociația cu foraminifere, studiată de Ionesi, se caracterizează prin dominarea specimenelor de elfizi, nonionide, miliolide și rotaliide. După Macarovici și Jeanrenaud (1958) depozitele respective aparțin orizontului superior al Volhinianului, iar după Ionesi (1968), pe baza faunei de moluște, corespund zonei cu ceriți, zonei cu cardiacee și *Mactra* și zonei cu ceriți și cardiacee, iar pe baza faunei de foraminifere se încadrează în intervalul atribuit părții superioare a zonei cu *Elphidium rugosum*, zonei cu *Ammonia beccarii* și *Quinqueloculina consobrina*, cît și părții inferioare a zonei cu *Porosonion subgranosus* și *Elphidium macellum*, ce se continuă în depozitele din baza Basarabianului (fig. 1).

I. FAUNA DE OSTRACODE

Prezența ostracodelor în depozitele volhiniene superioare a fost semnalată de Ionesi (1960, 1968), însă nu s-au determinat decît 8 specii din regiunea Virful Dealul (Strigoaia)—Ilișești, ce aparține sectorului vestic.

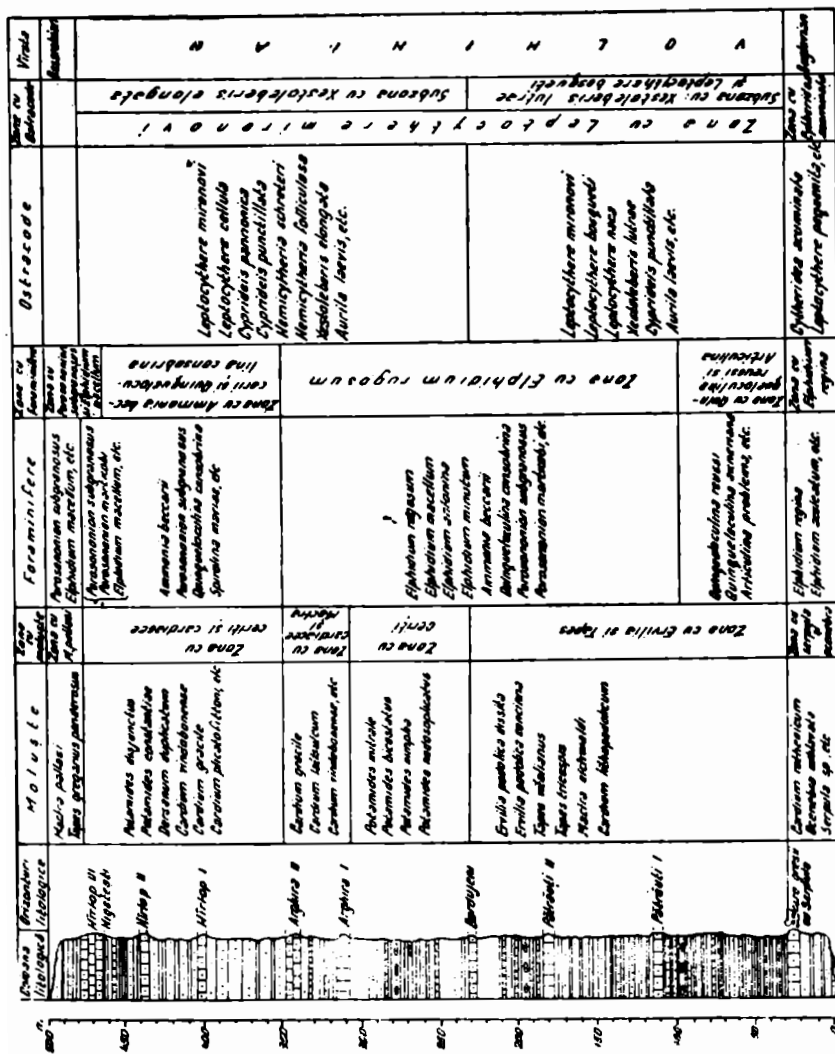


Fig. 1. — Biozonarea depozitelor volhmiene dintre valea Sireului și valea Moldovei.

În vederea urmării evoluției faunei de ostracode, din cele 2 sectoare (estic și vestic) ale Volhiniului superior, vom prezenta, în continuare, asociațiile identificate, din diferitele entități litologice, în corelare cu fauna de moluște și foraminifere, încercînd să stabilim și o biozonare pe baza ostracodelor.

I. Sectorul estic

Acest sector este reprezentat, în exclusivitate, printr-un fa-
cies neritico-litoral. Aria lui de extindere aparține în întregime
bazinului Șomuzului Mare și bazinului Șomuzului Mic. După cum
reiese din coloana stratigrafică, întocmită de Ionesi (1968), suc-
cesiunea depozitelor volhiniene superioare, din acest sector, însu-
mează circa 300 m grosime, reprezentând intervalul stratigrafic,
cuprins între orizontul calcaro-grezos de Burdujeni și orizontul
Hîrtop III-Nigotești, la nivelul căruia s-a stabilit limita cu Basa-
rabianul. În cuprinsul ei s-au pus în evidență 5 orizonturi calcaro-
grezoase, uneori oolitice, denumite: Arghira I, Arghira II, Hîr-
top I, Hîrtop II și Hîrtop III-Nigotești (fig. 1). În raport de aceste
orizonturi, depozitele volhiniene superioare pot fi separate în
următoarele entități litologice:

1. Complexul argilos-nisipos dintre orizontul calcaro-grezos
de Burdujeni și Orizontul Arghira I.
2. Orizontul grezos lumășelic Arghira I.
3. Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Arghira I și
Arghira II.
4. Orizontul grezos Arghira II.
5. Complexul nisipos dintre orizonturile Arghira II și Hîr-
top I.
6. Orizontul calcaro-grezos, oolitic Hîrtop I.
7. Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Hîrtop I și
Hîrtop II.
8. Orizontul oolitic Hîrtop II.
9. Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Hîrtop II și
Hîrtop III-Nigotești.
10. Orizontul grezos Hîrtop III-Nigotești.

1. *Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Burdujeni și
Arghira I.* Spre baza acestui complex, care nu oferă aflorimente
suficient de clare, s-a pus în evidență un lumășel grezos cu ceriți
(*Potamides mitrale* Eichw., *P. nimpha* Eichw., *P. disjunctus* Sow.,
etc.) în grosime de circa 30 cm, ce apare deschis în împreju-
mille orașului Fălticeni. După un interval de 10 m grosime, lipsit
de deschideri, urmează o zonă argiloasă, în grosime de 2-3 m, în
care apar intercalații de cărbuni (ce aflorează pe pîriul Tîrgului
Fălticeni) și o faună de apă dulce cu specii de *Anodonta*, *Theo-*

doxus, *Bythinia*, *Gyraulus* și *Hydrobia*.

În ce privește microfauna, într-o probă luată de sub nivelul cu anodonte, am identificat exemplare rare de foraminifere (*Elphidium rugosum* d'Orb., *Porosonion martkobi* Bogd., *Quinqueloculina consobrina* d'Orb. etc.) și de ostracode:

<i>Cyprideis heterostigma heterostigma</i> (Reuss)	(rar)
<i>Cyprideis heterostigma sublitoralis</i> Pokorny	(rar)
<i>Cyprideis heterostigma obesa</i> (Reuss)	(rar)
<i>Loxococoncha granifera</i> (Reuss)	(foarte rar)

În marnele argiloase cu anodonte cît și în intercalațiile de argile dintre cărbuni, asociația microfaunistică este formată, în exclusivitate, din ostracode cu cochilia foarte subțire, neornamentată, caracteristică formelor de apă dulce. Speciile determinate sînt următoarele:

<i>Candoniella fabaria</i> Negadaev	(foarte rar)
<i>Candoniella albicans</i> (Brady)	(moderat)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(moderat)
<i>Cyprideis littoralis</i> Brady	(moderat)
<i>Candona bouei</i> Krstic	(foarte rar)

Partea superioară a complexului argilo-nisipos, de peste orizontul de Burdujeni, apare bine deschisă, pe o grosime de circa 65 m, pe pîriul Muscalului (Arghira). Atît în argile cît și în nisipuri se găsește o bogată faună de moluște (*Potamides mitrale*, *P. nimpha*, *P. bicostatus* Eichw., *Tapes naviculatus* Hoernes, *T. vitalianus* d'Orb., *Cardium gracile* Pusch, *C. latissulcum* Münster, etc.). Foraminiferele sînt numeroase și se caracterizează printr-o frecvență mare a exemplarelor de *Elphidium macellum* F. et M., *El. rugosum* d'Orb., *Porosonion subgranosus* Egger, *Quinqueloculina consobrina* d'Orb., *Ammonia beccarii* L., etc.

Ostracode am întîlnit aproape în toate probele analizate, dar atît numărul de indivizi cît și de specii este mai redus, în comparație cu foraminiferele. Asociația identificată este următoarea:

<i>Cyprideis triangulata</i> Krstic	(rar)
<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(moderat)
<i>Cyprideis heterostigma obesa</i> (Reuss)	(frecvent)
<i>Cyprideis heterostigma sublitoralis</i> Pokorny	(foarte rar)
<i>Miocyprideis janoscheki</i> Kollmann	(rar)
<i>Leptocythere mironovj</i> (Schneider)	(frecvent)
<i>Leptocythere cellula</i> (Liventall)	(moderat)
<i>Leptocythere</i> aff. <i>tenuis</i> (Reuss)	(foarte rar)
<i>Leptocythere</i> aff. <i>parallela minor</i> (Méhes)	(rar)
<i>Leptocythere lacunosa</i> (Reuss)	(rar)
<i>Leptocythere pseudogutata</i> Suzin	(moderat)

<i>Aurila laevis</i> Schneider	(foarte rar)
<i>Hemicytheria schreteri</i> (Zalány)	(frecvent)
<i>Hemicytheria foliculosa</i> (Reuss)	(rar)
<i>Hemicytheria omphalodes</i> (Reuss)	(foarte rar)
<i>Loxoconcha dobrotici</i> Stanceva	(rar)
<i>Loxoconcha granifera</i> (Reuss)	(foarte rar)
<i>Loxoconcha elliptica</i> Brady	(foarte rar)
<i>Loxoconcha porosa</i> Méhes	(foarte rar)
<i>Loxoconcha rhomboidea obliquata</i> (Seguenza)	(moderat)
<i>Loxoconcha fragilis</i> (Stanceva)	(rar)
<i>Loxoconcha ornata</i> Schneider	(foarte rar)
<i>Schizocythere hollandica</i> Triebel	(rar)
<i>Xestoleberis aff. depressa</i> Sars	(rar)
<i>Xestoleberis elongata</i> Sheremeta	(frecvent)

2. *Orizontul grezos lumașelic Arghira I.* Apare bine deschis pe pîriul Muscalului (Arghira). Are o grosime de 4-5 m, fiind constituit din plachete de gresii cu intercalații subțiri de nisipuri și gresii compacte, dure. Unele nivele conțin numeroase macrofosile (*Cardium gracile*, *C. latisulcum*, *C. plicatofittoni* Sinz., *Mactra eichwaldi* Lask, *Tapes tricuspis* Eichw., etc.), formînd veritabile lumașele. În cîteva probe, recoltate din intercalațiile de nisipuri, au fost identificate foraminifere, între care predomină speciimenele de *Elphidium* și *Porosononion*. Ostracode n-am identificat.

3. *Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Arghira I și Arghira II.* Are o grosime de 15 m, fiind constituit spre bază din argile cu intercalații de nisipuri, iar în partea superioară din nisipuri masive. Fauna de moluște este bogată, reprezentată, în special, prin exemplare de *Cardium vindobonense* Partsch, *C. obsoletum* Eichw., *C. plicatofittoni*, *Mactra eichwaldi*, *M. vitalianum* d'Orb. etc. Dintre foraminifere frecvență mare prezintă *Elphidium rugosum*, *El. macellum*, *El. subumbilicatum* Czjzek, *Porosononion subgranosus*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina consobrina*, etc.

Ostracodele în unele probe sînt rare sau lipsesc, în altele sînt reprezentate printr-un număr destul de mare de indivizi. Asociația identificată este următoarea :

<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(frecvent)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(moderat)
<i>Haplocytheridea dacica dacica</i> (Hejjás)	(rar)
<i>Leptocythere mironovi</i> (Schneider)	(frecvent)
<i>Leptocythere reussi</i> Sheremeta	(rar)
<i>Leptocythere cellula</i> (Livental)	(frecvent)
<i>Aurila punctata</i> (Münster)	(frecvent)
<i>Aurila cauditoides</i> Carbonnel	(foarte rar)
<i>Aurila laevis</i> Schneider	(rar)

<i>Aurila angularis</i> (Schneider)	(rar)
<i>Hemicytheria schreteri</i> (Zalány)	(frecvent)
<i>Hemicytheria hungarica</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Hemicytheria lörentheyi</i> (Méhes)	(rar)
<i>Loxoconcha valiente</i> Stanceva	(foarte rar)
<i>Loxoconcha minima</i> Müller	(foarte rar)
<i>Loxoconcha dobrotici</i> Stanceva	(rar)
<i>Loxoconcha fragilis</i> (Stanceva)	(moderat)
<i>Ilyodromus</i> cf. <i>pyrammidatus</i> Krstic	(foarte rar)
<i>Xestoleberis</i> aff. <i>depressa</i> Sars	(rar)
<i>Xestoleberis elongata</i> Scheremeta	(frecvent)

4. *Orizontul grezos Arghira II*. Acest orizont are o grosime de 8 m și apare bine deschis în secțiunea de la Arghira (pîriul Muscălului). În bază este format din plachete de gresii cu intercalații subțiri de nisipuri, ce trec spre partea superioară în gresii masive. Macrofosilele sînt rare și constau, mai ales, din exemplare de *Cardium vindobonense*, *C. obsoletum*, *Mactra eichwaldi*, etc. Foraminiferele sînt numeroase atît ca număr de specii cît și indivizi. Ca elemente frecvente se semnalează exemplare de *Elphidium macellum*, *El. rugosum*, *El. minutum* Reuss, *Porosononion subgranosus*, *Quinqueloculina consobrina*, etc.

În cele 5 probe, prelevate din intercalațiile de nisipuri, din cuprinsul acestui orizont, n-am găsit ostracode.

5. *Complexul nisipos dintre orizonturile Arghira II și Hîrtop I*. Apare bine deschis în unele secțiuni din împrejurimile localităților Fălticeni (Dealul Timpești), Hîrtop (Dealul Liniei) și Manolea (pîriul Purdila). Însurează o grosime de circa 50 m, fiind constituit predominant din nisipuri, în care se găsesc numeroase moluște (*Potamides mitrale*, *P. bicosatus*, *P. nodosoplicatus* Hoern., *P. disjunctus*, *Cardium gracile*, *C. plicatofittoni*, *Donax dentiger* Eichw., etc.) și foraminifere (*Elphidium rugosum*, *El. subumbilicatum*, *Porosononion martkobi* Bogd., *Quinqueloculina consobrina*, *Ammonia beccarii*, etc.).

Studiul ostracodelor arată o asociație săracă, în comparație cu foraminiferele. Speciile identificate sînt următoarele:

<i>Cyprideis triangulata</i> Krstic	(rar)
<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(rar)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(frecvent)
<i>Cyprideis heterostigma obesa</i> (Reuss)	(frecvent)
<i>Cyprideis heterostigma major</i> Kollmann	(frecvent)
<i>Haplocytheridea dacica dacica</i> (Hejás)	(rar)
<i>Leptocythere mironovi mironovi</i> (Schneider)	(moderat)
<i>Leptocythere mironovi effigiata</i> (Stanceva)	(rar)
<i>Leptocythere pequenita</i> Stanceva	(rar)

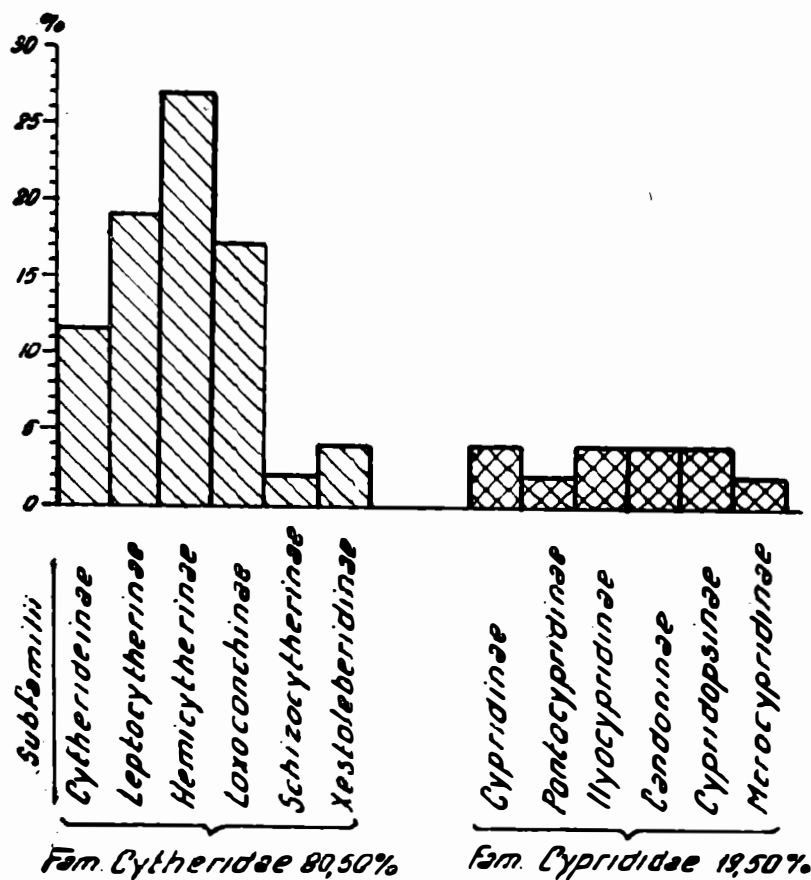


Fig. 2. — Repartiția procentuală a familiilor și subfamiliilor de ostracode din Volhinianul superior

<i>Leptocythere pseudoguttata</i> (Suzin)	(rar)
<i>Leptocythere naca</i> (Méhes)	(rar)
<i>Hemicytheria folliculosa</i> (Reuss)	(moderat)
<i>Hemicytheria méhesi</i> (Zalány)	(rar)
<i>Loxoconcha minima</i> Müller	(rar)
<i>Loxoconcha dobrotici</i> Stanceva	(rar)
<i>Loxoconcha porosa</i> Méhes	(foarte rar)
<i>Loxoconcha rhombovalis</i> (Pokorny)	(rar)
<i>Loxoconcha mülleri</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Miocyprideis sarmatica</i> (Zalány)	(rar)
<i>Xestoleberis pavlovici</i> Krstic	(foarte rar)

Indivizii cei mai numeroși provin din probele recoltate din secțiunea de la Manolea și aparțin speciilor: *Cyprideis heterostigma major* și *C. heterostigma obesa*.

6. *Orizontul calcaro-grezos, oolitic Hîrtop I*. A fost pus în evidență în secțiunea de la Hîrtop (Dealul Liniei). Este alcătuit din gresii calcaroase, gresii oolitice și oolite, cu intercalații de nisipuri și argile nisipoase, însumând 0,5 m grosime.

Macrofosilele sînt abundente, formînd uneori nivele lumășelice. Predominante sînt exemplarele de *Cardium vindobonense*; *C. latisulcum*, *Maetra eichwaldi*, *M. vitaliana*, *Donax dentiger* și *Donax lucidus* Eichw.

În cele 2 probe, colectate din intercalațiile de nisipuri dintre gresii, am găsit o asociație săracă în foraminifere (9 specii), în care se remarcă predominarea speciilor *Ammonia beccarii* și *Porosonion martkobi*.

Dintre ostracode am identificat o singură specie:

Xestoleberis elongata Scheremeta (rar)

7. *Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Hîrtop I și Hîrtop II*. Apare deschis în aflorimentele de la Hîrtop (Dealul Liniei). Însumează circa 20 m grosime și este constituit din argile și nisipuri. Partea lui superioară a fost pusă în evidență și în regiunea Manolea (pîrîul Purdila), unde se remarcă unele variații, în sensul că nisipurile sînt dominante față de argile.

Fauna de moluște este abundentă, în unele nivele, fiind reprezentată, mai ales, prin ceriți (*Potamides mitrale*, *P. bicostatus*, *P. nimpha*, *Cerithium rubiginosum* Eichw., etc.), *Cardium latisulcum*, etc.

Asociația cu foraminifere se caracterizează prin predominarea exemplarelor de *Porosonion subgranosus*, *P. martkobi*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina consobrina consobrina* și *Q. consobrina nitens* Reuss.

Ostracode am întîlnit în majoritatea probelor analizate. Speciile determinate sînt următoarele:

<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(frecvent)
<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(rar)
<i>Cyprideis pokorny</i> Jiricek	(moderat)
<i>Leptocythere mironovi</i> (Schneider)	(rar)
<i>Leptocythere pseudoguttata</i> (Suzin)	(frecvent)
<i>Leptocythere naca</i> (Méhes)	(rar)
<i>Loxoconcha dobrotici</i> Stanceva	(moderat)
<i>Loxoconcha cf. kochi</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Aurila laevis</i> Schneider	(foarte rar)
<i>Aurila kolesnikov</i> (Schneider)	(rar)
<i>Xestoleberis elongata</i> Scheremeta	(rar)

În cadrul acestei asociații, se remarcă că speciile cu frecvență mare și moderată provin din aflorimentele din regiunea Manolea

8. *Orizontul oolitic Hirtop II*. Este bine individualizat, pe o grosime de 1,5 m, în secțiunea de la Hirtop (D. Liniei), fiind format din gresii oolitice și oolite. Macrofauna este bogată și constă din numeroase exemplare de *Potamides disjunctus*, *P. constantiae* Stef., *Cardium vindobonense*, *C. obsoletum*, *C. plicatofittoni*, *Maetra eichwaldi*, *Donax dentiger*, etc.

Asociația cu foraminifere este dominată de speciile de *Porosonion subgranosus* și *Ammonia beccarii*.

Dintre ostracode am identificat următoarele specii :

<i>Aurila punctata</i> (Münster)	(rar)
<i>Aurila angularis</i> (Schneider)	(foarte rar)
<i>Xestoleberis elongata</i> Scheremeta	(rar)

9. *Complexul argilo-nisipos dintre orizonturile Hirtop II și Hirtop III-Nigotești*. Apare deschis pe o grosime de circa 20 m în aflorimentele de la Hirtop (D. Liniei) și Manolea (D. Purdila). Partea sa superioară aflurează și puțin mai spre vest, la Nigotești (pîrful Țiganului). Depozitele predominante sînt argilele, în care se găsesc și intercalații rare de nisipuri și plachete centimetrice de gresii.

Macrofosilele sînt reprezentate prin exemplare numeroase de *Potamides disjunctus*, *P. pictus* Bast., *P. constantiae*, *Dorsanum duplicatum*, etc. și prin specimene rare de *Tapes vitalianus*, *T. gregarius* Partsh, *Cardium gracile*, *C. plicatofittoni*, *Maetra eichwaldi*, etc.

În paleocenoza cu foraminifere frecvență mare prezintă speciile : *Porosonion subgranosus*, *P. markobi*, *Quinqueloculina consobrina consobrina*, *Q. consobrina nitens*, *Q. akneriana* d'Orb. și *Ammonia beccarii*.

Ostracodele sînt prezente în toate probele, dar numărul de indivizi este, în majoritatea cazurilor, destul de redus. Asociația determinată este următoarea :

<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(rar)
<i>Cyprideis tuberculata</i> (Méhes)	(rar)
<i>Leptocythere mironovi</i> (Schneider)	(frecvent)
<i>Leptocythere pustulata</i> Suzin	(rar)
<i>Leptocythere naca</i> (Méhes)	(frecvent)
<i>Aurila laevis</i> Schneider	(rar)
<i>Aurila longa</i> (Ruggieri)	(rar)
<i>Aurila cicatricosa lauzea</i> Carbonnel	(foarte rar)
<i>Hemicytheria cancellata</i> (Lienenkaus)	(foarte rar)
<i>Hemicytheria</i> cf. <i>lőczyi</i> (Zalány)	(foarte rar)

<i>Hemicytheria lörentheyi sarmatica</i> Jiricek	(foarte rar)
<i>Loxonconcha porosa</i> Méhes	(foarte rar)
<i>Xestoleberis elongata</i> Scheremeta	(moderat)
<i>Xestoleberis</i> sp.	(rar)

10. *Orizontul grezos Hîrtop III-Nigotești*. Acest orizont este bine individualizat, pe o grosime de 7 m, în aflorimentele de la Nigotești (pîriul Țiganului), la altitudinea de 385 m, fiind alcătuit din plachete de gresii cu intercalații de nisipuri. Baza lui apare deschisă, pe o grosime de 0,60 m și la Hîrtop (D. Liniei). Mai spre est, în zona Manolea, echivalentul acestui orizont pare a fi bancul de nisipuri, cu treceri spre gresii (în grosime de 1,5 m), de la circa 400 m altitudine, peste care se dispune un lumășel cu faună basarabiană (*Maetra pallasii* Bayli, *Tapes gregarius ponderosus* d'Orb., etc.).

Macrofosile am găsit numai în depozitele de la Hîrtop și Manolea. Asociația identificată arată predominarea speciilor: *Cerithium rubiginosum*, *C. comperei* d'Orb., *Potamides bicinctus* Eichw., *P. nimpha*, *Dorsanum duplicatum*, *Cardium vindobonense*, *Maetra eichwaldi*, etc.

Paleocenoza cu foraminifere este dominată, în exclusivitate, de elfizi și *Porosonion*. Dintre speciile cu frecvență mare se semnalează: *Elphidium macellum*, *El. antoninum* d'Orb., *Porosonion subgranosus* și *P. martkobi*.

Ostracodele sînt foarte rare. N-am găsit decît cîteva fragmente indeterminate.

II. SECTORUL VESTIC

În Volhinianul superior, din acest sector, pe lîngă depozite litoralo-neritice, reprezentate prin argile, nisipuri și gresii, asemănătoare cu cele din sectorul estic, se întîlnesc prundișuri cu intercalații de nisipuri și, mai rar, de argile, care indică un facies oolitoral sau chiar fluvio-deltaic.

A. Faciesul litoralo-neritic

Aflorimentele reduse, din sectorul vestic, n-au permis urmărirea unei succesiuni complete a Volhinianului superior, ca în cazul faciesului similar din sectorul estic. Unele deschideri mai clare se găsesc în împrejurimile localităților: Pârtești de Jos, Vîrful Dealului (Strigoaia), Ilișești și Bălăceana.

Referiri sumare asupra depozitelor din această regiune se găsesc în lucrările lui *Macarovicj* și *Jeanrenaud* (1958) și *Macarovicj* (1964). Cercetările detaliate aparțin lui *Ionesi* (1960, 1962, 1971), după care vom face și prezentarea lor.

Sucesiunea cea mai completă poate fi urmărită, între altitudinile de 400 m (p. Soloneț — Pârteștii de Jos) și 540 m (gara Vîrful Dealului). În cadrul acestor depozite argilo-nisipoase, care însumează circa 140 m grosime, s-a pus în evidență și un orizont cu gresii. În raport de acest orizont, se pot separa următoarele entități litologice.

1. Complexul argilo-nisipos de sub orizontul grezos.
2. Orizontul grezos.
3. Complexul argilo-nisipos de deasupra orizontului grezos.

Pe criterii macrofaunistice, orizontul grezos și partea superioară a complexului argilo-nisipos, de sub acest orizont, corespund Volhinianului superior și anume zonei cu cardiacee și *Maetra* din sectorul estic (fig. 1). Partea inferioară a aceluiași complex argilo-nisipos, pentru care nu există suficiente dovezi paleontologice, prin poziția sa geometrică, își are, în mod logic, un corespondent în depozitele de sub orizontul grezos Arghira I (din sectorul estic), ce aparține, de asemenea, Volhinianului superior. Complexul argilo-nisipos de deasupra orizontului grezos se corelează cu baza zonei cu ceriți și cardiacee, cu care se încheie succesiunea Volhinianului, în sectorul estic (fig. 1).

1. *Complexul argilo-nisipos de sub orizontul grezos.* Apare bine deschis, pe o grosime de circa 120 m, în regiunea Pârteștii de Jos—Vîrful Dealului. Partea sa superioară află (pe circa 70-80 m grosime) și în regiunea Ilișești și Bălăceană. În bază este constituit din argile cenușii nisipoase (5 m grosime), peste care urmează nisipuri gălbui cu concrețiuni grezoase și intercalații de argile. Spre partea superioară nisipurile devin dominante și conțin, pe lângă argile, intercalații subțiri de gresii.

În cuprinsul acestor depozite se găsesc numeroase microfossil, cantonate, mai ales, în unele nivele din jumătatea sa superioară. În asociația identificată predomină speciile: *Cardium gracile*, *C. latisulcum*, *C. obsoletum*, *C. vindobonense*, *Maetra eichwaldi*, *Tapes vitalianus*, *T. tricuspis*, etc.

Dintre foraminifere, frecvență mare prezintă speciile de *Elphidium macellum*, *El. rugosum*, *El. subumbilicatum*, *Porosonion subgranosus*, *P. martkobi*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina consobrina*, *Q. akneriana*, etc.

Ostracodele sînt prezente în majoritatea probelor, iar numărul de indivizi este, uneori, destul de mare. Speciile determinate sînt următoarele:

<i>Ilyocypris bradyi</i>	(foarte rar)
<i>Ilyocypris expansa</i> (Reuss)	(foarte rar)
<i>Candona gabarui</i> Carbonnel	(foarte rar)
<i>Cyprinotus speciosus</i> Mandelstam	(foarte rar)
<i>Cypridopsis ignis</i> Mandelstam	(foarte rar)

<i>Cypridopsis pannonicus</i> Krstic	(foarte rar)
<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(frecvent)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(frecvent)
<i>Macrocypris prima</i> Méhes	(foarte rar)
<i>Haplocytheridea dacica</i> (Hejjás)	(frecvent)
<i>Leptocythere mironovi</i> (Schneider)	(frecvent)
<i>Leptocythere lacunosa</i> (Reuss)	(rar)
<i>Aurila laevis</i> Schneider	(rar)
<i>Hemicytheria schreteri</i> (Zalány)	(moderat)
<i>Hemicytheria folliculosa</i> (Reuss)	(rar)
<i>Hemicytheria cf. hungarica</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Hemicytheria lörentheyi</i> (Méhes)	(rar)
<i>Loxoconcha wanneri rhodana</i> Carbonnel	(foarte rar)
<i>Loxoconcha minima</i> Müller	(foarte rar)
<i>Schizocythere hollandica</i> Triebel	(rar)
<i>Xestoleberis aff. depressa</i> Sars	(foarte rar)

2. *Orizontul grezos* se pune foarte clar în evidență în regiunea Părtești—Virful Dealului, însumind o grosime de circa 10 m, cât și în împrejurimile localității Bălăceana, unde grosimea este mai redusă (2,5 m). Este constituit din gresii calcaroase, vinate, cu intercalații subțiri de argile și nisipuri.

Fauna de moluște este identică cu cea din complexul argilo-nisipos de sub el. Predominante sînt speciile de *Cardium gracile*, *C. vindobonense* și *Maetra eichwaldi*.

În cele câteva probe, colectate din intercalațiile de nisipuri și argile dintre gresii, am găsit exemplare rare de foraminifere, ce aparțin speciilor: *Elphidium macellum*, *Porosonion subgranosus*, *Ammonia beccarii*, etc.

Ostracode n-am identificat.

3. *Complexul argilo-nisipos de deasupra orizontului grezos*. Apare deschis, pe o grosime de 30 m, în perimetrul localității Bălăceana (450-480 m altitudine) și în zona Virful Dealului (pe 10 grosime). În cuprinsul acestui complex, în afară de argile și nisipuri, se pune în evidență un nivel cu gipsuri, în grosime de 2-3 m, ce poate fi urmărit în aflorimentele de pe traseul căii ferate, în aval cu circa 200 m de gara Virful Dealului.

Macrofosile s-au identificat numai în depozitele din regiunea Bălăceana, unde se întîlnesc numeroase exemplare de ceriți, care formează nivele lumașelice. Speciile predominante sînt următoarele: *Potamides mitrale*, *P. bicostatus*, *P. nimpha* și *Cerithium rubiginosum*.

Paleocenoza cu foraminifere se caracterizează printr-o frecvență mare a unor specii de miliolide (*Quiqueloculina consobrina*, *Q. akneriana*), după care în ordinea frecvenței urmează elfizii

(*Elphidium minutum*), *Porosononion subgranosus* și *Ammonia beccarii*.

Ostracode am găsit numai în probele din regiunea Bălăceana, unde acest complex apare deschis continuu, pe 30 m grosime. Asociația identificată este următoarea :

<i>Cyprideis pannonica</i> (Méhes)	(moderat)
<i>Cyprideis punctillata</i> Brady	(frecvent)
<i>Haplocytheridea dacica</i> (Hejjas)	(frecvent)
<i>Leptocythere mironovi</i> (Schneider)	(rar)
<i>Leptocythere pequenita</i> Stanceva	(rar)
<i>Leptocythere naca</i> (Méhes)	(foarte rar)
<i>Hemicytheria folliculosa</i> (Reuss)	(moderat)
<i>Loxococoncha cf. valiente</i> Stanceva	(foarte rar)
<i>Loxococoncha dobrotici</i> Stanceva	(foarte rar)

B. Faciesul fluvio-deltair

Acest facies, reprezentat, în special, prin pietrișuri și nisipuri, a fost pus în evidență în unele dealuri, situate în apropierea orogenului carpatic. Dezvoltarea cea mai mare este în Dealul Ciungi, unde există și aflorimente bune. Cercetările amănunțite asupra acestor depozite, privind vârsta, geneza și orizontarea lor, aparțin colectivului format din Ionesi, Ionesi și Barbu (1964, 1966, 1971). În cuprinsul lor nu s-au identificat macrofosile, iar microfauna este reprezentată prin exemplare rare de foraminifere, considerate remaniate. Ostracodele lipsesc. Prin poziția stratigrafic-geometrică, în raport de depozitele litoralo-neritice, din același sector, care sînt fosilifere, corespund Volhinianului superior și anume : zonei cu cardiacee și *Macra*, cît și părții inferioare a zonei cu ceriți și cardiacee.

În concluzie, din datele prezentate mai sus reiese că în depozitele litoralo-neritice ale Volhinianului superior, din cele 2 sectoare (estic și vestic) se întîlnesc ostracode numeroase în toate complexele argilo-nisipoase. În orizonturile calcaro-grezoase, prezența ostracodelor s-a pus în evidență sporadic, datorită lipsei intercalațiilor pelitice, în care cochiliile acestor microorganisme se conservă în condiții optime. În ansamblu, asociația identificată constă din 68 specii, ce aparțin la 16 genuri, 12 subfamilii și 2 familii; repartitia procentuală a familiilor și subfamiliilor este dată în fig. 2.

În comparație cu foraminiferele, depozitele volhiniene superioare, la fel ca și cele inferioare, sînt mai sărace în ostracode. Astfel, din cele 215 probe analizate (care conțin în majoritate foraminifere) numai în 62 probe am găsit ostracode.

CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE

Analiza asociației de ostracode din Volhinianul superior ne arată că salinitatea apelor era salmastră, dar ceva mai scăzută decât în Volhinianul inferior. Indicații în acest sens ne oferă predominarea netă a formelor eurihaline din familia *Cytheridae* (în procent de 80%) și din familia *Cyprididae* (care participă cu un procent de 19%) față de cele stenohaline, care se întâlnesc extrem de rar. De asemenea, numărul mai mare de specii din Volhinianul superior (68), față de cel identificat în Volhinianul inferior (39) denotă că acum se realizează o îmbunătățire a condițiilor pentru dezvoltarea ostracodelor salmastre. În același timp, în asociația din Volhinianul superior sînt prezente și unele specii oligohaline ca: *Cyprinotus speciosus*, *Cypridopsis pannonicus*, *C. ignis*, *Candona gabarui*, *C. bouei*, *Candoniella fabaria*, *C. albicans*, *Ilyocypris* cf. *expansa*, *Cyprideis pannonica*, *C. punctillata*, *C. littoralis*, *C. tuberculata*, *C. triangulata*, etc. care preferă o concentrație mai scăzută, cuprinsă între 5-0,5‰.

Unele din acestea ca *Candoniella albicans*, *C. fabaria*, *Candona bouei* și *Cyprideis littoralis* au fost întâlnite, în regiunea noastră, numai la nivelul marnelor cu *Anodonta* și a complexului cu cărbuni, în care fauna salmastră lipsește. În cazul altor specii ca: *Cyprinotus speciosus*, *Cypridopsis pannonicus*, *C. ignis*, *Candona* cf. *gabarui* și *Ilyocypris* cf. *expansa* am identificat exemplare rare numai în probele colectate din depozitele litoraloneritice, din zona Părtești—Virful Dealului, situată în vecinătatea orogenului carpatic, unde datorită dehușării unor riuri există un permanent aport de apă dulce.

Din alte regiuni, speciile menționate mai sus, după datele de care dispunem pînă în prezent, sînt cunoscute din formațiuni de apă dulce (Pliocen, Cuaternar și Actual). Ca atare, le considerăm specifice apelor dulci, cu unele excepții, printre care se încadrează *Cyprideis littoralis*, care poate trăi în condiții variate de salinitate (Caraion, 1967).

În asociația cu marnele cu *Anodonta* și din complexul cu cărbuni, am întâlnit exemplare de *Cyprideis punctillata*, dar această specie apare cu frecvență mare și în depozitele salmastre de pe tot intervalul Volhinianului superior. În același timp, în regiunea dintre valea Siretului și valea Moldovei, a fost identificată atît în Volhinianul inferior, cît și în Buglovian. În alte regiuni este semnalată din Volhinian, Basarabian, Chersonian, Meoțian și Dacian (Hanganu, 1963, 1966, 1967; Trelea-Paghida et al. 1970; Olteanu și Oncescu, 1970; Gheorghian et al., 1971). Răspîndirea largă pe verticală a acestei specii denotă o mare capaci-

tate de adaptare la condiții variate de salinitate (ape salmastre și dulci). În aceeași situație se încadrează, după părerea noastră, și *Cyprideis pannonica*, semnalată, cu frecvență mare, atât din formațiuni salmastre cit și de apă dulce.

În ce privește adâncimea, asociația cu ostracode indică, ca și fauna de moluște și foraminifere, că depozitele volhiniene superioare s-au depus într-o zonă litoral-neritică, cu adâncimi reduse, în medie 30-100 m, local chiar mai scăzute (sub 30 m), bogată în vegetație algală. Asupra adâncimilor reduse oferă indicații, în special, reprezentanții subfamiliilor *Leptocytherinae*, *Loxoconchinae* și *Hemicytherinae*, care în asociația noastră totalizează 38 specii (63%).

Temperatura apelor era, în general, caldă.

CONSIDERAȚII BIOSTRATIGRAFICE

Din urmărirea evoluției faunei de ostracode, în depozitele Volhinianului superior, din sectorul estic, unde s-a putut stabili o succesiune completă, începând de la nivelul orizontului calcaro-grezos de Burdujeni și până la orizontul grezos Hirtop III-Nigotești (fig. 1), se remarcă că speciile dominante sînt *Leptocythere mironovi* și *Xestoleberis elongata*. După acestea, în ordinea frecvenței, urmează: *Cyprideis punctillata*, *C. pannonica*, *Leptocythere cellula*, *Aurila laevis*, *Hemicytheria schreteri*, *H. lolliculosa*, *Haplocytheridea dacica* și *Loxoconcha fragilis*. Celelalte specii apar numai în 1-3 probe și sînt reprezentate printr-un număr redus de indivizi.

În vederea stabilirii unei biozonări a Volhinianului, pe bază de ostracode, este necesar să revenim și asupra asociației din Volhinianul inferior, studiată anterior (Jonesi, Chintăuan, 1975). Compararea celor 2 asociații arată că numai 20 specii își continuă dezvoltarea din Volhinianul inferior, iar dintre acestea *Leptocythere mironovi*, *Aurila laevis* și *Cyprideis punctillata* prezintă frecvență mare atât în Volhinianul inferior cit și în cel superior.

Urmărirea repartiției pe verticală a speciilor de ostracode și a frecvenței lor, în succesiunea depozitelor volhiniene, ne-a permis să stabilim că în cuprinsul acestor depozite se individualizează o singură zonă, pe care am denumit-o zonă cu *Leptocythere mironovi* (fig. 1). Această specie se menține cu frecvență mare în toată stiva Volhinianului, ce însumează circa 590 m grosime. În Buglovia *Leptocythere mironovi* se întâlnește rar. Rămîne de văzut, și cercetările viitoare o vor confirma, dacă această specie se continuă cu aceeași frecvență în Basarabianul inferior, care apare bine deschis între valea Siretului și valea Moldovei. În cuprinsul zonei cu *Leptocythere mironovi*, avînd în vedere

frecvența și extinderea pe verticală a unor specii, am separat 2 subzone: 1) subzona cu *Xestoleberis lutrae* și *Leptocythere bosqueti* și 2) subzona cu *Xestoleberis elongata*.

1. Subzona cu *Xestoleberis lutrae* și *Leptocythere bosqueti* corespunde Volhinianului inferior, respectiv depozitelor cuprinsă între limita cu Buglovianul și orizontul calcaro-grezos de Burdujeni, inclusiv, și se caracterizează prin dominarea acestor 2 specii pe toată grosimea celor 200 m. În Volhinianul superior, speciile respective n-au fost identificate. În Buglovian (Jones și Chintăuan, 1974) *Leptocythere bosqueti* nu este semnalată, iar *Xestoleberis lutrae* apare sporadic numai în unele probe din partea sa superioară.

După speciile care caracterizează această subzonă, frecvență însemnată mai prezintă: *Aurila laevis*, *Cyprideis punctillata* și *Leptocythere cellula*.

2. Subzona cu *Xestoleberis elongata* se extinde pe intervalul atribuit Volhinianului superior, respectiv al depozitelor cuprinse între orizontul calcaro-grezos de Burdujeni și limita cu Basarabianul, totalizând o grosime de circa 300 m. Nota caracteristică este dată de abundența acestei specii, care, în Volhinianul inferior apare sporadic în unele probe din partea sa superioară.

În cuprinsul acestei subzone, se remarcă unele variații în distribuția și frecvența unor specii. Astfel, pe intervalul dintre orizonturile de Burdujeni și Hîrtop, pe lângă *Xestoleberis elongata*, frecvență mare prezintă și: *Cyprideis punctillata*, *C. panonica*, *Haplocytheridea dacica*, *Leptocythere cellula*, *Hemicytheria schreteri* și *H. folliculosa*. Dintre acestea, pe intervalul cuprins între orizonturile Hîrtop I și Hîrtop III-Nigotești, se menține numai *Cyprideis punctillata* (cu frecvență rară), în schimb devine abundentă *Aurila laevis*.

Referitor la valoarea stratigrafică a speciilor de ostracode, din Sarmațian, considerăm că datele de care dispunem, pînă în prezent, sînt insuficiente, pentru a preciza care sînt caracteristice pentru diferitele subetaje.

Din studiul ostracodelor din depozitele bugloviene și volhiniene, de pe Platforma Moldovenească (regiunea dintre valca Siretului și valea Moldovei), se conturează ca specie caracteristică pentru Buglovian *Cytheridea acuminata* (care nu trece în Volhinian), iar pentru Volhinian abundența speciilor: *Leptocythere mironovi*, *L. bosqueti*, *Xestoleberis elongata* și *X. lutrae*.

Desigur, lămurirea valorii stratigrafice a speciilor necesită, implicit, și o strînsă corelare cu situația din alte regiuni. Lipsa unor studii amănunțite, din care să reiasă evoluția faunei de

ostracode, urmărită în succesiuni cât mai complete și corelarea ei cu moluștele și foraminiferele, cât și faptul că, în majoritatea lucrărilor existente, nu se dă frecvența (care are o deosebită importanță), creează dificultăți în rezolvarea acestei probleme.

Din aceste motive, pentru moment, vom pune în discuție numai situația de pe Platforma Moldovenească. În acest context, trebuie să amintim datele stabilite de *Trelea-Paghida* et al. (1970), care se referă la studiul ostracodelor badeniene, bugloviene și basarabiene, din regiunea dintre Siret și Prut. În ce privește Buglovianul, se remarcă abundența lui *Pontocypris declivis* Müller, care nu este semnalat din Badenian și nici din Basarabian. În regiunea cercetată de noi, această specie apare cu frecvență rară și moderată în 2 probe din Buglovian, iar în Volhinian lipsește. Din coroborarea acestor date reiese că *Pontocypris declivis* poate fi considerat caracteristic pentru Buglovian (alături de *Cytheridea acuminata*, care prezintă frecvență mare în regiunea cercetată de noi).

În Basarabianul dintre Siret și Prut, după *Trelea-Paghida* et al. (1970) sînt frecvente următoarele specii: *Aurila kolesnikovi*, *Cyprideis pannonica* și *Myocyprideis janoscheki* Koll.

Speciile *Leptocythere mironovi*, *Xestoleberis elongata* și *X. lutrae*, care, după cum am arătat, caracterizează Volhinianul din regiunea noastră, sînt semnalate ca fiind rare în Basarabianul dintre Siret și Prut. *Leptocythere mironovi* mai este menționat pe Platforma Moldovenească și de *Simionescu* (1977) în Basarabianul dintre valea Bistriței și valea Răcăciuni, dar asupra asociației respective nu se fac nici un fel de comentarii și nici nu se dă frecvența speciilor.

Relativ la răspîndirea lui *Leptocythere mironovi* în alte regiuni (asupra căruia deținem date mai numeroase), se remarcă că este menționat în Paratethysul Central atît în Volhinian cît și în Basarabian. Asupra frecvenței lui, în cele 2 subetaje, de cele mai multe ori, nu se dau date concrete. Același lucru se poate spune și despre celelalte specii, care apar frecvent în Volhinianul din regiunea noastră, cu excepția lui *Cyprideis pannonica* și *C. punctillata*, care au o răspîndire mai largă pe verticală, prezentînd o abundență deosebită în unele diviziuni ale Pliocenului. Astfel, *Cyprideis pannonica*, după datele unor autori (*Olteanu* și *Oncescu*, 1970; *pană* și *Rădulescu*, 1970) apare în erupție în Meoțian. După cum am arătat mai sus, aceste specii dulcicole se adaptează cu ușurință și condițiilor apelor salmastre.

În concluzie, lucrarea aduce contribuții inedite la cunoașterea faunei de ostracode din Volhinianul superior; din cele 68 specii identificate numai 24 sînt semnalate din depo-

zitele volhiniene inferioare și bugloviene ale regiunii dintre valea Siretului și valea Moldovei. În același timp, pentru prima dată, se face o biozonare a Volhinianului, în strînsă corelare cu fauna de moluște și de foraminifere.

BIBLIOGRAFIE

- BARBU N., IONESI L., IONESI B. (1964) — Masivul Ciungilor — caracterizare geologică-geomorfologică. *An. șt. Univ. Iași, secț. II (geol.-geogr.)*, X.
- * * * (1966) — Observații geologice și paleogeomorfologice în zona de contact a Obcinelor Bucovinei cu Podișul Sucevei. *Ibidem*, XII.
- CARAION E.F. (1967) — *Fam. Cytheridae* (ostracode marine și salmastre). *Fauna R.S.R. Crustacea (Ostracoda)*, 4, 10, S. 164, București.
- CARBONNEL G. (1969) — Les Ostracodes du Miocène Rhodanien. *Docum. des Lab. Géol. Fac. Scien.* 32/2, Lyon.
- CERNAJSEK T. (1972) — Zur Paläökologie der Ostracodenfaunen am Westrand des Wiener Beckens. *Vehr. Geol. B.A., H. 2, Wien*.
- * * * (1974) — Die Ostracodenfauna der Sarmatischen Schichten im Österreich. *Cronostratigraphie und Neostatotypen, Sarmatien. Bratislava*.
- CHINTĂUAN I., NICORICI E. (1976) — Ostracodele miocene din sudul Bazinului Șimleu. *D.S. Inst. Geol. și Geof., LXII/3, București*.
- GAGIC N. (1968) — Tortonian and lower Sarmatian microfauna in the Neighborhood of Koceljevo. *Vesnik Zavod za Geol., ser. A, 26, Belgrad*.
- GHEORGHIAN D., LUBENESCU V., OLTEANU R. (1971) — Contribuții la stratigrafia Miocenului din sudul Transilvaniei. *D.S. Inst. Geol., LVII/4, București*.
- HANGANU E. (1963) — Contribuții la studiul ostracodelor din Pliocenul dintre valea Prahovei și valea Teleajenului. *An. Univ. București, ser. șt. nat. (geol.-geogr.)*, XII, 36.
- * * * (1966) — Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova (reg. Ploiești). *Stud. tehn. și econ., ser. J, Stratigrafie, București*.
- HANGANU E., NEGOIȚĂ F. (1967) — Contribuții la trasarea limitei Miocen-Pliocen, pe bază de ostracode. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R., 12/1, București*.
- IONESI B. (1960) — Microfauna sarmatianului inferior din regiunea Pirteștii de Jos—Strigoaia—Iliești (reg. Suceava). *An. șt. Univ. Iași, secț. II (șt. nat.)*, VI, 4.
- * * * (1968) — Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. *Ed. Acad. R.S.R., București*.
- * * * (1969) — Cercetări geologice în regiunea Horodnic—Volovăț—Burla (Platforma Moldovenească). *D.S. Inst. Geol., LXIII/4, București*.
- IONESI B. (1971) — Cercetări geologice în regiunea Volovăț—Burla (Platforma Moldovenească). *D.S. Inst. Geol., LVII/4, București*.
- Cercetări geologice în regiunea Bălăceana—Iliești, din partea nord-vestică a Platformei Moldovenești. *An. șt. Univ. Iași, secț. II, b. geol., XVII*.
- IONESI B., CHINTĂUAN I. (1974) — Studiul ostracodelor din depozitele bugloviene de pe Platforma Moldovenească (reg. dintre valea Siretului și valea Sucevei). *D.S. Inst. Geol., LX/4, București*.
- * * * (1975) — Studiul ostracodelor din depozitele volhiniene de pe Plat-

forma Moldovenească (sectorul dintre valea Siretului și valea Moldovei). *D.S. Inst. Geol.*, LXI/3, București.

- IONESI L., IONESI B., BARBU N. (1971) — Orizontarea depozitelor fluvio-deltaice din partea vestică a Podișului Sucevei și semnificația ei paleogeomorfologică. *An. șt. Univ. Iași, secț. II, geogr.*, XVII.
- JIRICEK R. (1974) — Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s.s. Chronostratigraphie und Neostatotypen, Sarmatien. *Bratislava*.
- MACAROVICI N. (1955) — Cercetări geologice în sarmațianul Podișului Moldovenesc. *An. Com. geol.*, XXVIII, București.
(1964) — Contributions à la connaissance du Sarmatien entre la vallée du Siret et les Subcarpathes. *An. șt. Univ. Iași, secț. II (șt. nat.-geol.-geogr.)*, X.
- MACAROVICI N., JEANRENAUD P. (1958) — Revue générale du Néogène de Plateforme de la Moldavie. *An. șt. Univ. Iași, secț. II (șt. nat.)*, IV, 2.
- MANDELSTAM M. I., SCHNEIDER G. F. (1963) — Iskopaemfe ostracodi SSSR, sem. CYPRIDIDAE. *Trudî VNIGRI*, 203, Leningrad.
- OLTEANU R., ONCESCU C. (1970) — Asociații de ostracode sarmatene și pliocene din extremitatea vestică a Bazinului Crișului Alb. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/3, București.
- PANĂ I., RĂDULESCU I. (1970) — Stratigrafia regiunii Pîrscov-Plopeasa. *Stud. cerc. geol.-geof.-geogr. (geol.)*, 15, 1, București.
- SCHNEIDER G. F. (1940) — Mioțenovaia fauna ostracodi Kavkaza i Krîma. *Trudî VNIGRI*, II/34, Leningrad.
- SIMIONESCU T. (1977) — Studiul geologic al Sarmațianului și Meoțianului dintre valea Bistriței și valea Răcăciuni (Bacău). *An. Inst. Geol. și Geof.*, LI, București.
- STANCEVA M. (1963) — Faune d'Ostracodes du Néogène de la partide Nord-Ouest de la Bulgarie. II Ostracodes sarmatiens. *Trav. Géol. Bulgarie, sér. Paléont.*, IV, Sofia.
- TRELEA-PAGHIDA N., SIMIONESCU T., COSTEȚCHI G. (1970) — Ostracodele miocene din Podișul Moldovenesc. *An. șt. Univ. Iași, secț. II geol.*, XVI.

ÉTUDE DES OSTRACODES DU VOLHYNIEN DE PLATFOME MOLDAVE (RÉGION D'ENTRE LA VALLÉE DE LA SUCEAVA ET LA VALLÉE DE LA MOLDOVA)

RÉSUMÉ

L'ouvrage représente la continuité des recherches sur le Volhynien, respectivement sur le Volhynien supérieur, qui apparaît au jour entre la vallée de la Suceava et la vallée de la Moldova. Ces dépôts ont été séparés (aussi bien que ceux-ci du Volhynien inférieur) par Ionesi (1968) en 2 secteurs : un secteur oriental, qui a la plus grande extension, caractérisé par un faciès néritico-littoral (prédominant argilo-sablonneux) et un secteur occidental (en voisinage du contact avec l'Orogène carpatique), où à côté des dépôts littoral-néritiques (identiques à ceux du secteur oriental), on rencontre aussi des dépôts fluvialo-deltaïques, représentés surtout par des graviers et des sables.

Les bons affleurements du secteur oriental nous a permis à mettre en évidence (Ionesi, 1968) une succession complète du Volhynien supérieur, ayant

une épaisseur de presque 300 m. Du point de vue stratigraphique, celle-ci représente l'intervalle compris entre l'horizon calcaire-gréseux de Burdujeni et l'horizon gréseux de Hirtop III — Nigotesti, au niveau duquel a été établie la limite avec le Bessarabien. Dans cette succession Ionesi (1968) a mis en évidence 5 horizons calcaire-gréseux, séparés par des complexes argilo-sablonneux (fig. 1). Dans la même figure, on peut voir la biozonation de ces dépôts sur la base de la faune de Mollusques et de Foraminifères.

L'étude des Ostracodes nous a permis à identifier une association à 68 espèces, qui appartiennent à 2 familles, 12 sous-familles et 15 genres (fig 2).

Pour suivre l'évolution de la faune d'Ostracodes, dans les 2 secteurs (oriental et occidental) du Volhynien supérieur, on présente d'abord les associations identifiées dans les différentes entités lithologiques, en corrélation avec la faune de Mollusques et de Foraminifères. Parmi les espèces à fréquence dominante ont priorité *Leptocythere mironovi* et *Xestoleberis elongata*, après qui suivent *Cyprideis punctillata*, *C. pannonica*, *Leptocythere cellula*, *Aurila laevis*, *Hemicytheria schreteri*, *H. folliculosa*, *Haplocytheridea dacica* et *Loxoconcha fragilis*.

Du point de vue paléocéologique, l'analyse de la faune d'Ostracodes nous indique que les dépôts volhynien supérieur se sont accumulés dans un bassin marin à faible profondeur (en moyenne 30-à 100 m). La nette prédominance des formes euryhalines de familles *Cytheridae* et *Cypridae*, aussi bien que l'absence des formes sténohalines montrent une salinité saumâtre, plus faible que celle du Volhynien inférieur. Quelques espèces d'eau douce (espèces de *Candona*, *Candoniella* etc.) qui apparaissent dans notre association proviennent de dépôts lacustres à *Anodonta* et d'argiles à intercalations de charbons, qui ont un développement local dans la région étudiée.

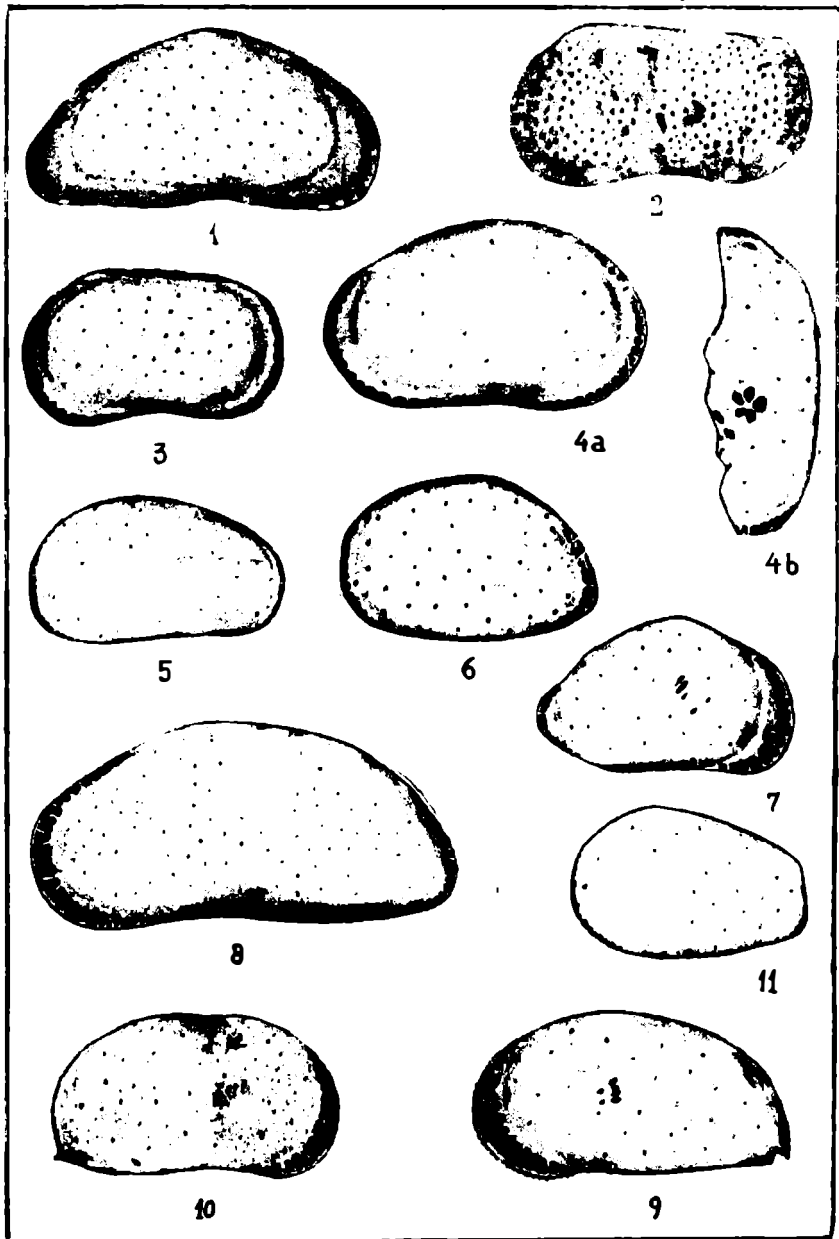
Dans la dernière partie d'ouvrage, on fait une biozonation du Volhynien, sur la base d'Ostracodes, en mettant en question aussi l'association du Volhynien inférieur, étudiée antérieurement par nous (1975). La poursuite de la distribution à la verticale des espèces, aussi bien que leur fréquence nous montrent qu'on peut individualiser, pour le Volhynien, une seule zone (la zone à *Leptocythere mironovi*) et 2 sous-zones : 1) la sous-zone à *Xestoleberis lutrae* et *Leptocythere bosqueti* pour l'intervalle du Volhynien inférieur et 2) la sous-zone à *Xestoleberis elongata* qui correspond au Volhynien supérieur.

En ce qui concerne la valeur stratigraphique des espèces, on met en question seulement les données connues. Jusqu'à présent, sur le Sarmatian de la Plateforme Moldave (*Trelea-Paghida* et al., 1970 ; Ionesi et Chintăuan, 1974, 1975, 1977), où il y a aussi des études détaillées sur la faune de Mollusques et de Foraminifères. Selon ces données, il résulte que pour le Bouglouvien peuvent être considérées caractéristiques les espèces *Cytheridea acuminata* et *Pontocypris declivis*, tandis que le Volhynien se caractérise par l'abondance des espèces : *Leptocythere mironovi*, *L. bosqueti*, *Xestoleberis elongata* et *X. lutrae*.

Les recherches prochaines sur le Bessarabien, de la région comprise entre le Siret et la Moldova, pourraient apporter aussi des précisions sur la valeur stratigraphique des espèces.

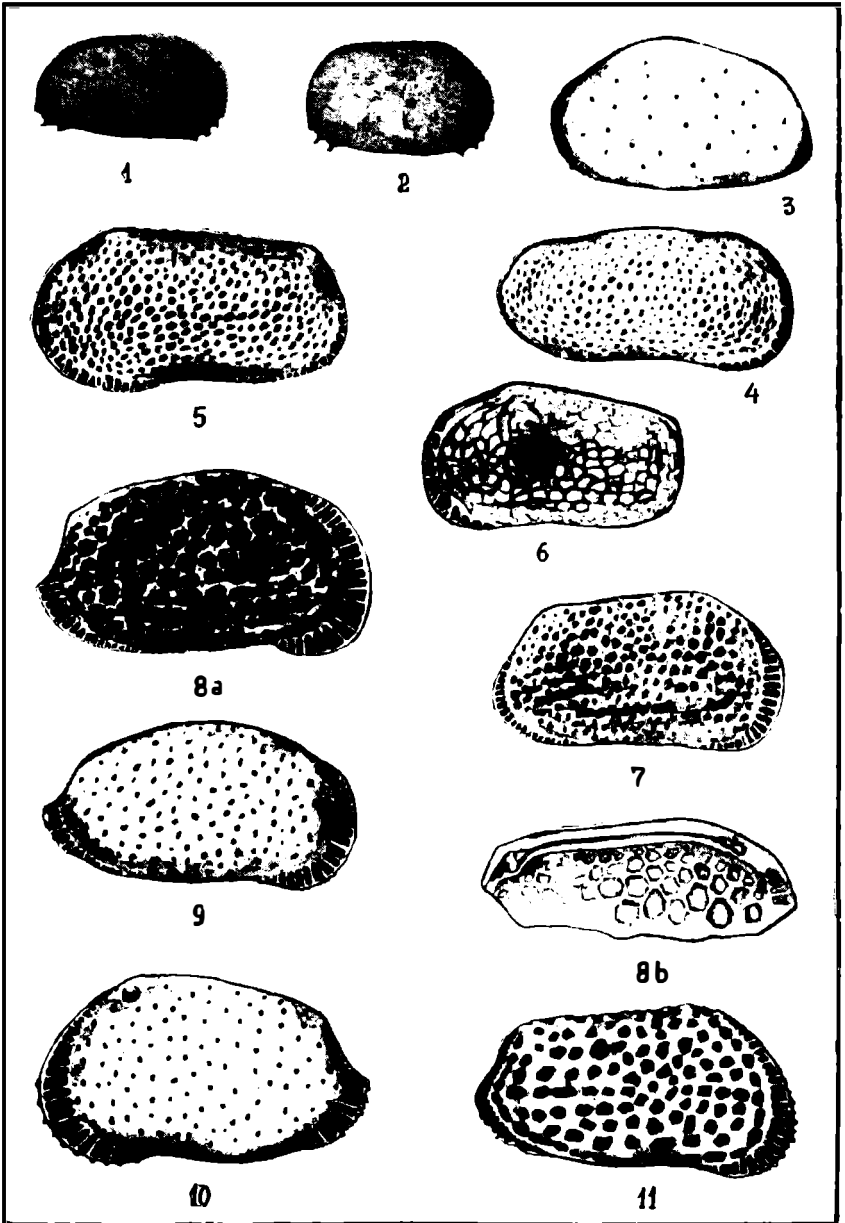
PLANȘA I

- Fig. — 1. *Ilyodromus* cf. *pyramidalus* Krstic (50); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 2. — *Ilyocypris expansa* (Reuss); (x50); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 3. — *Candona gabarui* Carboneel; (x70); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 4 a,b. — *Candona bouci* Krstic; a — valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe); (x25); b — valva stângă; fragment cu amprente musculare (valve gauche; fragment avec les empreintes musculaires); (x25).
- Fig. 5. — *Cyprinotus speciosus* Mandelstam (x35); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 6. — *Cypridopsis* cf. *pannonicus* Krstic (x63); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 7. — *Cypridopsis ignis* Mandelstam (x55); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 8. — *Macrocypris prima* Méhes (x30); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 9. — *Cyprideis pannonicu* (Méhes); (x50); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 10. — *Cyprideis heterostigma heterostigma* (Reuss); (x55); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 11. — *Cyprideis triangulata* Krstic (x64); valva stângă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).



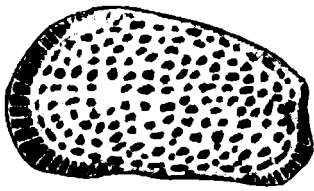
PLANȘA II

- Fig. 1. — *Cyprideis heterostigma obesa* (Reuss); (x 24); valva dreaptă ♂
(valve droite ♂).
- Fig. 2. — *Cyprideis heterostigma obesa* (Reuss); (x 42); valva dreaptă ♀
(valve droite ♀).
- Fig. 3. — *Cyprideis pokorny* Jiricek; (x 60); valva stîngă; vedere laterală
externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 4. — *Leptocythere icussi* Seremeta (x 85); valva dreaptă; vedere late-
rală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 5. — *Leptocythere pustulata* Suzin; (x 70); valva stîngă; vedere late-
rală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 6. — *Leptocythere pseudoguttata* (Suzin); (x 60); valva stîngă; vedere
laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 7. — *Hemicytheria folliculosa* (Reuss); (x 70); valva dreaptă; vedere
laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 8 a, b. — *Hemicytheria schreteri* (Zalány); a—valva dreaptă; vedere la-
terală externă (valve droite; vue latérale externe); (x 65);
b—fragment din valva stîngă; vedere internă cu țîțina (fragment
de la valve gauche; vue interne avec la charnière); (x 65).
- Fig. 9. — *Hemicytheria hungarica* (Méhés); (x 60); valva dreaptă; vedere
laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 10. — *Hemicytheria méhesi* (Zalány); (x 70); valva stîngă; vedere la-
terală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 11. — *Hemicytheria cancellata* (Lienenklaus); (x 60); valva dreaptă;
vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).

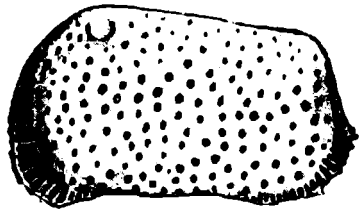


PLANȘA III

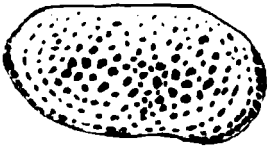
- Fig. 1. — *Hemicytheria* cf. *loczyi* (Zalány); (x 70); valva stîngă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 2. — *Aurila angularis* (Schneider); (x 60); valva stîngă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 3. — *Loxoconcha wanneri rhodana* Carbonnel (x 80); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 4. — *Loxoconcha ornata* Schneider (x 60); valva stîngă; vedere laterală externă (valve gauche; vue latérale externe).
- Fig. 5. — *Loxoconcha porosa* Méhes; (x 95); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 6. — *Loxoconcha rhomboidea obliquata* (Seguenza); (x 68); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 7. — *Loxoconcha fragilis* (Stanceva); (x 65); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 8. — *Loxoconcha rhombovalis* Pokorny; (x 75); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).
- Fig. 9. — *Schizocythere hollandica* Triebel; (x 85); valva dreaptă; vedere laterală externă (valve droite; vue latérale externe).



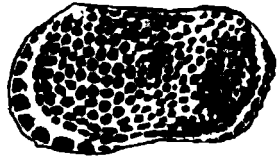
1



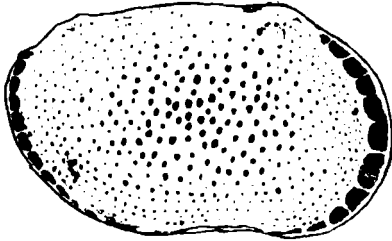
2



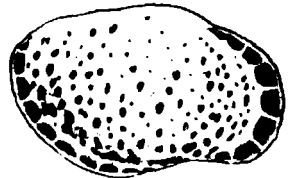
3



4



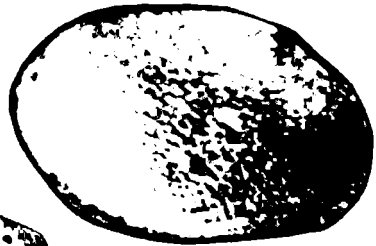
5



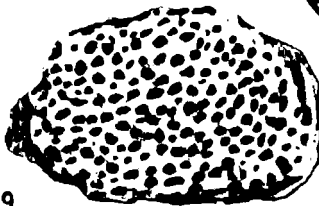
6



7



8



9

CITEVA SPECII DE CHARACEAE DIN ROMANIANUL ZONEI DE CURBURĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI

ȘTEFAN PETRU¹⁾

ABSTRACT

In the inferior Romanian from the Cuverture Zone of the Oriental Carpathians (Motnău Valley) it was pointed out a level sweet water with an association of Characeae.

În cadrul zonei de Curbură a Carpaților Orientali (Valea Motnăului), depozitele Romanianului inferior au o mare dezvoltare, ajungând pînă la aproximativ 3000 m grosime. Din punct de vedere litologic, aceste depozite sînt alcătuite dintr-o alternanță de argile și nisipuri, stratificate, de culoare vînată-gălbuie. În partea inferioară a acestor depozite se individualizează un nivel dulcicol, gros de 50-60 m, nivel caracterizat prin apariția unei faune exclusiv dulcicole, reprezentate prin unionizi sculptați, gasteropode mici și ostracode. Din materialul colectat din acest nivel dulcicol am identificat următoarele specii: *Psilunio craiovensis craiovensis* (Tourn.), *P. cellarium* (Mül.), *P. sculptus* (Brus.), *P. doljensis* (Stef.), *P. brandzae* (Stef.), *Emmericia rumana* Tourn., *Turricaspia minuta* Roška, *Melanopsis pterochila pterochila* (Brus.), *Teodoxus semiplicatus* Neum., *Viviparus bifarcinatus* Bielz, *Darwinulla stevensoni* (Brady et Robenstein), *Leptocythere avena* Schneider, *L. subcaspia* Livaltal, *Candona angulata* Mül.

Dintre numeroșii cercetători care au studiat depozitele pliocene ale Zonei de Curbură, indicații asupra prezenței characeelor au fost date numai de către Hanganu (1964) și Pandă (1966), însă numai pentru Meoțian; în Romanian nu s-a sem-

¹⁾ Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Catedra de Geologie.

nalat prezența acestora. În cadrul nivelului dulcicol din Romanianul inferior de pe valea Motnăului, am identificat următoarele specii: *Chara meriani* A. Br., *C. meriani minoritesta* A. Papp, *C. s. I.* Hanganu, *C. sp. IV* Hanganu, *C. sp. VII* Hanganu, *Tectochara cilindrica* Măd.

Prin prezența acestei asociații dulcicole se poate trage concluzia că depozitele în care este inclusă s-au depus în condiții lacustre, favorizate de lentă colmatare a lacului Dacic, la sfârșitul Dacianului. Ca urmare a aportului de ape continentale, se dezvoltă acea faună dulcicolă; în același timp, instalându-se un regim mlăștinos, au apărut condiții favorabile dezvoltării marii a algelor.

Familia CHARACEAE Louis Claude Richard 1815

Genul *Chara* Vaillant

Chara meriani A. Br.

(Planșa I, fig. 1)

Chara meriani A. Br.-Hanganu 1964, (Planșa I A, fig. 3)

Descriere: Oogoaane cilindrice, alungite; în profil se observă 8-10 celule spirale, slab concave către partea bazală a oogonului, iar la formele mature, plate. Rozeta bazală este reprezentată printr-o deschidere pentagonală, adâncită, cu 5 pereți sub formă de trapez. Rozeta apicală este formată din 5 celule bine individualizate, reprezentând resturile coronulare.

Dimensiuni: Lungime = 1,025 mm; Diametrul = 0,915 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

Chara meriani minoritesta A. Papp

(Planșa I, fig. 3).

Chara meriani minoritesta A. Papp-Hanganu (1964, Pl. I C, fig. 4).

Descriere: Oogoaane cilindrice, alungite, cu 8-10 ture de spirală răsucite helicoidal. Spirele sînt plan concave, separate de linii de sutură proeminente. Partea bazală se termină printr-o rozetă cu aspect stelar, ușor adâncită. Rozeta apicală este formată din 5 celule individualizate, ușor proeminente.

Dimensiuni: Lungime = 1,025 mm; Diametrul = 0,825 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

Chara sp. I Hanganu

(Planșa II, fig. 2)

Chara sp. I-Hanganu 1964, Pl. I A, fig. 1.

Descriere: Oogoane cilindrice, alungite, cu spirele răsucite helicoidal. Regiunea centrală cu 3 ture de spiră cu margini convexe, separate prin suturi proeminente. La partea bazală se observa 3 ture de spiră. Partea apicală însumează trei ture de spiră plan convexe, separate prin suturi lineare. Rozeta bazală este reprezentată printr-o deschidere pentagonală adâncită, cu cinci pereți trapezoidali, cu baza mică spre interiorul deschiderii. Rozeta apicală este formată din cinci celule ușor proeminente.

Dimensiuni: Lungime = 1,032 mm; Diametrul = 0,925 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

Chara sp. IV Hanganu

(Planșa I, fig. 2)

Chara sp. IV-Hanganu 1964, Pl. I B, fig. 3.

Descriere: Oogoane cilindrice, alungite, cu spire convexe, răsucite helicoidal. Sutura dintre spire este lineară. Rozeta bazală este sub formă de pilnie trapezoidală cu 5 laturi distincte. Rozeta apicală, formată prin unirea capetelor rotunjite ale spirelor. Lipsesc celulele coronulare sub formă de nucleu.

Dimensiuni: Lungime = 1.020 mm; Diametrul = 0,910 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

Chara sp. VII Hanganu

(Planșa II, fig. 1)

Chara sp. VII-Hanganu, 1964, Pl. I C, fig. 2.

Descriere: Oogoane cilindrice, ușor alungite spre partea bazală. În profil se văd 8 spire concave. Linia suturală puternic conturată. Rozeta bazală sub formă de adâncitură pentagonală, cu pereții trapezoidali, cu baza mică spre interior. Rozeta apicală reliefată, alcătuită din 5 celule coronulare.

Dimensiuni: Lungime = 1.115 mm; Diametrul = 0,950 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

Tectochara cilindrica Măd.

(Planșa II, fig. 3)

Tectochara cilindrica Măd.-Pană, 1966, Pl. XII a, fig. 4-5.

Descriere: Oogoaane cilindrice ușor alungite, în profil se văd 8-10 spire concave, cu coaste longitudinale și suturi plane. Rozeta bazală este reprezentată printr-o deschidere pentagonală, ușor adîncită, cu pereți trapezoidali. Rozeta apicală este formată din celule individualizate reprezentînd resturile coronulei.

Dimensiuni: Lungime = 0,850 mm; Diametrul = 0,380 mm (la partea mediană).

Proveniență: Romanianul inferior, V. Motnăului.

BIBLIOGRAFIE

- COSTEA I., BALTEȘ N. (1962) — Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. *Ed. Teh. București.*
- HANGANU ELISABETA (1964) — Contribuții la cunoașterea repartiției caracterelor în Pliocenul dintre Văile Teleajen și Prahova. *An. Univ. Buc., seria Geol.-Geogr., anul XIII, nr. 2, București.*
- IORGULESCU T. (1952) — Elemente de micropaleontologie aplicată. *Ed. Tehn., București.*
- IVA MARIANA, MĂRGĂRIT MARIA și MĂRGĂRIT GH. (1970) — Asupra citorva Characee din stratele de Turbuța de pe Valea Hirtoapelor (NV Bazinului Transilvaniei). *Stud. și Cerc., seria Geol., Tom 15/2, București.*
- PANĂ IOANA (1966) — Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între V. Buzăului și V. Bălăneasa. *Stud. Tehn. și Ec., seria J/1, București.*
- STOICA C. (1944) — Cîteva Characee fosile din Mio-Pliocenul Carpaților. *Rev. Muz. Geol.-Min., Univ. Cluj, VIII, Cluj.*
- STOLERU M. — Asupra unor specii de Characee din Eocenul de la Rona-Jibău. *D.S., LIX/3, București.*
- ZITTEL K. A. (1890) — Paleophytologie. *München und Leipzig.*

QUELQUES ESPÈCES DE CHARACÉES DANS LE ROMANIAN DE LA ZONE DE COURBURE DE CARPATES ORIENTALES ROUMAINES

RÉSUMÉ

Les dépôts du Romanian inférieur de la Zone de Courbure des Carpathes Orientales ont un grand développement à un caractère exclusif dulcicole. À la base de ces dépôts on a identifiée une association de characées, caractéristique pour les eaux douces du bassin Dacique de la fin du Pliocène. Dans cette association on a identifiée les suivantes espèces: *Chara meriani* A. Br., *C. meriani minoritesta* A. Papp, *C. sp. I Hanganu*, *C. sp. IV Hanganu*, *C. sp. VII Hanganu*, *Tectochara cilindrica* Măd. Ce grand développement des algues, donne des indications sur le caractère marecageux du Romanian inférieur quand le lac dacique est colmaté par les eaux continentales. C'est pour la première fois qu'on fait mention des characées dans les dépôts du Romanian.

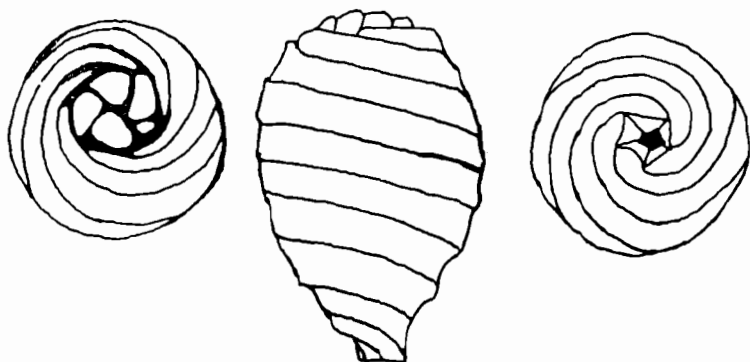


Fig.1 *Chara meriani* A. Br.

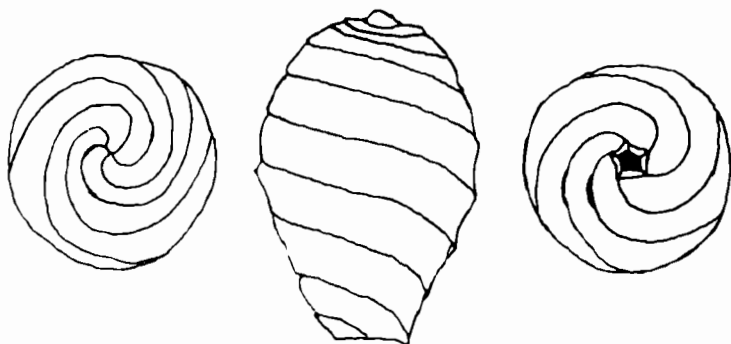


Fig 2 *Chara* sp. IV Hanganu

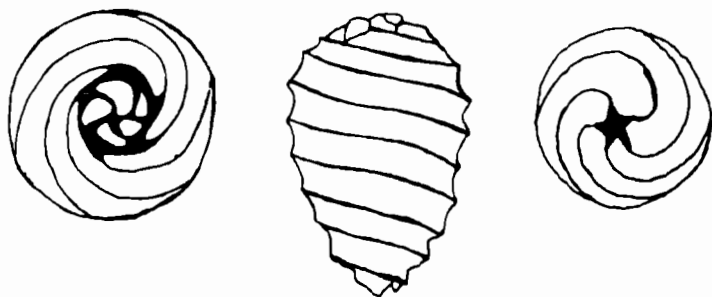


Fig. 3 *Chara meriani minoritesta* A.Papp

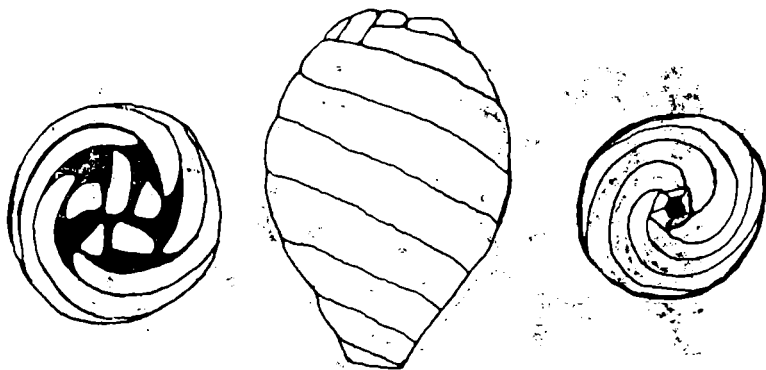


Fig. 1 *Chara* sp. VII Hanganu

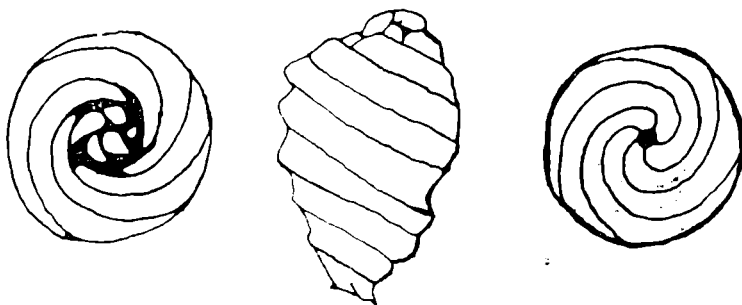


Fig. 2 *Chara* sp. I Hanganu



Fig 3 *Tectochara cilindrica* Mäd.



Fig. 1. Asociație de Characeae



Fig. 2 Chara meriani A. Br.

CUARTITE SECUNDARE CU ADULAR DIN DEALUL POPRAD (BAIA MARE)

I. PETREUȘ¹⁾, MARINEL KOVACS

ABSTRACT

Wall-rock Alternations in Poprad Hill (Bala-Mare District). The Poprad Hill is constituted by secondary quartzites (= hydrothermal quartzites) which develop in facies of the secondary adularia-quartzites. Their mineralogical composition is: secondary quartz (55-90 per cent), adularia ± montmorillonite ± dickite ± hydroblotite ± epidote ± sericite ± opal ± chalcedony.

Introducere, istoric.

Numeroase zăcămintele de sulfuri, de sulf, de hidroxiizi de fier, de aur și argint sînt găzduite de roci secundare, numite cuarțite secundare (Nakovnik, 1968) sau cuarțite hidrotermale (Korjinski, 1965). Ele sînt constituite dominant din cuarț, (deseori alături de cristobalit, calcedonie, opal), la care se adaugă cîteva minerale hidrotermale care definesc zone distincte atît în sens orizontal, în aria lor de răspîndire, cît și în sens vertical. Este admisă (Nakovnik, 1968), existența a nouă faciesuri de cuarțite secundare: monocuarțite, cuarțite secundare cu sulf, cu corindon, cu andaluzit, cu diaspor, cu alunit, cu dickit, cu pirofilit și cuarțite secundare cu sericit.

Procesele hidrometasomatice care au avut loc în andezitele de Seini, în andezitele cuarțifere de Piscuiatu, în dacitul de Șindilit și în riolitul de Băița au fost discutate pe larg de D. Giușcă (1960), D. Rădulescu (1958), C. Stanciu (1972), C. Stanciu, Constanta Udrescu și Alexandrina Medeașan (1970). Produsele formate

¹⁾ Universitatea „Al. I. Cuza” Iași. Catedra de Geologie.

prin acest metamorfism hidrotermal potasic au fost numite, pe rînd, andezite adularizate, trahite, pseudotrahite, pseudotrahite cuarțifere și pseudoriolite. Dan Giușcă (1960) a acordat o atenție particulară proceselor de adularizare din zona Baia Mare, făcînd, în același timp, determinări microscopice minuțioase asupra adularului și stabilind succesiunea substituției feldspaților cu adular.

În prezenta lucrare ne vom referi la cuarțitele secundare din Dealul Poprad, deoarece ele se plasează în plină arie de răspîndire a produselor metasomatozei potasice din zona Baia Mare. Pentru a putea face o caracterizare mineralogică (cu ajutorul microscopului și a difractometrului de raze X) am ales o suprafață de lucru limitată la Dealul Poprad. Intenția noastră a fost să determinăm speciile minerale ale bioxidului de siliciu, mineralele argiloase din cuarțitele secundare și, evident, să verificăm difractometric adularul. Pe baza acestor determinări vom stabili nomenclatura actuală corectă a rocilor secundare, atît de răspîndite în zona Baia Mare, în acord cu compoziția lor mineralogică și cu aspectul lor mezoscopic atît de caracteristic. Vom contura, de asemenea, faciesul în care se dezvoltă cuarțitele secundare din această zonă.

Cuarțite secundare

În urma studiului difractometric al probelor colectate din Dealul Poprad, pe două profile perpendiculare unul pe celălalt, corelat cu studiul microscopic al secțiunilor subțiri, am stabilit că mineralul dominant al acestor roci este cuarțul secundar (60-90% din masa rocii). Rocile în discuție sînt, așadar, cuarțite secundare, în rîndul cărora am separat mai multe varietăți.

1. Cuarțite secundare cu adular

Mezoscopic apar ca roci masive, dure, de culori deschise, alb-gălbui pînă la roșcat. De regulă sînt roci poroase, cu goluri formate prin îndepărtarea mineralelor fемice ale rocii vulcanice originale. Cu ochiul liber se pot observa cristale mari de cuarț, cu luciu sticlos și cristale de 1-2 mm albe de adular, toate prinse într-o masă fundamentală alb-cenușie. Unele cuarțite secundare sînt breciforme: zone neregulate, de cristalinitate mare a mineralelor componente, izolează fragmente colțuroase de cuarțit secundar cu cristalinitate redusă. Uneori aceste roci sînt cavernoase.

Difractogramele acestor probe arată roci constituite din cuarț și adular. În figura 1 prezentăm difractograma unei asemenea probe.

Sub microscop roca apare constituită esențial din cuarț. Acesta formează în cea mai mare parte masa fundamentală a rocii, dar apare, de asemenea, ca pseudomorfeze după fenocris-

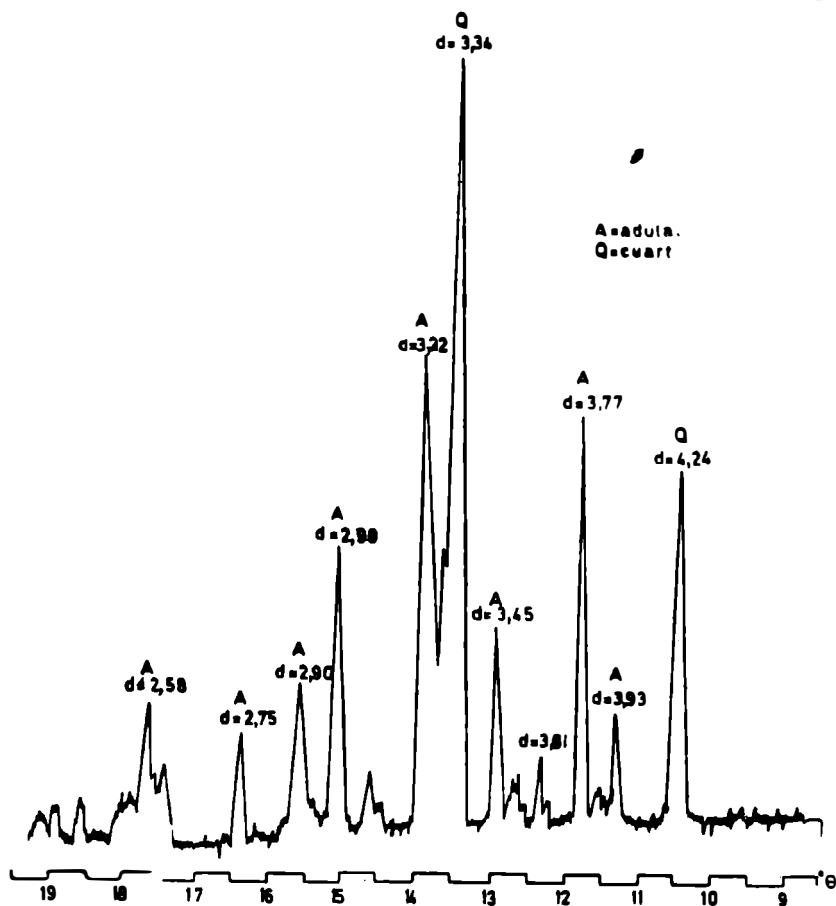


Fig. 1. — Cuarțit secundar cu adular.
Quartzite secondaire à adulaire.

tale. Cuarțul apare și ca relice de cuarț primar intens corodat.

Adularul formează pseudomorfoze după plagioclazi, păstrînd macelația originală a acestora. Uneori, cristalul de adular arată un nucleu substituit cu hidrobiotit, montmorillonit și cuarț microgranular. În pseudomorfozele de adular după plagioclazi zonați, se observă uneori zonalitatea originală a plagioclazului, fiind marcată de prezența impurităților de granule opace relice.

În masa rocii apar, de asemenea, numeroase relice de conțur: conțur bazal caracteristic, ușor de recunoscut, de piroxeni

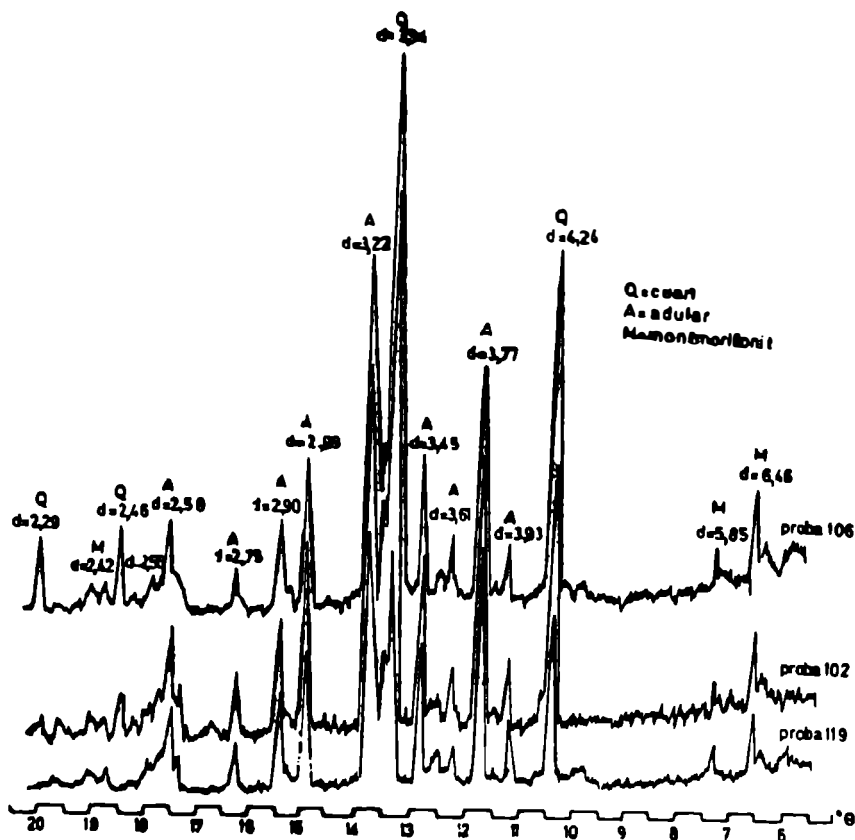


Fig. 2. — Cuarțit secundar cu adular și montmorillonit.
Quartzite secondaire à adulaire et montmorillonite.

și amfiboli, ocupat de opacit sau de cuarț de granulație diferită de a cuarțului din masa fundamentală. Pasta rocii este un agregat microcristalin de cuarț, adular, alături de o cantitate redusă de opal, hematit și epidot.

2. Cuarțite secundare cu adular și montmorillonit

Sînt cuarțite secundare cu aspect breciform. Fragmentele colțuroase sînt mai puțin dure, de culoare mai deschisă decît masa fundamentală a rocii. Cu ochiul liber se vîd cristale de adular alb-gălțui, lucioase. Pasta brecei este cenușie sau roș-

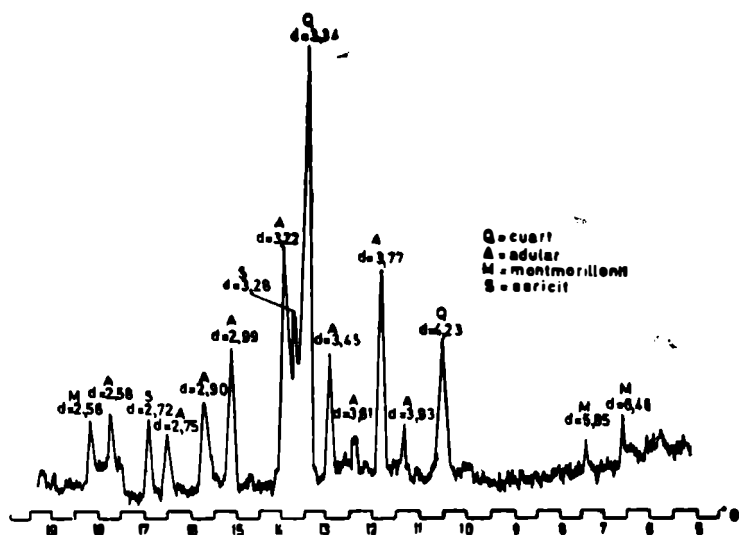


Fig. 3. — Cuarț secundar cu adular, montmorillonit și sericit.
Quartzite secondaire à adulaire, montmorillonite et sérícite.

cată, foarte dură și poroasă. Fisurile și micile caverne din rocă sînt umplute cu oxizi de fier.

În vederea analizei difractometrice probele au fost mojarate în totalitate (elemente de brechie + pasfă). În difractograme apar picurile caracteristice pentru cuarț, adular și montmorillonit (Fig. 2).

Microscopic au mai fost puse în evidență următoarele minerale: sericit, hidrobiotit, opal, calcedonie, hematit și pirită, care, în masa rocii apar în cantități reduse și deci nu produc reflexii ale razelor X pentru a putea fi sesizate în difractograme. În secțiunile subțiri adularul apare sub formă de cristale mari care au conservat maclația și zonalitatea plagioclazului original. Am regăsit aspectul de linie frîntă a planului de maclă, descris de D. Giușcă (1960). Unele cristale de adular sînt parțial substituie, la rîndul lor, de montmorillonit și hidrobiotit, sau de sericit și cuarț.

Relictele de contur se recunosc după granulația mult mai mare a cuarțului din aceste pseudomorfoze în comparație cu granulația cuarțului din pasfă. Porii și spațiile dintre elementele de brechie sînt bordate de cuarț mai larg cristalizat în comparație cu cuarțul de substituție din masa fragmentelor de brechie și chiar din fenocristalele substituie. Opalul apare în cantități mici.

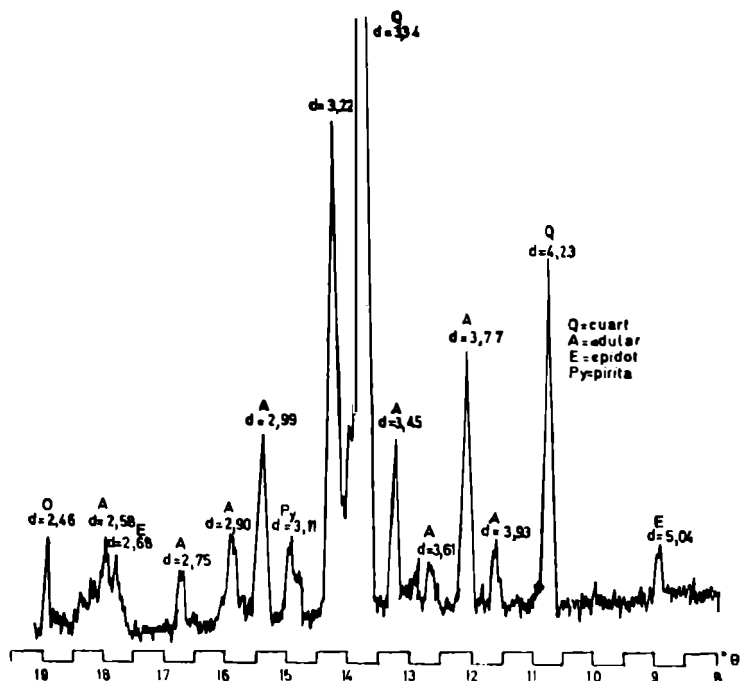


Fig. 4. — Cuarțit secundar cu adular și epidot.
Quartzite secundaire à adularre et epidote.

3. Cuarțite secundare cu adular, montmorillonit și sericit

Sint roci de culoare cenușie, dure, poroase, uneori cavernoase, în care cu ochiul liber se recunosc ușor cristale de cuarț și cristale de adular. Acestea din urmă se înșiră la câțiva milimetri până la un centimetru; unele sînt lucioase altele mate. Roca este străbătută de fisuri umplute cu limonit și hematit. În figura 3 prezentăm difractograma unei probe din care se vede alcătuirea mineralogică a rocii: cuarț, adular, montmorillonit și sericit.

Sub microscop se recunosc următoarele minerale: adular, ca pseudomorfoze după plagioclazi, cuarț, montmorillonit, hidrobiotit și sericit. Adularul apare parțial substituit de montmorillonit, sericit și hidrobiotit. Cuarțul apare ca pseudomorfoze după fenocristalele rocii originale și în masa fundamentală. Se recunosc, de asemenea, cristale de cuarț relict, puternic corodat. Fisurile rocii sînt umplute cu cuarț de granulație mare și oxizi de fier.

4. Cuarțite secundare cu adular și epidot

Sînt roci compacte, alb-gălbui, cu porozitate redusă și foarte dure. Cu ochiul liber se văd cristale de adular și cristale relict de cuarț. În secțiuni subțiri aceste roci apar constituite din următoarele minerale: cuarț, adular, epidot, sericit și minerale opace. Structura porfirică a rocii originale este conservată; pasta rocii constă din cuarț microgranular iar fenocristalele reprezintă pseudomorfoze de adular după plagioclazi și pseudomorfoze de cuarț și minerale opace după mineralele femice ale rocii originale. În acest din urmă caz cuarțul este limpede, fără impurități și larg granular. Epidotul apare atât ca pseudomorfoze după mineralele femice originale, alături de cuarț, cât și ca substituții parțiale ale adularului și a pastei rocii. Fisurile din rocă sînt umplute cu cuarț larg granular alături de care apare epidotul și limonitul. În difractograme se regăsesc mineralele amintite mai sus: cuarț, adular, epidot și pirită (fig. 4).

5. Cuarțite secundare cu dickit

Sînt roci cavernoase de culoare cenușie. Cu ochiul liber se văd cristale de dickit, alb-gălbui de 2-5 mm, prinse într-o masă fundamentală cenușie, compactă și foarte dură. Se distinge, de asemenea, cîteva cristale de cuarț, de 1-2 mm. Sub microscop, rocă apare constituită din cuarț microgranular (peste 90% din masa rocii) ce formează masa fundamentală, și din cuarț de granulație mai mare ce substituie mineralele femice și adularul. Apar și cîteva granule de cuarț primar, în regres, puternic corodat. Uneori, în masa cuarțului relict apar arii ocupate de cuarț secundar microgranular și sericit. Cuarțul microgranular care constituie pasta rocii apare adesea alături de o cantitate redusă de opal. Dickitul substituie cristale largi de adular. În cantități cu totul subordonate apare sericitul. Roca are structură relictă, remarcîndu-se conturul original al mineralelor femice marcate de o dungă subțire de opacit. În difractograma din figura 5 se recunosc picurile cuarțului și ale dickitului.

6. Cuarțite secundare cu opal și calcedonie

Sînt roci foarte dure, poroase, cenușii, uneori roșcate. Cu ochiul liber se distinge numai cîteva cristale de cuarț și cîteva cristale de adular alb-gălbui. Întreaga masă a rocii este adesea impregnată cu limonit.

Sub microscop roca apare constituită, în proporție de peste

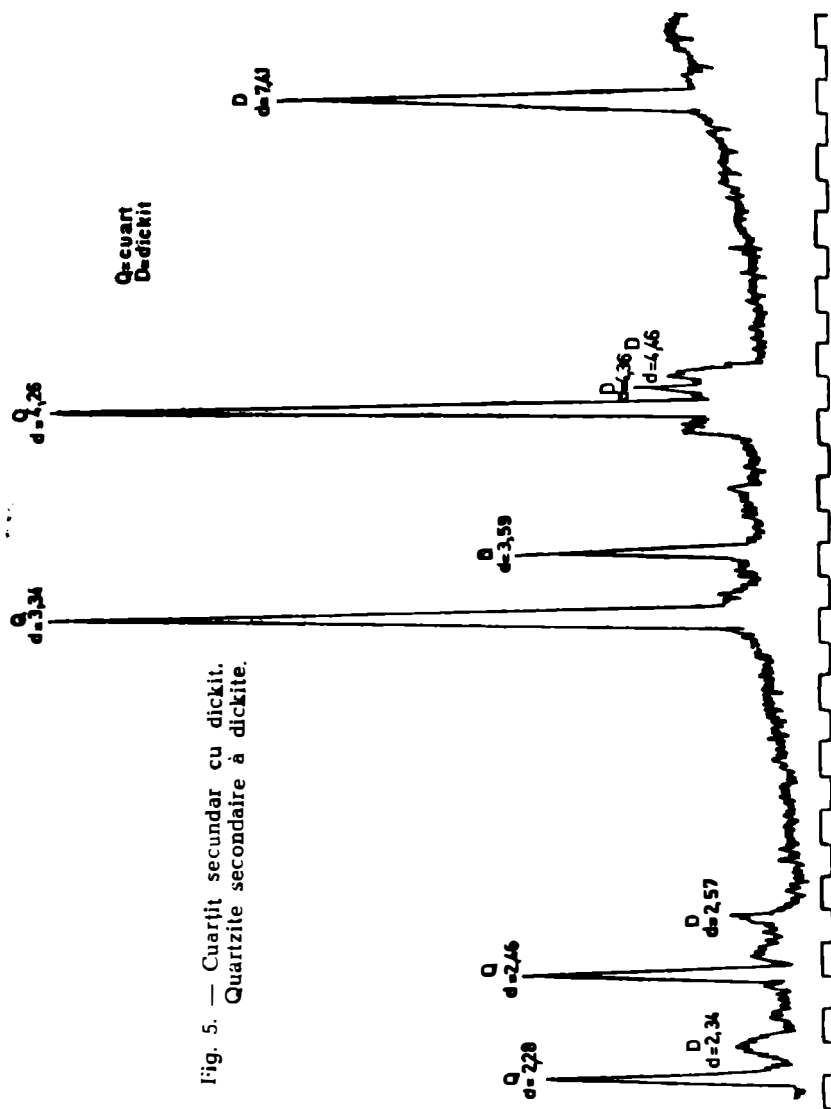


Fig. 5. — Cuarțit secundar cu dickit.
Quartzite secondaire à dickite.

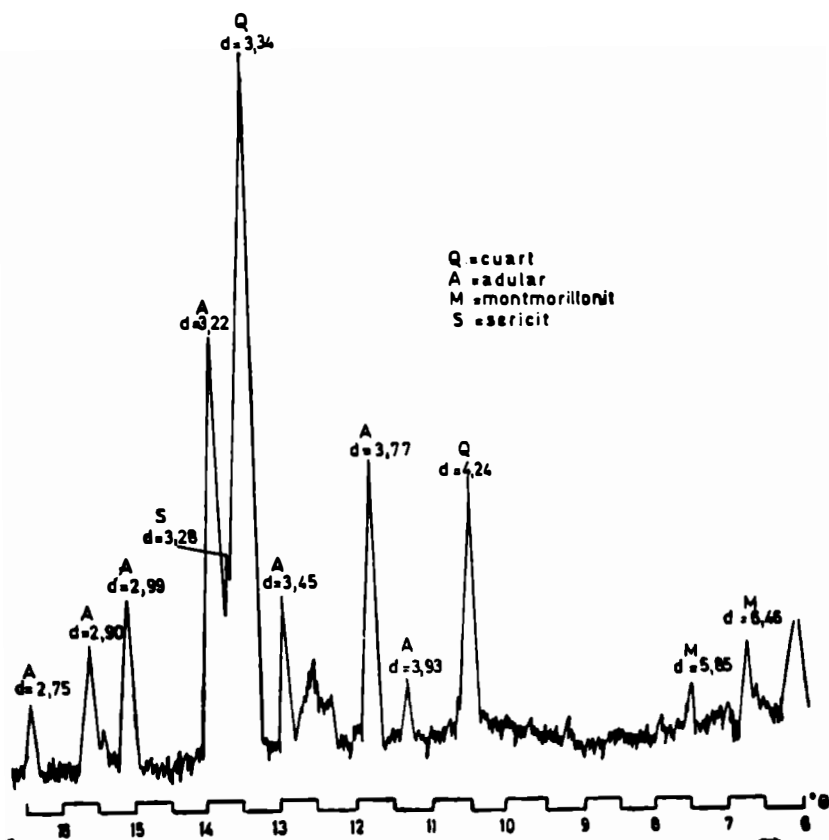


Fig. 6. -- Difractograma probei 180.

La difractograma du échantillon 180.

90%, din cuarț, opal și calcedonie. Opalul înlocuiește preferențial fenocristalele rocii originale. În masa de opal din pseudomorfoze se poate urmări trecerea acestuia în calcedonie care, la rândul ei, se dispune radial pe pereții fisurilor, sau îmbracă aspect sferulitic. Alteori, opalul îmbracă aspect globular. Pasta rocii este formată din cuarț secundar, larg cristalizat, cu contur neregulat. În pastă apar pseudomorfoze de adular după feldspați. Uneori se recunosc substituții ale adularului prin hidrobiotit fibros. Cuarțul primar, în cantitate redusă, apare sub formă de granule corodate.

În afară de cuarțitele secundare descrise mai sus, cu o com-

poziție mineralogică simplă, dominată de prezența cuarțului secundar și a adularului, există în Dealul Poprad o grupă de cuarțite secundare de o factură deosebită, pe care le considerăm de tranziție, fie spre *faciesurile argilice* ale produselor de metamorfism hidrotermal (Petreuș, 1970), fie spre rocile propilitizate.

Compoziția mineralogică a acestor roci de tranziție este dominată de cuarțul secundar (peste 55% din masa rocii), dar alături de acesta apar în cantități crescute cloritul și minerale argiloase. Macroscopic se prezintă, de aceea, ca roci sfărâmicioase, în general verzui sau roșcate. Adularul este prezent alături de montmorillonit și sericit (fig. 6).

C O N C L U Z I I

1. În Dealul Poprad aflăreză cuarțite secundare dezvoltate în faciesul cuarțitelor secundare cu adular, facies mai puțin cunoscut în literatura de specialitate. Studiile viitoare vor trebui să caute legătura dintre acest facies al cuarțitelor secundare și zăcămintele de minerale utile de care acesta pare legat genetic.

2. Compoziția mineralogică a cuarțitelor secundare este simplă: cuarț secundar — mineralul dominant în toate rocile descrise — adular, \pm montmorillonit \pm dickit \pm hidrobiotit \pm epidot \pm sericit \pm opal \pm calcedonie. În rocile de tranziție spre faciesul argilic al produselor metamorfismului hidrotermal cantitatea de minerale argiloase crește. Tranziția spre rocile propilitizate este marcată de prezența, în cantități importante, a cloritului alături de numeroase relice din roca originală.

3. Pe baza compoziției mineralogice au fost separate următoarele tipuri de roci de metamorfism hidrotermal: cuarțite secundare cu adular, cuarțite secundare cu adular și montmorillonit, cuarțite secundare cu adular, montmorillonit și sericit, cuarțite secundare cu adular și epidot, cuarțite secundare cu dickit, cuarțite secundare cu opal și calcedonie.

4. Nu s-a putut stabili o zonalitate cartabilă a produselor metamorfismului hidrotermal din dealul Poprad, deși eșantionarea a fost făcută în acest scop; se poate crede că transformarea hidrotermală foarte profundă a vulcanitelor originale s-a produs în numeroase puncte ale zonei studiate de noi, fără un control zonal strict determinat.

BIBLIOGRAFIE

- GIUȘCĂ D. (1960) — Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *St. cerc. geol., geof., geogr. seria geologie*, 5, 3, 499-507.
- KORJINSKI D. S. (1965) — Abriss der metasomatischen Prozesse. *Akademie Verlag, Berlin*.
- NAKOVNIK N. I. (1968) — Vtoricinie cuarțiti SSSR i sviazanie s nimi mesto-rojdenia poleznih iscopaemih. *Izd. „Nedra”, Moscva.*
- PETREUȘ I. (1970) — Fenomene metamorfice de contact în regiunea subvulcanică Măgura Poienilor-Gurghiatu (Maramureș). *An. șt. Univ. Iași, s. II, Tom. XVI, 19-28*.
- RĂDULESCU D. (1958) — Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol., XXXI, București*.
- STANCIU CONSTANTINA (1972) — Procese de transformare hidrotermală asociate mineralizațiilor dintre Rața și dealul Crucii. *St. tehn. și econ., I, 6, București*.
- STANCIU CONSTANTINA, CONSTANȚA UDRESCU, ALEXANDRINA MEDEȘAN (1970) — Studiul procesului de adularizare a andezitelor neogene din zăcămintele de la Suior și Nistru. *St. tehn. și econ., A 8 București*.

LES QUARTZITES SECONDAIRES DE LA COLLINE DE POPRAD
(DISTRICT DE BAIJA-MARE)

RÉSUMÉ

Dans la colline de Poprad affleurent les roches secondaires produites par le métamorphisme hydrothermal de certaines roches volcaniques néogènes.

Ces roches sont constituées par les minéraux suivants, énumérés en ordre décroissant de leur fréquence: quartz secondaire (55-90 pour cent), adulaire ± hydrobiotite ± épidote ± séricite ± opale ± calcedoine. Selon la composition minéralogique, les roches en question s'appellent „quartzites secondaires à adulaire”, parmi lesquels ont été séparées plusieurs variétés, dénommées selon la présence des autres minéraux mentionnés, par exemple, „quartzites secondaires à adulaire et montmorillonite”. Les roches en question se développent dans le faciès bien individualisé et peu connu dans la littérature de spécialité, des quartzites secondaires à adulaire, répandu sur une aire plus large de la zone de Baia-Mare.

SILTITELE VOLHINIENE DIN ZONA DERSCA-MIHĂILENI (PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ)

ION PETREUȘ¹⁾, BICA IONESI și PETRU ONUȘ²⁾

ABSTRACT

Volhynian Siltites from the Dersca-Mihăileni Zone (Moldova Platform). In zone Dersca-Mihăileni, on a stratigraphical interval of 100 m, appear the siltites, clay siltites, sandy siltites, and sandy and clay siltites. The clay component of these rocks was found between 18 and 41 per cent. The clay mineral found was the illite; the kaolinite appears quite subordinated.

The mineralogical normative composition, calculated as a mean of a 10 samples is: quartz (39,2%), chlorite (1,9%), orthoclase (4,9%), albite (9,6%), calcite (5,9%), magnesite (2,6%), gypsum (2,6%) and haematite (4,9%).

Avînd în vedere accentul care se pune, tot mai mult, pe valorificarea resurselor locale de materii prime, cercetările noastre s-au orientat spre studierea unor argile din cuprinsul depozitelor sarmațiene ale Platformei Moldovenești. Efectuarea unor analize complexe de laborator (chimice, fizice, microscopice, etc.) ale căror rezultate le prezentăm în lucrarea de față, arată care sînt componenții principali ai acestor roci. În vederea stabilirii domeniilor de utilizare, aceste date trebuie completate cu studii privind parametrii tehnici.

1. *Considerații litologice și stratigrafice.* Investigațiile noastre se referă la partea nord-estică a Platformei Moldovenești și anume la regiunea Dersca—Mihăileni, situată pe stînga Siretului, în apropiere de granița de nord a țării (fig. 1). Depozitele care aflăreză aici sînt atribuite de Simionescu (1902), Atanasiu

¹⁾ Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Catedra de Geologie.

²⁾ Institutul Politehnic Iași, Catedra de Chimie generală și tehnologică.

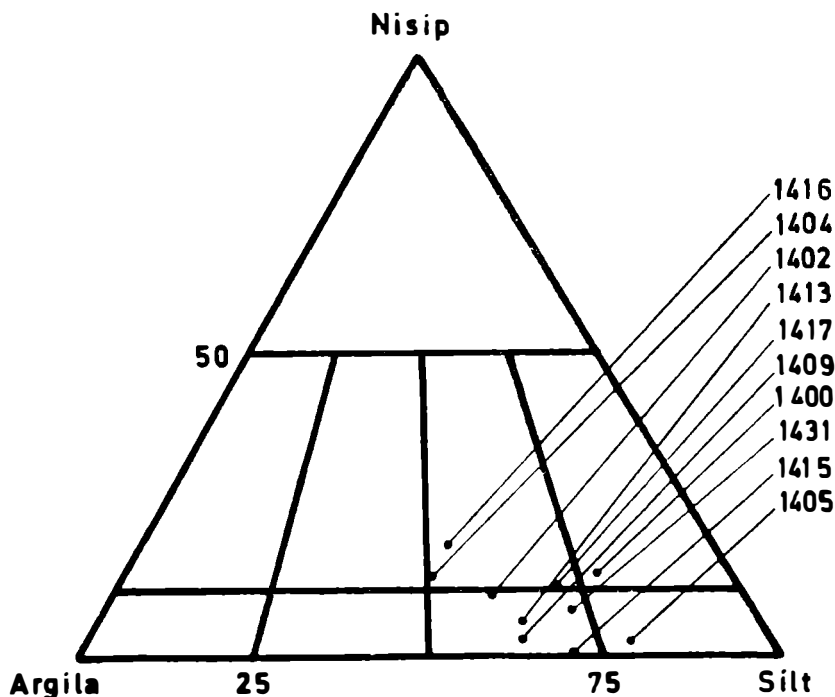


Fig. 2. — Clasificația probelor analizate cu ajutorul diagramei nisip-silt-argilă.
 Classification des échantillons analysés à l'aide de la diagraphme sable-silte-argile.

Limita cu Bugloviianul nu este vizibilă, fiind mascată de ferasa de luncă a Siretului.

Aflorimentele cele mai bune se găsesc în perimetrul localității Dersca, pe pârâul Buhai și afluentul său de dreapta — pârâul Morii. Aici, între alt. de 220 m (confluența p. Buhai cu p. Morii) și 472 m (cota Petriș) se poate urmări o succesiune destul de completă, pe o grosime de circa 250 m. În cuprinsul ei, pe baza aspectului macroscopic, se pot separa 2 complexe litologice: unul argilos și altul argilo-nisipos.

a) *Complexul argilos* este deschis aproape complet, în zona Dersca, pe pârâiele Buhai și Morii, între 220 și 320 m alt. (fig. 5). Este format din argile fine, cenușii, ce suportă intercalații rare de nisipuri. În general, nisipurile au grosimi mici (2-3 cm), cu excepția a 3 nivele (cu grosimi între 25 cm și 1 m), asociate cu gresii și calcare detritice, organogene.

În perimetrul localității Mihăileni, în cariera de pe pârâul

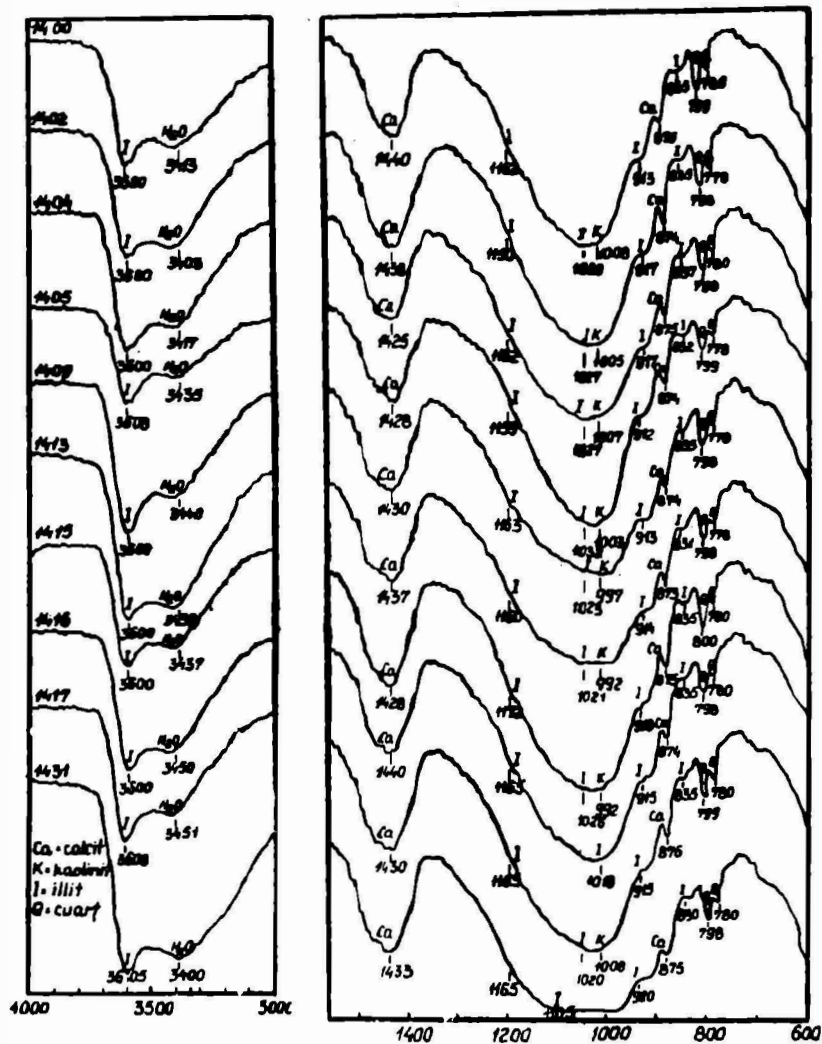


Fig. 3. — Spectrele în infraroșu ale probelor analizate.
Spectres en infrarouge des échantillons analysés.

Negru, la 340 m alt., pe o grosime de 2-3 m, aflorează argilele cenușii, care sînt exploatate pentru fabrica de ceramică din Mihăileni. Pe baza înclinării generale a depozitelor de pe Platforma Moldovenească, de la NV spre SE, cu circa 4-6 m/km, se deduce

că aparțin aceleiași complex argilos de la Dersca și anume părții sale superioare.

Macroscopic, argilele apar uniforme pe toată grosimea succesiunii. În stare uscată prezintă o colorație cenușiu-deschisă, iar în stare umedă cenușiu-închisă. Prin umezire devin plastice și unsuroase la pipăit, iar în apă se dispersează cu ușurință.

Complexul argilos este sărac în macro- și microfosile, cu excepția calcarelor detritice și a unor intercalații de nisipuri, din care este aproape imposibil de degajat exemplare întregi. În argile am identificat o asociație cu: *Ervilia dissita* Eichw., *Abro reflexa* Eichw., *Hydrobia elongata* Eichw., *H. ventrosa* Mont., *H. stagnalis* Bast., *Acteocina lajokaireana* (Bast.), *Mohrensterlia salmatica* Friedb., *Serpula* sp., *Quinqueloculina akneriana akneriana* d'Orb., *Q. akneriana longa* Gerke, *Q. consobrina* d'Orb., *Q. reussi virgata* Serova, *Nonion Serenus* Vengal., *Ammonia beccarii* L., *Porosonion subgranosus* Egger, *Elphidium macellum* F. et M., *Bolivina* sp. și *Globigertina* sp.

Grosimea mare a acestui complex (100 m), apropierea de o cale de acces (drumul județean Siret—Mihăileni—Dersca—Dorohoi), cât și faptul că apare bine deschis, ne-a determinat să ne ocupăm de studiul lui. În vederea acestui scop, au fost prelevate 10 probe (fig. 5), dintre care 9 provin din perimetrul localității Dersca și una (1431) din cariera de la Mihăileni.

Argilele din împrejurimile localității Dersca au fost semnalate, pentru prima dată, de *Cantuniari* (1926) care, pe baza însușirilor fizico-chimice și tehnologice, ajunge la concluzia că sînt bune pentru fabricarea cărămizilor și a țiglelor.

Asupra carierei de la Mihăileni au efectuat cercetări mineralogice și geochimice (*Idriceanu* et al., 1970), din care reiese că rocile respective aparțin argilelor predominant aleuritice; iar constituția mineralogică principală sînt kaolinitul și illitul.

b) *Complexul argilo-nisipos*. Începînd cu alt. de 320 m (fig. 5) nisipurile devin dominante față de argile și se mențin pînă în cota Petriș (472,4). Din cauza deschiderilor sporadice nu s-a putut întocmi o coloană litologică. De altfel, asupra prezentării acestui complex nu insistăm, deoarece nu intră în preocupările lucrării de față.

2. *Compoziția granulometrică*. Cele 10 probe, colectate de pe teren, au fost analizate granulometric prin metoda *Robinson* (metoda pipetării). Rezultatele sînt prezentate în tabelul 1. Pentru definirea tipului de rocă, am folosit diagrama ternară nisip-silt-argilă, propusă de *Picard* (1971); proiecția probelor, în această diagramă, fiind redată în fig. 2. Se constată că 5 probe se înscriu în cîmpul siltitelor argiloase (1402, 1409, 1413, 1415 și 1431), trei probe în cîmpul siltitelor nisipoase și argiloase (1404, 1416 și

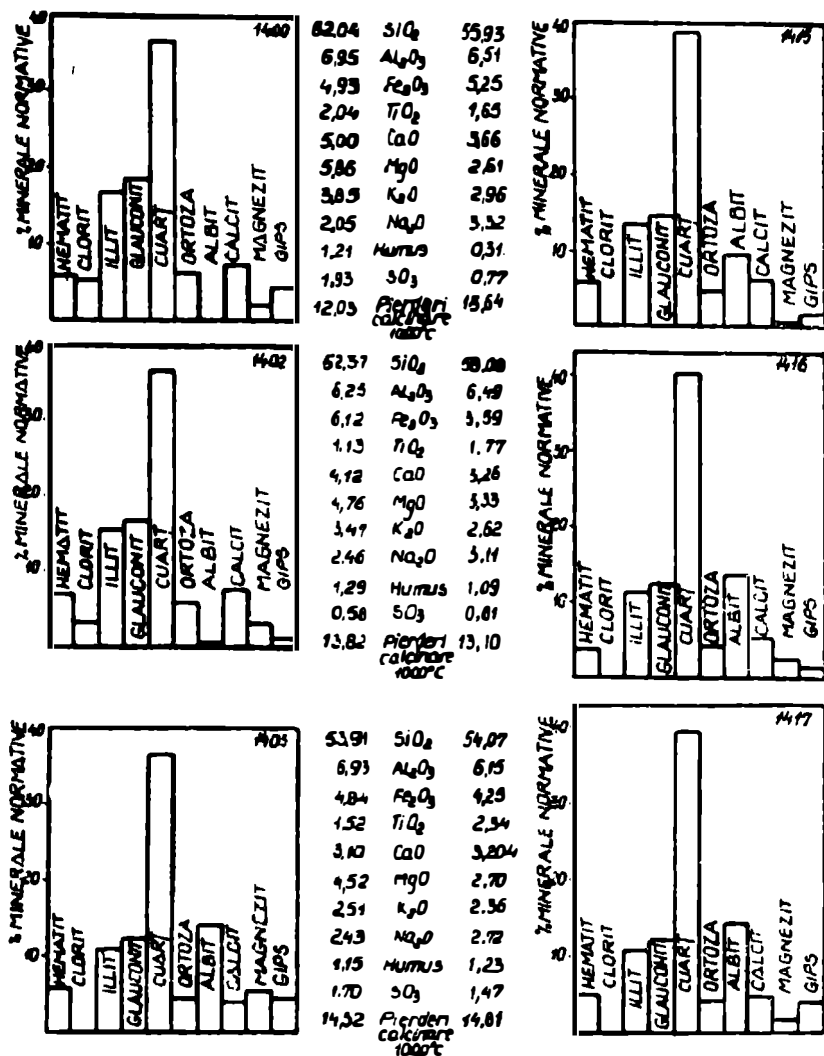
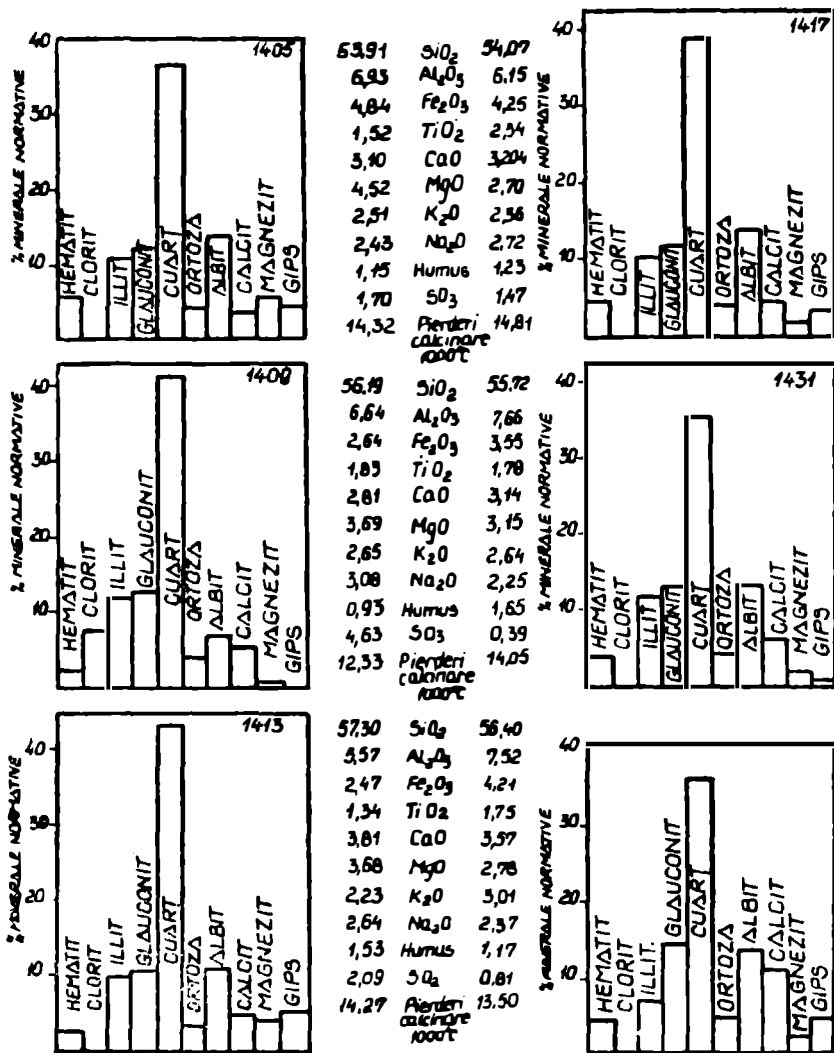


Fig. 4 — Compoziția mineralogică normativă și compoziția chimică a probelor analizate.

Composition minéralogique normative et composition chimique des échantillons analysés.

1417), proba 1400 este un siltit nisipos, iar proba 1405 un siltit. În șapte probe fracțiunea silică participă în proporție mai mare de 60% din masa rocii. Fracțiunea argiloasă a probelor analizate



(Fig. 4. — (Continuare).

este cuprinsă între 18% și 41%. De aici rezultă că rocile, în discuție, care mezoscopic apar ca veritabile argile sînt, în sens granulometric, siltite, deoarece în nici una din probele analizate componența argiloasă nu depășește 50% din masa rocii. Avem în vedere faptul că o probă analizată de noi reprezintă un interval stratigrafic de 2-5 m grosime, care a fost probat în întregime.

Compoziția chimică și mineralogică este, de asemenea, în acord cu rezultatele analizei granulometrice.

3. *Compoziția mineralogică.* Determinarea compoziției mineralogice a siltitelor este dificilă, deoarece metodele microscopice obișnuite nu se pot aplica, din lipsa secțiunilor subțiri. Metodele fizice ca: difractometria sau spectroscopia în I.R., nu se recomandă, deoarece apar multe minerale cu picuri proprii într-un singur spectru. Mai mult, pînă în prezent, nu există o metodă fizică de determinare a compoziției mineralogice cantitative a acestor tipuri de roci.

În aceste circumstanțe, noi am analizat separat fracțiunea argiloasă și fracțiunile siltică și nisipoasă. Frațiunea argiloasă care, pentru majoritatea probelor, este cuprinsă între 25 și 35%, din masa rocii, a fost analizată cu ajutorul spectroscopiei în infraroșu. În figura 3 sînt prezentate spectrele în I.R. ale celor zece probe în discuție (fracțiunea mai mică de 2 microni). Ele arată o compoziție mineralogică invariabilă a tuturor probelor: illit, kaolinit, cuarț și calcit. Illitul este diagnosticat după următoarele picuri caracteristice (exprimate în cm^{-1}): 3624, 3620, 3420, 1625, 1630, 1105, 1022, 914, 519 și 428 cm^{-1} . Pentru caolinit apar picurile de 3695 și 1008 cm^{-1} . Calcitul este pus în evidență de picurile 1430-1435 și respectiv 708-710⁻¹.

Fiind cunoscută compoziția mineralogică a fracțiunii argiloase, am executat analiza chimică a probelor globale (argilă + silt + nisip) și apoi, pe această bază, am calculat compoziția mineralogică normativă. Din analiza chimică a probelor colectate, au fost calculate următoarele minerale: cuarț, glauconit, illit, kaolinit, clorit, ortoză, albit, calcit, magnezit, gips, hematit. Figura 4 ilustrează compoziția chimică a celor zece probe de siltite, volhiniene, analizate, și compoziția lor mineralogică normativă.

Componenta dominantă a tuturor probelor o formează cuarțul. Dat fiind caracterul normativ al valorilor procentuale calculate, se înțelege că, sub acest termen, cuprindem granule de cuarț detritic, cuarț autigen, calcedonic, forme amorfe ale bioxidului de siliciu și, de asemenea, fragmente de cuarțite și de cherturi. Cuarțul normativ participă la constituția siltitelor, în discuție, în proporții cuprinse între 36,5% și 44,2%. Al doilea component, în ordinea frecvenței de apariție, îl constituie glauconitul. El participă la constituția siltitelor în proporții variabile, între 11,0 și 18,6%. Urmează illitul, în proporții cuprinse între 6,9 și 16,9%. Feldspatii variază între 6,3% și 19,0%; albitul domină net (între 0,3% și 14,8%, cu o medie de 11,1%) ortoză (între 4,3% și 6,5%, cu media de 4,9%). Calcitul este un constituent constant al tuturor probelor, cu o participare cuprinsă între 4,7% și 11,2%. Magnezitul normativ, în aceste roci, variază între 1,0% și 4,3%.

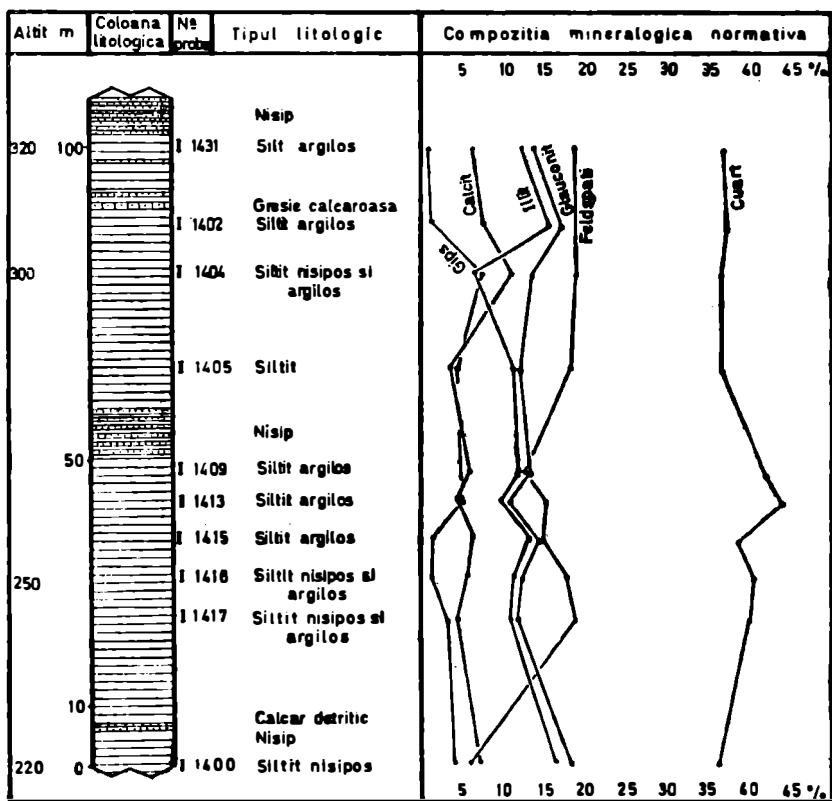


Fig. 5. — Variația compoziției mineralogice normative în coloana litologică a Volhînianului inferior din regiunea Dersca-Mihăileni.

Variation de la composition minéralogique normative dans la colonne lithologique du Volhynien inférieur de la région de Dersca-Mihăileni.

iar gipsul normativ între 0,8% și 7,4%. Hematitul are, de asemenea, o participare constantă, cuprinsă între 2,9% și 7,2%.

În unele probe au mai fost calculate mineralele următoare: cloritul (în probele 1400, 1402, 1409, cu valori de 3,5% până 8,4%), kaolinul (în probele 1404, 1405 și 1431), avînd valori cuprinse între 1,0 și 4,0%) și carbonul (cu valori între 0,1% și 0,6%).

În tabelul 2 este prezentată compoziția mineralogică normativă globală, provenită din media celor zece probe analizate și calculate normativ.

Figura 5 a fost întocmită pentru a urmări variația compoziției mineralogice, pe verticală, a siltitelor în coloana litologică

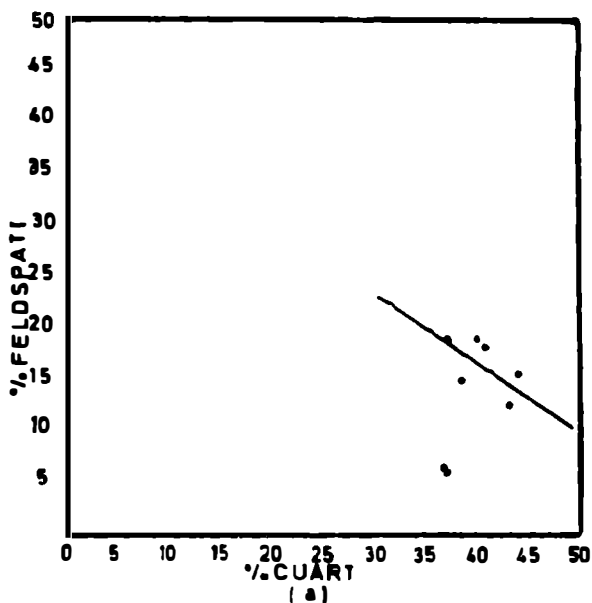


Fig. 6. — Diagrame de corelație : (a) cuarț/feldspati ; (b) cuarț/feldspati + + glauconit + illit ; cuarț/feldspati + glauconit + illit ; glauconit/illit. Diagrame de corrélation : (a) quartz/feldspaths ; (b) quartz/feldspaths + glauconite + illite ; quartz/feldspaths + glauconite + illite ; glauconite/illite.

a Volhinianului inferior, din regiunea Dersca—Mihăileni. Cuarțul și feldspatiile arată variații neînsemnate în jumătatea superioară a coloanei litologice. În jumătatea inferioară, mai ales în intervalul siltitelor argiloase (probele 1409, 1413, 1415), se remarcă o variație inversă a celor două componente, ilustrată mai bine în diagrama din fig. 6a. O corelație asemănătoare există între cuarț și illit (fig. 6b). Glauconitul și illitul arată o corelație directă (fig. 6b), cu variații paralele, pe aproape toată grosimea coloanei litologice. Calcitul și gipsul arată același gen de variații pe verticală.

CONCLUZII

1. Din prezentul studiu rezultă că așa numitele argile volhniene inferioare, din zona Dersca—Mihăileni, aparțin în realitate, siltitelor. În conformitate cu clasificarea recentă (1971) a acestor roci, siltitele în discuție se încadrează în următoarele tipuri : sil-

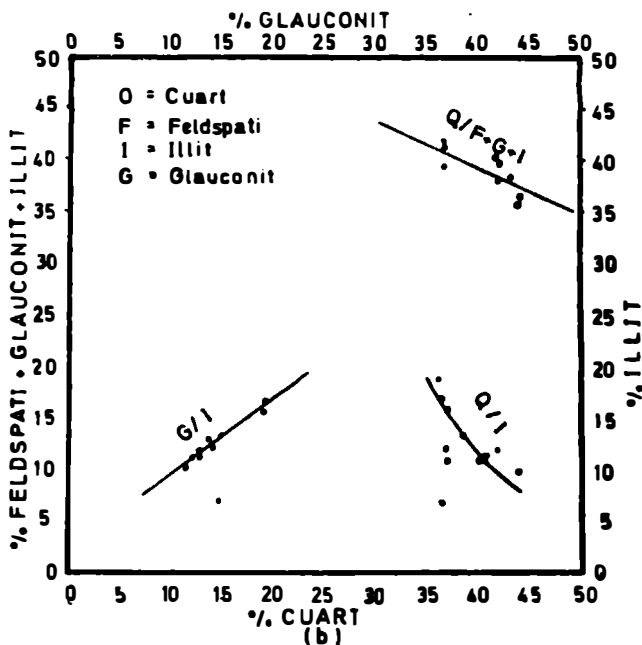


Fig. 6. — (Continuare).

tite, siltite argiloase, siltite nisipoase, siltite nisipoase și argiloase.

2. Componenta argilooasă a acestor roci (sens granulometric) este cuprinsă între 18% și 41%. Mineralul argilos din această fracțiune este peste tot illitul. Kaolinitul apare în cantități cu totul subordonate.

3. Compoziția mineralogică normativă, calculată din analizele chimice, ale acestor siltite, este următoarea: cuarț (39,2%), glauconit (14,0%), illit (12,7%), clorit (1,9%), ortoză (4,9%), albit (9,6%), calcit (5,9%), magnezit (2,6%), gips (2,6%), hematit (4,9%).

4. Există câteva corelații între mineralele normative ale siltitelor analizate: odată cu creșterea conținutului în feldspati scade conținutul în cuarț, iar creșterea conținutului în cuarț duce la scăderea conținutului în illit. De asemenea, se remarcă o corelație strinsă între glauconit și illit (cu cât crește conținutul în glauconit crește și conținutul în illit).

Tabelul 1. — Analiza granulometrică a probelor cercetate.
Analyse granulométrique des échantillons étudiés.

Nr. Probel	Dimensiunea granulelor în mm					
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
1400	0,4210	13,8871	41,2511	26,0114	8,2217	10,2077
1402	0,0892	12,1744	30,5357	23,4291	27,9348	5,8368
1404	0,0857	14,3375	6,8426	36,9404	9,7560	32,0378
1405	0,1919	2,2151	62,4497	15,7808	6,4509	12,9116
1409	0,0347	4,1104	29,7417	31,9041	11,7090	22,5001
1413	0,0627	5,3565	32,4717	29,1034	11,7276	21,2781
1415	0,0201	0,9271	44,1617	26,7826	10,1786	17,9299
1416	—	19,3241	13,1651	30,6363	14,4364	22,4381
1417	0,3624	12,0203	34,1954	28,8657	7,2825	17,2707
1431	0,0659	7,9811	34,9454	32,2288	7,9852	16,7936

Tabelul 2. — Compoziția mineralogică normativă a siltitelor volhiniene din regiunea Dersca-Mihăileni.

Composition minéralogique normative des siltites volhyniens de la région de Dersca-Mihăileni.

Nr. crt.	Minerale	Grame la 100 gr. rocă
1.	Cuarț	39,23
2.	Glaucônit	14,04
3.	Illit	12,70
4.	Clorit	1,90
5.	Ortoză	4,89
6.	Albit	9,62
7.	Calcit	5,97
8.	Magnezit	2,62
9.	Gips	2,64
10.	Hematit	4,94
11.	Kaolinit	±
12.	Halit	±
13.	Carbon	±

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I., MACAROVICI N. (1950) — Les sédiments miocène de la partie septentrionale de la Moldavie (départ. de Dorohoi, de Botășani et de Iași). *An. Com. Geol.*, XXIII, București.
- CAILLÈRE S., HENIN S. (1963) — Minéralogie des argiles. *Masson et Cie, Paris*, 355 p.
- CANTUNIARI ȘT. (1926) — Cercetări geologice și tehnologice în regiunea com. Dersca (Dorohoi). *D.S. Inst. Geol.*, VIII, București.
- IDRICEANU TR., ERHAN V., IORGA N., COVALI G. (1970) — Cercetări mineralogice și geochimice asupra unor argile din Podișul Moldovenesc. Argilele de la Mihăileni (Dorohoi), argilele de la Costișa (Suceava). *An. șt. Univ. Iași, secț. II, b. geol.*, XVI.
- IONESI B. (1968) — Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei. *Ed. Acad. R.S.R.*
- MACAROVICI N., JEANRENAUD P. (1958) — Revue générale du Néogène de Plateforme de la Moldavie. *An. șt. Univ. Iași, secț. II (șt. nat.)*, IV, 2.
- PETTIJOHN F. J. (1957) — Sedimentary rocks. *Harper and Brothers. New York*, 718 p.
- PICARD M. D. (1971) — Classification of fine-grained sedimentary rocks. J. sediment. *Petrol., U.S.A.*, 41, 1, pp. 179-95.
- SIMIONESCU I. (1902) — Constituția geologică a țărmului Prutului din Nordul Moldovei. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi*, VII, București.

LES SILTITES VOLHYNIENNES DE LA ZONE DERSCA-MIHĂILENI
(LA PLATE-FORME MOLDAVE)

RÉSUMÉ

Les investigations des auteurs se rapportent à la région de Dersca-Mihăileni, située au Nord-Est de la plate-forme Moldave, à gauche de la rivière Siret, près de la frontière nordique de notre pays. Dans cette zoneaffleure un complexe silteux et un autre, sableux, tous les deux complexes appartenant au Volhynien inférieur.

Les auteurs présentent un étude géologique, granulométrique et minéralogique des complexes sédimentaires mentionnés. Selon leur composition granulométrique, les roches analysées appartiennent aux types suivants de la diagramme ternaire de Picard (1971): siltites, siltites argileuses, siltites sableuses, siltites sableuses et argileuses. La composante argileuse de ces roches (sens granulométrique) est de 18 à 41 pour cent. Le minéral argileux présent c'est l'illite, très rarement le kaolinite. La composition minéralogique normative, calculée à partir des analyses chimiques, exécutées sur 10 échantillons est: quartz (39,2%), glauconite (14,0%), illite (12,7%), chlorite (1,9%), orthose (4,9%), albite (9,6%), calcite (5,9%), magnésite (2,6%), gypse (2,6%) et hémaitite (4,9%).

APELE MINERALE DIN MUNȚII HĂGHIMAȘ-TULGHEȘ

I. PREDĂ, VICTORIA TODIRIȚĂ¹⁾

ABSTRACT

Mineral waters of the Hăghimaș-Tulgheș Mountains. In the Hăghimaș-Tulgheș Mountains there are many mineral springs, they occur generally in the valley of the rivers along important lines of faults.

Function of the lithological composition of the rocks, the mineral waters can be sodium bicarbonate (of the Cretaceous Flysch rocks) or calcium bicarbonate (from the Crystallin Mesozoic zone).

The mineral waters have their origine from direct infiltration of meteoric water or from underground water fed by rivers. The Carbon dioxide source is related to post-volcanic phenomena, nowadays principally represented by mofeta. At present these mineral waters are used only by country folk. But by their high yield, they are suitable to be collected in an industrial where and be used in the future for balneologic purposes.

Munții Hăghimaș-Tulgheș ocupă partea centrală a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. Cotele cele mai înalte sînt atinse în virfurile: Hăghimașul Mare (1793 m), Hăghimașul Negru (1777 m), Ucigașul (1384 m), Criminișul (1375 m), Hegheșul (1505 m) și Piatra Comarnicului (1481 m). Diferențele de nivel oscilează în jur de 700 m.

Climatul regiunii corespunde zonelor muntoase înalte, cu variații anuale de temperatură și precipitații. Temperatura medie anuală se menține pozitivă în toată regiunea, iar precipitațiile atmosferice înregistrează valori cuprinse între 900-1000 mm anual.

Principalii colectori ai apelor superficiale și subterane sînt rîurile Bicaz și Bistricioara, al căror debit crește simțitor în lunile mai-august.

¹⁾ Universitatea București, Catedra de Geologie.

Din punct de vedere geologic Munții Hăghimaș-Tulgheș sînt constituiți dintr-un fundament de șisturi cristaline epi- și mezometamorfice, peste care se dispun, transgresiv și discordant, depozitele mezozoice formate în mai multe cicluri de sedimentare. Aceste formațiuni au făcut obiectul tezelor de doctorat elaborate de I. Atanasiu (1928), I. Băncilă (1941), G. Grasu (1971), M. Pelin (1967), M. Săndulescu (1975), N. Petrescu (1977).

Caracteristice pentru depozitele mezozoice sînt dolomitele și calcarele dolomitice (Triasic), calcarele recifale (Jurasic superior-Cretacic inferior), conglomeratele, gresiile și marnele în fațes de fliș și wildfliș (Cretacic mediu și superior). La acestea adăugăm Stratele de Sinaia, cu care formațiunile cristalino-mezozoice vin în contact, de-a lungul liniei central-carpătice.

Tectonica formațiunilor cristalino-mezozoice din Munții Hăghimaș-Tulgheș este foarte complicată: un sincliniu orientat N-S, cu ondulații axiale, afectat de numeroase falii longitudinale, de-a lungul cărora formațiunile sînt deversate spre vest. Faliile transversale, absența unor depozite înlăturate prin eroziune în diferite faze de exondare, îngreunează și mai mult cunoașterea structurii geologice de ansamblu.

Conșiderații hidrogeologice. Cu excepția zonelor argilo-mar-noase din flișul cretacic și Stratele de Sinaia, toate formațiunile geologice din regiune sînt purtătoare de apă. Aceasta este cantonată în porii rocilor dezagregate, acumulate în albia rîurilor mari și în porii, fisurile, golurile carstice, pe fețele de stratificație ale rocilor cimentate: conglomerate, gresii, calcare, șisturi cristaline.

În funcție de compoziția lor chimică, apele subterane existente în Munții Hăghimaș-Tulgheș pot fi împărțite în două grupe mari: ape dulci și ape mineralizate.

Apele dulci se întîlnesc în toate tipurile de formațiuni, de la șisturile cristaline pînă la depozitele cele mai noi, cuaternare. Șisturile cristaline sînt sărace în apă. Izvoarele au caracter difuz și dau naștere unor zone de mlaștină, din care în aval apar piraiele.

Dolomitele și calcarele dolomifice sînt mai bogate în apă. Cum însă aceste roci apar pe suprafețe restrinse, izvoarele sînt puțin numeroase. Dintre acestea menționăm pe cele de pe pîrful Calului, Licaș, Țepeșeni, Toșorog, Alun-Tulgheș, Beneș, Azodul Mare, Bița Arsurilor. Debitul acestor izvoare rar depășește 1 l/s. însă apa este limpede, ușor bicarbonată calcică-magneziană, cu concentrație redusă și temperatură scăzută (în jur de 8° C).

Gresiile doggeriene, dar mai ales calcarele recifale pe care le suportă sînt foarte bogate în apă. Din fisuri și goluri carstice,

apa provenită prin condensarea endocarstică și precipitații se scurge în izvoare cu debite importante. Dintre acestea menționăm izvoarele din Valea Bicăjelului și Valea Bicăzului, izvoarele de la Poiana Albă. Debitul acestor izvoare poate atinge $1 \text{ m}^3/\text{s}$, cînd apa este turbure și foarte diluată. Sărurile dizolvate sînt bicarbonații de calciu.

Depozitele de fliș și wildfliș cretacice sînt, de asemenea, foarte bogate în apă. Numeroase izvoare, adesea cu aspect de mlaștină, se întîlnesc în bazinul văilor Bicăjel și Toșorog. Demne de menționat sînt și izvoarele ce apar din masivul Hegheș, atît cele de pe flancul de vest, care au debit ridicat ($2-3 \text{ l/s}$) și apă de bună calitate.

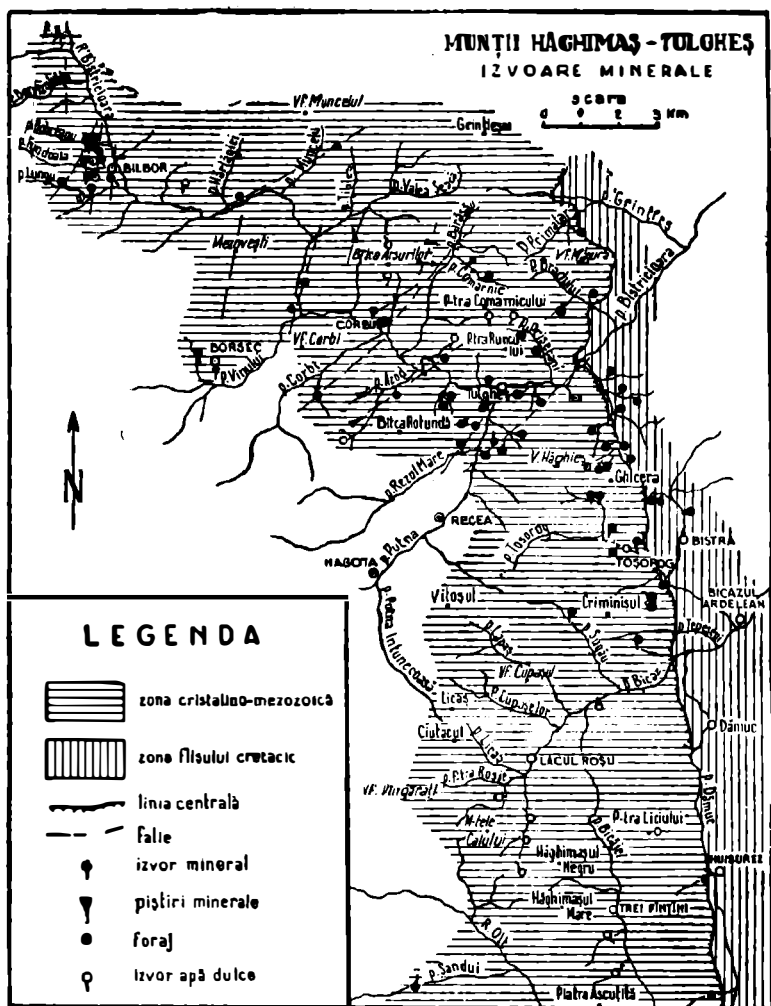
Apele mineralizate se întîlnesc atît în zona cristalino-mezozoică cît și în zona flișului. Ele se deosebesc prin compoziția lor chimică, fapt ce impune tratarea acestora separat. Au ca elemente comune faptul că toate sînt plasate pe linii importante de fracturi, au debit relativ redus și apar în general pe văile rîurilor (Fig. 1).⁴

Izvoarele mineralizate din zona cristalino-mezozoică au ape bicarbonatate, calcice, carbogazoase, cu concentrație redusă (Tabelul I)^{x)}. Sînt plasate pe șisturi cristaline epimetamorfice și pe cel puțin trei aliniamente de fracturi, constatate îndeosebi în regiunea Tulgheș. Apele sînt cantonate pe fisurile generate de mișcările tectonice sau de alterație, precum și pe zonele de contact petrografic.

Izvoarele mineralizate din zona flișului urmăresc în general contactul tectonic dintre această și zona cristalino-mezozoică. Apele izvoarelor sînt adesea bicarbonatate sodice, bromiodurate, carbogazoase. Prezența lor este trădată frecvent de mirosul de hidrogen sulfurat și sulful depus în zonele de emergență.

Geneza apelor mineralizate. Apele mineralizate din Munții Hăghimaș-Tulgheș sînt de origine vadoasă. Acestea provin din precipitațiile atmosferice infiltrate în roci prin pori și fisuri. La adîncimi diferite întîlnesc bioxidul de carbon pe care îl încorporează mărindu-și puterea de dizolvare a rocilor. Amestecul cu gazul carbonic conduce totodată la scăderea densității apelor și la ridicarea lor spre suprafața terenului, utilizînd de data aceasta căile de acces oferite de fracturi și zonele de zdrobire ce le însoțesc.

^{x)} În tabel sînt cuprinse numai izvoarele cantonate în limitele județului Neamț.



Gazele frecvent întâlnite sînt bioxidul de carbon și hidrogenul sulfurat. Primul, bioxidul de carbon se găsește în cantități mari îndeosebi în izvoarele din zona cristalină-mezozoică, la care conținutul acestui gaz se ridică pînă la 1500 mg/l. Aporturile de gaz carbonic sînt pulsatorii, periodicitatea lor fiind legată de degazeificarea vetrelor magmatice Hăghita-Călimani, gradul de deschidere al căilor de acces spre suprafață și unele condiții externe (presiunea atmosferică etc.). Originea juvenilă a bioxidului

de carbon din apele mineralizate nu exclude posibilitatea provenienței lui — pentru o cantitate mică, egală cu cea din apele dulci subterane — din atmosferă, unele procese biogeochimice care se produc în scoarța terestră.

Hidrogenul sulfurat este de origine externă. Identificat în izvoarele din valea Dămuului, unele izvoare de la Toșorog și Bilbor, acest gaz provine din alterarea piritelor fin diseminate în Stratele de Sinaia sau sub formă de cuiburi în șisturile cristaline. Originea internă nu o putem susține, cel puțin de moment, deoarece chiar la Bilbor, localitate situată mai aproape de zona eruptivă, forajele care au străbătut zone fără pirită dau apă mineralizată carbogazoasă cu puțini sulfati și fără hidrogen sulfurat.

În ceea ce privește ionii existenți în apele mineralizate studiate este de menționat că aceștia provin din rocile pe care le străbat apele încărcate cu bioxid de carbon. Pentru izvoarele din sisturile cristaline, calciul, magneziul și fierul sînt elemente extrase din ankerite prin hidratare și hidroliză, iar potasiul și sodiul, din feldspatii potasici și calco-sodici. În cazul în care ionii Ca^{++} și Mg^{++} depășesc limita obișnuită pentru o zonă dată, prezența lor poate fi pusă pe seama unor marmure existente în adîncime (epizona Toșorog—Tulgheș) sau calcare și dolomite (izvoarele Toșorog și Chicera—Tulgheș).

Greu de explicat sînt ionii de Cl^- și Na^+ existenți în unele izvoare din zona Stratelor de Sinaia, cum sînt cele de la Bitca Rotundă, Tîrșoasa—Pintic, Bradului—Glodu, Primataru etc. la care conținutul în ionii Na^+ atinge 1327 mg/l (Tîrșoasa—Pintic). Și mai curios pare conținutul în ioni Na^+ pentru unele izvoare din cristalin (izv. Branii—Corbu — 796 mg/l Na).

În ceea ce privește clorurile de sodiu din izvoarele ce apar în zona Stratelor de Sinaia, altădată (1973) ne-am exprimat părerea că acești ionii pot fi puși pe seama unor depozite miocene în facies lagunar, existente în adîncime în pînză de șariaj, deoarece astfel de depozite au fost interceptate de forajul săpat la Pîngărați^{x)}. Acum adăușăm ipoteza că acești ioni pot să fie extrași din săruri remanente existente în depozitele de fliș tip Strate de Sinaia, care conțin și pirită fin diseminată, generatoare de hidrogen sulfurat și sulf.

Utilizarea apelor mineralizate. Punctele de apariție a apelor mineralizate sînt foarte bine cunoscute de către localnici, care le utilizează frecvent ca apă de masă. În acest scop majoritatea izvoarelor sînt amenajate rudimentar prin săparea unei gropi de

^{x)} I. Humă, Studiul geologic al zonei de fliș paleogen dintre valea Bistrița și valea Iapa, cu privire specială asupra perspectivelor de petrol și gaze. Teză de doctorat, 1970.

TABELUL I

Compoziția chimică a apelor minerale din zona Haghimaș—Tulghes

Sursa de apă	Cl— mg/l	Br— mg/l	SO ₄ ²⁻ — mg/l	HCO ₃ ⁻ — mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	Ca ²⁺ mg/l
Izv. Ghermanu — Bicaz	3,5	—	0,9	268,4	1,5	1,7	60,9
Izv. Bradului — Dâmuc	6,0	—	35,0	244,0	20,01	3,80	32,3
Izv. Gușei — Dâmuc	8,0	—	37,8	348,0	32,7	9,8	63,9
Izv. Sugașu — Bicaz Chei	4,0	—	30,4	1501,0	4,0	8,4	244,9
Izv. Borvizului — Toșorog	10,0	—	41,1	1452,0	36,57	8,8	254,9
Izv. Caprei — Toșorog	4,0	—	55,5	452,0	43,93	2,3	107,8
Izv. Stinei — Toșorog	10,0	—	15,6	275,0	27,0	2,1	58,5
Izv. Toșorog	30,0	—	16,5	1281,0	—	—	150,8
Izv. Piatra Făgetului	4,0	—	30,8	391,0	16,8	5,7	48,5
Izv. Pintic I	10,0	—	18,5	1720,0	2,0	3,0	462,0
Izv. Pintic II	4,0	—	20,2	1335,0	—	—	214,8
Izv. Bitca Rotundă I	218,0	—	74,9	2788,0	712,77	51,00	207,9
Izv. Bitca Rotundă II	186,0	—	32,9	2160,0	531,53	36,8	257,9
Izv. Telec	130,0	—	7,4	1733,0	496,34	27,0	92,4
Izv. Bistra	19,38	—	0,72	7,8	380,19	9,3	89,4
Izv. Obârșia — Pintic	134,7	1,0	84,5	1817,8	353,9	20,1	256,5
Izv. cu Pești — Pintic	14,2	—	26,9	1451,8	13,3	6,7	264,5
Sonda Chicera — Hăghieș	7,1	—	1,9	445,3	1,8	4,5	80,2
Izv. Târșoasa — Pintic	304,9	1,0	61,4	4013,8	1327,1	74,5	240,5
Izv. Arșița — Pintic	17,7	1,0	73,0	1061,4	184,1	9,8	136,3
Izv. Bradului gnaise	7,1	—	26,9	551,1	2,7	9,3	110,2
Izv. Bradului — Glodu I	88,0	—	113,3	1000,4	258,2	12,6	64,1
Izv. Bradului — Glodu II	173,7	—	283,2	2220,7	695,6	23,7	65,7
Izv. Primataru	134,7	—	201,6	1757,1	536,7	20,7	76,5

TABELUL I (continuare)

	Mg ⁺⁺ mg/l	Fe ⁺⁺ mg/l	H ₂ SiO ₃ mg/l	HBO ₃ mg/l	CO ₂ mg/l	Mineralizare
Izv. Ghermanu — Bicaz	10,2	14,8	41,4	—	387,2	790,5
Izv. Bradului — Dămuc	27,3	—	—	—	26,4	394,8
Izvorul Gușei — Dămuc	22,1	0,14	—	—	35,2	557,64
Izv. Sugău — Bicaz Chei	152,3	0,24	—	—	704,0	2649,24
Izv. Borvizului — Toșorog	124,4	0,76	—	—	765,6	2694,13
Izv. Caprei — Toșorog	14,6	2,6	—	—	695,2	1377,93
Izv. Stinei — Toșorog	5,1	14,03	—	—	734,8	1142,73
Izv. Toșorog	94,6	—	—	—	990,0	2562,9
Izv. Piatra Făgetului	43,8	2,58	—	—	404,9	948,08
Izv. Pantic I	64,6	11,07	—	—	835,0	3125,24
Izv. Pantic II	113,1	—	—	—	655,6	2342,7
Izv. Bîțca Rotundă I	127,3	2,99	—	—	352,0	4334,86
Izv. Bîțca Rotundă II	51,4	2,56	—	—	573,0	3832,09
Izv. Telec	61,3	5,26	—	—	580,0	2132,70
Izv. Bistra	80,6	—	—	—	22,0	599,39
Izv. Obîrșia — Pantic	80,2	0,4	7,8	22,3	1108,8	3889,1
Izv. cu Pești — Pantic	131,3	0,3	12,9	—	1144,0	5065,9
Sonda Chicera — Hăghieș	35,4	8,0	12,9	—	924,0	1523,8
Izv. Tîrșoasa — Pantic	43,8	3,4	10,1	6,5	1372,8	7468,8
Izv. Arșita — Pantic	53,5	0,1	2,6	—	466,4	2007,1
Izv. Bradului gnaise	54,7	0,1	33,6	—	1126,4	1926,1
Izv. Bradului — Glodu I	75,4	0,3	12,9	8,1	381,6	1905,0
Izv. Bradului — Glodu II	157,6	3,0	12,9	40,5	774,4	4451,0
Izv. Primataru	110,8	0,1	5,1	30,3	651,2	3524,8

1) Analizele chimice au fost executate în cadrul I.G.P.S.M.S. de către chimiștii D. Țintilă, D. Dobrotă, A. Niculescu, D. Vasiliu etc

adâncime convenabilă și introducerea unui trunchi de brad găurit la mijloc în genul tuburilor de beton. Menționăm însă că o serie de izvoare, altădată active și utilizate, au fost părăsite, astfel încât cu greu mai pot fi depistate. Dintre acestea menționăm izvoarele: Corbu, Huiana-Frumoasa, Criminiș, Șugău, Gușa-Dămuc etc. Altele, sub formă de piștiri, nu au nici un fel de amenajare, sub motiv că sînt prea numeroase.

Ca urmare a celor menționate mai sus, considerăm necesară inventarierea tuturor surselor de ape mineralizate, cunoașterea proprietăților lor fizice și chimice și amenajarea acestor surse în scopul menținerii vitalității lor, deoarece unele dintre ele (izv. Branii-Corbu, Bradului-Dămuc, Primataru-Grințieșu etc.) au efecte terapeutice deosebite. Izvoarele Borvizului-Toșorog și Borvizului-Prisecani, prin debitul lor ridicat pot fi captate, iar apa lor comercializată ca apă de masă. Alte surse, cum este forajul IMR de pe pîrful Raiului-Poiana Veche de Tulgheș pot fi reluate în studiu, deoarece s-au dovedit că au ape hipotermale, cu o concentrație foarte ridicată dată de cloruri de sodiu, bicarbonați de calciu și magneziu, bromuri etc.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I. (1928) — Étude géologique dans les environs de Tulgheș (distr. Neamțu). *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București.
- BANCILĂ I. (1941) — Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.
- BĂNCILĂ I. (1952) — Présentation sommaire de la carte géologique rédigée par I. Atanasiu dans les environs des Cheile Bicazului. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- CRASU C. (1971) — Recherches géologiques dans les sédiments mésozoïques du bassin supérieur de Bicaz. *Lucr. Stațiunii „Stejarul”, vol. IV, seria Geol.-Geogr., Pîngărași-Neamț.*
- PELIN M. (1967) — Studiul geologic al depozitelor mezozoice din Munții Hăghimaș, între Lacul Roșu și Piatra Unică. *Rez. teza de doctorat, București.*
- PETRESCU N. (1977) — Studiul petrografic al sisturilor cristaline din partea estică a sinclinalului Hăghimaș, bazinul V. Bicaz. *Rez. teza de doctorat, București.*
- PREDĂ I. (1971) — Considerații hidrogeologice asupra Munților Hăghimaș. *St. Geol. România, XIII, București.*
- PREDĂ I. (1973) — Observații hidrogeologice în zona Bistra-Toșorog (Jud. Neamț). *Anal. Univ. București, Geologie, București.*
- PREDĂ I., NAUM T., (1973) — Contribuții la cunoașterea apelor minerale din Munții Hăghimaș. *Lucr. St. Inst. Ped. Oradea, Oradea.*
- PREDĂ I., PELIN M. (1976) — Considerații geologice și hidrogeologice asupra regiunii Tulgheș-Bărâsău (Carpații Orientali). *Comunicări, Geologie, Univ. București, București.*
- ȘANDULESCU M. (1975) — Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol., Geof., XLV, București.*

LES EAUX MINÉRALES DES MONTS HĂGHIMAȘ-TULGHEȘ

RÉSUMÉ

Au surplus de nombreuses émergences d'eau douce, dans les Monts Hăghimaș-Tulgheș on trouve aussi de eaux minérales. Le nombre des sources s'agrandit de Hăghimaș vers le nord, de sorte que à Tulgheș on rencontre partout des sources minérales.

Les eaux minérales jaillissent fréquemment sur les vallées des ruisseaux et elles ont un débit relativement réduit. Les sources prennent naissance sur des importantes lignes de failles.

D'une manière générale la composition chimique des eaux minérales est déterminée par les roches qu'elles ont traversées. Dans la zone du flysch crétacé les eaux minérales sont bicarbonatées sodiques et même chloro-sodiques, tandis que dans la zone cristalline-mésozoïque les eaux sont bicarbonatées calciques.

Les eaux minérales étudiées trouvent leur origine dans l'atmosphère, CO₂ provenant toutefois sur des bassins magmatiques Harghita-Călimani.

Les eaux minérales, dans leur majeure partie disposent d'un captage simple et elles sont utilisées par les habitants. Quelque importance présentent les sources de Toșorog et Prisecani-Tulgheș, qui par leur débit et la qualité des eaux elles peuvent être captées pour les affaires.

UNELE CONSTATĂRI PRIVIND CONTACTUL PODIȘULUI MOLDOVENESC CU CÎMPIA DUNĂRII DE JOS

ION SIRCU¹⁾

ABSTRACT

Some Findings regarding the Contact between the Moldavian Plateau and the Low Danubian Plain. The author of this study debates upon the question of the origin of the geological deposits in the southern part of the Moldavian Plateau. He considers the pebble-gravels of Poiana Nicorești as Villafranchiene and synchronic with the pebble-gravels of Bălăbănești-Tulucești, because both contain *Elephas meridionalis*. Below these are the deposits of Berești-Mălușteni that are considered by professor N. Macarovici to be middle Pliocene. But the horizon of Mălușteni which is to be found on the top of Berești deposits and which contains *Mastodon arvernensis*, *Equus* and *Bos* must be Villafranchiene. The formation of Barboși-Vameșu lying on the pebble-gravels of Poiana-Bălăbănești-Tulucești and containing *Viviparus diluvianus*, *Corbicula fluminalis*, *Didacna pontocaspia* etc. belong to middle Pleistocene (Mindel or Mindel-Riss). All these formations are covered with a bed of loess varying in thickness in the middle from 30 to 70 meters. The loess was probably deposited by the wind in the upper Pleistocene.

Trecerea de la Podișul Moldovenesc la Cîmpia Dunării de Jos se face printr-o zonă de tranziție. Fenomenul principal care subliniază această tranziție este scufundarea tectonică din bazinul Siretului inferior. Această scufundare este recentă, pliocen-cuaternară. Datorită ei, stratele geologice care apar la zi în Podișul Moldovenesc sînt înclinate în această direcție. În perimetrul sfacii de cale ferată Barboși, pe o distanță de numai 100 metri, căderea stratelor este de cîțiva metri (7 m).

Înclinarea este vizibilă începînd de pe linia Poiana-Cozmești pînă la Prut-Dunăre și copiată și de suprafața topografică a pla-

1) Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Catedra de Geografie.

tourilor care corespund acestor formațiuni. De fapt între Siret și Pruf este un singur platou desfăcut de ape (de văi) în mai multe sectoare. Suprafața platoului corespunde în ansamblul său cu suprafața păturii de loessoid care îmbracă formațiunile geologice care apar la zi. Pe suprafața sa se surprind denivelări corespunzătoare etapelor de repaus în procesul de adâncire al văilor. În această ordine de idei putem considera suprafața platoului de la Poiana corespunzătoare terasei de 200 m a Siretului, iar a Platoului Cozmești ca terasă de 30 m a aceluiași riu (în punctul Podu Cozmești). Aceasta din urmă ajunge, 10 km mai la sud, terasă de 15 m și după încă 7 km, ca terasă de 10 m, iar la extremitatea sudică (a interfluviului Siret-Bîrlad) numai de 8 m. Înclinarea este foarte puternică, adică de 40 m pe o distanță de 18 km, în timp ce albia Siretului cade pe aceeași distanță numai cu 24 m. Dezacordul constatat este desigur de natură tectonică. Platoul de la Cozmești se înclină și spre valea Bîrladului. De la 30 m altitudine relativă cât are la Cozmești-Pod ajunge la 20 m la Tecuci. De aici scade mai departe spre sud pînă ajunge la aceeași altitudine în extremitatea sudică (8 m).

Între valea Gerului și Galați, marginea Platoului Moldovenesc apare ca terasă de 30 m (la Vameșu, Piscu, Barboși). Ca și terasa de la Cozmești, această terasă are suprafața vizibil înclinată, încît dacă ar fi să luăm în considerare, pentru aprecierea înălțimii relative cote mai din interior, ea ar apărea mai înaltă. Pe de altă parte terasa pare să fi înaintat mai spre sud. Situația de la Barboși este elocventă în acest sens. Ea a fost însă retezată de Siret și împinsă astfel pe linia actuală.

Substratul geologic

În formațiunile geologice corespunzătoare părții sudice a Podișului Moldovenesc o participare de seamă o au prundișurile de Poiana. În acestea s-au găsit pînă în prezent resturi de *Elephas meridionalis* (I. Sircu, 1953) și de *Bos* sp. (I. Hirjoabă, 1971). Pe baza primului fosil noi am trecut aceste prundișuri la Levantin-Cuaternar, situate între prundișurile de Cîndești socofite la Levantin și Cuaternar. (Așa se priveau lucrurile pe atunci). În terminologia actuală prundișurile de Cîndești sînt socotite cuaternare și desigur și prundișurile de Poiana. Acestea din urmă se situează de fapt la partea superioară a celor de la Cîndești și sînt echivalente cu cele de Bălăbănești-Tulucești, datate de T. Bandrabur (1971) și de V. Sîclea (1972) tot ca villafranchiene. În teren poziția stratigrafică a prundișurilor de Bălăbănești-Tulucești este mai bine încadrată, deoarece au și-n culcus și-n acoperis strate care pot fi datate pe bază de faună.

Prundișurile de Poiana înaintază spre est, spre valea Bîrladului subțindu-se în același timp. La Poiana, în malul Siretului ele au — numai în profilul la zi — circa 180 m grosime. Se pare că în bază sînt mai vechi și corespund stratelor de Berești, iar la partea superioară mai noi, villafranchiene. Spre valea Bîrladului, la Brăhășești, numai la 10 km de Poiana, profilul se modifică. În deschiderile care apar aici se observă că numai prundișurile de la pantea superioară a profilului de Poiana se mențin, orizonturile inferioare fiind înlocuite cu nisipuri și argile, conținînd faună de moluște pe care *N. Macarovici* o consideră Pliocen mediu (Dacian)

Prundișurile de Bălăbănești-Tulucești sînt mult mai groase în nord decît în sud. În dealurile din jurul satului Bălăbănești ele au 8 m (*V. Sficlea*, 1960) și ajung numai de 2 m la Tulucești. Sub dinsele se află o succesiune de strate fosilifere, atribuite de *N. Macarovici* (1960, 1976) Pliocenului mediu și Levantinului. Levantinul ar fi reprezentat prin stratele care cuprind fauna denumită de Mălușteni. Ele cuprind *Mastodon arvernensis*, *Bos*, *Equus* și ar putea reprezenta Cuaternarul, lipsa genului *Elephas* fiind accidentală.

Peste stratele de Berești-Mălușteni se găsesc stratele de Tulucești (Bălăbănești-Tulucești), iar peste acestea se găsesc stratele de Barboși-Vameșu (= stratele de Babele) conținînd *Corbicula fluminalis*, *Viviparus diluvianus*, *Teodoxus danubialis*, *Didacna pontocaspia*. Aceste strate apar pe marginea sudică a Podișului Moldovei între Barboși și Vameșu. Această margine a platoului moldovenesc reprezintă în același timp terasa de 30 m a Siretului. *N. Macarovici* (1960) le-a urmărit pînă la Foltești. Pe valea Suhurluiului au fost identificate de *V. Sficlea* (1972) pînă la nord de satul Izvoare. În acest punct, într-o excursie făcută împreună cu *V. Sficlea*, pe versantul stîng al văii am găsit numeroase vivipare și corbicule. Pe valea Bîrladului acestea înaintază, după părerea noastră, pînă la Crasna. Aici în depozitele terase; de 65-70 m, în Ripa Crăciunești, apare o succesiune de nisipuri și argile nisipoase care conțin *Corbicula fluminalis* și *Viviparus diluvianus* în număr destul de mare. Nu sîntem în posesia unei continuități de pas cu pas între depozitele de Barboși-Vameșu și acestea de la Crasna (punctul de legătură între acestea ar fi depozitele din terasa de la Negriștești-Ungureni cu faună corespunzătoare), dar asemănarea între aceste două depozite (Barboși-Vameșu și Crasna), deși fauna de la Crasna este mai săracă în specii decît cea de la Barboși, stimulează ideea continuității. Din aceasta rezultă necesitatea de a considera că terasa de 30 m de la Vameșu-Barboși este continuarea celei de la Crasna de 65-70

m. Scufundarea tectonică a podișului spre sud lămurește această anomalie aparentă.

La vest de râurile Birlad și Berheci situația stratigrafică se modifică. Stratele de Berești se mențin, dar lipsesc stratele de Barboși-Vameșu. Este posibil să lipsească și orizontul cu fauna de Mălușteni de la partea superioară a stratelor de Berești. Dacă admitem că stratele de Barboși-Vameșu s-au depus într-un lac limanic rezultă că interfluviul Birlad-Berheci-Siret constituia în acel timp un uscat. Dacă este așa și nu ne îndoim de acest lucru, pe atunci Siretul era deja un rîu individualizat chiar în acest sector.

Vîrsta stratelor de Barboși este considerată de N. Macarovic (1960) ca mindeliană. Noi am considerat-o altădată (1967) mindel-rissiană și am pus-o în legătură cu una din transgresiunile Mării Mediterane și a Mării Negre și anume cu transgresiunea tyrrheniană. Într-adevăr natura depozitelor în care se află fauna aceasta, ca și fauna în sine, presupune apă abundentă, ceea ce era posibil numai într-un lac sau în râuri mari și acest lucru ni se pare nouă că trebuie pus în legătură cu înălțarea nivelului marin.

Oricum, vîrsta exactă a depozitelor nu poate fi precizată cu siguranță, din cauză că fauna pe care o cuprind se întâlnește pe un interval de timp mult mai mare decît un interglaciar sau un glaciar sau ambele luate la un loc. *Corbicula fluminalis* apare din timpul sedimentării Red Crag-ului și pînă în zilele noastre. La fel și *Viviparus diluvianus*. Acesta apare din timpul argilelor de Tegelen pînă la sfîrșitul glaciului. O altă imposibilitate de apreciere exactă a vîrstei este și faptul că nici depozitele din culcuș (stratele de Bălăbănești-Tulucești) și nici cele din acoperiș (luturile loessice) nu pot fi datate exact. Prundișurile de Poiana-Bălăbănești-Tulucești ar putea începe din Donau și să se continue pînă în Günz. V. Sficlea (1972), bazat pe date demne de încredere consideră că stratele de Barboși-Vameșu ar începe în bază din Günz și ar ajunge cu partea superioară în Riss. Depozitele (prundișurile) villafranchiene de la Poiana ar putea urca din Donau pînă în (cel puțin) jumătatea inferioară a glaciației Günz. Jumătatea superioară a Günz-ului ar reveni depozitelor de Barboși-Vameșu (care la Poiana lipsesc).

Condițiile de sedimentare ale prundișurilor de Poiana-Bălăbănești-Tulucești

Unii cercetători cred că prundișurile de Poiana-Bălăbănești-Tulucești au fost depuse de râuri pe o cîmpie de nivel de bază pe cale de scufundare. Aceasta este în genere părerea geologilor

împărtășită și de o serie de geografi. Însă cei mai buni cunoscători ai prundișurilor villafranchiene de la Cîndești și a celor de Bălăbănești-Tulucești-Poiana ca *T. Bandrabur* (1971) și *V. Sticlea* (1972) cred că aceste depozite au fost sedimentate într-un mediu lacustru, pe o plajă lacustră. Noi am susținut acest punct de vedere încă de la bun început (1953), iar în urma celor văzute la țărmul Crimeea și caucazian al Mării Negre această convingere ni s-a întărit.

Pentru caracterul fluvial și continental al lor pledează însăși calitatea lor de prundișuri și fauna continentală care se găsește în ele. Față de această accepțiune, noi am arătat deja că ele s-au depus într-un lac, aduse, se înțelege, de riuri. Pentru aceasta pledează extinderea lor mare și rulara accentuată a lor. Cele ce se întimplă pe litoralul actual al Mării Negre din Crimeea și Abhazia vin în sprijinul acestei idei. După părerea noastră numai niște curenți litorali puteau împinzi aceste prundișuri pe o suprafață atît de mare. Prundișurile depuse, spre exemplu, de Prut, Siret și alte riuri carpatice au fost transportate de curenții litorali mereu spre vest, ajungînd astfel foarte departe de locul lor de sedimentare inițială. Un transport asemănător au suferit prundișurile de cretă cenomaniană luate de curenții mării sarmatice din regiunea Nistrului și transportate pînă la Siret (Poiana, Vîrful Cîmpului) într-o zonă unde riurile care se vărsau în mare nu aveau de unde să aducă astfel de elemente. Curenții litorali, atunci, ca și acum, se deplasau de la est spre vest, adică mereu spre dreapta (din punctul de vedere al unui observator care privește de la țărm spre larg).

Prundișurile de Poiana au fost privite de noi ca reprezentînd un piedmont. Aceeași interpretare a dat-o *P. Coteș* (1973) prundișurilor de Bălăbănești-Tulucești. A considera că o acumulare este piedmontană sau nu, nu reprezintă un fapt extraordinar, ci doar notifică o relație morfologică și în ultimul caz și structurală. Cînd spunem, spre exemplu, Podișul Getic avem în vedere o anumită calitate a acestei unități și anume aceea de platou înalt, cînd spunem Piedmontul Getic avem în vedere relația acestui podiș cu muntele. De aceea denumirea de piedmont dată unei unități de relief nu schimbă esența lucrurilor. Calitatea de piedmont a Platoului Poiana ca și a Platformei Covurlui a fost negată de *I. Donisă* și *I. Hîrjoabă* (1974). Nu-i un lucru prea semnificativ dacă cineva acceptă sau nu calificativul de piedmont pentru o unitate oarecare de relief. Totu-i să-i înțelegi esența, adică să-i înțelegi calitatea și funcționalitatea lui, or, tocmai acest lucru nu rezultă din lucrarea citată mai sus a celor doi autori. Identitatea de facies și de vîrstă între prundișurile de Poiana-Bălăbă-

nești-Tulucești și cele de Cîndești a fost motivul principal pentru care noi am calificat unitatea (unitățile) de relief corespunzătoare drept piedmont. Este adevărat că nici piedmontul de la Poiana și nici cel al Bălăbăneștilor (al Covurluiului) nu au în spatele lor o masă muntoasă, dar au masă deluroasă, au Podișul Moldovenesc și deci nu-s fără funcționalitate. Căci în fond ce-i altceva un piedmont decît o zonă de trecere de la o unitate de relief înaltă la alta mai joasă, obișnuit la o cîmpie. Considerînd că piedmontul de la Poiana este o continuitate a celui putnean nu înseamnă că prundișurile au venit din vest. Se înțelege de la sine că ele au fost furnizate pentru Poiana, de Siret, iar pentru Covurlui (Bălăbănești), de Prut. *Mihalache Brudiu* (în *V. Sficlea*, 1972) cercetînd natura silexurilor din care sînt lucrate uneltele din stațiunile paleolitice din zona prundișurilor de Bălăbănești-Tulucești a constatat că ele sînt jaspuri aduse din bazinul Siretelui, jaspuri care se găsesc în pietrișurile de Bălăbănești și Poiana. În bazinul Prutului, în Carpați, nu se găsesc astfel de roci. Deci în cazul Bălăbăneștilor se poate spune că rîurile le-au adus dinspre vest. Odată însă depuse în lacul de pe atunci curenții litorali le-au împins spre vest. Nu-i nevoie de a inventa teorii pentru a explica niște situații ca acestea, deoarece faptele sînt prea evidente și ipotezele ar fi de prisos. Ceea ce este oarecum inexplicabil este extinderea mare a acestor prundișuri. Pentru aceasta, noi (1953) și *V. Sficlea* (1972) ni le-am imaginat ca prundișuri fluviale depuse într-un bazin lacustru și apoi împinse de curenții litorali spre vest. Nu înseamnă că dacă prundișurile au fost depuse pe plaja unui lac sau pe o cîmpie ele nu au putut deveni piedmont. Toate depunerile fluviale se fac acolo unde se reduce panta. Sedimentarea fluvială nu poate avea loc pe pante puternice. Numai cea glaciară poate avea loc în astfel de condiții. Pe măsura depunerilor și a înaintării spre sud a acestor formațiuni partea nordică a podișului se înalță și glacisul (piedmontul) lua ființă. Același lucru s-a întîmplat și cu piedmontul putnean. Piedmontul Poiana-Nicorești-Bălăbănești a suferit înălțări tectonice (epirogenetice), dar nu și-a schimbat esența, întocmai ca și cel putnean. Nici redresarea de natură orogenică a pietrișurilor de Cîndești din zona de la Curbură nu a schimbat natura piedmontului de acolo. Autorii mai sus citați dau piedmontului putnean numele de piedmont tectonic în sensul de fals. Dar fără înălțare tectonică nu poate exista un relief pozitiv și deci și un piedmont. Pentru autorii amintiți piedmont adevărat este de exemplu numai Cîmpia Focșanilor. Deci exact ceea ce nu este. Doar noțiunea de piedmont a fost introdusă pentru a desena glacise acumulative sau trepte (platouri) de la picioarele unităților mun-

foase sau înalte în genere (de exemplu Piemontul Appalachian) și nu cîmpii. Cîmpia Focșanilor este o suprafață plană (foarte ușor înclinată), o adevărată cîmpie și nicidecum un glacis, adică un povîrniș sau o treaptă intermediară. Apoi, cînd spunem cîmpie piedmontană este una, iar cînd zicem piedmont este alta. În geomorfologie noțiunile acestea sînt distincte și bine precizate. Cînd privește piedmontul din sudul Podișului Moldovenesc el este un piedmont real, chiar dacă nu-l numim piedmont, căci obișnuit spunem Platforma Covurluiului, Platoul Poiana-Nicorești. Aceste sînt urmări denumiri au în primul rînd un sens toponimic și apoi unul geografic-geomorfologic. Termenul de piedmont are numai pe ultimul (excepție fac: Piemonte din Italia și Piedmontul Appalachian).

Cuvertura de luturi-loessice

Peste depozitele de Barboși-Vameșu se așterne o pătură groasă de luturi cu aspect de loess. Pe interfluviul dintre Bîrlad și Siret lipsa depozitelor de Barboși-Vameșu face ca cuvertura de luturi să se aștearnă direct peste prundișurile de Poiana. Originea și vîrsta acestor luturi este destul de nesigură. Sub aspectul litologic ele au un conținut apreciabil de nisip și sînt mult mai argiloase decît ceea ce ar fi un loess tipic. Acest lucru a făcut pe cercetători să le considere loessoide, adică numai asemănătoare loessului și nu loess curat. Trecerea de la formațiunile pe care stau este cînd gradată cînd bruscă. Luturile prezintă niște orizonturi roșii I. Atanasiu mai întîi (1940), apoi N. Bucur și N. Barbu, (1965) le consideră orizonturi de alterare într-un mediu umed, în condițiile unei zone inundabile. Analizele sporopolinice făcute de Ștefana Roman (în V. Sîclea, 1972) confirmă acest lucru. Cercetătoarea a găsit că unele orizonturi de lut loesic sînt depuse în perioade de climat uscat, altele în perioade de climat umed. În anul 1953 încă, noi le-am considerat soluri îngropate, dar după ce am înaintat în experiență și informațiile noastre s-au îmbogățit în această problemă renunțăm să mai rămînem la vechiul nostru punct de vedere. Hotărîrea noastră a fost determinată și, se înțelege, de rezultatele analizelor sporopolinice.

Întrebarea care se pune în mod necesar și foarte insistent este precizarea vîrstei acestui depozit luto-loessic. În privința aceasta au fost avansate mai multe păreri. Astfel noi personal, acceptînd ca bună încercarea lui C. Brătescu (1936) de a aprecia acest depozit ca corespunzător întregului interval de timp de la Günz la Würm am admis acest punct de vedere. Ținînd însă cont de rezultatele cercetărilor din țara noastră și din Europa asupra Cuaternarului mai ales în ultimile două decenii, trebuie să renun-

țăm la această idee. De asemeni, trebuie renunțat la încercarea de a aplica curba lui *Milancovic* în stabilirea vârstei depozitelor loessoide sau a loessurilor, deoarece această curbă este calculată pentru întreg Cuaternarul și nu numai pentru o parte a lui. Cuaternarul începe odată cu apariția primei glaciații nordice, glaciația Donau. Iar acesteia îi corespunde printre altele Cragul Roșu (Red Crag) din Anglia și Calabrianul din Sicilia și Calabria (A. Holmes, 1965, Emilia Saulea, 1967). Calabrianului maritim îi corespunde Villafranchianul continental. La noi prundișurile de Cindești au fost atribuite Villafranchianului, dar acesta era trecut la Levantinul superior. Astăzi și la noi Villafranchianul, adică prundișurile de Cindești sînt considerate cuaternare (Emilia Saulea, 1967, T. Bandrabur, 1971). Aceasta s-a făcut pe constanțele faunistice. Villafranchianul și respectiv prundișurile (stratele) de Cindești conțin genurile *Mastodon*, *Elephas*, *Bos* și *Equus*. Curba lui *Milancovic* se aplică întregului pachet de strate, din baza Villafranchianului pînă la începutul Holocenului și nu numai unei părți din Cuaternar căreia i-ar corespunde un depozit oarecare cum ar fi loessoidul din sudul Podișului Moldovenesc, pe care îl discutăm acum. Din această constatare rezultă că datele de vîrstă ale teraselor fluviale făcute pînă în prezent de diverși geografi români în diferite regiuni ale țării prin asemănările dintre oscilațiile curbei lui *Milancovic* și numărul de soluri sau orizonturi roșii îngropate din profilele de lufuri loessice (sau de loessuri) pe aceste terase trebuie revizuite. Lucrarea de față reprezintă o revizuire chiar a propriilor noastre date.

Înainte de a epuiza chestiunea vârstei loessoidului care acoperă toate formațiunile geologice din partea sudică a Podișului Moldovenesc să trecem la examinarea condițiilor în care s-a depus. Ele pot arunca lumină asupra vârstei și naturii lui. În această privință părerile sînt împărțite și pe bună dreptate. Prima părere emisă în legătură cu această problemă a fost cea eoliană (C. Brătescu, 1936). Pentru acest autor orizonturile roșii erau soluri interglaciare îngropate, iar păturile loessice dintre ele loessuri glaciare. I. Atanasiu (1940) presupunea că a fost depus într-o zonă inundabilă prin revărsarea apelor curgătoare sau într-un lac. N. Bucur și N. Barbu (1965) sînt categoric pentru o origine fluvială. În 1953, după pilda lui C. Brătescu, noi am susținut originea eoliană a acestui depozit. Pe atunci erăm încă stăpîniți de puterea magică a cuvîntului scris al înaintașilor. Ulterior am dat dreptate părții care susținea originea fluvială sau lacustră a acestui depozit. Însă unele constatări din ultima vreme ne-au făcut mai circumspecți și am ajuns la concluzia că lutul acesta loessic constituie încă o piatră de încercare pentru specialiști. Ceea ce am observat în ultima vreme este că lutul loessic (loessoidul) este

mai nou decît depozitele din bază. Să nu fim înțeleși greșit; orice depozit geologic este mai nou (într-o coloană stratigrafică normală) decît cel din culcuș și mai vechi decît cel din acoperiș. Dar nu despre aceasta este vorba, ci despre altceva, adică despre sincronicitatea care există în depozitele unei albie majore între prundișurile din bază și luturile de la suprafața ei. Este vorba de depozitele unui ciclu sau mai bine zis stadiu, cel al albiei majore. Același lucru se întîmplă și la o terasă. Întregul depozit de terasă este, în linii mari, depus în aceeași etapă. Tot așa loessoidul despre care vorbim dacă ar fi depus de rîuri prin revărsări în albiile majore ar trebui să fie sincron cu pietrișurile din baza sa. Adică, la Poiana-Nicorești să fie villafranchian, la Barboși mindel-rissian etc. Dar la Poiana-Nicorești el este mai nou decît pietrișurile villafranchiene pe care stă, în nordul Platformei Covurluiului mai nou decît prundișurile de Bălăbănești (și ele tot villafranchiene), iar la Barboși mai nou decît argilele și argilele nisipoase din baza lor care conțin faună de Barboși-Vameșu-Babele. Apoi, deși stratele din bază diferă ca vîrstă de la loc la loc, loessoidul de deasupra pare unitar ca vîrstă (cel puțin ca impresie generală). În afară de aceasta acest depozit are o grosime mare. La Poiana are peste 70 m, la Cozmești peste 30 m, la Galați peste 40 m. În acest caz este greu să ne imaginăm că apele au putut depune o pătură de nămoluri atît de groasă fără a depune prundișuri și alte materiale. (Intercalațiile de prundișuri care se văd uneori în profilul lui sînt foarte nefinse ca grosime și mai mult excepții și acestea se găsesc mai ales spre baza depozitului). După cum vedem constatările enumerate mai sus ne obligă oarecum să considerăm cuverfura de lut loessic (loessoid) independentă față de depozitele pe care se află și dacă-i așa ea nu putea fi depusă de ape și mai ales de ape curgătoare carpatice. În acest caz, singurul agent care ar fi putut săvîrșească această operă ar fi vîntul. Nu putem fi siguri de aceasta, dar logica faptelor acolo duce. Este posibil ca din grosimea totală a acestui depozit primii metri din baza profilului, poate 2-5 m, poate și mai mult să fie depus de apă (sau în apă), iar restul de vînt. După sedimentare loessul originar a putut suferi modificări litologice care l-au îndepărtat de loessurile tipice (deși ce este cu adevărat un loess tipic nimeni nu știe).

Și acum să ne întoarcem din nou la vîrstă. În masa acestui lut loessic s-au găsit resturi de *Rinoceros tichorinus* (V. Sficlea, 1972; N. Macarovici, informație verbală) și de *Elephas primigenius* (V. Sficlea 1972; I. Hirjoabă, 1971). Aceste două elemente sînt socotite că au trăit de la sfîrșitul glaciației riss pînă la începutul postglaciarului. Din puținele analize sporopolinice (Ștefana

Roman, 1969, în V. Sficlea, 1972) făcute asupra loessoidului (= lutul loessic) rezultă că el s-a depus atât în perioade climatice umede de pădure cât și în perioadele uscate de stepă. Este posibil ca primele să corespundă cu perioadele glaciare (finale), iar ultimele cu cele interglaciare. Depunerea loessului a putut avea loc atât în perioadele glaciare cât și în cele interglaciare. Dar, știind că perioadele mari glaciare au fost divizate în altele secundare, că de exemplu würmianul a avut cel puțin patru subperioade din care trei mai importante, iar rissianul și el cel puțin trei din care două mai importante, este posibil ca periodicitatea surprinsă în acest depozit să reflecte periodicitatea din würmian sau poate dintr-un interval de timp mai larg, care să înceapă eventual din riss sau din interglaciularul riss-würm și să continue până la sfârșitul würmianului sau până la începutul Holocenului (= Postglaciularului). Dar și interglaciularul riss — würm a fost divizat în două perioade mai calde de o puternică perioadă rece plasată la jumătatea intervalului. Ne dăm seama acum cât de important ar fi să știm exact căror perioade reci și calde din intervalul de timp riss — începutul Holocenului corespunde depunerea lutului loessic. Pentru aceasta trebuie să apelăm la metode mai adecvate cum ar fi analizele sporopolinice sau alte metode, căci fauna fosilă de vertebrate mari nu ne poate ajuta prea mult sau deloc.

S-a sugerat ideea că depozitul acesta ar putea fi de vîrstă holocenă (postglaciulară): N. Macarovici (1960), I. Hirjoabă (1971). Ideea aceasta nu are însă nici un punct de sprijin. Ea nu poate fi susținută nici pe bază de faună nici pe alte baze, deoarece în Holocen atât mamutul cât și rinocerul *llos* dispăruseră de pe teritoriul țării noastre, iar dacă acest depozit este fluvial și holocen ar trebui să-l găsim pe albia majoră a Siretului, care este holocenă, căci numai acolo l-ar fi putut depune Siretul în Holocen. În timpul revărsărilor din Holocen apele Siretului n-ar fi putut să crească cu peste 200 m ca să inunde și platoul de la Poiana-Nicoarești sau chiar cel de la Cozmești sau de la Berești-Vameșu. De aici se vede că netemeinicia acestei idei este flagrantă. În consecință cuvertura de lut loessic este mai veche decît Holocenul. Ea s-a depus în intervalul de timp dintre sedimentarea depozitelor de Barboși-Vameșu și Holocen. Însă cînd anume în acest interval de timp nu putem ști cu siguranță. Oricum, cele mai multe șanse sînt ca ea să fie, fie würmiană sau să aparțină atât interglaciularului mindel-riss cât și würmianului.

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU I. (1940) — Contributions à la géologie du Pays Moldave. *Anuarul Inst. Geol. al României*, t. XX, București.
- BANDRABUR T. (1971) — Geologia Cîmpiei Dunărene dintre Jiu și Olt. *Studii tehnice și econ.*, Inst. Geol. Seria 3, stratigrafie, n. 9, București.
- BRĂTESCU C. (1936) — Criterii de determinare a vârstei teraselor. *Opere alese*.
- BUCUR N., BARBU N. (1965) — Contribuții la studiul lutului loessid din bazinul Siretului la nord de Mărășești. *Studii și cerc. șt. Academia R.P.R., Seria biol.-geografie*, an. VII, fasc. 2.
- COTEȚ P. (1973) — Geomorfologia României. *Edit. tehnică*, București.
- DONISĂ I., HÎRJOABĂ I. (1974) — Problema piemonturilor din Moldova. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secț. II, Geografie*, t. XX, Iași.
- HÎRJOABĂ I. (1957) — Considerații geografice asupra profilului de la Poiana. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secț. II, Geografie*, t. XVII, Iași.
- HOLMES ARTHUR (1965) — Principles of Physical Geology. *Nelson, London*.
- MACAROVICI N. (1960) — Contribuții la cunoașterea geologiei Moldovei meridionale. *Anal. șt., Univ. „Al. I. Cuza”, Secț. II, Șt. Naturii*, t. VI, Iași.
- MACAROVICI N. (1976) — Sur la limite entre le Pliocène supérieur et le Pleistocène inférieur en Roumanie, établie d'après le critère des mammifères fossiles continentaux. *An. Muzeului de Șt. Nat., Seria Geol.-Geografie*, III, Piatra Neamț.
- ROMAN ȘTEFANA (1969) — Date palinologice privind Pleistocenul mediu din sudul Podișului Moldovenesc. *D.S. Inst. Geol. (1967)*, LIV, par. 3, București.
- SFICLEA VICTOR (1972) — Platforma Covurluiului. *Teză, Iași*.
- SÎRCU I. (1953) — Piedmontul Poiana-Nicorești — studiu geomorfologic. *Studii și cerc. șt. Academia Rom., Filiala Iași*, an. IV.
- SÎRCU I. (1967) — Terasa de 65-70 m a Birladului de la Crasna. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secț. II, Geol.-Geografie*, t. XIII, Iași.

REMARQUES CONCERNANT LA ZONE DE CONTACT DU PLATEAU
MOLDAVE AVEC LA PLAINE DU BAS DANUBE

RÉSUMÉ

Dans le présent travail, l'auteur discute le problème de l'origine et de l'âge des dépôts géologique de la partie du sud de Plateau Moldave. L'horizon géologique de référence d'ici est celui des graviers de Poiana-Bălăbănești-Tulucești. Ces graviers comprennent des restes d'*Elephas meridionalis* qui indique l'âge villafranchienne. En dessous se trouvent les couches de Berești-Mălușteni qui comprennent dans la partie supérieure une riche en mammifères avec *Mastodon borsoni*, *Macacus florentinus* et les genres *Hipparion*, *Equus*, et *Bos*. L'horizon supérieur, c'est-à-dire de Mălușteni, comprennent la faune mentionnée est considéré par le prof. N. Macarovici comme levantin. Il est pourtant bien possible qu'il appartienne au Villafranchien, car l'absence du genre *Elephas* pourrait être un simple accident. Les couches en dessous de l'horizon Mălușteni appartiendraient selon N. Macarovici, à l'époque dacienne et même pontienne terminale (couche de Ialpuș).

Sur l'interfleuve Birlad-Siret, l'horizon à faune de Mălușteni n'est pas mis en évidence et il est possible que les graviers de Poiana reposent directement sur le Dacien.

Sur l'interfleuve Prut-Danube-Siret-Birlad au-dessus des graviers de Bălăbănești-Tulucești on trouve des couches de Barboși-Vameșu (= Babele). N. Macaroviici les considère comme étant mindéliennes; nous les avons qualifiées autrefois mindel-rissiennes, mais elle pourraient être, selon V. Sficlea, beaucoup plus compréhensives-allant du Günz jusqu'à base du Riss y compris.

Sur l'interfleuve Birlad-Siret les couches de Barboși-Vameșu manquent.

La couche de lehm-loess (= loessoid) qui se trouve au-dessus repose dans le sud de la Plateforme de Covurlui sur des couches de Barboși-Vameșu, tandis qu'un peu plus au nord elle repose directement sur les graviers de Bălăbănești-Tulucești.

De même, sur l'interfleuve Birlad-Siret, elle repose directement sur les graviers de Poiana (c'est-à-dire Poiana-Bălăbănești).

Les derniers temps, la plupart des chercheurs considèrent cette couche comme étant d'origine fluviale et sédimentée dans les lits majeurs des rivières ou dans les zones inondables. Dans ce cas, l'âge de la couche devrait être à peu près le même que celui des sédiments fluviaux ou lacustres de la base c'est-à-dire formée dans la même étape (l'étape du lit majeur) que les alluvions de base (dans notre cas, que les graviers de Poiana-Bălăbănești ou les argiles sableuses contiennent la faune de Barboși-Vameșu). Or, elle semble plus récent que ses alluvions (ces dépôts), au moins au cas où elle repose directement sur les graviers de Poiana-Bălăbănești-Tulucești. C'est une chose qu'on ne pourrait expliquer qu'en admettant une origine éolienne. C'est un simple suggestion concernant l'origine possible de la couche de lehm-loess. Il est significatif de constater qu'il manque de cette couche la faune de mollusques caractéristique pour les sédiments fluviaux et lacustres et qu'au contraire elle ne comprend qu'une faune terrestre. On constate la présence de *Elephas primigenius* et de *Rhinoceros* ce qui pourrait indiquer une âge würmienne ou riss-würmienne. Le lehm-loess d'ici a un pourcentage plus élevé d'argile, de glaise et de sable que les loess soi-disant classiques. Ce fait pourrait s'expliquer par le remaniement du sédiment orginaire et par l'action des processus pédogénétiques.

L'auteur discute aussi le caractère piedmontan des formations villafranchiennes. Il considère que ces formations présentent les caractères d'un piedmont accumulatif et que par cela la partie du sud du Plateau Moldave dans son ensemble est au fond un piedmonte.

IMPORTANȚA GEOMORFOLOGICĂ ȘI SEMNIFICAȚIILE MORFOCLIMATICE A UNOR FORMAȚIUNI DIN ȚARA NOASTRĂ

PETRE V. COTEȚ

ABSTRACT

Some Morphoclimatic Aspects and the Geomorphological Significance of some Geological Formations of our Country. The author exposes three geological deposits, well-known in Romania: the deposits of Poeni, a mesozoic (albian) elluvium, situated in the Carpathian massif of Polana Ruscă, the deposit of Cernavodă-Medgidia, with two facies: a marine one (limestones, marls, clays and sands) and a continental-lacustrine one (gravels and kaolin clays) and the villafranchian deposit of red clays, which moulds a quite ancient relief, pre-Quaternary.

Ne-am propus în nota de față să prezentăm câteva formațiuni geologice din România, și care au o semnificație morfoclimatică și geomorfologică deosebită.

1. *Formațiunea de Poeni* este un eluviu prebraconian, probabil albian, descris pentru prima dată de către M. Mureșan în 1970 și apoi în 1973. Grosimea acestuia ajunge la 20-30 m.

Situată în cuprinsul uniității epimetamorfice în partea de nord a Masivului Poiana Ruscă, ea apare sub formă de petice mai mari în jurul vîrfurilor Cremenea (695 m.), Corbului (678 m.) situate între localitățile Fărășești și Poeni sau a unor vîrfuri izolate și mai înalte (Vf. Găilor, 1150 m.).

Cele trei faciesuri sub care apar acestea sînt următoarele: *aglomerări de blocuri cuarțoase*, faciesul cel mai extins, acoperit pe latura de vest cu depozite mai noi, panoniene, *acumulări de tip lateritic*, care apar mai rar, la care se mai adaugă diferite *roci limonitice și manganoase* prezente peste tot în formațiunea de Poeni.

2. *Formațiunea de Cernavodă-Medgidia din Dobrogea* de vîrstă albiană este constituită din două faciesuri — unul marin (calcare, marne, argile, nisipuri) și altul continental-lacustru (pietrișuri și argile caolinice).

În mod deosebit atrag atenția pietrișurile prin predominarea silicelui și proveniența lor din calcarele jurasice, situate mai la nord. Proveniența argilelor caolinice se datorește fie unor caolinuri mai vechi din Dobrogea de Nord, fie descompunerii materialului feldspatic transportat de riuri, care constituie un prețios indiciu asupra lungii faze de peneplenizare a uscatului de atunci, mai ales că oxizii și hidroxizii de fier (care dau nuanțe vărgate argilelor) apar în cantități destul de mari. Condițiile climatice specifice procesului de intensă caolinizare a granitelor dobrogene au fost calde și umede (tropicale, ecuatoriale).

La Cuza Vodă, aceste argile împreună cu intercalațiile subțiri de nisipuri ajung la 20-30 m grosime.

Aceste condiții bioclimatice specifice părții de mijloc a mezozoicului, caracterizate prin căldură și umiditate bogată (condiții de păduri ecuatoriale și de savană) ridică probleme importante sub raport sculptural (v. P. Coteț, 1971; J. Tricart, 1974).

Așa cum s-a arătat în literatura geomorfologică (Ed. *Touaine* 1972, 1974), eroziunea biochimică joacă un rol destul de important în planăția generală, deși ea este destul de lentă, dar totuși eficientă.

În Europa se cunosc trei etape principale de eroziune biochimică (permiană, cretacic mediu și eo-oligocenă), corelate cu cele trei transgresiuni ulterioare (triasică, cenomaniană și rupeliană).

Prin sistemul biochimic de păduri și savane se completează seria proceselor care contribuie la peneplenizarea generală a reliefului continental, iar argilele roșii expuse mai jos reprezintă una din formațiile corelative cuaternare cele mai importante.

3. *Argilele eluviale villafranchiene* sînt depozite definite prin prezența speciilor argiloase (caolinit, illit, montmorillonit, clorit, etc.) la care se adaugă silicea liberă și aluminiul liber,

Culoarea de sînge roșu se datorește oxidului de fier (hematită) cu mare putere de culoare. La acestea se mai adaugă lipsa de fosile și de stratificație, ca și prezența de buzunare sau de lentile discontinue. Din acest fel de argile se pot cita argila roșie villafranchiană, care acoperă întreaga suprafață a podișului Dobrogei și peste care stă loessul, mulind relieful mai vechi, preloessian

Această mulare sau ondulare pe care o imprimă reliefului

preloessian are un rol foarte important în legătură cu drenajul de suprafață și subteran, fie pe cale naturală, fie prin canale de irigație.

Lipsa celor două tipuri de drenaj indicate mai sus are ca rezultat înmlăstinarea anumitor porțiuni de teren, mai ales în cazul în care se întilnesc diferite orizonturi roșcate, de argilite sau de soluri fosile.

Privită din largul Mării Negre, ondulara morfologică a argilitei roșii villafranchiene este foarte clară în sectorul Costinești și ea interesează foarte mult latura practică, economia agricolă a Dobrogei.

BIBLIOGRAFIE

- COTEȚ P. (1971), Geomorfologie cu elemente de geologie, Ed. D. P. București
 COTEȚ P. (1973), Geomorfologia României, Ed. Tehnică, București.
 COTEȚ P. (1969), Problèmes de géomorphologie en Roumanie — pénéplation de la Dobrogea, *Rev. de géogr. de Montreal*, XXIII, nr. 2.
 MUREȘAN M. (1970), Asupra prezenței depozitelor mezozoice continentale prevracono-cenomaniene (albiene) în cuprinsul unităților epimetamorfice a Masivului Poiana Ruscă, *D. d. S., vol. LVI (1968-1969)*, 4 *Stratigrafie, București*
 MUREȘAN M. (1973), Formațiunile epimetamorfice din partea de NV a Masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali), *An. Inst. geol., vol. 42*.
 CHIIRIAC M. (1970), Răspindirea și faciesurile tortonianului în Dobrogea de sud, *D. d. S., vol. LVI (1968-1969)*, 4 *Stratigrafie Buc.*
 TOURAINE F. (1972), Erosion et planation, *Rev. de geogr. alpine*, t. LX, nr. 1.
 TOURAINE F. (1974), Qu'est-ce donc qu'une argilite ferrugineuse, *Rev. de geogr. alpine*, t. LXII, nr. 4.
 TRICART J. (1974), Le modèle des régions chaudes, Forêts et savannes

DES ASPECTS MORPHOCLIMATIQUE ET LA SIGNIFICATION GEOMORFOLOGIQUE DE QUELQUES FORMATIONS GEOLOGIQUES DE NOTRE PAYS

RÉSUMÉ

L'auteur expose brièvement trois formations géologiques bien connues dans la littérature géologique de notre pays : la formation de Poeni, un éluvium mésozoïque (albien ?) située dans le massif carpatique Poiana Ruscă, la formation de Cernavodă-Medgidia avec deux faciès : marin et continental-lacustre. Le dernier représenté par des graviers et des argiles kaoliniques. La troisième formation est une argile rouge villafranchienne située à la base du loess dobrogean. Cette argile moule un relief plus ancien. L'auteur prend en considération le rapport entre ces formations et les conditions bioclimatiques et du relief dans lesquelles elles ont été sédimentées.

OBSERVAȚII ASUPRA FORMĂRII PIETRIȘURILOR, ÎN CONDIȚIILE LACULUI IZVORU MUNTELUI-BICAZ

MARIA RĂDOANE¹⁾

ABSTRACT

Remarks of lacustrian gravel formation. The paper point out presence of the gravel rounded for shore processes in the beach zones, morphometric index study praised.

1. Introducere

În zona de țărm a lacului de acumulare Izvoru Muntelui, după numai 17 ani de la apariția acestuia, se constată prezența a unor pietrișuri rulate, a căror formare nu poate fi pusă decît în legătură cu procesele de modelare a țărmului. Există o tendință de formare a pietrișurilor și a variației indicilor morfometrici ai mente mai mult sau mai puțin rulate de acțiunea apei lacului, au o pondere foarte importantă. În această lucrare ne propunem să aducem în discuție o analiză cu caracter preliminar a condițiilor de formare a pietrișurilor și a variației indicilor morfometrici ai galeților în funcție de aceste condiții.

Probele de pietrișuri au fost colectate în primăvara anului 1977, cînd fișia de țărm rămasă în emersie atîngea lățimi maxime, pînă la 150-200 m. Colectarea probelor s-a făcut la diferite altitudini față de nivelul maxim al lacului, departe de sursele de contaminare cu prundișuri fluviale. Asupra galeților din fiecare probă au fost făcute măsurători pentru calcularea indicilor morfometrici, după metoda lui A. Cailleux (1945, 1947).

1) Stațiunea „Stejaru”-Pingărați.

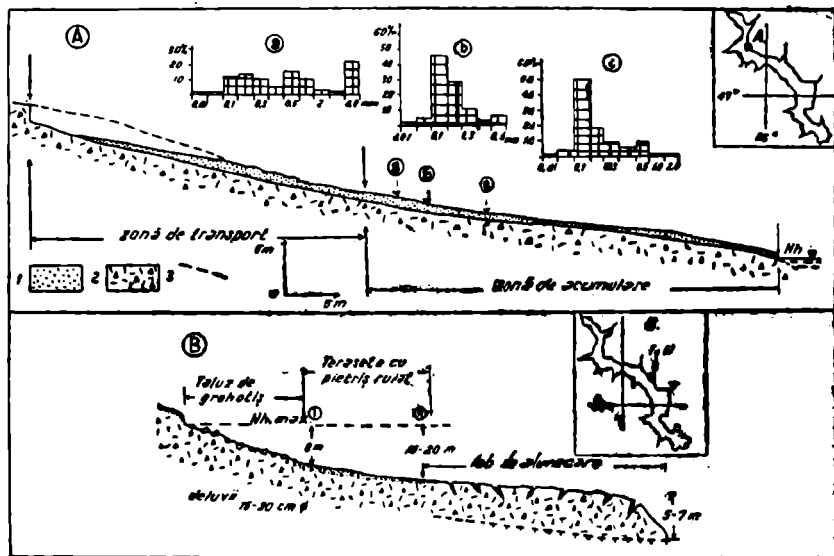


Fig. 1. — Tipuri de țărm (A, B) cu zone de acumulare. 1. depozite puse în mișcare de acțiunea valurilor; 2. deluvii; 3. linia „inițială” a profilului de țărm; a, b, c. histogramme ale alcătuirii granulometrice a depozitelor; I, II. zone de colectare a probelor de pietrișuri.
Types de rivage (A, B) avec de zones d'accumulation. 1. dépôts mis en mouvement d'action des vagues; 2. déluvium; 3. la ligne „initiale” du profil du rivage; a, b, c. histogrammes de la granulométrie des dépôts; I, II. zones du prélèvement des échantillons de graviers.

2. Caracterizarea condițiilor de formare a pietrișurilor lacustre

Principalele condiții de care depinde formarea pietrișurilor lacustre în zona de țărm a lacului Izvoru Muntelui sînt: a) alcătuirea litologică a țărmurilor; b) morfologia țărmurilor; c) condițiilor hidrodinamice.

a) *Alcătuirea litologică* a țărmurilor se caracterizează prin o dominanță, în proporție de 65%, a depozitelor de fliș (alternanță de gresii și șisturi marno-argiloase, șisturi negre, argile și gresii dure, etc.), peste care există o cuvertură cu grosimi de la cîțiva centimetri pînă la 5-10 m de depozite deluviale. Restul, de 35%, din lungimea perimetrului lacului, evoluează pe depozite aluvionar-proluviale.

Fragmentele de rocă care au fost rulate provin, în cea mai mare parte, din scheletul deluviilor, din depozitele de grohotișuri sau roca în loc.

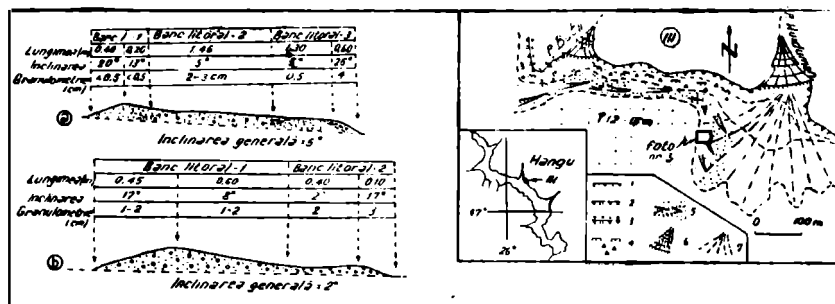


Fig. 2. — III. Lacul Izvoru Muntelui. Eșantion din harta geomorfologică a țărmurilor (aval de golful Hangu). 1. falcă în deluvii cu înălțimi de 0,50-1 m; 2. falcă în deluvii cu înălțimi de 1,01-5 m; 3. falcă în aluviuni cu înălțimi de 1,01-5 m; 4. terasete de acumulare și abraziuni în deluvii; 5. bancuri litorale; 6. delte etajate; 7. con de dejecție anterior lacului; a, b. secțiuni prin bancuri litorale.

III. Lac Izvoru Muntelui. Echantillon de la carte géomorphologique du rivage (aval de golfe Hangu). 1. falaise dans les déluvium avec l'hauteur de 0,50-1 m; 2. falaise dans les déluvium avec l'hauteur de 1,01-5 m; 4. terrassettes d'accumulation et d'abrasion dans les déluvium; 5. bancs littoraux; 6. deltas étagées; 7. cône de déjection, antérieur de l'apparition du lac; a, b. section par les bancs littoraux

b) *Morfologia țărmurilor* se impune, în formarea pietrișurilor lacustre, prin tipul de țărm (a cărui înclinare are rol cel mai important), prin configurația destul de complicată a țărmurilor care determină o alternanță pe distanțe scurte, de zone adăpostite și zone expuse valurilor și curenților.

Tipul de țărm pe care se întilnesc depozitele rulate sînt țărmurile de acumulare, țărm care se dezvoltă în condiții de pantă sub $9-10^0$ (fig. 1). Acest tip de țărm, în zona lacului Izvoru Muntelui, are o pondere redusă, deoarece înclinarea fișiei de țărm supusă alternativ emersiei și submersiei, este mai mare de 10^1 . În general acest tip de țărm este modelat pe arealul vechilor glacisuri proluvio-coluviale de la baza versanților văii Bistrița. Acumularea depozitelor se materializează prin formarea plajelor, a căror grosime, pînă acum, este de 20-30 cm. Plajele ajung la maximum 70-100 m lățime și se pun în evidență, mai ales în zona din aval de golful Hangu, la contactul dintre versant și terasa de 12-15 m (fig. 2). Sînt plaje cu bancuri litorale a căror lungime este de 170-200 m și au un profil asimetric (fig. 2, a, b), cu o lățime de 1,5-5 m, cu o înălțime medie de 20-50 cm. Observațiile noastre au avut în vedere depozitele acumulate în aceste bancuri.

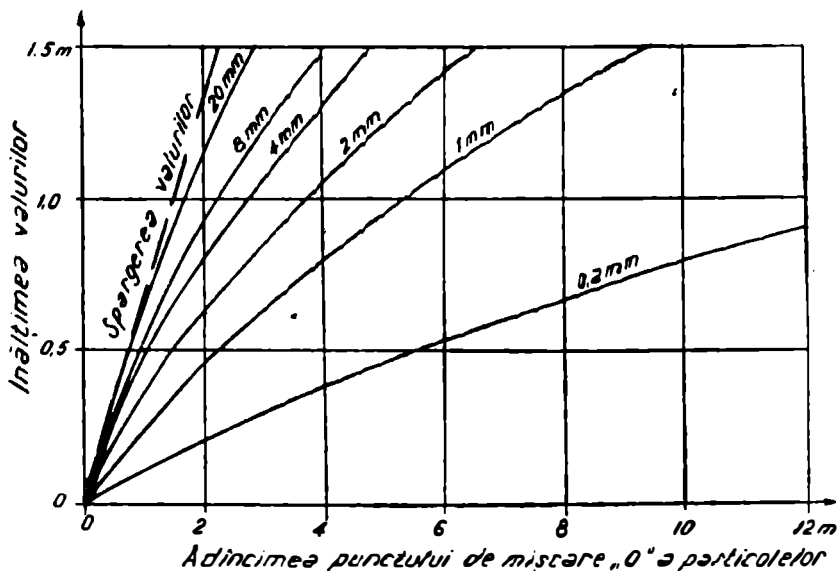


Fig. 3. — Corelație între înălțimea valurilor și adâncimea punctului de mișcare 0 a particulelor, pentru lacul Izvoru Muntelui (adaptată după Miller, 1958).

Corrélation entre l'hauteur des vagues et la profondeur du point de mouvement 0 des granules, pour le lac Izvoru Muntelui (d'après Miller, 1958).

c) Condiții hidrodinamice

În formarea pietrișurilor lacustre, rolul cel mai important îl au condițiile hidrodinamice, în cadrul cărora facem aprecieri asupra oscilațiilor de nivel a apei lacului, valurilor și curenților.

În evoluția plajelor lacului Izvoru Muntelui există o discontinuitate, impusă de oscilațiile nivelului apei lacului, a căror specificitate se remarcă prin amplitudini de peste 30 m și prin diferențierea a 4 faze anuale (de coborîre, staționare la nivele minime, creștere și staționare la nivele maxime). Pentru rularea pietrișurilor lacustre sînt importante fazele de coborîre și creștere a nivelului apei lacului.

Procesul de mișcare a depozitelor, atît în profil transversal cît și în profil longitudinal al țărmului, este determinat de valurile și curenții formați de valuri. În ce privește înălțimea valurilor pe lacul Izvoru Muntelui, am determinat-o direct, după o metodă prezentată în detaliu într-o lucrare anterioară (I. Ichim, Maria Rădoane, 1977). Înălțimea maximă determinată de noi este de 1,5 m pentru viteze ale vîntului de 20 m/s în zona Chirîteni-Hangu-

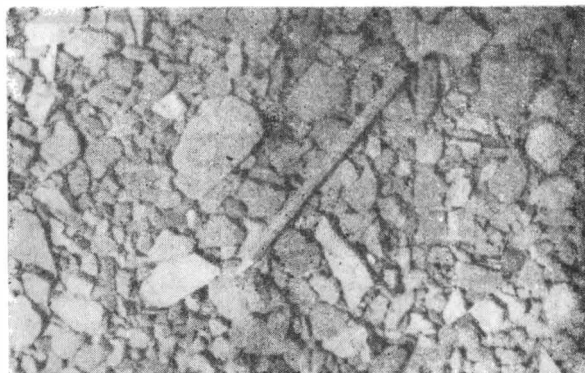


Fig. 4. — Pietrișuri lacustre, lacul Izvoru Muntelui.
Graviers lacustres, lac Izvoru Muntelui.

Izvoru Alb, cu cel mai mare fetch (8-10 km); în medie înălțimea nu depășește 0,50-0,60 m.

În mediul de transport caracteristic plajelor există o strinsă relație între înălțimea valurilor, adâncimea apei și granulometria depozitelor ce alcătuiesc plaja respectivă. Această relație a fost prezentată grafic de Miller, 1958 (citât de J. O. Norrman, 1964), după care o reproducem în fig. 3, adaptată la caracteristicile valurilor pentru lacul Izvoru Muntelui. S-a constatat, experimental, că fracțiunea cea mai fină în componența plajelor bine sortate este de 0,15-0,20 mm (J. Davidson, 1963). Analiza granulometrică a depozitelor de pe plaja din fig. 1. A demonstrează acest fapt, cu toate că sortarea devine mai bună spre interiorul zonei de acumulare. Fracțiunea cea mai mare, bine rotunjită, pe plaje este de 20-30 cm (J. O. Norrman, 1964). În cazul plajelor lacului Izvoru Muntelui, fracțiunea maximă a pietrișurilor rulate este de 4-6 cm axa lungă, în această etapă de evoluție.

În condiții litorale se formează pietrișuri cu un grad de rulare și sortare mai bun decât în condițiile fluviale. Ruhin (1966) afirmă că numai în condiții litorale se pot forma nisipuri cuarțoase constituite din granule bine rotunjite și bine sortate. În riuri, nisipuri de acest fel se pot forma numai în cazul erodării unor depozite nisipoase mai vechi. Afirmarea autorului se bazează pe faptul că în zona litorală vitezele de mișcare ale particulelor sînt foarte mari (citîndu-l pe V. P. Zencovici arată că pe coasta Crimeei are loc o deplasare a galeților în curs de 24 ore, pînă la 6 m la o agitație a mării de gradul 1 și pînă la 65 m la o agitație a mării de gradul 6). În cazul lacului Izvoru Muntelui, transportul longitudinal este foarte activ. Noi am constatat că galeții cu diametrul pînă la 1 cm, au fost transportați în lungul țărmlui,

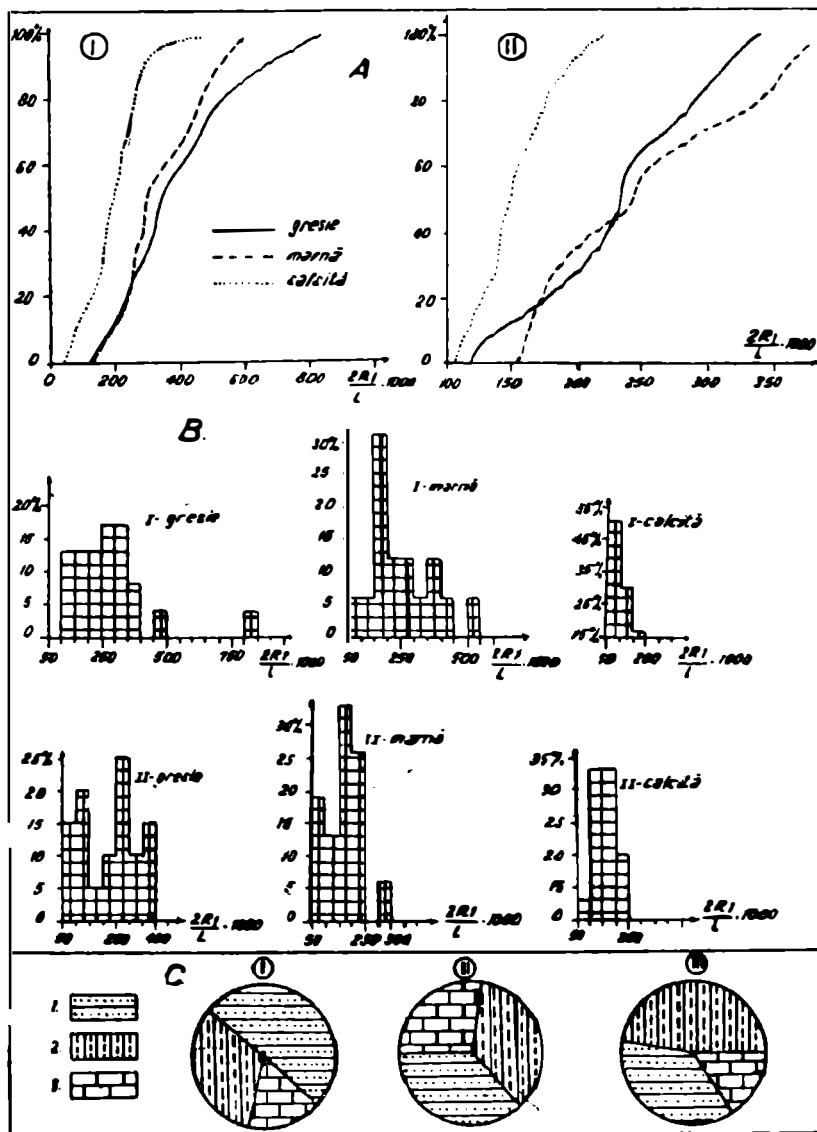


Fig. 5. — A. Curbe cumulative ale indicelui de uzură a pietrișurilor lacustre analizate; B. Histograme ale indicelui de uzură; C. Rîtmograme ale alcătuirii litologice a pietrișurilor; 1. gresie; 2. marnă; 3. calcidă. A. Courbes cumulatives de l'indice d'émousé; B. Histogrammes de l'indice d'émousé; C. Rythmogrames de la lithologie des graviers; 1. grés; 2. marne; calcaire.

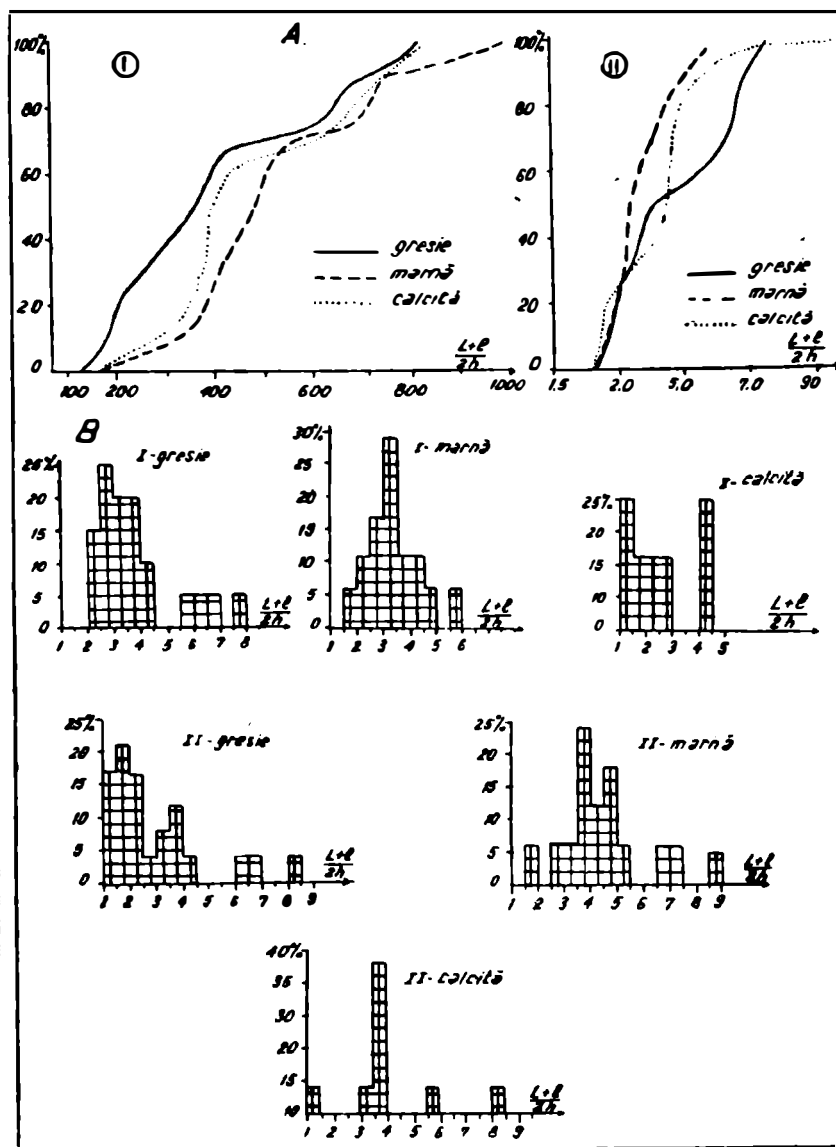


Fig. 6. — A. Curbe cumulative ale indicelui de aplatizare; B. Histograme ale indicelui de aplatizare (pentru zonele de colectare a probelor I și II)
 A. Courbes cumulatives de l'indice d'aplatissement; B. Histogrammes de l'indice d'aplatissement (pour les zones de prélèvement I et II).

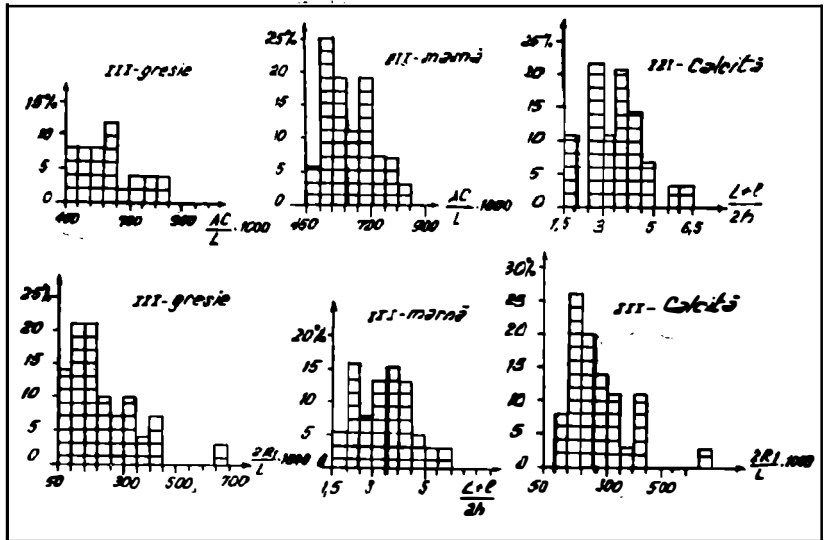


Fig. 7. — Histograme ale indicilor de asimetrie, aplatizare și uzură (pentru zona de colectare a probelor III).
 Histogrammes des indices d'asymétrie, d'aplatissement et d'émoussé (pour la zone de prélèvement III).

pină la 300 m de la sursa de dislocare. Pe această bază credem că transportul longitudinal, determinat de curenții de vânt, este mult mai important în formarea pietrișurilor lacustre decît transportul pe pantă.

3. Morfologia pietrișurilor

Principalele caracteristici care ne pot oferi imaginea stadiului formării pietrișurilor sînt: gradul de uzură, aplatizare și asimetrie a galeților. În acest sens, unele comparații cu prundișurile fluviale pot evidenția stadiul la care ne referim.

Indicii morfometrici au fost calculați după metodele propuse de A. Cailleux (1945, 1947). Probele analizate au fost colectate din zona Chirițeni-Hangu, unde plajele au maximum de extensie din întreaga arie a cuvetei lacului. Lungimea medie a galeților analizați este de 15-20 mm, iar litologia nu înregistrează o gamă de variație prea mare (fig. 5, C). Predomină galeții de gresie și marnă, mai puțin calcită. Așa cum am arătat, depozitele din care provin sînt fragmentele scheletice ale deluviilor, grohotișurilor sau roci de fliș in situ. Toate aceste surse din care provin pietrișurile se caracterizează prin stratificație pronunțată, ceea ce se reflectă în modul de rulare a pietrișurilor (fig. 4).

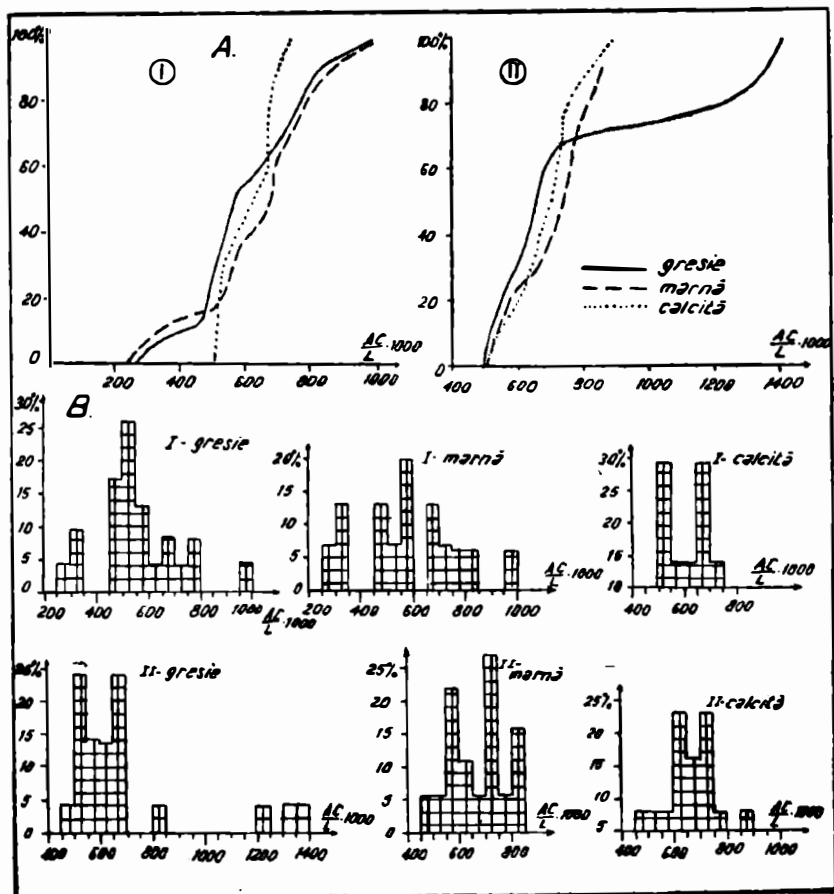


Fig. 8. — A. Curbe cumulate ale indicelui de asimetrie; B. Histograme ale indicilor de asimetrie (pentru zona de colectare I și II).
A. Courbes cumulatives de l'indice d'asymétrie; B. Histogrammes de l'indice d'asymétrie (pour les zones I et II).

a) *Indicele de uzură* este elementul care reflectă cel mai complet condițiile hidro dinamice ale lacului Izvoru Muntelui. Acest indice este cuprins între 50 și 500, dar cu diferențe în funcție de litologie. Astfel, galeții de gresie și marnă au un grad de uzură mai ridicat (între 50 și 450) în timp ce galeții de calcită, cu o duritate mai mare, au o uzură mai redusă (între 50 și 250). Caracterul histogramelor este neregulat iar curbele cumulate denotă o slabă sortare și o mare neuniformitate a indicelui (fig 5, A, B, 7, 9). Totuși se poate remarca o oarecare dominanță a his-

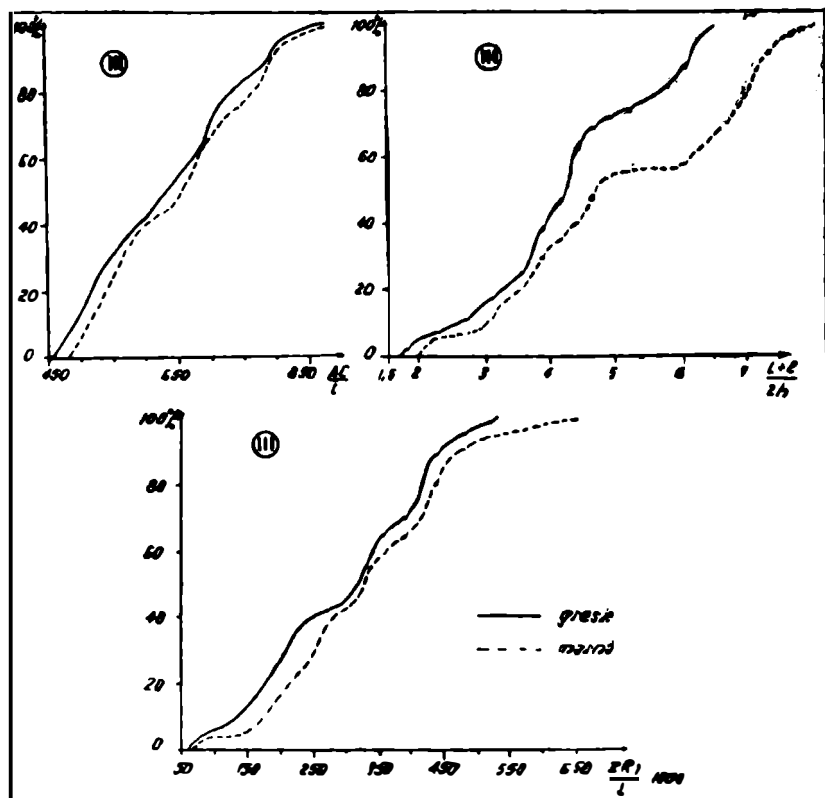


Fig. 9. — Curbe cumulative ale Indicilor de asimetrie, aplatizare și uzură (zona de colectare III).

Courbes cumulatives des Indices d'asymétrie, d'aplatissement et d'éroussé (zone de prélèvement III).

togramelor unimodale, indiferent de litologie; aceasta arată clar că uzura este un proces care cuprinde toată masa pietrișurilor supuse acțiunii hidrodinamice.

b) *Indicele de aplatizare* este cuprins între 2,00 și 8,00, în timp ce prundișurile fluviatile au un indice cuprins între 1,50 în cursul superior al riului, până la 2,00, în cel inferior. Valorile mari și gama mare de variație a aplatizării pietrișurilor lacului Izvoru Muntelui se datoresc materialului predominant șistos din care provin și nu condițiilor hidrodinamice. Aceasta o demonstrează și caracterul neregulat al histogramelor (fig. 6, A) și slaba sortare ce reiese din curbele cumulative (fig. 6, B).

c) *Indicele de asimetrie*. Asimetria galeților este cuprinsă între 200 și 900, litoologia impunând o mare variație. Astfel, pentru galeții de gresie și marnă acesta este cuprins între 450 și 800, iar pentru galeții de calcită variația este foarte strânsă, între 500-700. Tipul histogramelor este polimodal și neregulat (fig. 8). Curba cumulativă a indicelui de asimetrie este sigmoidă pentru galeții de gresie, ceea ce arată o oarecare sortare față de curbele logaritmice ale galeților de marnă sau calcită, cu o sortare foarte redusă. Indicele de asimetrie mediu este de 500-550.

În concluzie, după 17 ani de la formarea lacului Izvoru Muntelui, pe plajele principale s-a evidențiat un stadiu avansat de formare a pietrișurilor rulate. Deocamdată, însă, dată fiind perioada scurtă a acțiunii factorilor hidrodinamici, condițiile litologice, respectiv stratificația rocilor, s-au impus în determinarea unor caracteristici morfometrice în asimetrie și aplatizare. Uzura galeților este însă un aspect categoric în favoarea acceptării uzurii lacustre a pietrișurilor.

BIBLIOGRAFIE

- C'AILLEUX, A (1945) — Distinction des galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, S. 5, T. XV.
 — — — (1947) — L'indice d'éroussé : définition et première application. *Soc. Geol. Fr., Comp. Rendu Seán. Séan.*, nr. 13-14.
 DAVIDSSON, J. (1963) — Littoral processes and morphology on scanian flat coasts. *Studies in Geogr., Ser. A, Phys. Geogr.*, nr. 23, Lund.
 ICHIM, I., MARIA RĂDOANE (1977) — Shore morphodynamics Izvoru Muntelui Reservoir. *Révue roum. de Géogr.*, t. 21.
 NORRMAN, J. O. (1964) — Lake Vattern. Investigations on shore and bottom morphology. *Geografiska Annaler*, nr. 1-2.
 RENZO DAL CIN (1967) — Le Ghiaie del Piave. Morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli. *Mem. Mus. Tridentino di Sc. Nat.*, vol. XVI, fasc. III.
 RUHIN, L. B. (1966) — Bazele litologiei. *Ed. tehnică, București*.
 TOVISI, I (1972) — Îndrumător în cercetări geomorfologice (metode sedimentologice). *Univ. Cluj-Napoca*.

OBSERVATIONS SUR LA FORMATION DES GRAVIERS DANS LE CONDITIONS DU LAC IZVORU MUNTELUI — BICAZ

RÉSUMÉ

La présence des graviers lacustres dans la zone de rivage du lac Izvoru Muntelui, d'après selon 17 ans de l'apparition de celui-ci, est une conséquence des processus de rivage. Cette conclusion est soutenue de degrés d'éroussé, d'aplatissement et d'asymétrie des galets, corrélés avec les conditions hydrodynamiques très actives, lithologiques et morphologiques des rivages.

ASIMETRIA VERSANȚILOR UNOR VĂI D'N MUNȚII CRISTALINI AI BISTRITEI DATORITĂ MORFOGENEZEI PERIGLACIARE

BOJOI ION 1)

ABSTRACT

The differentiation of the periglacial pleistocene morphogeny as against the exhibition of the versants is a problem discussed by the literature of these differentiations however are less known.

For the Romanian Carpathians the studies regarding the influence of the versants on their periglacial pleistocene modellings are still at the beginning.

This work deals with some asymmetry cases of the valley sides from the crystalline Bistrița mountains. There are explained the morphogenical periglacial conditions in which these asymmetrical versants have formed lengthwise of some secondary valleys and especially from the Ciomalu mountain massif.

Regiunea în care s-au efectuat cercetările ale căror rezultate sînt cuprinse în această lucrare este situată în bazinul montan al văii Bistriței, cuprinzînd porțiuni din masivele muntoase Giumalău, Pietrosu Bistriței, Suhard și Obcina Mestecăniș.

Geologic, regiunea este alcătuită din șisturi cristaline epimetamorfice și mezometamorfice cu mici lamouri de sedimentar mezozoic (dolomite și calcare triasice).

Deși în această parte a Carpaților Orientali nu s-au efectuat studii speciale asupra evoluției versanților, literatura geomorfologică consemnează urme evidente ale unei morfogeneze periglaciare pleistocene.

Astfel, *Tufescu V.* (1966) semnalează existența a numeroase forme de solifluxiune în împrejurimile orașului Vatra Dornei, descriind mecanismul de desfășurare a acestui fenomen specific morfogenezei periglaciare.

Donișă I. (1968) și *Tudose D.* (1974) afirmă cu certitudine, pe bază de dovezi, existența în munții Bistriței, în pleistocen, a

1) Institutul de Învățămînt Superior-Suceava.

unui mediu favorabil proceselor periglaciare: dezagregare prin gelifracție, deplasări gravitaționale, formarea de nișe, șanțuri, uluce periglaciare etc.

Barbu N. (1976) analizând formarea reliefului obcinelor Bucovinei subliniază că: „solifluxiunile au avut un rol foarte important în evoluția de ansamblu și modelarea de amănunt a versanților în perioadele glaciare și de tranziție. Multe din ridurile și undulațiile de pe versanți, astăzi perfect stabilizate se datoresc scurgerilor solifluidale din würmian”. Același autor subliniază că în toate fazele periglaciare (corespunzătoare glaciarelor alpine și stadiilor acestora — n.n.) s-au format mantale deluviale groase, mereu îndepărtate de pe versanți în interperiglaciare. Pădurea postglaciară a mai surprins și fixat o bună parte din deluviul würmian, încât procesele geomorfologice holocen-actuale sînt în mare măsură frinate de învelișul pedo-vegetal holocen.

Ichim I. (1973) aprofundează morfogeneza periglaciară pleistocenă din munții cuprinși între văile Bistriței și Moldovei, abordînd, de asemenea, și unele aspecte ale fenomenelor periglaciare de pe întreg cuprinsul Carpaților Orientali. Pe baza depozitelor de versant imbricate în conurile de dejecție și terase acest cercetător desprinde concluzia că în würmian au existat 2 interstadiale cu deplasări de tip solifluidal.

Contribuțiile noastre privind morfogeneza pleistocenă din munții cristalini ai Bistriței și în primul rînd din masivul Ciomălău constau în explicarea unor cazuri de asimetrie a văilor prin diferențierea morfogenezei periglaciare în funcție de expoziția versanților. Pe baza cercetărilor de teren asupra sectoarelor de văi asimetrice și a depozitelor de versant din mai multe deschideri s-au desprins concluzii ferme asupra rolului expoziției în modelarea pleistocenă și tipul de procese morfogenetice din cadrul versanților.

Tipuri de asimetrie a văilor din munții cristalini ai Bistriței

Cercetările efectuate, iau în considerație văile mici, secundare în ansamblul sistemului de văi care fragmentează regiunea și care ca vîrstă nu depășesc pleistocenul mediu și superior. Această selecție s-a considerat necesară pentru a avea garanția, situării în domeniul morfogenezei preponderent pleistocen superioare.

Asimetria de înclinare a versanților văilor secundare din regiunea cercetată este un fenomen morfologic foarte frecvent. Cauzele diferenței de înclinare a versanților sînt multiple, acțiunile individuale sau asociate. Din acest punct de vedere se poate face următoarea clasificare a cauzelor asimetriei văilor :

a) asimetrie de origine tectonică determinată de falii și contacte între subunitățile structurale diferite: formațiuni cuprinse în complexul pînzelor epimetamorfice și mezometamorfice;

b) asimetrie de natură litologică: contacte între formațiuni litologice cu durități diferite (între șisturi clorito--filifoase și cuarțite, între micașturi, gnaise și calcare dure etc.);

c) asimetrie de natură climatică holocenă și actuală implicînd un complex de factori care țin de orientarea văilor, expoziția versanților, bilanțul radiativ, precipitațiile atmosferice ș.a.;

d) asimetrie cu cauze complexe, interne, lito-structurale și externe, hidro-climatică și antropice.

În munții cristalini ai Bistriței se întîlnesc toate aceste tipuri de asimetrie a văilor cu mențiunea că există o corelație între ordinul de mărime al văilor și cauza dominantă care a determinat fenomenul de asimetrie. Subliniem, de asemenea, că, pe cuprinsul aceleiași văi, există sectoare asimetrice determinate de cauze diferite: văile Argestru, Rusca Tablei, Colbu, Chirilu ș.a.

Asimetria văilor datorită morfogenezei periglaciare pleistocene

În literatura de geomorfologie a periglaciului sînt inserate numeroase lucrări care subliniază formarea unei asimetrii de tip special în condițiile mediului morfogenetic de climă rece. Astfel, Macar P. (1969) arată că majoritatea văilor asimetrice au versanții modelați de procese periglaciare specifice. Cea mai puternică asimetrie a versanților se realizează după acest autor, în cazul văilor cu orientare NNW-SSE. Raynal R. (1970) care a efectuat numeroase cercetări asupra morfologiei periglaciare din regiunile muntoase ale Europei centrale și de sud, aprofundează problema asimetriei de origine periglaciară a văilor, explicînd mecanismele morfogenetice care au stat la baza apariției acestor diferențieri în morfologia versanților.

Din observațiile efectuate în munții cristalini ai Bistriței rezultă că cele mai multe cazuri de asimetrie de origine periglaciară se întîlnesc la văile avînd orientarea E-V sau V-E (sau apropiate acestor direcții).

Indicele asimetriei de înclinare a versanților văilor din această categorie genetică este foarte variat avînd valori cuprinse între 1,2-3,0. Înclinarea medie efectivă a versanților asimetrici variază între 8° și 35° , asocierea lor pe anumite sectoare de vale făcîndu-se în mod diferit (Tabelul I).

Cele peste douăzeci de cazuri de sectoare de vale cu asimetrie considerată de origine periglaciară au versantul cu expoziție nordică (NE- sau NV) mai puțin înclinat și versantul cu expoziție sudică (SV și uneori SE) cu înclinare mai puternică.

TABELUL I

Valorile înclinării versanților sectoarelor de vale cu asimetrie de origine periglaciară

Denumirea văii	Nr. sectorul de vale asimetrică	Valoarea înclinării medii a versanților cu expoziție nordică (NE sau NV) în grade	Valoarea înclinării medii a versanților cu expoziție sudică (SV sau SE) în grade	Indicele de asimetrie
Rusca tablei	1	15	25	1,7
Arșița	2	15	35	2,3
Călinești	3	12	35	3,0
Ciungi	4	12	20	1,7
Putna superioară	5	10	18	1,8
Piriu Roșu	6	9	12	1,3
Gheorghileni	7	12	15	1,2
Gheorghileni	8	10	18	1,8
Rusca	9	15	30	2,0
Ortoaia	10	10	15	1,5
Argestru	11	15	20	1,3
Argestru	12	10	18	1,8
Argestru afl. stng.	13	15	20	1,3
Argestru afl. drept	14	8	20	2,5
Argestru afl. drept	15	20	35	1,7
Haju	16	18	35	1,9
—	17	15	35	2,3
Fleru	19	12	18	1,5
Chirilu (Putna)	20	8	16	2,0
Suhărzelu Mic	21	18	25	1,4
Brezuța	22	15	20	1,3
Brezuța afl. drept	23	12	20	1,7
Ortoaia afl. drept	24	10	30	3,0

Diferențierea proceselor morfogenetice periglaciare pe versanții însoriți în raport cu versanții umbriți

La altitudini de peste 1000 m, în timpul perioadelor reci din pleistocen, relieful munților Bistriței, se afla sub acțiunea proceselor morfogenetice periglaciare. În condițiile aceleiași alcătuirii petrografice și în absența accidentelor tectonice, fenomenul de asimetrie a văilor nu se poate explica decât prin diferențierea proceselor morfogenetice periglaciare în funcție de orientarea văilor și expoziția versanților.

Versanții văilor cu expoziție sudică, sud-vestică și sud-estică au cunoscut în pleistocen două tipuri de procese morfogenetice:

a) yelifracție. (dezagregare și transport gravitațional); b) eroziune difuză și șiroire cu formare de glacisuri la baza versanților, abrupturi și forme reziduale la partea superioară a acestora. În perioadele periglaciare cu îngheț profund de dezagregarea rocilor se propaga în adâncime sub pătura de zăpadă căzută atît pe versanții nordici cît și pe cei sudici.

Pe versanții însoriți condițiile păstrării stratului de zăpadă au fost influențate de variația radiației solare în așa fel încît, ritmicitatea climatică zilnică și probabil sezonieră a determinat o reducere a grosimii acestuia în comparație cu versanții umbriți. Insolția a determinat pe de o parte accentuarea dezagregării la suprafața formelor de microrelief rămase deasupra stratului de zăpadă iar pe de altă parte topirea unui orizont din zăpada deja acumulată. La partea superioară a versanților însoriți s-a format o pînză de grohotișuri prin dezagregare, la fel ca și în jurul formelor reziduale deasupra stratului de zăpadă.

În perioadele periglaciare propriu-zise, ritmicitatea climatică nu asigură condițiile unui transport însemnat a materialelor de dezagregare spre baza versanților; cel mult, se înregistrau deplasări gravitaționale de mică amploare pe suprafața stratului de zăpadă supus parțial fenomenului de dezgheț.

În interstadiile, versanții expuși radiației solare au cunoscut o dezvoltare importantă a eroziunii difuze și șiroirilor. Apa rezultată din topirea stratului de zăpadă antrenă o mare parte din materialele de dezagregare, în funcție de viteza de topire și granulometria detritusului și sfîrșimăturilor mari de pe versanți. Materialele mai fine erau transportate și depuse spre baza versanților, rezultînd acumulări cu grosimi de la cîțiva decimetri pînă la cîțiva metri. Se realizează astfel o sortare a materialelor de dezagregare, în partea superioară a versanților rămînd fragmentele mari iar în partea inferioară fragmente din ce în ce mai mici.

Partea superioară a versanților cuprinde mai ales forme reziduale și fragmentate de dimensiuni mari, predominînd relieful de destrucție, în timp ce, în partea inferioară predomină formele de acumulare păstrate pe fișii cu lățimi variabile în funcție de înclinarea generală a pantei.

Sectoarele de versanți cu expoziție sudică studiate de noi în munții Bistriței prezintă zone mai înclinate în partea din amunte și mai puțin înclinate în partea din aval. În deschiderile din depozitele de acumulare întîlnite mai ales spre baza versanților se observă o segregare a materialului în orizonturi cu granulometrie diferite. Suprafața fragmentelor de rocă prezintă în unele orizonturi o patină mai accentuată indicînd un început de pedogeneză, în alte orizonturi fragmentele sînt mai colțuroase.

Morfologia versanților însoriți evidențiază frecvent profilele rectilinii cu abrupt la partea superioară, identice profilelor versanților periglaciari tipici menționați în literatură („versanți de tip Richter“). Depozitele de acumulare de la baza versanților expuși sint, de obicei, materiale de litaj, aduse prin eroziune difuză și șiroire sezonieră sau probabil interstadială. Aspectele morfologice actuale ale versanților însoriți se datoresc gelifracției, urmată de eroziune și șiroire datorate scurgerii apei din topirea zăpezii („erosion diffuse et de ruisselment de fonte de neige” după Raynal R.).

Versanții umbriți (cu expoziție nordică, nord-vestică) au cunoscut o evoluție diferită în etapele periglaciare propriu-zise și în interstadiale. Această diferențiere în natura actuală a proceselor morfogenetice periglaciare explică, de fapt, morfologia actuală a profilului versanților și crearea asimetriei de înclinare.

Variațiile de temperatură în condițiile acestor versanți au fost mai lente și cu o ritmicitate mai scăzută decât în cazul versanților însoriți. Ingețul profund a determinat o reducere a coeziunii în masa rocilor, pregătind importante fenomene de dezagregare pe loc și uneori triajul termic al fragmentelor rezultate. În timp, la suprafața versanților s-au acumulat mantale groase de dezagregare, cu materiale mai fine la partea superioară și din ce în ce mai grosiere spre adâncime. În perioadele de dezgheț s-au creat condiții de producere a solifluxiunilor. Pătura dezghețată de la suprafață, respectiv „molisolul” a cunoscut o deplasare lentă spre baza versanților, pe o talpă înghețată „merzlotică”, impermeabilă. Viteza și distanța de deplasare a materialului au fost incomparabil mai mici decât în cazul deplasării materialelor pe versanții însoriți.

În munții Bistriței, versanții de solifluxiune prezintă ondulații caracteristice și au în mod constant înclinări mai reduse decât versanții însoriți. Grosimea scoarței de alterare, cuprinzând structuri de solifluxiune și materiale de triaj termic este mai mare pe versanții umbriți decât pe cei însoriți; doar în partea inferioară, a unor versanți cu expoziția sudică grosimea depozitelor de acumulare este mai mare decât a depozitelor de solifluxiune.

Așadar, crearea fenomenului de asimetrie a versanților cu pante mai mari orientate spre sud și sud-vest și pante mai reduse orientate spre nord și nord-vest se explică prin procesele periglaciare diferite în funcție de expoziție: dezagregare, eroziune difuză, șiroire pe versanții însoriți, dezagregare, triaj termic, solifluxiune pe versanții umbriți.

Cazurile de asimetrie de origine periglaciara se intilnesc pe văile secundare și mai ales în jumătatea superioară a acestora. Este interesant că spre obârșia acestor văi se constată o simetrie a versanților; trecerea spre amont de la sectoarele asimetrice la cele simetrice marchează tranziția de la evoluția văilor în mediu periglaciara la evoluția din timpul holocenului.

De remarcat că procesele de pedogeneză postglaciara au beneficiat de un suport parental mai gros, mai permeabil și mai stabil pentru evoluția solului pe versanții de solifluxiune decât pe versanții de eroziune difuză și șiroire. Înclinarea mai mică, grosimea mai mare a scoarței de alterare, umiditatea mai ridicată au permis o dezvoltare mai „tihnită“ a învelișului de sol pe versanții umbriți decât pe versanții însoriți.

În general se poate constata o stabilitate mai mare a depozitelor de suprafață în cazul versanților de solifluxiune decât în cazul versanților de eroziune și șiroire, ceea ce interesează și sub aspect practic pentru o judicioasă acțiune de exploatare și dirijare a regenerării fondului forestier.

C O N C L U Z I I

1. În condiții lito-structurale uniforme, formarea asimetriei versanților văilor secundare din munții cristalini ai Bistriței se datorește diferențierilor morfogenetice periglaciara în raport de orientarea văilor și expoziția versanților.

2. Versanții însoriți (cu expoziție sudică și sud-vestică) sînt formați prin procese de gelifracție cu transportul materialelor rezultate, prin deplasare gravitațională, eroziune difuză și șiroire în condițiile ritmicității climatului periglaciara. Datorită intensității proceselor și parametrilor ritmicității climatice, acești versanți sînt mai înclinați decât versanții umbriți.

3. Versanții cu expoziție nordică, nord-vestică și nord-estică sînt modelați de procese de solifluxiune care au antrenat mantale groase de materiale formate în mediu periglaciara în condițiile altei ritmicități climatice decât pe versanții însoriți.

4. Crearea asimetriei versanților văilor secundare a avut loc în majoritatea cazurilor, în pleistocenul superior (würmian), modelarea ulterioară a versanților provocînd numai unele schimbări de amănunt în aspectul morfologic de ansamblu al versanților.

BIBLIOGRAFIE

- BARBU N. (1976, *Obcinele Bucovinei*, Ed. șt. și encicloped., Buc.
 DONISĂ I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriței*, Ed. Acad. R.S.R., Buc.
 ICHIM I. (1973), *Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpații Orientali*, Realizări în geografia României. *Culegere de studii*. Ed. șt., Buc.
 ICHIM I. (1973), *Munții flîșului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. Studiu geomorfologic (Rezumatul tezei de doctorat)*, Iași.
 MACAR P. (1969), *Actions périglaciaires et évolution des pentes en Belgique*, *Biul. periglacj. No. 18*, Lodz.
 RAYNAL R. (1970), *Les formations litées de versants en milieu périglaciaire Contribution à une mise au point d'ensemble*, *Acta geograph. No. 24*, Lodz.
 TRICART J. et Raynal R. (1969), *Périglaciaire de l'Alsace à la Méditerranée. 8-e Congrès l'INQUA, livret — guide, excursion C 15*.
 TUDOSE D. (1974), *Munții Bistriței. Studiu geomorfologic (Rezumatul tezei de doctorat)*, Iași.
 TUFESCU V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Ed. Acad. R.S.R., Buc.

L'ASSYMETRIE DES VERSANTS DE QUELQUES VALLÉES DES MONTS
 CRISTALLINS DE LA BISTRITA, DUE A LA MORPHOGENESE PERIGLACIAIRE
 (CARPATES ORIENTALES)

RESUMÉ

La région étudiée est sise dans le bassin de la Bistrița Moldave et comprend des secteurs des massifs montagneux de Ciurmalău, Pietrosul Bistriței, Suhard et Obcina Mestecănișului. Au point de vue pétrographique la région est composée de schistes cristallins épimétromorphiques et mésométromorphiques à lambeaux de calcaires et de dolomites triasiques.

Les aspects inconnus résultent, dans notre étude, de la présentation de quelques cas d'assymétrie des versants des vallées, à la suite des différenciations de la morphogenèse périglaciaire pléistocène, en fonction de l'exposition des versant. Ainsi, avons-nous constaté que les vallées secondaires orientées ouest-est comportent le versant à exposition sud plus incliné par rapport au versant à exposition nord; la valeur des indices d'assymétrie dans les secteurs des vallées étudiées varie entre 1,2 et 3,0. L'inclinaison moyenne effective des versants assymétriques varie entre 80° et 35°.

Dans le pléistocène, au-dessus de 1000 m. d'altitude, tout le relief des monts de Bistrița se trouvait dans le domaine de morphogenèse périglaciaire.

Les versants des vallées à exposition sud, sud-ouest et quelquefois sud-est ont connu au pléistocène deux types principaux de processus morphogénétiques :

- a) gélifraction ;
- b) érosion diffuse et ruissellement.

Ces processus ont mené à la formation des glaçons d'accumulation au pied des versants, et à la partie supérieure d'escarpes et de formes de relief résiduel.

Aux périodes périglaciaires proprement — dites la rythmicité du climat n'assurait pas un transport important aux pieds des versants; aux interstadaux le transport devient particulièrement intense.

Les coupes dans les dépôts aux pieds des versants étudiés reflètent par leur granulométrie et par les traces des processus de pédogenèse une rythmicité climatique évidente.

Les versants à exposition nord, nord-ouest au nord-est soumis à un autre rythme morphogénétique présentent un profil moins incliné. Les processus morphogénétiques dominants sont les solifluxions, l'épaisseur de l'écorce d'altération, étant beaucoup plus grandes en comparaison avec les versants opposés.

Ainsi, l'assymétrie s'explique par la différence de rythmicité climatique et par le type différent d'un modelage périglaciaire des versants. Les plus de 20 cas assymétrie d'origine périglaciaire étudiés prouvent que ce phénomène est très fréquent dans les Carpates Orientales.

CAUZELE PRODUCERII ALUNECĂRILOR DE TEREN DIN BAZINUL SUPERIOR AL PIRTULUI SOMUZUL MARE

N. ANDREIAȘI, C. CRĂCIUN¹⁾

ABSTRACT

The causes to produce the glidingslits on the superior basin of the brook Somuzul Mare. The area of the investigation lies at the north-west of the Moldav Plateau. The glidingslits developed in the mentioned zone are conditioned by following causes: subsoil and mineralogy composition (especially the precence of the montmorillonit group), the slope and the relief energy, the ground water man intervention.

Due to these factors there is an undermining of the slope. The actual papier presents, in detail, the aspects being accompanien by: analytical tables and X-roy diffraction diagrams, of the fraction $< 0.2 \mu$

Somuzul Mare este afluent pe dreapta al riului Siret și dre-nează zona cuprinsă între marginea vestică a Pidișului Moldo-venesc și lunca propriu-zisă a acestuia pînă în dreptul localității Dolhasca.

Cercetările noastre s-au axat cu deosebire asupra bazinului superior al Somuzului Mare, unde amploarea cu care se manifestă unele din procesele geomorfologice actuale ne-a atras atenția în mod deosebit. Dintrre acestea alunecările de teren, reprezintă procesele cele mai caracteristice, deoarece ca parte componentă a denudației ele produc deplasări în masă a cuverturii superficiale de pe suprafețele înclinate.

Cauzele care produc declanșarea de numeroase alunecări în bazinul superior al Somuzului Mare sînt urmarea multitudinii fac-

¹⁾ Institutul de Cercetări pentru Pedologie și Agrochimie-București.

torilor naturali, dintre care clima, apele subterane, substratul litologic, panta iar în ultimul timp și acțiunea omului, reprezintă pe cei mai principali.

Niciodată o alunecare de teren nu se va declanșa ca urmare a intervenției unui singur factor. La mișcarea maselor de pe versanți contribuie întotdeauna toți factorii naturali, existând în acest sens o acțiune simultană ce se declanșează la un moment dat. Cauzele care au asigurat producerea și declanșarea alunecărilor din regiunea pe care am cercetat-o au fost grupate în două :

I. Cauze interne (geologico-TECTONICE), așa-zise pregătitoare, sau potențiale, la care am inclus : alcătuirea litologică și compoziția mineralogică, panta și energia reliefului.

II. Cauze exterioare, declanșatoare. Acestea le corespund : influența apelor subterane, subminarea bazei versanților, intervenția antropică.

Dacă grupa cauzelor pregătitoare, potențiale, reprezintă factorul pasiv care lucrează încet, uneori neobservabil, pe el suprapunându-se acțiunea celeilalte categorii, cauzele declanșatoare constituie forța motrice care scoate din echilibru masele, determinând în ultimă instanță mișcarea materialelor pe versanți.

O limită între acțiunea acestor două categorii ar fi inopertună de făcut, deoarece ele sînt într-o concordanță deplină, lucrează concomitent, constituind suma globală a condițiilor care deranjează echilibrul static al maselor de pe versanți.

1. *Alcătuirea litologică și compoziția mineralogică*, au o mare influență în răspîndirea și producerea alunecărilor de teren din cadrul bazinului superior al Somuzului Măre.

Formațiunile litologice care contribuie la alcătuirea depozitelor din regiune sînt reprezentate aproape în exclusivitate de strate aparținînd Volhinianului.

Prezența alternantă în aceste depozite a unor roci cu proprietăți fizico-mecanice diferite (grad de cimentare, coeziune, consistență, permeabilitate, etc. foarte reduse la luturile nisipoase, nisipurile lutoase și nisipuri, iar pe de altă parte roci de tipul celor argiloase, impermeabile cu plasticitate mare, unghi de frecare mic, gonflabile, cu procente mari de carbonat de calciu) își pune amprenta din plin și condiționează în bună măsură producerea alunecărilor de teren.

Rocile argiloase din aceste depozite prezintă gama cea mai largă de modificare a însușirilor fizico-mecanice ; ne gîndim în primul rînd la rezistență și deformabilitate. Caracteristic lor este și starea de elasticitate, însușire ce se manifestă prin ușurinta cu care trec de la o stare fizico-mecanică la alta.

Datorită caracteristicilor structurale, argilele din depozitele volhiniene ale bazinului superior Somuzul Mare își modifică foarte mult starea fizică. Proprietatea de gonflare, le permit totodată mărirea considerabilă, cu pînă la 50% din volum. Materia-lul devine plastic, fluid, cu o greutate accentuată și ajutat de înclinarea pantei este pus în mișcare. Considerăm așadar că argi-lele impermeabile din depozitele volhiniene, constituie suportul pe care s-au declanșat numeroase alunecări de teren.

Panalele cu natură litologică a materialelor, analizele mine-ralelor argiloase ne-au ajutat la elucidarea mecanismului intim de producere a numeroase procese gravitaționale, în care un rol important revine și compoziției minerale a fracției argiloase. Analizele efectuate au urmărit fracțiunea argiloasă sub 1 micron, care a fost separată prin pipetare, prin sedimentare și pipetare a unui nivel din suspensia respectivă, calculat cu ajutorul for-mulei lui Stocks.

Pentru obținerea unor spectre de raze X clare, care să per-mită interpretări cantitative și calitative cât mai fidele, probele au fost supuse unui tratament de îndepărtare a agenților de ci-mentare (carbonați de calciu). Interpretările cantitative a rezul-tatelor analizelor de difracție au fost făcute, folosindu-se valorile ponderate ale intensităților maximilor bazale de difracție, carac-teristice mineralelor prezente. Criteriile de identificare a mine-ralelor argiloase au fost următoarele: 7,1 Å — 7,14 Å indiferent de saturare pentru caolinit; 9,9 Å — 10,2 Å indiferent de saturare pentru illit, iar pentru mineralele cu rețea expandabilă — res-pectiv montmorillonit, de la 10,2 Å în sus, adică 12,0 Å la satu-rare în K, 14,5 Å la saturare Ca și 17,0 Å la tratare cu etilenglicol.

Probele analizate reprezintă în cele mai multe dintre cazuri pături de alunecare s-au intercalații de materiale cu texturi va-riabile din corpul deluviului alunecat. Astfel, dintr-un perimetru cu alunecări din bazinul superior al pîriului Granița s-au făcut determinări mineralogice din două nivele: un nivel superior dintr-un val de alunecare care a funcționat cîndva ca suprafață glisantă, cu o cantitate de argilă fină într-un procent mai mare de 50% și un nivel inferior de textură lutoasă (20,3% argilă fină) care funcționează în prezent ca corp de alunecare.

Analizele de difracție arată ca minerale prezente în fracțiu-nea argiloasă, minerale cu rețea expandabilă. Procentele mine-rale calculate pe baza analizelor granulometrice au stabilit 30,6% montmorillonit în proba III (care a funcționat ca un vechi pat de alunecare) și 13,6% în proba VII. Illitul are și el procente ridicate,

18,4% și respectiv 5,8%. Pe spectru a mai fost identificat caolinul, iar ca mineral subordonat cuarțul.

În bazinetul pîriului Frumoasa, pe malul drept, a fost descrisă o alunecare de teren declanșată în 1974 și care sub aspect granulometric prezintă uniformitate a materialului ce a fost antrenat pe pantă (procentul de argilă fină sub 2 microni depășește 50% în toate nivelurile analizate). Această uniformitate granulometrică, corespunde și unei uniformități mineralogice. Atît montmorillonitul, ca mineral cu rețea expandabilă cît și illitul au procente constante în corpul alunecării: 27,15%—29,9% montmorillonit și 24,9%—21,0% illit. Într-un procent mai scăzut a fost identificat și caolinul (intensitatea de difracție fiind de 7,9 Å—7,14 Å); de asemeni, apare ca mineral subordonat cuarțul (4,24 Å—4,25 Å).

În cazul unei probe de argilă din patul unui val de alunecare de pe cuesta Brădățel, mineralele prezente sînt cele cu rețea expandabilă. La un procent de 61,6% fracțiune argiloasă sub 2 microni cît conține aceste depozite, mineralogic s-au pus în evidență montmorillonit 37,6%, illit 22,2% și caolinul într-un procent mai mic.

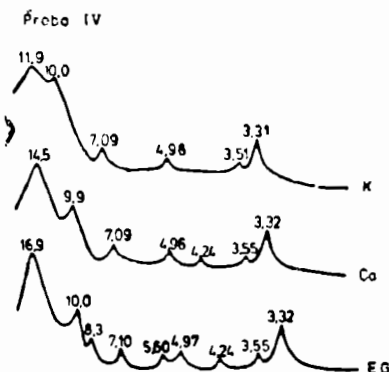
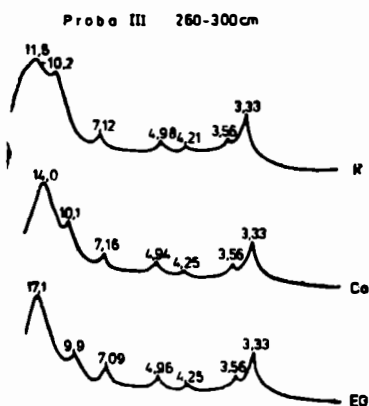
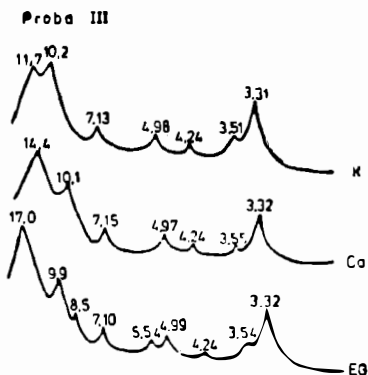
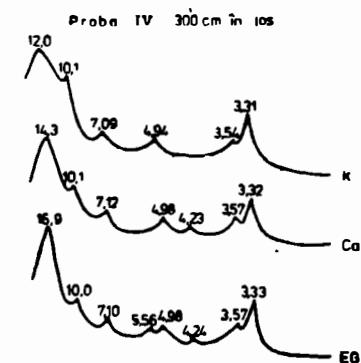
Din bazinetul Lămășanca, de sub dealul Frăsinel, la circa 6 km nord de Fălticeni s-au analizat două probe: una de la adîncimea de 3 m, reprezentînd patul pe care au alunecat cîteva valuri succesive de materiale și una mai de deasupra (2,60 m) care granulometric corespunde unor nisipuri lutoase. Diferențele de argilă între cele două orizonturi sînt foarte mari (10,3% în orizontul superior și 53,7% în bază la nivelul pachetului de argile). Mineralogic, diferențele între aceste orizonturi sînt, de asemenea, evidente: 37% este procentul de montmorillonit din orizontul de bază pe care au glisat materialele de pe versant și numai 7,2% în nivelul permeabil de deasupra. Illitul are, de asemenea, procente diferite: 15% în bază și 2,6% în proba de la 2,60 m.

Pentru un perimetru cu alunecări reactivitate din bazinul pîriului Vălav, afluent pe stînga al Somuzului Mare, au fost cercetate cîteva alunecări declanșate în urmă cu patru ani și care afectează o suprafață de aproximativ 60 ha.

Cele două probe analizate din această zonă pun în evidență compoziția constantă în fracție argiloasă atît a mineralelor cu rețea expandabilă cît și a mineralelor subordonate. Astfel, într-una din probele prelevate dintr-un monticul de alunecare avem 20,4% montmorillonit și 14,9% illit. Din baza alunecării, proba de argilă șișoasă pe care a glisat materialul, are un procent de 18,2% montmorillonit și 12,2% illit. Într-un procent mai scăzut apare caolinul, iar secundar apare și cuarțul.

BAZINETUL LĂMĂȘANCA

BAZINETUL GRANIȚA



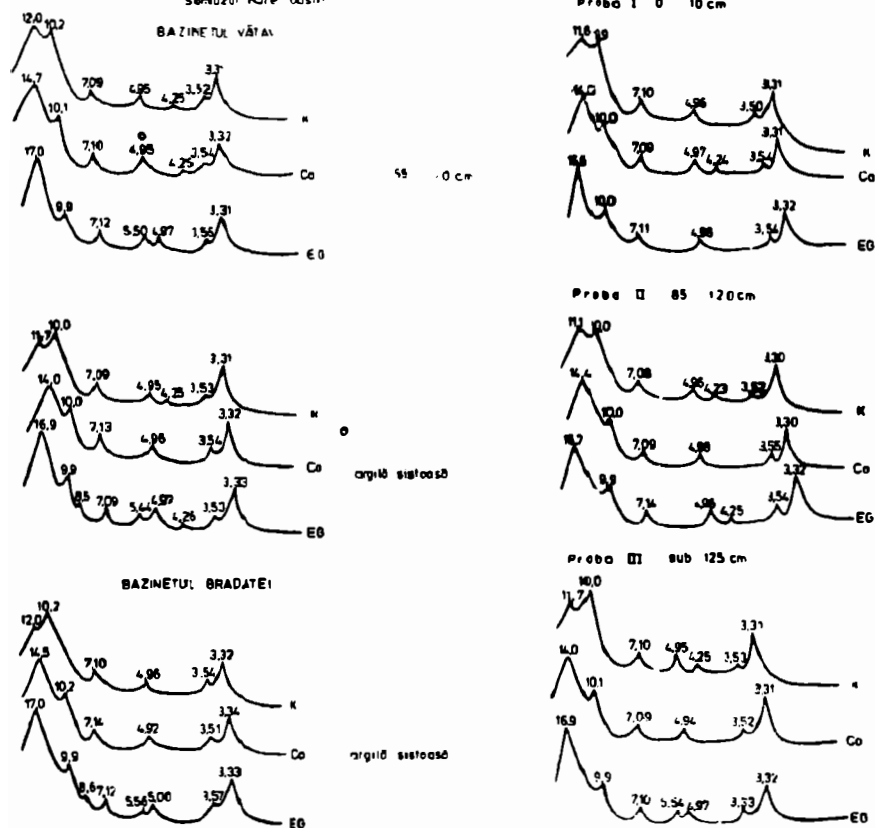
Este de remarcat faptul că, probele luate în studiu deși prezintă granulometrii diferite, au la nivel coloidal ca mineral predominant un mineral cu rețea expandabilă.

Pentru toate alunecările cercetate din bazinul superior al Somuzului Mare, se poate afirma că pe lângă factorii cunoscuți (pantă, ape subterane, expoziția versantului, etc.) și de care vom aminti în cuprinsul lucrării, în formarea și declanșarea alunecărilor de teren intervin de cele mai multe ori, uneori holăritor, litologia și în special mineralele argiloase.

Argilele impermeabile din depozitele Volhinianului cu texture luto-argiloase sau argiloase cât și intercalațiile nisipoase au

Diagramele de difracție cu raze X din probe de argila
sunt eluate din perimetrul cu alunecări din bazinul superior al
Șomuzului Mare

X-ray diffractograms pattern of the clay fraction of the girders from the
Șomuzului Mare basin



favorizat o accentuată instabilitate a materialelor și patinarea acestora pe povârniș. În cazul mineralelor argiloase, principala proprietate constă în modul diferit de comportare față de prezența apei. Afinitatea crescută pentru apă a acestora sînt o condiție pentru favorizarea procesului de alunecare. Dacă caolinitul capătă o mare plasticitate și determină deformări sub influența apei, illitul micșorează rezistența rocilor la forfecare și produce fărîmîțarea materialului, pe cînd montmorillonitul, ca principal mineral cu rețea expandabilă are caracteristic modificarea volumului în funcție de prezența sau absența apei.

Interpretarea analizelor granulometrice și mineralogice a

fratele texturale sînt clare și compoziția mineralogică va reflecta această situație.

Aceste două însușiri ale rocilor, reprezintă una dintre cauzele principale ale producerii alunecărilor de teren din zonă. Atît textura cît și mineralogia depozitelor argiloase — cu precădere mineralele din grupa montmorillonitului, produc la umiditate ridicată, modificări importante însușirilor rocilor, rupe echilibrul versanților și produce mișcarea maselor.

2. *Panta și energia relieului*, reprezintă o altă condiție din grupa cauzelor de ordin intern în producerea alunecărilor.

Avînd în vedere că alunecările reprezintă procese gravitaționale și că deplasarea maselor pe versanți depinde de valorile acestor indici le-am acordat o atenție deosebită în studiile noastre.

Fragmentarea și înclinarea mare mare pe care acționează gravitația, îndeosebi sub forma componentei sale paralelă cu panta, a determinat și în cazul nostru, extinderea unor fronturi cu alunecări acolo unde versanții au întrunit aceste condiții.

Valori ale pantelor cuprinse între 8° - 10° au toți versanții văilor subsecvente din bazinul Somuzului Mare, la o energie de relief în jur de 30-35 m. Către partea superioară, în zona cornișei de desprindere, valorile unghiulare cresc peste 15° , ajungînd frecvent la 20° - 25° și chiar mai mult (Brădățel, Bunești, Drăgoiasca, etc.). Schimbarea pantei taluzului a dus, de asemenea, la apariția și declanșarea unor ample procese de alunecare. Schimbările de pantă se pot datoră aîl unor cauze naturale (mișcări neotectonice) cît și unor cauze artificiale (intervenția nerațională a omului în porțiunile de cornișă). Creșterea pantelor provoacă schimbarea eforturilor în masa rocii, echilibrul se deranjează prin creșterea efortului de forfecare, materialul din taluz se slăbește, facilitînd pătrunderea apei și în consecință mișcarea maselor pe versanți.

Asemenea situații s-au putut semna în bazinul Hacicadar, unde unghiul de pantă în anumite porțiuni are 45° - 50° , forma taluzului este lineară, energia de relief are valori de 80-90 m, iar cornișa de desprindere în multe puncte are 15-20 m înălțime.

În bazinele Drăgoiasca și Stupca se poate, de asemenea, vorbi de schimbări bruște ale pantei taluzului, aceasta în legătură și cu sensibilitatea mai ridicată a scoarței din această parte a Podișului Moldovenesc. În perimetrele unde valorile de înclinare sînt de regulă mai scăzute, această condiție nefiind asigurată, și condiționînd într-o măsură mai mică activitatea alunecărilor (versantul stîng al bazinului pîriului Frumoasa, porțiuni din bazinele Stupca și Cimbrina etc.), intervin ca favorabile alte cauze după cum vom vedea în cele ce urmează.

3. *Influența apelor subterane.* O componentă landsaftică care influențează în mod apreciabil starea de instabilitate a versanților din bazinul superior al Somuzului Mare și la producerea alunecărilor de teren este apa subterană.

Drenajul subteran reprezintă o cauză principală în producerea și declanșarea alunecărilor și de acest factor depinde în ultimă instanță scoaterea maselor din starea de echilibru și punerea în mișcare a materialelor pe pante. Deplasarea materialelor nu s-ar putea realiza atâta timp cât stratul impermeabil pe care se face mișcarea nu ar fi lubrifiat, îmbibat cu apă, devenit plastic. Infiltrată pînă la argilele din substrat, apa va da naștere unor suprafețe de alunecare. În lungul acestor suprafețe impermeabile, se produce o creștere foarte mare în volum, ceea ce duce la patinarea stratelor de deasupra.

În perioade de uscăciune (sezoanele 1971, 1973, 1976, 1977), cînd nivelul freatic a scăzut, suprafețele de contact pe care sînt cantonate stratele de apă, se usucă, devin rigide și conferă din nou pentru o perioadă scurtă stabilitate versantului. În locurile unde condițiile de infiltrație a apelor au fost asociate și cu un unghi mare a pantelor, s-au produs rupturi bruște în echilibrul terenului, declanșînd alunecări cu caracter curgător (alunecările semnalate sub dealul Frăsinel din bazinul Lămășanca, alunecarea din bazinul superior al pîriului Bunești, sau o serie de alunecări din bazinul Drăgoiasca).

Un alt aspect prin care se manifestă influența apelor subterane în procesul de alunecări este acțiunea de spălare pe care o exercită asupra particulelor materiale sau asupra unor elemente chimice din componentă. Atît apa din precipitații cît și cea subterană, spală cimentul solubil (liantul particulelor), slăbind legătura intergranulară; coeziunea rocilor descrește, la fel și unghiul de frecare interioară. Se spală, totodată, particulele de nisip fin și praf nisipos din taluz, favorizînd apariția de cavități pe unde apa pătrunde pînă la baza pantei. Stabilitatea taluzului este modificată, iar deranjamentul ce apare de la partea de sus, duce cu timpul la prăbușirea lui. Circulația intensă subterană a înlesnit, de asemenea, spălarea particulelor solubile din stratele de deasupra și acumularea lor în orizonturile mai din profunzime; este cazul în special a carbonatului de calciu.

Deși carbonatul de calciu este o sare cu solubilitate mică, în prezența apei încărcată cu CO_2 se formează acidul carbonic care dă bicarbonatul de calciu, $(\text{CO}_2\text{H})_2\text{Ca}$, o sare de o sută de ori mai solubilă. Carbonatul de calciu este astfel dizolvat și îndepărtat odată cu circulația subterană, slăbindu-se astfel o serie de însușiri fizice și mecanice ale rocilor. Rolul pe care-l avea în cimentarea

particulelor a fost modificat, deranjat, iar echilibrul maselor de pe versant a avut de suferit.

Este cunoscut faptul că starea de stabilitate a coloizilor din diverse sedimente este determinată în mare parte de prezența ionilor coagulatori și în special a celor de calciu, care grăbesc starea de stabilitate apreciabilă în sedimentele analizate. Există însă o concordanță între cantitatea de ioni coagulatori, textura materialului, compoziția mineralogică, pH-ul și gradul de saturație.

În materialele de textură grea, argiloasă, cu rețea minerală extensibilă, care au funcționat sau funcționează și în prezent ca suprafețe glisante, cantitatea de ioni coagulatori este mult mai mare, comparativ cu sedimentele de texturi grosiere, permeabile, unde ionii coagulatori de calciu sînt mult mai puțini.

Spălarea în adîncime a ionilor coagulatori, migrarea lor, cu consecințe grave uneori în constituția intimă a materialului de pe versanți este determinată de multe cauze, dintre care mai importante sînt: abundența precipitațiilor, natura mineralogică a materialului, natura proceselor biologice, starea de evoluție a reliefului.

Din observațiile hidrogeologice făcute în regiune s-a mai putut constata că în deplasarea maselor de pe versanți un rol important revine însăși mișcării apei subterane, vitezei și debitului pe care-l are stratul acvifer. De asemenea, traseul și direcția subterană de scurgere are un rol substanțial la slăbirea echilibrului versanților. În perimetrele de cueste, de pildă, cu fronturi de alunecări, direcția drenajului freatic este de regulă perpendiculară pe suprafața corpurilor de alunecare, iar adîncimea nivelului sînt cuprinse între 1-3 m. Practic întreg deluviul este înmuiat de apa din stratele acvifere.

În ceea ce privește viteza și debitul apelor subterane, acestea depind de cantitățile de apă acumulate în substrat după perioadele de precipitații. După ploi abundente atît debitul cît și viteza cresc, producînd deformări în masa rocilor, dovadă fiind amploarea alunecărilor după asemenea perioade.

4. *Subminarea bazei versanților*, apare ca o cauză favorabilă declanșării alunecărilor, legată în special de condițiile drenajului de suprafață. Acțiunea rețelei hidrografice în procesul de declanșare a alunecărilor, deși se resimte mai puțin comparativ cu factorii amintiți, poate influența producerea unor procese gravitaționale, datorită cursurilor care-și au talvegul în apropierea sau chiar sub malurile versantului. Atunci cînd nivelele cresc peste cotele de etiaj, apele inundă luncile și ajung la baza ver-

sașilor. Se prăduc astfel eroziuni la bază, de regulă pînă la straturile impermeabile din valurile alunecate. Infiltrările saturează atunci la maxim argilele din substrat, înlesnind producerea unor alunecări cu caracter delapsiv.

O asemenea alunecare, de mare amploare a fost semnalată în anul 1974 în bazinetul Brădățel, lângă localitatea Mihăiești. Pîrîul Brădățel s-a ridicat cu 3-4 m peste nivelul de etiaj, a deversat în albia majoră și a produs subminarea versantului din dreptul dealului Buzi. Concomitent cu deplasarea materialelor de pe versanți prin subminarea malurilor, se produce și o blocare a albiei cu mutarea temporară a cursului apei. Condiții potențiale pentru producerea de subminări ale bazei versanților prin deversări și infiltrări laterale mai întrunesc pîraiele Granița în dreptul dealurilor Rabîia, Horodniceni și Mildova, Bunești în dreptul dealului Rupturi și Drăgoiasca sub dealul Cardini.

5. *Intervenția antropică*, reprezintă o altă cauză din grupa celor externe care cu deosebire în ultimele decenii a jucat un rol important la întreținerea sau declanșarea unor noi areale cu alunecări de teren.

Omul cu direcțiile lui de acțiune a contribuit de cele mai multe ori inconștient la declanșarea unor ample procese de alunecări. În cuprinsul regiunii cercetate, forme ale intervenției omului cu repercusiuni asupra modului de manifestare a alunecărilor, cuprind în primul rînd despăduririle. Făcute în vederea redării circuitului agricol unor suprafețe de teren cît mai întinse, s-au provocat rupturi, uneori grave, în echilibrul maselor de pe versanți. În zonele de cîste, de pîldă, unde vegetația lemnoasă era obligatorie pentru menținerea echilibrului, prin defrișare s-au declanșat ample procese de versant dintre care alunecările ocupă un loc important. Efecul cel mai pregnant în cazul despăduririlor, după părerea noastră, este modificarea pe care este nevoit să o suporte solul sub acțiunea factorilor de mediu, fără protecția necesară, de a prelua în mod direct acțiunea lor distrugătoare.

Ridicarea nivelului freatic cu modificarea unor însușiri fizico-mecanice ale pămîntului (densitate, coeziune, plasticitate, etc.) le putem considera ca principale transformări pe care sînt nevoiți ale suporta de pe urma despăduririlor. Despăduririle efectuate încă din timpurile istorice, au înlesnit în același timp un suprapășunat intens și irațional care se mai practică uneori și astăzi (cuestele Stupca, Iazuri, Hacicadar, Granița, Lămășanca, etc.). Solului îi este smulsă astfel și vegetația ierboasă, ultimul strat protector. Apar atunci crăpături în stratele superioare, apa are condiții de

infiltrare, iar declanșarea alunecării nu mai este decît o problemă de timp.

Directiile de acțiune ale omului trebuie să meargă în sensul protejării și conservării pe cît posibil a perimetrelor afectate cu alunecări. Interzicerea cu desăvîrșire a pășunatului nerațional, desființarea oricărui drumuri de acces, protejarea zonei de revers a cornișei, toate aceste măsuri avînd ca scop asigurarea unor condiții de repaos și refacerea pe cale naturală a echilibrului deranjat al maselor de pe versanți.

BIBLIOGRAFIE

- HUNT B. CHARLES, (1972) — Geology of soils. Their evolution, classification and uses. *San Francisco*.
- BALLY R. Y., STĂNESCU P., (1977) — Alunecările și stabilitatea versanților agricoli. *Edit. Ceres, București*.
- RIEKE H. HERMAN III and CHILINGARIAN V GEORGE. (1974) — Compaction of argillaceous sediments (Developments in sedimentology). *Amsterdam*.
- TÓVISSI I., (1970) — Contribuții la problema analizei dinamicii versanților. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, serie Geographia, fasc. 1, Cluj*.
- ZARUBA O., MENCL V., (1974) — Alunecările de teren și stabilizarea lor. *Editura tehnică, București*.

LES CAUSES DES GLISSEMENTS DE TERRE DE BASSINS SUPÉRIEUR DU ȘOMUZUL MARE

RESUMÉ

Le bassin Șomuzul Mare appartient au grand bassin hydrographique du Sîet et assure le drainage de la partie ouest du Plateau Moldave au contact avec la formation miocène pericarpatiche. Les glissements de terre y ont été conditionnés par les causes suivantes : la lithologie et la nature minéralogique des sédiments (surtout les minéraux argileux du group du montmorillonite), la pente et l'énergie du relief, l'action des eaux southerraines, les processus de la base des versantes et l'activité humaine.

Le travail présente en détail les conditions qui ont mené au déclenchement des glissements de terre. Aussi un tableau synthétique avec les données analytiques pour certains matériaux des endroits soumis aux glissements de terre et les diagrammes de diffraction a rayons X pour les minéraux argileux pris en étude accompagnent ce travail.

PROPRIETĂȚILE CERNOZIOMURILOR LEVIGATE DIN DEPRESIUNEA CRACĂU-BISTRIȚA

GH. LUPAȘCU, MARIA TODERIȚA, FLORICA SIMALCSIK¹⁾

ABSTRACT

This paper intended to demonstrate the existence and the properties of levigated chernosems from the Cracău-Bistrița depression. The first part analyse the principal characters of pedogeographical factors — which resulted to the levigated chernosems — and their chemical properties, and second part, presents the microbiological cycle dynamic of some biogenic elements.

Primele cercetări pedologice efectuate în depresiunea Cracău-Bistrița de către P. Enculescu (1919-1920), au scos în evidență „existența unei insule de stepă la est de Piatra Neamț”, remarcând prezența cernoziomurilor în diferite stadii de degradare și a cernoziomurilor ciocolatii.

În cadrul campaniei de cartare întreprinsă de Institutul Geologic, s-au obținut noi date privind învelișul solurilor din depresiune, remarcându-se cercetările efectuate de N. Muică, A. Miloșovici (1960); Fl. Predel, N. Muică (1962); Fl. Predel (1962, 1964, 1966); N. Muică și colaboratorii (1963); N. Bratosin, Fl. Predel (1964).

Caracterizarea solurilor cernoziomice din cadrul depresiunii a fost adaptată continuu la modificările clasificării solurilor din țara noastră de-a lungul deceniilor. În această situație ele au fost denumite succesiv: cernoziomuri degradate, cernoziomuri castanii, cernoziomuri podzolite, pratoziomuri și chiar pseudorendzine. Acumularea unor date de ordin morfologic, fizic, chimic și

1) Stațiunea „Stejaru” — Pîngărați

genetic de către predecesori, cît și de către autorii prezentului studiu, ne-a permis să configurăm mai amănunțit principalele proprietăți ale cernoziomurilor levigate, cît și arealul lor de răspîndire. Pe baza cunoașterii în amănunt a acestor proprietăți se pot discerne adevăratele cauze care au dus la geneza acestor soluri. Cunoașterea condițiilor ecologice din zona ocupată de ele permite o mai bună folosire a lor în funcție de favorabilitatea pentru diferite culturi.

Cernoziomurile levigate sînt prezente pe circa 8.000 ha, fiind răspîndite în estul și sud-estul depresiunii pe teritoriul localităților Girov, Mărgineni, Zănești, Podoleni, Români și Ștefan cel Mare.

Relieful deluros prezent la est de riul Cracău care coboară de sub Dealul Șerbești (622 m) și Dealul Mărgineni (490 m), a constituit un factor pedogenetic important în formarea acestor soluri. Principalele culmi deluroase au altitudini cuprinse între 375-400 m, iar fundul văilor coboară pînă la 260-270 m, fapt care determină o energie a reliefului ce nu depășește 130 m.

Versanții au pante cuprinse între 5-8°, fapt ce determină existența unui relief vâlurat și extrem de omogen în sectorul estic al depresiunii. Un rol important în morfogeneza reliefului deluros l-a avut substratul litologic helvetic, format dintr-un complex de roci moi (marne vineții, marno-gresii, bancuri subțiri de gresii), care a favorizat o evoluție spre un stadiu de adevărată peneplicnizare. Morfologia reliefului a permis o conservare a solurilor și deci atingerea unui stadiu de „climax”, propriu acestei depresiuni.

Cernoziomurile levigate sînt prezente și pe terasele rîurilor Bistrița și Cracău, respectiv pe cele de 4-6 m, 15-20 m și 25-40 m.

Principalul caracter al depozitelor de solificare pe care s-au format cernoziomurile levigate este natura loessoidă. Din punct de vedere genetic aceste depozite s-au format pe cale eoliană și eluvială.

S. Athanasiu (1899) (citată de I. Donișă, 1968), considera că în Precarpații din Moldova există un depozit mai nisipos „berglehm”, care provine din alterarea rocilor flișului și care apoi a fost spălat de ape sau spulberat de vînt”. H. Grumăzescu (1918) a pus problema originii „lehmului” de pe terasele mijlocii ale Bistriței.

Luînd în considerație marile diferențe texturale (nu cunoaștem dacă și mineralogice) existente între depozitele loessoide (groase de 4-6 m), și depozitele helvetice subiacente, considerăm că o sursă de proveniență a materialului eolian poate fi Dealul Șerbești, constituit din roci grezoase de vîrstă basarabiană. În

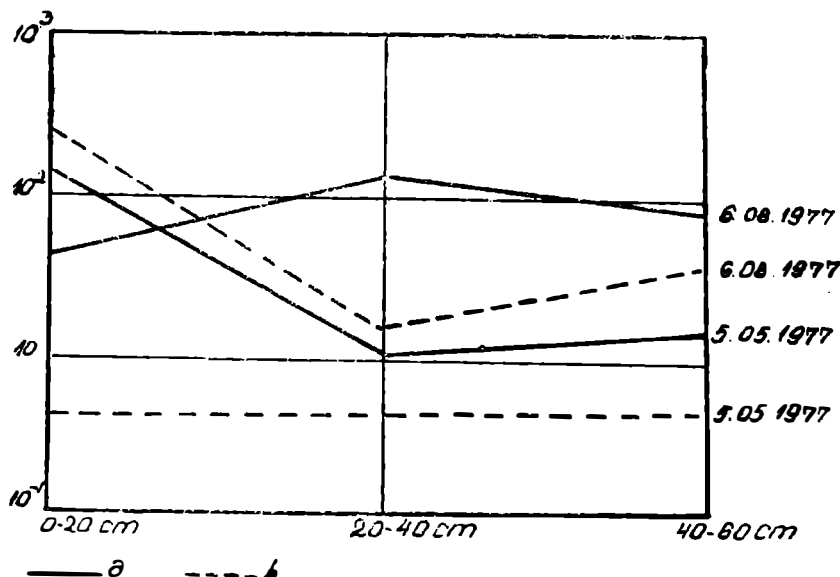


Fig. 1. — Evoluția numărului de microorganisme celulozolitice aerobe și anaerobe în sol (0-60 cm).

The evolution of the number of the cellulose decomposing aerobic and anaerobic micro-organisms in the soil (0-60 cm).

- Bacterii celulozolitice anaerobe.
Cellulose decomposing anaerobic bacteria.
- Bacterii celulozolitice aerobe.
Cellulose decomposing aerobic bacteria.

cuaternar, când circulația atmosferică era direcționată dominant NV-SE, aproximativ de-a lungul ulucului subcarpatic, eroziunea eoliană era foarte intensă. Depunerea materialului pulberat s-au făcut și în funcție de distanță, fapt confirmat de creșterea procentuală a fracțiunilor argiloase, cu cât ne depărtăm de Dealul Șerbești (tab. I).

TABELUL I

Localitatea	Distanța față de D. Șerbești (km)	Nisip grosier		Nisip fin		Frac. I		Frac. II		Argila	
		% 2-0,2 mm	% 0,2-0,02 mm	% 0,02-0,05 mm	% 0,05-0,002 mm	% 0,002 mm	% 0,002 mm				
Văleni	3-8	0,6-0,8	51,3-53,2	5,3-8,8	11,0-15,0	24,8-27,9					
Valea Rea	12-15	0,2-0,3	33,1-38,1	12,4-12,6	13,2-14,4	35,9-39,3					
Negrilești	25-25	0,1-0,3	20,1-27,7	10,2-15,9	15,7-17,7	40,6-51,7					

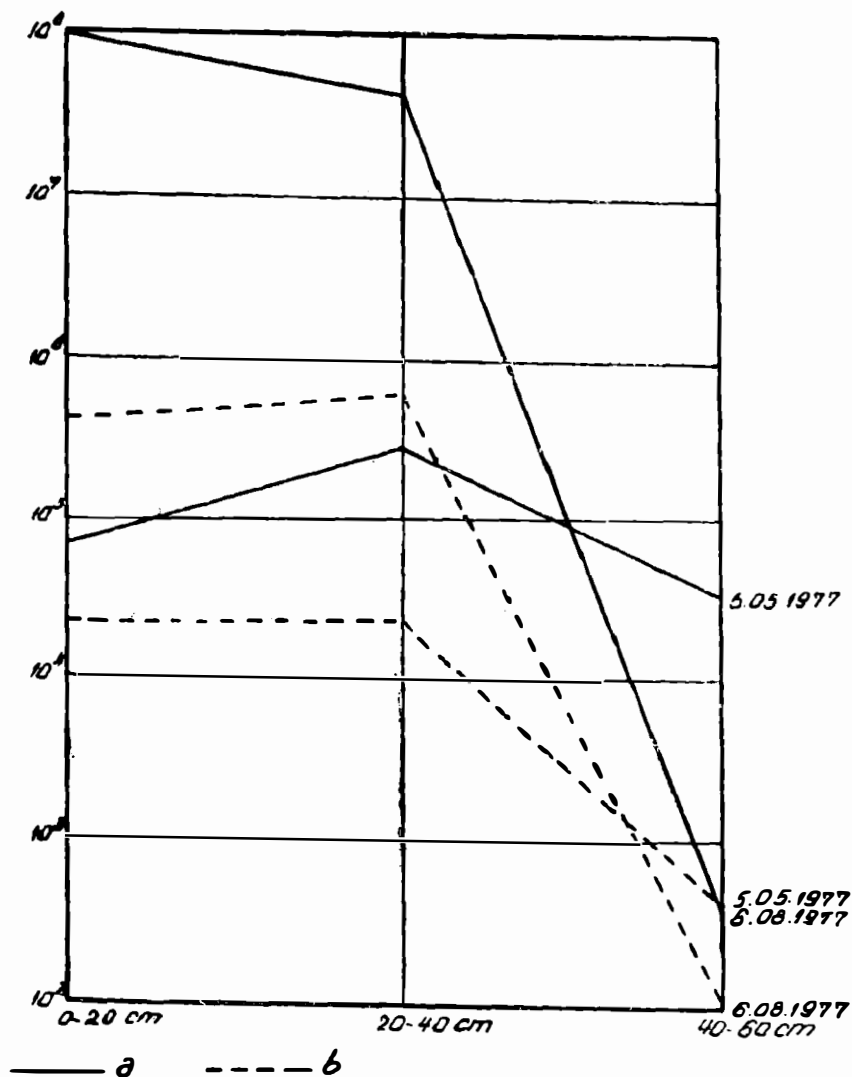


Fig. 2. — Evoluția numărului de microorganisme pectinolitice și amilolitice în sol (0-60 cm).

The evolution of the number of the pectine decomposing microorganisms and amilolytic bacteria in the soil (0-60 cm).

- a. Bacterii pectinolitice.
Pectine decomposing bacteria.
b. Bacterii amilolitice.
Amylolytic bacteria.

Un rol impotrânt în formarea acestor depozite l-au jucat și procesele eluviale. Acestea determină grosimea depozitelor loessoide pe diferite forme de relief, cât și diferențierile texturale rezultate în urma proceselor de eroziune (Gh. Lupașcu, C. Rusu, 1977).

Depozitele de suprafață existente pe suprafața teraselor mijlocii ale Bistriței (25-40 m) au grosimi de 5-10 m și sînt formate din luturi loessoide (I. Donișă, 1968).

Din punct de vedere climatic teritoriul cercetat se încadrează în ținutul climatic al zonei subcarpatice externe, cu relief deluros și depresiuni largi. Mediile anuale ale temperaturii aerului sînt cuprinse între 8-9°C, iar mediile lunare oscilează între 3-5°C, în luna ianuarie și între 19-20°C în luna iulie.

Amplitudinile termice absolute mari (65-70°C), apropiate ca valoare de cele întîlnite în podișul Moldovenesc reflectă fondul continental al climatului. Ca urmare a fenomenului de descendență caracteristică acestui ținut, care este situat în zona de adăpost aerodinamic (a Carpaților Orientali), față de masele de aer umed de origine oceanică, dominant vestice, cât și a influențelor de natură continentală, precipitațiile cad în cantități reduse (între 500-600 mm), iar intervalele secetoase sînt frecvente (Fl. Mihăilescu, 1973).

Datorită reliefului deluros, cât și permeabilității depozitelor de suprafață sînt condiții optime pentru scurgerea hidrică pe versanți. Nivelul freatic este în general coborît (sub 8 m). De-a lungul fundurilor de vale nivelul freatic este în general ridicat (între 1-3 m) determinînd formarea cernoziomurilor levigate gleizate.

Formarea cernoziomurilor levigate a fost determinată în mare măsură de caracterele vegetației, care a constituit surse de biomasă necesară proceselor de humificare și mineralizare. P. Enculescu (1924), în lucrarea „Zonele de vegetație lemnoasă din România în raport cu condițiile orohidrografice, climatice, de sol și de subsol”, tratează detaliat problema „antestepei” de la Piafra Neamț, considerînd că aceasta a fost separată ulterior de pădurea care a înaintat pe direcție Bahna, Hociungi, Prăjești.

C. Burduja (1948), scoate în evidență largă răspîndire a pădurilor de stejar, cât și caracterul de amestec spre zona montană.

Totalitatea condițiilor pedogenetice prezentate au determinat formarea cernoziomurilor levigate, care înglobează în caracterele lor aspecte particulare ale acestora.

În zona studiată de noi sînt prezente următoarele subtipuri de sol: cernoziomuri levigate (tipice), cernoziomuri levigate cumulice), cernoziomuri levigate vermice, cernoziomuri levigate cumulice-vermice și cernoziomuri levigate gleizate.

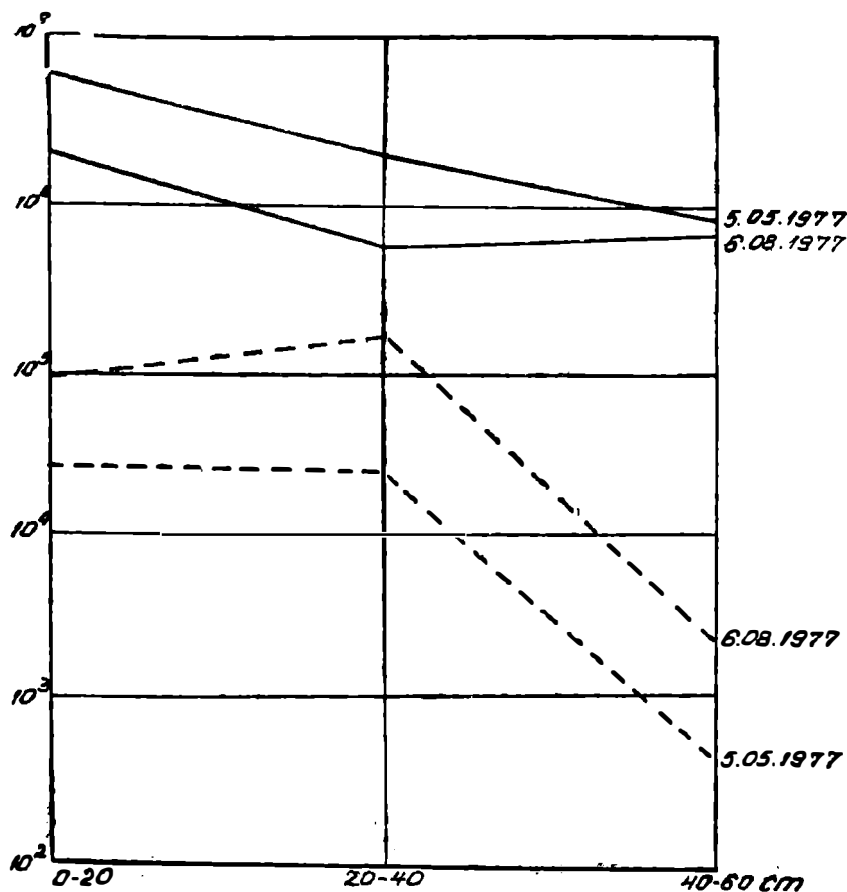


Fig. 3. — Evoluția numărului de microorganisme amonifcatoare și denitrifcatoare în sol (0-60 cm).

The evolution of the number of the ammonifying and denitrifying microorganisms in the soil (0-60 cm).

- a. Bacterii amonifcatoare.
Ammonifying bacteria.
b. Bacterii denitrifcatoare.
Denitrifying bacteria.

Cercozium levigatum (tipice). Prezintă cea mai mare răspândire, atât la nivelul culmilor interfluviale, cât și pe versanți. În funcție de panta reliefului aceste soluri sunt afectate de procesele de eroziune în adâncime. Profilul acestor soluri este de tipul: Am—Am/Bv—Bv—C/D—D, prezentând următoarele însușiri pe profil :

Am	0-54 cm ; lutos, negru în stare umedă (10 YR 2/1) ; structură grăunțoasă, rădăcini, cervitocine 20% ; trecere clară.
Am/Bv	54-68 cm ; lutos, cenușiu-bruniu închis (10 YR 3/2) ; structură columnoid instabilă ; cervitocine 20% ; permeabil.
Bv(Am)	68-85 cm ; lutos, brun-închis (10 YR 3/3) ; structură columnoid prismatică ; cervitocine 20% ; trecere clară.
Bv	85-115 cm ; lutos, brut (10 YR 4/3) ; structură columnoid prismatică, trecere clară.
C/D	sub 115 cm ; luto-nisipos ; brun pal (10 YR 6/3) ; nestructurat ; face efervescentă, miceli de carbonați, depozit loessoid.

Cernoziomurile din zona studiată (levigate) nu au un orizont de acumulare de $CaCO_3$; frecvent însă se găsesc acumulări micelare care atestă migrarea carbonaților pe profil.

Cantitatea de argilă pe profil este cuprinsă între 29% (Văleni) și 37% (Valea Rea și Zănești), pe întregul profil de sol. Variația procentului de argilă pe profil depășește foarte rar 2% pînă la

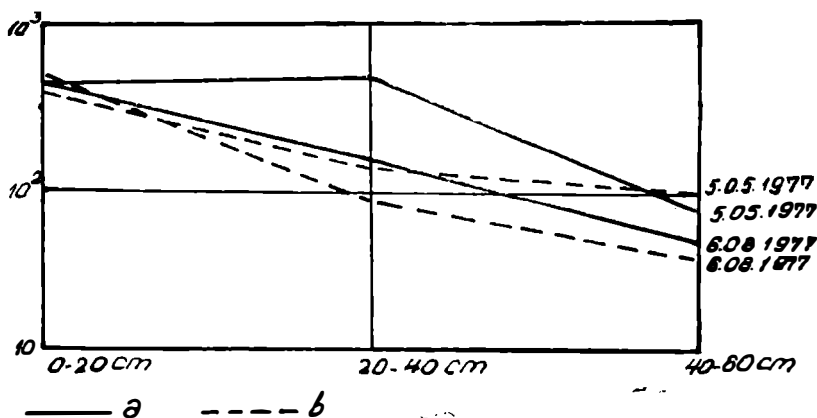


Fig. 4. — Evoluția numărului de microorganisme nitrificatoare în sol (0-60 cm). The evolution of the number of nitrifying micro-organisms in the soil (0-60 cm).

- a. Nitrit bacterii.
Ammonia oxidizing bacteria
- b. Nitrat bacterii.
Nitrit oxidizing bacteria.

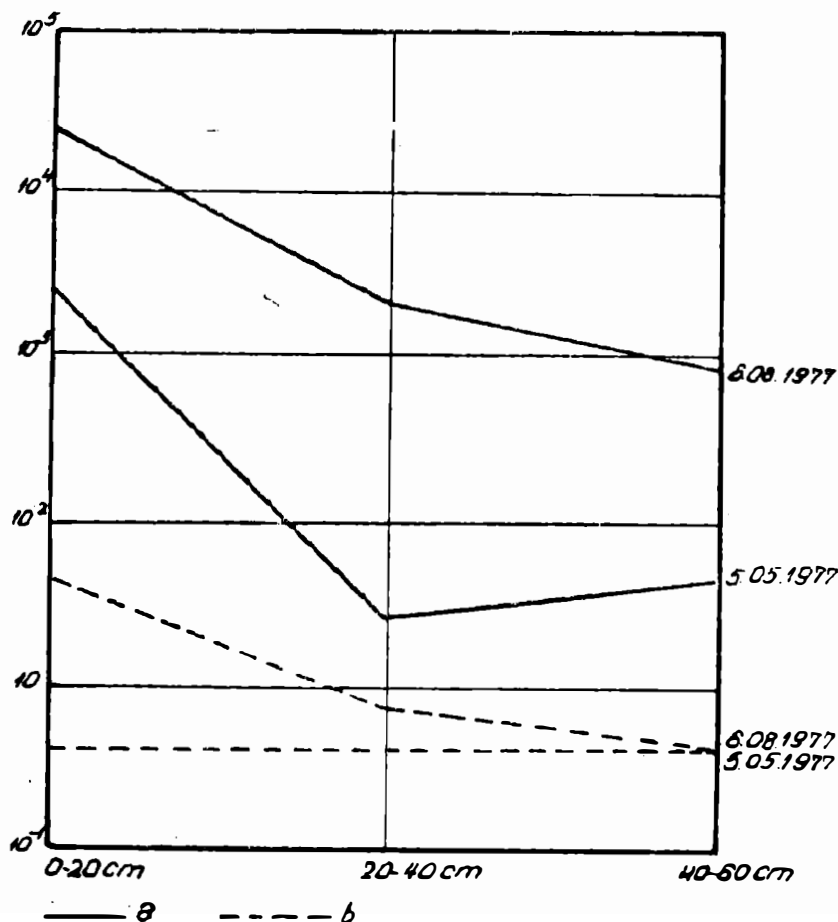


Fig. 5. — Evoluția numărului de fixatori aerobi și anaerobi de azot în sol (0-60 cm).

The evolution of the number of nitrogen aerobic and anaerobic micro-organisms in the soil (0-60 cm).

- a. Bacterii anaerobe fixatoare de azot.
Nitrogen fixing anaerobic bacteria.
b. Bacterii aerobe fixatoare de azot.
Nitrogen fixing aerobic bacteria.

adîncimea de 120-150 cm. Frațiunea nisipoasă este cuprinsă între 40% (Văleni) și 32-33% (Valea Rea și Zănești).

Referitor la indicii hidrofizici la nivelul culmilor interfluviiale (Văleni, 37 cm), cernoziomurile levigate au următoarele valori: 13% coeficientul de ofilire, 23% capacitatea de apă în câmp

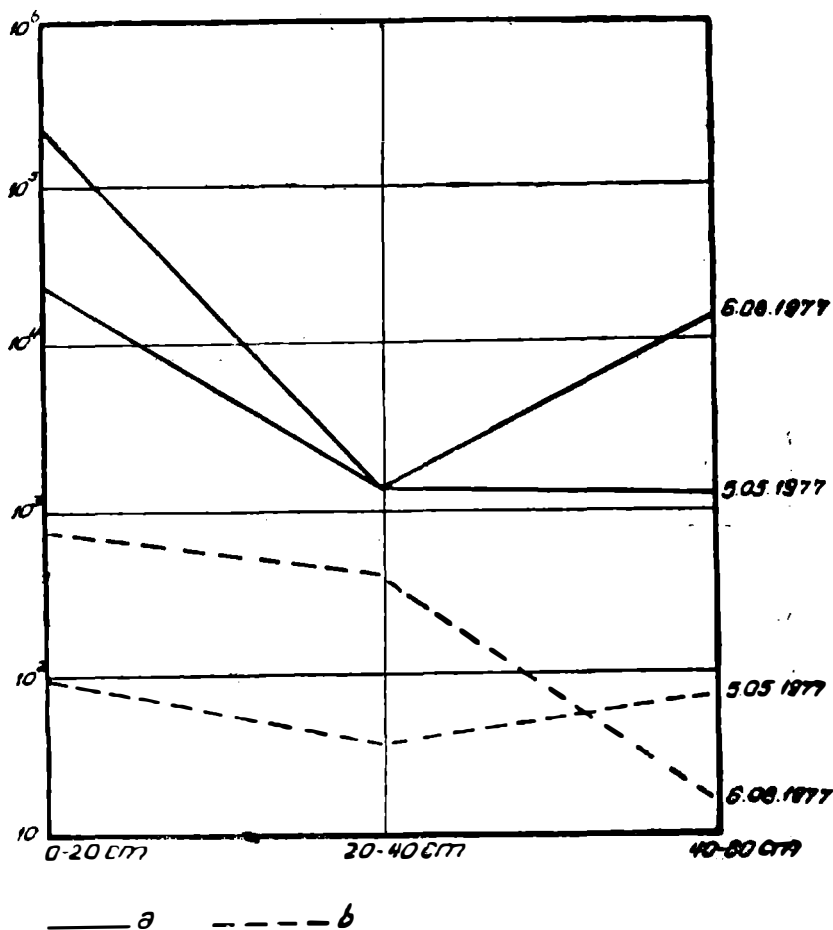


Fig. 6. — Evoluția numărului de microorganisme care descompun materia organică sulfurată și a sulfatoreducătorilor în sol (0-60 cm).
The evolution of the number of micro-organisms which decompose the sulphurated organic substance and sulphate-reducing in the soil (0-60 cm).

- a. Bacterii sulfatoreducătoare.
Sulphate-reducing bacteria.
- b. Microorganisme descompunătoare de materie organică sulfurată.
Micro-organisms which decompose the sulphurated organic substance.

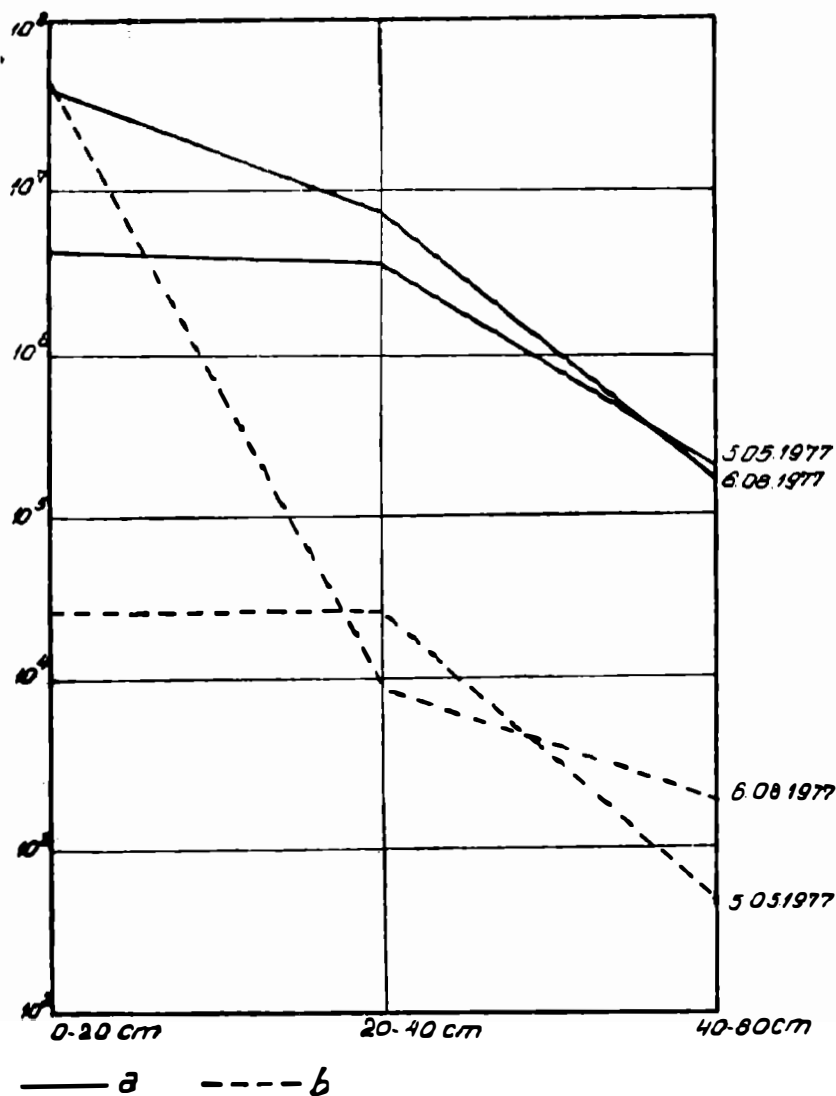


Fig. 7. — Evoluția numărului de microorganismе heterotrofe аerobe și anaerobe în sol (0-60 cm).

The evolution of the number of aerobic and anaerobic heterotrophic micro-organisms in the soil (0-60 cm).

a. Bacterii heterotrofe аerobe.

Aerobic heterotrophic micro-organisms.

b. Bacterii heterotrofe anaerobe.

Anaerobic heterotrophic micro-organisms.

și 10% intervalul de apă utilă. Capacitatea de infiltrație a apei în sol este de 9 cm pe oră, iar viteza de infiltrație (finală) are valori de 0,0012 cm/s.

Conținutul de humus este cuprins între 3,4-3,8% în orizontul Am, 1,5-2,0% în suborizonturile de tranziție (Am/Vv; Am) și 0,8-0,9% în orizontul Bv.

Conținutul de N total în orizontul Am este cuprins între 0,15 și 0,21%. În același orizont Am, este cuprinsă și cantitatea de K₂O mobil de 16-20 mg%, iar cea de P₂O₅ mobil este de 0,9 și 3,0 mg%.

Capacitatea de schimb cationic variază între 22,0 și 32,0 me/100 g sol. În orizontul Am valoarea lui T este cu 1,0-2,0 me/100 g sol mai mare decât în orizonturile subjacente. Gradul de saturatie în baze (V), are valori de 83-86% în orizontul Am și de 90-93% în orizontul Bv. Dintre cationii schimbabili predomină cei de Ca⁺⁺ (65-70+), fiind urmați de cei de Mg^{±+} (9-16%), Na⁺ (3-6%) și H⁺ (7-10%).

Reacția solurilor este slab acidă în orizontul Am (6,1%) și neutră în orizontul Bv.

Cernoziomurile levigate (tipice) fiind amplasate pe pante cuprinse între 3° și 8° sînt slab pînă la moderat erodate. În cadrul depresiunii Cracău-Bistrița cernoziomurile puternic erodate (orizontul Bv la suprafață), ocupă suprafețe restrînsse (400-500 ha).

Cernoziomurile levigate vermicе. Sînt răspîndite pe suprafețe întinse pe teritoriul localităților Dochia Mărgineni și parțial Zănești.

Solurile sînt de tipul: Am — Am + Bv — Bv + Am — Bv — C/D

-- D. Caracterelor lor morfologice sînt următoarele:

Am 0- 50 (60 cm); lutos, negru în stare umedă (10 YR 2/1); structură vermică, coprolite și cervitocine, porozitate mijlocie, trecere treptată.

Am(Bv) 50- 70 cm; lutos, luto-nisipos; cenușiu bruniu foarte închis (10 YR 3/2); structură vermică; crotovine, cervitocine, coprolite; porozitate mare; trecere treptată.

Bv + (Am) lutos, luto-nisipos; cenușiu brun închis (10 YR 4/2); structură vermică (70%), porozitate mare; trecere treptată.

Bv	100-135 cm;	lutos, luto-nisipos; brun (10 YR 4/3); structura vermică, crotovine; porozitate mare.
Bv+C	135-160 cm;	lutos, nisipos; brun pal (10 YR 6/3); slab structurat, crotovine, efervescentă.
C/D sub	160-170 cm;	lutos, luto-nisipos; brun gălbui deschis (10 YR 6/4); nestructurat; efervescentă; depozit loessoid.

Cantitatea de argilă pe profil este cuprinsă între 30% (Văleni) și 36-37+ (Negrițești și Zănești). Frațiunea nisipoasă este cuprinsă între 35-40%. Se remarcă omogenitatea texturală pe profil, fapt determinat și de activitatea biologică foarte intensă.

La aceste soluri coeficientul de ofilire are valoare de 10%, capacitatea de apă în cimp de 21%, iar intervalul de apă utilă este egal cu 10%. Capacitatea de infiltrație a apei pe profil este egală cu 8,8 cm/s, iar viteza finală de infiltrație are valori de 0,00077 cm/s.

Caracteristic este pentru aceste soluri cantitatea ridicată de humus pe întreg profilul de sol. În orizontul Am humusul are valori cuprinse între 2,5-4,5%, în suborizonturile Am+Bv și Bv+Am de 1,4-2,6%, iar în orizontul Bv de 1,5-1,8%. Datorită numeroaselor crotovine și coprolite cantitatea de materie organică este ridicată și în suborizontul C/D (1%).

Cantitatea de N total este cuprinsă între 0,14-0,21% în orizontul Am. Capacitatea de schimb cationic are valori de 24-32 me/100 g sol, iar gradul de saturație în baze este cuprins între 93-95%. Cationii schimbabili de Ca++ sînt în proporție de 65-70%. Raportul dintre cationii de Ca++ și cei de Mg++ este aproximativ 5:1. Reacția solurilor este neutră (pH 7-7,2).

Cernoziomurile levigate vermică sînt amplasate pe terenuri orizontale sau pe pante ce nu depășesc 3°. Înălțimile maxime pe care s-au format nu depășesc altitudinea de 290-300 m. În general, aceste soluri sînt amplasate în jumătatea inferioară a versanților domoli și pe înșeuări. Sînt cele mai productive soluri.

Cernoziomurile levigate cumulice. Au avut condiții de formare la partea inferioară a versanților unde se face trecerea de la pantele de 5-8° la cele de 1-3°, ceea ce determină posibilitatea acumulării materialului erodat de pe versanți. Aceste soluri sînt răspîndite pe teritoriul localităților Dochia și Mărgineni.

Solurile sînt de tipul: Am — Am(Bv) — Bv(Am) — Bv — C/D — D.

Am	0- 75 cm ;	lutos, luto-nisipos ; negru în stare umedă (10 YR (2/1) ; structură grăunțoasă ; cervitocine și coprolite ; permeabil ; trecere treptată.
Am+Bv	75-100 cm ;	lutos, luto-nisipos ; cenușiu brun foarte închis (10 YR 3/2) ; structură mic bulgăroasă ; cervitocine și coprolite ; mediu afinat ; trecere treptată.
Bv+(Am)	110-120 cm ;	lutos, luto-nisipos ; cenușiu brun închis (10 YR 4/2) ; sfărâmișos în stare reavănă, columnoid ; trecere treptată.
Bv	120-160 cm ;	lutos ; brun (10 YR 4/3) ; columnoid nestabil ; permeabil, crotovine, trecere treptată.
C/D sub	160-180 cm ;	luto-nisipos ; brun pal (10 YR 6/3) ; nestructurat, face efervescentă ; depozit de loessoid.

Cantitatea_a de argilă pe profil este în jur de 30%, iar fracțiunea nisip fin (0,2-0,002 mm) are valori de 40-50%. Textura depozitelor de solificare se remarcă prin omogenitatea texturală. fapt determinat de existența unui ritm de eroziune și de acumulare normal.

Coeфициentul de ofilire la această categorie de soluri este în jur de 10%, capacitatea de apă în câmp de 18%, iar intervalul de apă utilă de 8%. Capacitatea de infiltrație a apei în sol este de 7 cm pe oră, iar viteza finală de infiltrație are valoarea de 0,00063 cm/s.

Conținutul în materie organică pe profil este în mare parte determinat de acumularea materialului humifer erodat de pe versant cit și melanjării datorită activității biogene intense. Orizontul Am conține 3,2-3,5% humus, orizonturile de tranziție (Am/Bv și Bv/Am) 2,4-2,7%, iar orizontul Bv 1,5-1,9%.

Capacitatea de schimb cationic are valori cuprinse între 20-25 me/100 g sol. Gradul de saturație în baze (V) este cuprins între 86-92%. Cationii de Ca⁺⁺ reprezintă 67-70% din capacitatea de schimb cationic. Raportul dintre cationii de Ca⁺⁺ și Mg⁺⁺ este de aproximativ 5:1. Reacția solului este slab acidă spre neutru (pH 6,4-6,8).

Cernoziomurile levigate cumulate pot fi supuse, pe suprafețe înguste situate de la lungul fundurilor de vale, influenței nivelului freatic relativ ridicat (2-3 m), sau unei activități biogene in-

tense. Luind în considerare influența acestor factori, propunem ca necesară introducerea în sistematizarea cernoziomurilor levigate și a subtipurilor: cumulic-gleibat și cumulic-vermic.

Analizînd principalele proprietăți ale cernoziomurilor levigate din depresiunea Cracău-Bistrița s-a putut constata importanța materiei organice în cadrul proceselor de pedogeneză. Alături de activitatea biologică intensă existența unor influențe silvostepice în cadrul vegetației joacă un rol deosebit în formarea și acumularea materiei organice.

Circuitul microbiologic al citorva elemente biogene

În studiul de microbiologie efectuat asupra cernoziomului levigat vermic de la ferma Văleni, cultivat cu ierburi perene (graminee) ne-am propus să evaluăm numărul de bacterii din cîteva grupe fiziologice care iau parte la circuitul elementelor biogene: carbon, azot și sulf. De asemenea, s-a făcut o evaluare a numărului total de bacterii heterotrofe aëroabe și anaerobe. Numărarea s-a făcut prin metoda suspensiilor diluțiilor pe medii recomandate de *Pochon și Tardieux* (1962 și *Rodina* (1965). Rezultatele au fost exprimate în număr de bacterii/gram de sol și au fost trecute în tabelul nr. 4. Evoluția numărului de bacterii din diferite grupe fiziologice, de la adîncimile 0-20 cm, 20-40 cm și 40-60 cm a fost trasată în grafice pentru cele două determinări făcute de noi (fig. 1-7).

Rezultate și discuții

Circuitul carbonului. Materialul vegetal constituie baza materiei organice din soluri. Compoziția chimică foarte complexă a acestuia a impus selecționarea și verificarea în parte a citorva procese microbiene mai semnificative din cadrul circuitului carbonului. Astfel, s-a avut în vedere: celuloziza, pectinoliza și amidoliza.

Celuloziza. În probele de sol colectate în luna mai, numărul de bacterii celulozolitice aëroabe este de ordinul unităților de celule/gram sol, atît în stratul de 0-20 cm cît și în stratele de 20-40 cm și 40-60 cm. Numărul bacteriilor anaerobe este de ordinul sutelor în stratul de pînă la 20 cm, scade la zece în cel de la 20-40 cm menținîndu-se cu o ușoară ridicare în stratul de 40-60 cm. În luna august, constatăm o creștere numerică atît la bacteriile celulozolitice aëroabe cît și la cele anaerobe pe toată adîncimea profilului de sol cercetat, față de luna mai. Mersul curbei numărului de bacterii celulozolitice aëroabe (Fig. 1), este descrescătoare de la 20-40 cm, pentru a urca ușor de la 40-60 cm. Valoarea numărului de bacterii celulozolitice anaerobe este mai ri-

dicăță la adîncime (20-40 cm, 40-60 cm), decît la suprafață, aici realizîndu-se condiții favorabile de descompunerea anaerobă. În această perioadă solul a fost bine aprovizionat cu apă. Fiind vorba de un teren cu ierburi perene, cantitatea de celuloză este destul de importantă, dar procesele de descompunere și mineralizare sînt condiționate de aerisirea solului, aprovizionarea cu apă și cu săruri de azot necesare sintezelor bacteriene (tab. 1, 2, 3).

Pectinoliza. Probele de sol colectate în luna mai, conțineau un număr de bacterii pectinolitice cuprins între valori de ordinul zecilor de mii și sutelor de mii de celule/g. sol. Ele au fost ceva mai numeroase la adîncimea de 20-40 cm, unde condițiile de acumulare a materiei vegetale, sînt favorabile. În luna august constatăm o creștere foarte mare a numărului de bacterii pectinolitice la adîncimile de 0-20 cm și 20-40 cm. Valoarea maximă, de 950.000.000 celule/g sol, a fost determinată la adîncimea de 0-20 cm. În aceeași lună se constată o scădere accentuată a numărului de bacterii pectinolitice, pînă la valori de sute de celule/g sol, la adîncimea de 40-60 cm (fig. 2).

Amiloliza. Numărul bacteriilor amilolitice, determinat în luna mai, variază între valori de sute și zeci de mii de celule/g. sol. Numărul lor este foarte ridicat la adîncimea de 0-20 cm și 20-40 cm.

În luna august mersul curbei numărului de bacterii amilolitice este identic cu cel din luna mai dar valorile maxime sînt de sute de mii la adîncimile de 0-20 cm și 20-40 cm (fig. 2).

Dacă numărul de microorganisme amilolitice poate indica amploarea fenomenului de amililiză putem conchide că în perioada de vară, în urma acumulării unui material vegetal abundent, fenomenul de amiloliză este semnificativ pentru cernoziomurile levigate luate în studiu.

Circuitul azotului. Ca element constitutiv al materiei vii, azotul este indispensabil oricărei forme de viață. În sinteza proteinelor vegetale el participă sub forma sărurilor azotate și sărurilor de amoniu. De asemenea, este utilizat sub formă de săruri sau de azot gazos și în sinteza proteică a microorganismelor.

Din circuitul microbiologic al azotului s-a determinat numărul de microorganisme din grupele fiziologice care realizează amonificarea, nitrificarea, denitrificarea și fixarea azotului liber.

Amonificarea. Reprezintă unul dintre cele mai importante fenomene ale circuitului azotului. Este o fază care succede proteolizei care conduce la descompunerea proteinelor pînă la aminoacizi.

Precizăm, că o mare parte din flora solului ia parte la procesul de putrefacție descoperind pînă în anumite faze materia proteică. În probele de sol colectate, am determinat un număr

ridicat de bacterii denitrificatoare atât în luna mai cât și în luna august. Numărul maxim determinat, de 5.600.000 celule/g sol, a fost în luna mai la adâncimea de 0-20 cm. Mersul curbelor numărul de bacterii amonificatoare este descendent de la suprafață spre adâncime (fig. 3). Constatăm un număr mai ridicat de amonificatori în luna mai decât în luna august și explicăm acest lucru pe baza resturilor vegetale și animale cumulate după perioada de iarnă. Descompunerea materiei proteice și amonificarea sînt destul de intense la adâncimea de 40-60 cm, pe baza unei rezerve foarte însemnate de materie organică în aceste soluri.

Denitrificarea. Este un fenomen de reducere a sărurilor de azot sub forma azotaților, mai ales, dar și a azotiților și a sărurilor de amoniu. Aceasta ar putea duce la o pierdere a azotului din sol dacă reducerea se face pînă la azot liber. În cazul ecosistemelor normale, reducerea nitratului este doar o modificare a modului de fixare a azotului și poate duce doar la o întîrziere a folosirii sale de către plante.

În cazul solurilor investigate de noi, numărul bacteriilor denitrificatoare este de ordinul zecilor de mii pînă la 150.000 la adâncimea de 20-40 cm. De la suprafață spre adâncime numărul lor scade. Se constată că mersul fenomenului de denitrificare este oarecum antagonist celui de amonificare (fig. 3).

Nitrificarea. Proces ce se desfășoară în două etape — trecerea de la amoniac la azotit și de la azotit la azotaț — nitrificarea este realizată de specii diferite de bacterii, toate chimioautotrofe.

Aolivitarea bacteriilor nitrificatoare, în solurile studiate, pare destul de intensă, numărul lor aflîndu-se în ordinul de mărime al sutelor de celule/g sol, chiar la adâncimea de 20-40 cm și scade foarte puțin la 40-60 cm (fig. 4). Deci, condițiile de aerisire și toate celelalte necesare nitrificării, sînt asigurate în aceste soluri. Se observă că faza trecerii de la amoniac la nitrit, este mai bine reprezentată decât cea a trecerii de la nitrit la nitrat, în special la adâncimea de 20-40 cm.

Fixarea azotului liber. Plantele nu pot folosi azotul liber, ele sînt dependente total de circuitul azotului în sol. Adăugarea azotului mineral sub formă de îngrășămint, este puțin rentabilă dacă nu e un adaos la azotul obținut din mineralizarea substanțelor organice din sol. În înlocuirea celei mai mari părți a azotului consumat prin recoltă, un rol important o au microorganismele fixatoare de azot. Acest fenomen poate fi realizat atât aerob cât și anaerob. Fixarea azotului de către bacteriile libere din sol, are o importanță mai mică decât fixarea simbiotică.

Fixarea azotului în sol este influențată de prezența fosfo-

rului și calciului. Ea crește cu umiditatea pînă la valoarea capacității de cîmp. În solurile fertile se observă asociații între microorganismele fixatoare de azot și cele celulozolitice — asociindu-se bacterii aërobe cu bacterii anaerobe.

Noi am investigat dintre bacteriile libere fixatoare de azot, atît pe cele aërobe cît și pe cele anaerobe. Dintre bacteriile aërobe fixatoare de azot importanță deosebită prezintă genul *Azotobacter*, iar dintre cele anaerobe genul *Clostridium*.

În cazul cernoziomului levigat de la Văleni numărul fixatorilor aërobi de azot este mai scăzut decît al celor anaerobi. Numărul fixatorilor anaerobi de azot se ridică la valoarea maximă de 25.000 celule/g sol în luna august la adîncimea de 0-20 cm, iar a celor aërobi la 45 celule/g sol (tab. 4). Atît fenomenul aërob cît și cel anaerob prezintă o scădere spre profunzimea solu-lui (fig. 5).

În concluzie — circuitul azotului este un fenomen echilibrat — numărul bacteriilor din diferite grupe fiziologice atestă procese intense de descompunere și mineralizare ale materiei organice precum și bune posibilități de fixare a azotului liber.

Circuitul sulfului. Sulful este unul dintre elementele cu rol însemnat în viața plantelor. În circuitul acestui element în sol, un rol deosebit îl joacă microorganismele.

Descompunerea materiei organice sulfurate. Numărul bacteriilor descompunătoare a fost determinat în cernoziomul levigat vermic, la valori de ordinul zecilor de mii pînă la sute de mii de celule/g sol (tab. 2). Valoarea maximă — 200.000 celule/g sol — s-a determinat în luna august la adîncimea de 20-40 cm și apoi o ridicare importantă — 15.000 celule/g sol — la adîncimea de 40-60 cm, unde au existat condiții anaerobe (fig. 6).

Sulfatoreducerea. În cazul sulfatilor existenți în sol și indiferent de proveniența pe care o au, în condițiile strict anaerobe poate avea loc fenomenul reducerii sale pînă la H₂S. Acest fenomen este datorat în special bacteriei *Desulfovibrio desulfuricans*.

Din determinările făcute asupra bacteriilor sulfatoreducătoare, rezultă că numărul lor este cuprins între valori de ordinul zecilor pînă la sute de celule/g sol. Cea mai ridicată valoare — 750 celule/g sol — a fost determinată în luna august la adîncimea de 0-20 cm. Numărul s-a menținut ridicat — 450 bacterii/g sol — și la adîncimea de 20-40 cm. Valorile ridicate ale sulfatoreducătorilor în straturile superficiale ar putea fi datorate condițiilor de umezeală și temperatură ridicate din luna august. Acest lucru este cu atît mai evident cu cît în luna mai numărul sulfatoreducătorilor a fost mai scăzut — cîteva zeci de celule/g sol — și s-a păstrat uniform pe întreaga adîncime la care s-a făcut testarea (fig. 6).

În concluzie, putem aprecia că sulful este un element care nu suferă pierderi însemnate în aceste soluri, fenomenul de sulfatoreducere neavînd o amploare mare. În ceea ce privește oxidarea biologică a compușilor reduși ai sulfului, menționăm faptul că s-a determinat o singură dată — în luna mai — numărul bacteriilor din genul *Thiobacillus thioparus*. Valoarea determinată a fost de 2500 celule/g sol.

Se constată predominarea fenomenului de descompunere aerobă, în luna mai numărul bacteriilor heterotrofe anaerobe a fost sensibil egal cu cele aerobe la adîncimea de 0-20 cm, fenomen explicat prin descompunerea substanțelor mai greu decompozabile rămase din ciclul precedent (fig. 7). La adîncimile mai mari de 20 cm, în toate determinările numărul heterotrofilor aerobi este mai mare decît a celor anaerobi (fig. 7), fenomen explicat prin buna aerație a acestor soluri.

C O N C L U Z I I

Formarea cernoziomurilor levigate în cadrul depresiunii Cracău-Bistrița, a fost condiționată de prezența factorilor pedogenetici favorabili. Aceste soluri sînt într-un stadiu de „climax” față de condițiile naturalistice actuale, ca o consecință a menținerii unui climat de adăpostire față de zona montană, caracterelor loessoide a depozitelor de solificare și a unei activități biogene foarte intense.

Cernoziomurile levigate au mai multe subtipuri, respectiv: tipice, cumulice, vermice, cumulice-vermice și gleizate. Ele sînt de tipul Am — Am/Bv — Bv — C/D — D.

Proprietățile fizico-chimice și biologice se încadrează în limitele pe care le au cernoziomurile levigate din țara noastră.

Caracteristic penfru aceste soluri este activitatea biogenă și mai ales microbiologică intensă, fapt evidențiat de circuitul biologic al principalelor elemente chimice.

TABEL 1

Cernoziom levigat (P.5, Zănești)

Date analitice

Adînc. cm.	F R A C Ţ I U N I G R A N U L O M E T R I C E				
	0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,005 mm	0,005-0,002 mm	0,002 mm
0—28	0,1	32,2	13,2	18,6	35,9
30—50	0,2	30,2	13,0	17,4	39,2
50—69	0,1	33,7	12,2	15,9	38,1
69—109	1,2	34,7	11,7	15,8	37,7
110—140	0,2	33,6	14,4	15,1	36,7
145—170	0,2	33,7	14,2	15,0	36,5

	Oriz.	pH	Humus %	Carb. %	N total %	P ₂ O ₅ mobili mg/100 g sol	K ₂ O mobili mg/100 g sol
0—28	Ap	6,1	3,4	—	0,18	3,0	20,4
30—50	Am	6,7	3,1	—	0,15	0,8	16,0
50—69	Am/Bv	6,6	2,3	—	—	—	—
69—109	Bv/Am	6,6	1,9	—	—	—	—
110—140	Bv	6,8	0,9	—	—	—	—
145—170	C/D	8,2	0,6	15,0	—	—	—

	S B H S T % V				Cationi schimbabili					
	me/100 g sol				me/100 g sol					
					Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ Na ⁺	H ⁺
0—28	20,4	4,1	24,5	83,2	17,1	2,2	69,7	9,0	4,5	16,7
30—50	22,6	3,1	25,7	87,8	18,9	2,1	73,4	8,1	6,2	12,2
50—69	21,8	2,4	24,2	89,9	17,5	4,0	72,2	16,5	1,2	10,1
69—109	20,6	1,5	22,1	93,2	16,8	3,3	76,0	14,9	2,3	6,8
110—140	20,8	1,3	22,1	94,1	15,1	4,0	68,3	18,1	7,7	5,9

TABEL 2

Cernoziom levigat vermic (P.12, Văleni)
Date analitice

Adinc. cm.	F R A C T I U N I G R A N U L O M E T R I C E				
	0,3 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,005 mm	0,005-0,002 mm	0,002 mm
0—20	0,7	42,6	9,8	15,1	31,8
30—52	0,4	43,6	9,7	14,5	31,8
60—80	2,1	43,9	10,9	13,9	32,2
80—112					
120—140	0,3	44,4	10,3	14,7	30,6
160—180	1,6	43,7	11,5	14,8	28,4

Oriz.	pH	Humus %	Carb. %	N total %	P ₂ O ₅ mobil mg/100 g sol	K ₂ O mobil mg/100 g sol
0—20	Ap	8,9	3,1	—	0,17	2,3
30—52	Am	7,3	2,5	—	0,13	0,4
60—80	Am(Bv)	7,8	1,7	—	—	—
80—112	Bv(Am)	7,8	40,9	—	—	—
120—140	Bv/C	8,4	1,2	7,4	—	—
160—180	BvC	8,5	1,0	8,1	—	—

	SB HS T % V				Cationi schimbabili					
	me/100 g sol				me/100 g sol				% din T	
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺			
0—20	24,5	1,3	25,8	94,9	17,5	4,8	67,8	18,6	4,6	5,0
30—52	25,5	1,1	26,6	95,9	19,0	4,0	87,9	18,5	4,8	4,1
60—80	26,0	0,6	26,6	97,7	19,5	4,0	73,3	16,9	7,5	2,2
80—112	27,0	0,5	27,5	98,5	20,1	5,0	73,1	18,2	6,9	1,4

TABEL 3

Cernoziom levigat cumulic (P.14, Văleni)
Date analitice

Adnc. cm.	F R A C T I U N I G R A N U L O M E T R I C E				
	*0,2 mm	0,2-0,2 mm	0,02-0,005 mm	0,005-0,002 mm	0,002 mm
0—24	0,6	43,4	11,0	14,6	30,4
24—45	0,8	41,4	10,0	15,8	32,2
55—75	1,7	40,8	11,3	13,8	32,4
80—100	3,1	40,6	10,4	14,4	31,5
110—130	4,9	40,7	10,2	12,9	31,3
140—160	0,8	45,1	11,1	13,2	29,8

Oriz.	pH	Humus %	Carb. %	N total %	P ₂ O ₅ mobil mg/100 g sol	K ₂ O mobil mg/100 g sol
0—24	Ap	6,2	3,5	—	0,20	0,6
24—45	Am	6,8	3,4	—	0,15	0,3
55—75	Am/Bv	6,9	3,1	—	—	—
80—100	Am/(Bv)	7,1	2,2	—	—	—
110—130	Bv(C)	7,3	—	—	—	—
140—160	Bv/C	8,2	—	9,0	—	—

	SB HS T %V				Cationi schimbabili						
	me/100 g sol				me/100 g sol				% din T		
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺				
0—24	21,2	4,0	25,2	84,1	15,8	2,8	62,7	11,7	11,1	15,9	
24—45	24,0	3,1	27,1	88,6	19,0	2,8	70,5	9,2	5,2	11,4	
55—75	26,1	3,1	29,2	89,4	20,8	4,0	71,2	13,7	3,4	10,6	
80—100	26,9	2,1	29,0	92,7	19,5	5,2	67,2	17,9	4,1	7,2	
110—130	27,1	1,3	28,3	95,7	20,3	5,4	70,8	18,7	5,3	4,2	

TABEL 4

Variația și numărul de bacterii/g sol din câteva grupe fiziologice,
la diferite adâncimi, în lunile mai și august

Nr. crt.	Adâncimea 0-20 cm		20-40 cm		40-60 cm	
	Data recoltării 5. V. 77	6. VIII. 77	5. V. 77	6. VIII. 77	5. V. 77	6. VIII. 77
	Numărul de bacterii/g sol					
1. Heterotrofi aerobi	40.000.000	4.100.000	8.000.000	3.750.000	200.000	230.000
2. Heterotrofi anaerobi	25.00	45.000.000	25.000	9.500	450	2.000
3. Amonificare	5.600.000	2.000.000	1.850.000	500.000	750.000	55.000
4. Nitrit bacterii	450	450	450	150	75	45
5. Nitrat bacterii	400	450	150	75	95	45
6. Denitrificare	25.000	95.000	25.000	150.000	450	2.500
7. Fixarea aerobă a N	4	45	4	7	4	4
8. Fixarea anaerobă a N	2.500	25.000	25	2.000	45	950
9. Amiloliza	25.000	450.000	25.000	750.000	450	450

TABEL 4 — continuare

10.	Pectinoliza	75.000	950.000.000	300.000	450.000.000	35.000	450
11.	Celuloliza aerobă	4	250	4	15	4	40
12.	Celuloliza anaerobă	150	45	11	150	15	75
13.	Descompune- rea materiei organice sul- furate	25.000	200.000	1.5000	1.500	1.500	15.000
14.	Sulfatore- ducerea	90	750	40	450	70	15
15.	Thiobacillus thioparus	7	—	2.500	—	750	—

BIBLIOGRAFIE

- I. BRATOSIN N., PREDEL FL. (1964) — Caracterizarea morfologică și fizico-chimică a principalelor tipuri de soluri din regiunea Piatra Neamț. *Dări de seamă. Com. Geol. L/II București.*
- BURDUJA C. (1948) — Contribution à la connaissance de la flore de la dépression de Cracău, District de Neamț (avec quelques remarques géobotaniques). *Ann. Sci. de l'Université Iassy.*
- DONISA I. (1968) — Geomorfologia văii Bistriței. *Ed. Acad. R.S.R., București.*
- ENCULESCU P. (1919-1920) — Studiu agrogeologic al vechii Insule de stepă de la est de Piatra Neamț (notă preliminară). *D.S. Inst. Geol. Vol. VIII București.*
- ENCULESCU P. (1924) — Zonele de vegetație lemnoasă din România în raport cu condițiile oro-hidrografice, climatice, de sol și de subsol. *Cartea Românească, București.*
- ELIADE G., GHINEA L., ȘTEFANIC G. (1975) — Microbiologia solului. Bazele biologice ale agrotehnicii. *București.*
- LUPĂȘCU GH., RUSU C. (1976) — Influența reliefului asupra însușirilor fizice, hidrofizice și a regimului umidității solurilor cernoziomice în zona colinară estică a depresiunii Cracău-Bistrița. *Lucrările Stațiunii „Stejarul”, Pingăraft.*
- MIHAILESCU FL. (1973) — Observații microclimatice în valea râului Cracău. *Stud. și cercet. șt. seria geol. — geogr. I P. Bacău. Bacău.*
- MÜLLER G. (1968) — Biologia solului. *București.*
- PREDEL FL. (1966) — Morfologia și unele date fizico-chimice ale principalelor soluri din Podișul Moldovenesc. *Știința solului, Vol. 4, nr. 3, București.*
- PREDEL FL. (1964) — Solurile din zona central-vestică a Moldovei (Roman — Piatra Neamț — Bacău — Odobesti — Hăbășești). *Știința solului nr. 1, București.*
- PREDEL FL. (1962) — Raionarea pedogeografică a regiunii cuprinsă între Piatra Neamț — Roman — Mogoșești — Oșlobeni. *Dări de seamă. Com. Geol., L/II, București.*
- POCHON J., TARDIEUX P. (1962) — Techniques d'analyse en microbiologie du sol. *Paris.*
- RODINA A. G. (1965) — Metodi vodnoi microbiologii. *Moskva.*
- SENEZ J. C. (1968) — Microbiologie generale. *Paris.*

DIE EIGENSCHAFTEN DER AUSGEWASCHENEN TSCERNOSEN AUS DER CRACĂU-BISTRITA SENKE

ZUSAMMENFASSUNG

Die Cracău-Bistrița Senke, die in der unterkarpatischen Zone situiert ist, ist durch das Vorhandensein einer grossen Fläche (8.000 ha) mit ausgewaschenen Tschernosen, gekennzeichnet.

In der vorliegenden Arbeit bestimmt man die wichtigsten pedogeographischen Faktoren der Entwicklung von ausgewaschene-Tschernosen (tipische), vergletete Tschernosen, vermikulit Tschernosen, cumulike Tschernosen, cumulik-vermikulit Tschernosen Verursachen.

Die Boden sind von mehreren thypus Am — Am/Bv — Bv — C/D — D, mit chemischen und physikalischen Eigenschaften die diese boden in den mollische Boden-Thypus eingliedern.

Die Dynamyk der biogenischen Elementen (Kohle, Schwefel, Stokstoff) bezeichnen eine normale zergliederung und mineralisierung der organischen Stoffen.

Diese Boden sind in einem „Klimert“ Stadium genenüber den heutigen natürlichen Bedingungen.

Cronică

Recenzii

Muzeul de științe naturale din Piatra Neamț la 12 ani de activitate

Dacă în natură și viață nu există dublete, putem afirma că ținutul județului Neamț și Piatra Neamț, acest oraș al eternității, al rezonanței științifice, istorice și al farmecului peisagistic cotidian, este în felul său o adevărată nestemată, unicat demn de cunoscut și admirat atât de locuitorii pietreni cât și de toți acei ce vin să cerceteze tainele naturii din acest colț de țară, sau cei ce vin în drumul pe aceste meleaguri.

Nicăieri natura nu și-a demonstrat mai mult calitatea sa de cel mai iscusit arhitect, și omul, aceea de transformator al ei, ca aici, unde, la locul de întâlnire al muntelui cu dealul, al râului cu pârul și cu marea formată de om, se află zidit unul din cele mai frumoase orașe ale Moldovei, originală creație arhitectonică românească — PIATRA NEAMȚ —, înconjurat din toate părțile de munții Cozla, Pietricica, Cernegura și Cirloman, acești uriași lei de piatră legendari, ce păzesc muți, inestimabile comori paleontologice ale lor și orașul cu viața lui trepidantă.

Este știut că vechimea acestei așezări, întinsă pe baze arheologice pînă în paleoliticul superior, trecută apoi prin neolitic, exemplificată prin bogatele vestigii de la Izvoare, Văleni și Bilca Doamnei, descoperite și muzeificate de renumitul arheolog C. Mătase prin cea mai bogată colecție de cultură Cucuteni, din toată aria dacică, a îndemnat, îndeamnă și va îndemna, pe toți truditarii acestui pămînt, la reflecție, cunoaștere, admirație și păstrare în eternitate a acestor neasemuite mărturii și documente.

Natura, pe cit de darnică, este și pe atît de ascunsă, celor ce vor să-l descopere și cunoască enigmele.

Dar fiecare loc și denumire din ținutul Neamț evocă un trecut plin de semnificații se poate spune că împrejurimile orașului Piatra Neamț cât și plaiurile bistrițene, au oferit literaturii geologice, paleontologice, geomorfologice, botanice și zoologice numeroase documente și fapte inedite, surse ale multor lucrări științifice, intrate de mult în patrimoniul științei naționale și universale, dintre care amintim cele ale lui Gr. Cobălcescu, Leon Cosmovici, I. Simionescu, Sava Athanasie, Gh. Macovei, I. Atanasie, M. David, Mircea Paucă, I. Băncilă, A. Caradja, M. Stamatin, Gh. Grințescu, C. Papp și alții, făcînd astfel cunoscută țării și lumii caracterele geologice, paleontologice, geomorfologice, floristice și faunistice a acestor interesante locuri din țara noastră.

Se știe că marile realizări și marile adevăruri își găsesc reazem în forța antecică a tradiției.

Răspunzînd unor acute necesități de valorificare creatoare a acestui filon de tradiții, care este opera distinșilor înaintași ai cercetării naturii platurilor nemțene, ia ființă la 1 septembrie 1960, pe lângă Muzeul Arheologic din Piatra Neamț, secția de Științe Naturale, la care este numit muzeograf principal semnatarul acestor rînduri.

Pornind de la zero, fără personal de specialitate, fără patrimoniu și spațiu, începutul este modest, reducîndu-se la informare, la studiul și cercetarea naturii locale, la acțiunea de descoperire, înfîșurare și organizarea colecțiilor, la alcătuirea de tematici, într-un cuvînt la munca de pionierat în muzeografie.

Datorită sprijinului substanțial și multilateral al organelor de partid și de stat locale, secția de Științe Naturale se transformă în unitate independentă începînd cu data de 1 octombrie 1965.

Această unitate cunoaște o dezvoltare rapidă pe tărîmul de descoperire, cercelare, conservare, păstrare și valorificare pe tărîmul expozițional, devenind odată cu deschiderea sa pentru marele public — 15 noiembrie 1969 — unul din muzeele prestigioase de Științe naturale din țară.

Expoziția sa, organizată pe baza a riguroase criterii științifice despre natură, are ca esențială coordonată principiul cauzalității, știut fiind că „**VERE SCIRE EST PER CAUSAS SCIRE**”.

Considerăm că expoziția de bază a muzeului constituie un mijloc superior de orientare științifico-filosofică, de instrucție și educație; un indispensabil îndrumător pe scară de masă, care explică, de pe înaltele poziții ale materialismului dialectic, natura și legile ei, îi ajută pe oameni nu numai să o admire, să o cunoască în teinele ei, dar să și o protejeze în folosul său, să o transforme în funcție de interesele sale prezente sau de perspectivă și să o transmită nealterată generațiilor viitoare.

Totodată expoziția reprezintă un prețios instrument de lucru, o școală a perfecționării profesionale ce contribuie, alături de celelalte mijloace de instrucție și educație edificate în anii socialismului, la ridicarea nivelului de pregătire științifică și de cultură generală a maselor, la dezvoltarea multilaterală a personalității umane.

Credem că slujitorii acestei instituții au folosit cu pricepere una din cele mai avansate și eficiente metode pentru progres — muzeografia —, în întreita sa ipostază: de știință, artă și pasiune.

Subliniem faptul că în atenția instituției și a întregului ei colectiv, încă de la înființarea sa, a stat preocuparea descoperirii, colectării și formării colecțiilor din diverse domenii ale științelor naturale, deoarece aceste piese de muzeu, aceste documente și măturli constituie fapte de cunoaștere și cultură unice, originale, purtătoare a unor mesaje încărcate de viață și istorie, pe baza cărora se creează știință în interesul tuturor, de la preșcolari la specialiști. S-a insistat ca acest patrimoniu științific să fie îmbogățit continuu, să fie descifrat

mesajul ce-l conține și să fie introdus activ în circuitul național și mondial de valori cultural-științifice.

Astfel, printr-o muncă asiduă de descoperire, cercetare și colectare și prin donații, s-a ajuns în prezent la 30.207 piese muzeale, originale, repartizate pe domenii astfel: mineralogie-petrografie 992, paleozoologie 3865, botanică 92,00, vertebrate 1150, entomologie 15.000.

La această patriotică acțiune trebuie să amintim atât contribuția unor oameni de știință și cercetători nemțeni, printre care cu mândrie remarcăm pe **prof. dr. doc. I. Resmeriță, prof. dr. doc. C. Burduja, lector I. Mareș, și dr. Constantin Grasu**, cit și a altora, cu preocupări în ținutul nostru, cum este cazul cercetătorilor **Vasile Ionescu și dr. Dan Munteanu**, a căror activitate s-a desfășurat peste un deceniu în cadrul Stațiunii „Stejarul”-Pîngărați și **conf. dr. doc. I. Preda** de la Universitatea București.

Demnă de remarcat este apoi activitatea de cercetare științifică desfășurată de micul dar entuziastul colectiv de specialiști al Muzeului ca și polarizarea în jurul acestei instituții a unor oameni de știință și cercetători din centrele universitare Iași, București și Cluj, Stațiunea „Stejarul”-Pîngărați, precum și din alte unități de profil din județ și țară.

Această fructuoasă colaborare s-a concretizat prin editarea unei reviste a muzeului, care începând din anul 1970 până în prezent a apărut în cinci volume. Cele 132 titluri de lucrări științifice ce însumează peste 1840 pagini, cuprind lucrări cu date inedite și deosebit de importante, cu caracter fundamental și aplicativ, asupra naturii teritoriului județului Neamț, precum și a altor regiuni din întreaga țară.

Grație acestei reviste instituția noastră realizează astăzi schimb de publicații cu 207 instituții științifice din 46 de țări de pe toate continentele lumii, (vezi anexa 1) făcându-se, astfel, cunoscute peste hotare preocupările oamenilor de știință români și asigurându-se, totodată, parte din necesitățile de informare bibliografică a specialiștilor.

Un imens volum de muncă, energie, competență, pasiune și dăruire au implicat, desigur, nenumărate alte forme de activitate, organizate de lucrătorii muzeului, pentru marele public, atât la sediu cât și în județ. Între acestea amintim: expozițiile itinerante pe teme dintre cele mai diverse domenii ale biologiei (Originea și evoluția vieții, Originea și evoluția omului), agriculturii (Dăunătorii în agricultură, Insecte folositoare omului, Combaterea biologică în agricultură), silvicultură (Aurul verde), astronomie (Structura universului), ș.a.

Zecile de conferințe, simpozioane, brigăzi științifice, lectorate lecții tematice, etc., susținute anual în fața unui larg și numeros public, totdeauna însoțite de material autentic, care le-a sporit mult eficiența și le-a asigurat un real succes, reprezintă o concretă contribuție a acestui colectiv la educația științifică a maselor.

Prin specificul activității lor, muzeele sînt chemate astăzi — în spiritul orientărilor Congresului al XI-lea și ale lucrărilor Congresului Educației Politice și al Culturii Socialiste —, să-și asume o mai mare responsabilitate în opera de formare a omului nou, constructor conștient și deplin angajat în făurirea societății socialiste multilateral dezvoltate.

Expunerea Secretarului general al Partidului, tovarășul **NICOLAE CEAUȘESCU**, la Congresul Educației Politice și Culturii Socialiste, ca și rezoluția Congresului Educației Politice și al Culturii Socialiste, cuprind indicații clare și directe în acest sens. Astfel în rezoluție se spune: **Muzeele de istorie, ale științelor naturii și tehnicii, celelalte unități muzeale vor trebui să-și pună în valoare într-o măsură sporită întregul patrimoniu de care dispun pentru educarea științifică, materialist-dialectică și istorică a maselor**”.

Realizările Muzeului de Științe Naturale din Piatra Neamț, obținute pe linia descoperirii, cunoașterii, conservării, păstrării și valorificării patrimoniului cultural-științific, constituie o premisă trainică a îndeplinirii acestor sarcini.

Privită în toată complexitatea sa, activitatea celor 12 ani de muzeografie nemțeană, desfășurată pe pământ dacic și mușatin, se încadrează obiectivelor stabilite prin documentele de partid și de stat, oferind astfel cadrul optim în concordanță cu cerințele vieții științifice și culturale ce ni le va impune viitorul.

Dr. M. CIOBANU

SCHIMB DE PUBLICAȚII
(ECHANGE DES PUBLICATIONS)

EUROPA

ALBANIA

- Universiteti Shteteror i Tiranes.
- Instituti i Korkimeve Geologjike dhe Minerale-Tiranes.

AUSTRIA

- Biologisches Forschungsinstitut-Burgenland, Illmitz.
- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt-Wien.
- Landesmuseum Joanneum — Graz.
- Tiroler Landesmuseum Ferdinanleum — Innsbruck.
- Naturhistorisches Museum — Vienna.

BELGIA

- Institut Royal des Sciences Naturalles de Belgique — Bruxelles.
- Société Géologique de Belgique — Liège.

BULGARIA

- Académie Bulgare des Sciences — Sophia.
- Université de Sophia — Sophia.

CEHOSLOVACIA

- Norodnim muzeum — Praha.
- Botanický ustav — Praha.
- Ustredni knihovna prirodovedecké fac. U. Palackého. Olomouc.
- Ustrédna kniznica prirodovedecky fac. U. K. — Bratislava.
- Ustrédna kniznica Lecarsky fac. U. — Kosice.
- Ustrédni ustav geologicky — Praha.
- Geologicky ustav Dionyza Stura — Bratislava.
- Ceskoslovenská akademie ved Geograficky ustav — Brno.
- Slovak National Museum — Bratislava.
- Moravske Museum — Brno.
- Regional Natural History Museum — Hradec Kra love.
- National Museum of Natural History — Prague.
- Sleske Museum — Opava.

DANEMARCA

- Det Kongelige Danske Geografiske Selskab — Copenhague.
- Natural History Museum — Copenhaga.

ELVEȚIA

- Naturforschenden Gesellschaft — Basel.
- Conservatoire et Jardin Botanique — Geneve.
- Institut Suisse de Recherche Forestières — Zürich.
- E.T.H. — Erwerbburg — Tausch — Zürich.
- Société Vaudoise des Sciences Naturelles — Lausanne.
- Geographisches Institut der Universität — Zürich.
- Naturhistorisches Museum Bern — Bern.
- Museum Zoologisches — Zürich.
- Zoologisches Institut Basel.

FINLANDA

- Societas Geographica Fenniae — Helsinki.
- Zoological Museum — Helsinki.

FRANȚA

- Institut Cooperatif de l'Ecole moderne lalc — Cannes.
- Museum National d'Histoire Naturelle — Paris.
- Université de Strasbourg, Instt. de Geologie — Strasbourg.
- I.N.R.A. — Versailles.

R.D. GERMANĂ

- Geographisches Institut — Akademie der Wissenschaften — Leipzig.
- Kulturhistorisches Museum — Magdeburg.
- Staatliches Museum für Tierkunde — Dresden.
- Universität Tauschstelle — Jena.
- Museum für Naturkunde — Gera.
- Museum für Naturkunde an der Humboldt — Berlin
- Staatliches Museum für Naturkunde — Görlitz.
- Museum der Stadt Gotha — Naturkundemuseum — Gotha.

R.F. GERMANA

- Natur Museum und forschungs Institut, Senkenberg — Frankfurt am Main.
- Institut für Geologie Freie Univ. Berlin — Berlin.
- Uebersee Museum — Bremen.
- Institut für Naturkunde — Stuttgart.
- Zoologisches Museum „Al. Koenig“ — Bonn.
- Museum für Naturkunde Münster — Münster.

GRECIA

- Goulandris Natural History Museum — Kifissia

ITALIA

- Istituto di Biologia del Mare — Venezia.
- Museo Civico di Storia Naturale — Venezia.
- Istituto di Biologia del Mare — Venezia.
- Istituto di Geologia, Univ. di Milano — Milano.
- Istituto di paleontologia — Milano.
- Museo Civico di Storia Naturale — Verona.
- Istituto Nazionale di Entomologia — Roma
- Museo di Storia Naturale — Milano.
- Univ. di Bari — Bari.
- Istituto di Entomologia Agraria — Pisa.
- Univ. di Cagliari — Cagliari.
- Univ. di Ferrara — Ferrara.
- Univ. di Firenze — Florence.
- Museo Civico di Storia Naturale — Genova.
- Istituto di Zoologia — Siena.
- Univ. di Torino — Torino.
- Univ. di Urbino — Urbino.

IUGOSLAVIA

- The Serbian Biological Society — Beograd.
- Institute for plant protection — Beograd.
- Socièté serbe de geologie — Beograd.
- Republic Institution for the protection of nature and the Museum of natural history — Titograd.
- Rep. zavod za zastitu i prirode — Titograd.
- Institute of geology — Zagreb.
- Institut za oceanografijec i ribastva — Split.
- Geoloski zavod Sarajevo — Sarajevo.
- Prirodoslovni Musej Slovenija — Lubliana.
- Naturhistorisches Museum — Skopje.
- Hrvatski Narodni Zoologiski Musej — Zagreb.

MAREA BRITANIE

- British Museum (Nat. hist.) — London.
- Royal Scottish Museum Edinburg.
- The Society for the Promotion of Roman Studies — London.
- Royal Albert Memorial Museum — Exeter.
- Leeds City Museums — Leeds.

LUXEMBURG

- Museum d'Histoire Naturelle — Luxemburg.

NORVEGIA

- Statens Viltundersokelser.
- Museum Stavanger.
- Zoologisk Museum — Oslo.
- Tromso Museum.

OLANDA

- Nederlandse Entomologische Vereniging — Amsterdam.
- Artis-Bibliotheek — Amsterdam.
- Universiteit van Amsterdam — Amsterdam.
- Natuurhistorisch Museum and Vivarium — Enschede
- Rijksmuseum van Natuurlijke Histoire — Leiden.

POLONIA

- Université Marie Curie — Lublin.
- Mammals research Institute — Bialowieza.
- Institute of Geography (P.A.N.) — Warszawa.
- Institute of Ecology — Warszawa.
- Institute of Zoology — Warszawa.
- Insitutum Botanicum Universitatis Jagellonicae —
- Zaclad biologii wod — Krakow.
- Bibliotheque Nationale des Echanges Internationaux — Warszawa.
- Polish Academy of Sciences, Lab. of Water Biology.
- Academie Polonaise des Sciences, Studia geologica.
- Muzeum Gornoslaskie — Bytom.
- Gorzow Museum — Gorzow.
- Muzeum Ziemi — Warszawa.

PORTUGALIA

- Instituto de Zoologia, „dr. Augusto Nobre“.
- Museu Municipal do Funchal — Madeira.
- Museu e lab. miner. e geologico, Univ. de Lisboa.
- Servicos geologicos de Portugal — Lisboa.
- Sociedade Portuguesa de Ciencias Naturais — Lisboa.
- Biblioteca Nacional de Lisboa — Lisboa.
- Museu e Lab. Zoologica — Coimbra.

SPANIA

- Instituto de Estudios Pirenaicos — Jaca.
- Instituto de Investigaciones Geologicas „Lucas Mallada“ — Madrid.
- Instituto Cajal — Madrid.
- Universidad de Santiago de Compostela — La Coruna.

SUEDIA

- The Royal Swedish Academy of Sciences — Stockholm.
- Universitetet i Stockholm — Stockholm.
- National Institute for Plant Protection — Stockholm.
- Sveriges Geologiska Undersökning — Stockholm.
- Göteborgs Naturhistoriska Museum — Göteborgs.
- The Entomological Museum — Lund.

UNGARIA

- Societas Geographica Hungarica — Budapest.
- Magyar Allami Földtani Intezet — Budapest.
- Hungarian Geological Institute — Budapest.
- Paloc Museum — Ballassagyarmat.
- Hungarian Natural History Museum — Budapest.

U.R.S.S.

- Derjavhomy Universiteti — Kiev.
- The all-union order of Lenin Scientific Research Institute of Geology (VSEGEI) — Leningrad.
- Akademia Nauk SSSR, Minist. Geologii SSSR — Moscova.
- Universitete „T. G. Sevchenko” — Kiev.
- Zoologiceskii Instit. i Muzei — Leningrad.
- Zoologiceskii Muzei — Moscova.
- The zoological Museum — Kiev.

A S I A**CHINA**

- Institutum Botanicum — Peking.

INDIA

- Indian Museum Calcutta — Calcutta.

IRAN

- Univ. de Téhéran, fac. d'agronomie — Karadj.

JAPONIA

- Museum of Tokyo University — Tokyo.
- Chichibu Museum of Natural History — Saitama.
- Osaka Museum of Natural History — Osaka.

A F R I C A**ANGOLA**

- Museu do Dundo.

R. ARABĂ UNITĂ

- The Agricultural Museum — Dokki.

KENYA

- The National Museum.

REP. MALGACHE

- Centre O.R.S.T.O.M.

MAROC

- Institut Scientifique Chériffen — Rabat.

TUNISIA

- Institut National Scientifique et Technique d'Océanographie et de Peche — Salambo.

ZAMBIA

- Livingstone Museum National Museum of Zambia.

A M E R I C A D E N O R D**CANADA**

- National Museum of Canada — Ottawa.
- Manitoba Museum of Man and Nature — Manitoba.
- Annales de la Société Entomologique — Quebec.

CUBA

- Instituto de Geología y Paleontología — La Habana.
- Museo „Filipe Poey“ — Havana.

MEXICO

- Instituto de Historia Natural — Tuxtla Gutierrez.

S.U.A.

- The Ohio State University — Ohio.
- The Salk Institute for Biological Studies — San Diego, California.
- Museum Natural History — Univ. Alabama.
- Arkansas State Univ. Museum.
- Univ. of Colorado Museum.
- Museum of Natural History Smithsonian Instit.
- Idaho State Univ. Museum.
- Davenport Public Museum.
- Kansas Forestry, Fish and Game Comission.
- Museum of Comparative Zoology Cambridge.
- Cranbrook Institute of Science Bloomfield Hills.
- The Science Museum St-Paul — Minnesota.
- Nevada State Museum.
- The Newark Museum.
- American of Natural History — New York.
- Buffalo Museum of Science.
- North Carolina State Museum of Natural History.
- Oakville Praire Field Station — Univ. North Dakota.
- Museum of Natural History — Univ. of Oregon.
- Academy of Natural Sciences of Philadelphia.
- Texas Memorial Museum.
- Millwaukee Public Museum.
- U.S. Geological Survey Library — Nat. Center — Reston, Virginia.
- Alabama Academy of Sciences — Auburn.
- Auburn University — Alabama.

- The University of Florida — Gainesville.
- Florida Academy of Sciences — Orlando.
- United States Departement of the Interior, Geological survey — Washingtín.
- The University of San Francisco — San Francisco
- The University of California — Berkeley, Los Angeles.
- County Museum of Natural History — Los Angeles
- Paleontological Research Institution — Ithaca.
- American Fisheries Society — Maryland.
- The University of Chicago — Illinois.
- The New-York Botanical Garden, Bronx — New-York.

A M E R I C A D E S U D

ARGENTINA

- Instituto Nacional de Geología y Minería — Buenos-Aires.
- Museo de Historia Natural „Juan Cornelia“ — Moyano.

BRAZILIA

- Museu de Caca — Rio de Janiero.

CHILE

- Universidad Austral de Chile — Valdivia.

COLUMBIA

- Museo de Historia Natural — Papayan.

VENEZUELA

- Instituto Pedag. de Tecnol. Audiovisual — Caracas.
- Instituto de Zoología Tropical — Museo de Biología Caracas.

A U S T R A L I A

AUSTRALIA

- National Museum of Victoria — Melbourne.
- Royal Botanic Garden, South Yarra — Victoria.
- South Australian Museum — Adelaide.
- The Australian Museum — Sydney South.

NOUA ZEILANDA

- Otago Museum.

SESIUNEA DE COMUNICĂRI ȘTIINȚIFICE A MUZEULUI DE ȘTIINȚE NATURALE PIATRA NEAMȚ

În zilele de 22-23 octombrie 1977 s-a desfășurat la Piatra Neamț prima sesiune științifică de comunicări organizată de către Muzeul de Științe Naturale, manifestare circumscrisă marilor evenimente politico-istorice ale anului.

Ea a reunit în cadrul unui util schimb de idei, pe terenul investigațiilor geologice, geografice și biologice, specialiști din muzee, cadre didactice de la universitățile din Iași și Bucurduți, de la Institutele de Învățământ Superior din Pitești, Baia Mare și Suceava, cercetători de la Institutul de Geologie și Geofizică al R.S.R., Centrele de cercetări biologice Iași și Cluj, precum și profesori de geografie și biologie din învățământul liceal și de cultură generală din județul Neamț.

În ședința plenară, după prezentarea unei succinte informări a **dr. M. Ciobanu** privind „12 ani de activitate a Muzeului de Științe Naturale din Piatra Neamț”, au urmat câteva referate de largă audiență, semnate de **prof. dr. docent Tr. Ștefureac** — Univ. București („Contribuția unor botaniști români la războiul pentru independență și la răscoalele țărănești din 1907”), **prof. dr. docent I. Gugliuman** — Univ. Iași („Precizarea unor definiții, expresii și termeni geografici”) și **dr. docent I. Rășmeriță** — Centrul de Cercetări Biologice Cluj („Ecosistemele forestiere în contextul echilibrului biologic din natură”).

În ședințele organizate pe cele 3 secțiuni, geologie-geografie, botanică-genetică și zoologie-hidrobiologie s-au prezentat peste 100 de comunicări și care aproape în totalitate au subscris dezideratului programatic al sesiunii și, în general, al revistei muzeului, vizând fie cunoașterea teritoriului și naturii județului Neamț sau altor zone din Moldova, fie unele probleme generale de sinteză de un deosebit interes științific.

Comunicările de geologie au cuprins o problematică largă, de la studii de mineralogie, stratigrafie și paleontologie, cu valoare de sinteză sau cunoaștere regională — teoretice dar și cu implicații practice și pînă la preocupări care au în vedere în mod expres posibilitățile de valorificare economică a unor substanțe minerale utile.

Pe aceste coordonate s-au înscris elementele de noutate pe care le-au adus în discuție o serie de lucrări din care notăm: limita dintre Pliocen și Pleistocen pe bază de moluște (**prof. dr. doc. N. Macarovicl, m.c. Acad. R.S.R.**), evaporitele din România (**prof. dr. doc. M. Paucă**), noi contribuții la cunoașterea faunei sarmațiene din Platforma Moldovenească (**lector dr. Bica**

Ionesi, dr. M. Ciobanu), geologia și geochimia rocilor oligocene bituminoase dintre Ozana și Suha Mare (**dr. C. Grasu, cercetători C. Catană, D. Grinea, prof. dr. L. Ionesi**), apele minerale din munții Hăghimaș-Tulgheș (**prof. dr. doc. I. Preda, conf. dr. V. Todiriță**), nisipurile volhiniene din Platforma Moldovenească (**lector dr. Bica Ionesi, lector dr. I. Petreuş**), sau considerații geochimice și tehnico-economice asupra unor nisipuri cuarțoase din zona Calu-Tazlău (**cercetători V. Matei, T. Brustur, D. Grinea, C. Catană**).

La același nivel de interes, după cum au relevat discuțiile finale, s-au ridicat și lucrările de geomorfologie și pedogeografie și mai ales cele cu referință la problemele contactului Podișului Moldovenesc cu Cîmpia Dunării de Jos (**prof. dr. I. Sircu**), formarea prundișurilor lacustre în zona lacului de acumulare Izvorul Muntelui-Bicaz (**cercetătorii M. Rădoane, N. Rădoane**), sau la condițiile naturale și capacitatea productivă a unor terenuri agricole din zona de podiș a județului Neamț (**dr. Fl. Predel, cercetători N. Andreiași, Gh. Lupașcu, C. Rusu**).

Cele două secții de biologie au întrunit numeroase personalități științifice care prin comunicările lor au răspuns unor interesante aspecte privind cercetarea și cunoașterea naturii județului Neamț sau a altor zone ale țării.

Comunicările din domeniul botanicii au cuprins o largă gamă de cercetări, de la cele de sistematică, morfologie, ecofiziologie, pînă la cele de genetică vegetală, lucrări de o autentică valoare teoretică și practică. S-au remarcat contribuțiile la: cunoașterea florei țărilor (**prof. dr. doc. Tr. Ștefureac, lector A. Volcinschi, prof. dr. doc. C. Burduja**), flora și vegetația unor regiuni din Carpații Orientali și Podișul Moldovenesc (**dr. Al. Manoliu, lector dr. Gh. Mihai și prof. Elena Podoleanu, dr. D. Dăscălescu, dr. Gh. Vițalariu, s.a.**), cunoașterea saprobității unor ape (**cercetător M. Porumb**), cunoașterea morfo-ecofiziologiei unor plante (**prof. dr. C. Toma, prof. dr. doc. C. Burduja, lector Elena Jeanrenaud, cercetător Alice Pisciă, s.a.**), cunoașterea resurselor pomodendrologice ale jud. Neamț (**prof. dr. V. Cireașă ing. G. Leț**). Aceștia li s-au adăugat rezultatele investigațiilor de genetică vegetală, ce au avut drept obiectiv comportarea unor plante la tratamentul cu agenți mutageni, sau studiul cromozomial al unor specii cu valoare medicinală (**dr. I. Băra, cercetător Fl. Floria, s.a.**).

Comunicările ce s-au referit la zone deja intrate în rîndul rezervațiilor naturale au constituit adevărate monografii botanice, fundamentînd odată în de răspundere pe linia conservării tezaurului floristic al țării (**dr. Cl. Horeanu**) plus măsurile de protecție și făcînd recomandări de un real folos factorilor

Acceași extindere, pe preocupări și teme, au cunoscut-o și comunicările de zoologie, o pondere însemnată avînd rezultatele cercetărilor din domeniul entomologiei, ihtiologiei, herpetologiei, ornitologiei și mamologiei. Lucrările de entomologie prin volumul ridicat de date originale și aspecte expuse, prin metodologia de prezentare, au suscitât interesul participanților, imprimînd un caracter activ comunicărilor și discuțiilor. Se remarcă cu o mențiune specială cele de sistematică-zoogeografie (**conf. dr. C. Pisciă, cercetător**

V. Ionescu și muzeograf C. Podoleanu, muzeograii M. Aftene, C. Tărăbușă, ș.a.), cit și cele ce au tratat probleme de bioecologie, remarcabile din punct de vedere al orientării tematice, al caracterului aplicativ, aducând reale contribuții teoretice și practice (**șef lucrări dr. I. Petcu, lector dr. M. Varvara, muzeograf C. Podoleanu, lector dr. Gh. Mustață, ș.a.**). În alte lucrări au fost abordate probleme interesante privitoare la: bioecologia unor pești (**dr. Kl. Baltas**), morfo-anatomia unor sisteme la reptile (**prof. dr. Sergiu Haimovici și G. Comănescu**), aprecieri ecologice privind nutriția unor păsări (**dr. D. Munteanu**), biologia și ecologia unor mamifere (**prof. dr. G. D. Vasiliu, conf. dr. V. Simionescu, conf. dr. N. Valenciuc, ș.a.**), reținând atenția și interesul prin bogăția și diversitatea informațiilor, concluziilor formulate. Ultima parte a lucrărilor acestei secții a cuprins comunicările de hidrobiologie, ce au avut în atenție elucidarea unor probleme privind rolul microorganismelor în lacul de acumulare Izvorul Muntelui-Bicaz (**dr. C. Măzăreanu și colab. ș.a.**, cit și asupra zooplanctonului unor lacuri de acumulare ale țării (**dr. C. Rujinski**).

Un loc aparte l-au constituit evocările legate de viața și opera unor renumiți biologi români, sens în care **conf. dr. V. Ghenciu și prof. Veturia Vasile** au relevat personalitatea științifică a lui **George Bujorean**, complexitatea preocupărilor și ideilor sale general-biologice didactice și mai ales ecologice.

Organizată în cadrul celei de-a doua ediții a Festivalului național „Cântarea României”, prima sesiune a Muzeului de Științe Naturale s-a dovedit, prin ținuta academică a lucrărilor, nivelul elevat al discuțiilor, cit și prin diversitatea de preocupări a participanților, o manifestare de prestigiu în viața culturală a județului, menită să răspundă unor deziderate majore impuse nu numai de necesitatea legării mai strinse a cercetării cu învățămîntul și producția, dar și de nevoia integrării acestor rezultate în circuitul valorilor cultural-științifice naționale.

REDAȚIA

Deși constituie de aproape un secol obiect al cercetării științifice, fauna oligocenă de la Piatra Neamț nu a fost cuprinsă pînă în prezent într-o lucrare cu caracter monografic, cu toate că abundența și diversitatea ichtiofaunei, în mod special, dar și prezența într-o remarcabilă stare de conservare a unor rarități paleontologice, mai ales din grupul arthropodelor, impunea o asemenea lucrare.

Este meritul **dr. M. Ciobanu**, care cu perseverență și migală, întărite printr-un deosebit profesionalism științific, a reușit să redea într-o încheată sinteză paleontologică ceea ce muncii Cozlei, Pietricicăi și Cernegurei i-au dăruit cu generozitate.

Lucrarea **dr. M. Ciobanu** este structurată în 9 capitole, dintre care primele 5 avînd un caracter introductiv, familiarizînd cititorul cu cadrul geografic al regiunii examinate, istoricul cercetărilor geologice și paleontologice, succesiunea stratigrafică a depozitelor oligocene din zona Piatra Neamț și unele considerații asupra vârstei acestor depozite, deduse din studiul repartiției temporale și spațiale a genurilor de pești recunoscute în Oligocenul de la Piatra Neamț, de asemenea, cu metodele de cercetare a peștilor fosili. Cel de-al 6-lea capitol al lucrării, cel mai amplu în structura sa (105 pag.) îl reprezintă capitolul de Paleontologie Sistematică, în cadrul căruia sînt descriși 102 taxoni dintre care cei mai mulți revin peștilor (69), urmași de lamelibranchiate (24), gasteropode (4), arthropode (3), reptile (1).

Ultimele 3 capitole alcătuiesc partea de interpretare științifică a bogatului material faptic studiat, atît sub aspectul reconstituirii condițiilor paleoecologice și paleogeografice, cît și al stabilirii relațiilor filogenetice între speciile de pești cercetate.

Cea mai substanțială contribuție științifică a lucrării **dr. M. Ciobanu** o reprezintă fără îndoială cea de ordin sistematic-taxonomic, dintre cel 102 taxoni descriși, 32 fiind noi pentru știință (29 dintre aceștia aparțin peștilor teleostei, incluzînd aici și citarea pentru prima oară în stare fosilă a două genuri actuale **Solea** și **Oncocephalus**), iar 53 reprezentînd noutăți pentru fauna oligocenă a României. În acest fel lucrarea se înscrie atît ca un aport important la patrimoniul paleoichtiologic național cît și la cel mondial.

Bogăția faunei de pești studiate de autor permite o mai bună înțelegere a evoluției acestora în timpul Oligocenului, oferînd totodată multe date necesare discutării repartiției biogeografice a faunelor înrudite în mările prezentului. În acest sens lucrarea **dr. M. Ciobanu** se plasează într-un context de monografia paleoichtiologică dedicate unor faune oligocene, alături de lucrările lui **Jerzemska** pentru Carpații polonezi, ale lui **Daniltschenko** pentru Caucaz și ale lui **Arambourg** pentru Iran.

Speciile de pești sînt amplu descrise, cu indicarea dimensiunilor, a raporturilor semnificative din punct de vedere taxonomic, a particularităților scheletice ce permit diferențierea față de alte specii înrudite, precizîndu-se totodată poziția lor stratigrafică precum și răspîndirea paleogeografică.

Deși cu o pondere mult mai mică în cadrul asociației paleofaunistice, fauna de nevertebrate este deosebit de interesantă, aceasta aducînd informații în plus privind reconstituirea paleogeografică a bazinului de sedimentare din acest sector al mării oligocene.

În capitolele finale ale lucrării autorul face o meritorie încercare de stabilire a relațiilor filogenetice între speciile ichtiofaunei oligocene, de asemenea oferă o interpretare a condițiilor paleoecologice, remarcabilă prin punctele de vedere originale, ce impune o discuție mai largă în viitor, după ce autorul va fi examinat întreaga asociație floristică (în special cele 250 exemplare de alge, menționate la pag. 132), ca și toată ichtiofauna de care dispune (aproape 3000 de exemplare, din care doar o parte au fost prezentate în cadrul lucrării recenzate).

În concluzie monografia **dr. M. Ciobanu** se înscrie drept o lucrare de referință paleontologică, indispensabilă oricărui cercetător care va aborda în viitor studiul unor ichtiofaune oligocene, o contribuție de primă mărime la cunoașterea conținutului paleontologic al depozitelor oligocene din România.

Prin acest ultim aspect lucrarea depășește sfera de interes a specialiștilor, ea oferind numeroase informații tuturor celor dornici să cunoască imagini ale vieții din trecutul pămîntului românesc.

Lector **dr. DAN GRIGORESCU**,
Universitatea București

Tehnoredactor : Ion PĂTRAȘCU

Culegere : Onciul OREST

Tiparul : Gh. LUCA

*Dați la cules februarie 1978 —
B.T. noiembrie 1978. Coli tipar
22.5 Hirtie Tip 1 A, cal. E. 085.
Format 70/100 X5*

Tipografia județeană Piatra Neamț
România

