

STUDIA
UNIVERSITATIS BABEŞ-BOLYAI

SERIES GEOLOGIA-GEOGRAPHIA

FASCICULUS 1

1969

C L U J

REDACTOR ȘEF: **Prof. ȘT. PASCU**, membru corespondent al Academiei

REDACTORI ȘEFI ADJUNCTI: Acad. prof. **ȘT. PÉTERFI**, prof. **GH. MARCU**,
conf. **A. NEGUCIOIU**

COMITETUL DE REDACȚIE AL SERIEI GEOLOGIE—GEOGRAFIE: Prof. **A. BOGDAN**, prof. **T. MORARIU**, membru corespondent al Academiei (redactor responsabil), prof. **E. STOICOVICI**, conf. **N. MÉSZAROS**, conf. **AL. SAVU** (secretar de redacție)

STUDIA

UNIVERSITATIS BABEȘ-BOLYAI

SERIES GEOLOGIA-GEOGRAPHIA

FASCICULUS I

 Redacția: CLUJ, str. M. Kogălniceanu 1. • Telefon: 134 50

SUMAR — СОДЕРЖАНИЕ — SOMMAIRE — CONTENTS — INHALT

- I. AL. MAXIM**, I. DRAGOȘ, Studiul tehnico-economic al zăcămintului de calcar triasic de la Bulz (jud. Bihor). • Техничко-экономическое исследование залежи триасового известняка местности Булз (Уезд Бихор) • Etude technique-économique du gisement de calcaire triasique de Bulz (district de Bihor) 3
- E. STOICOVICI, I. BEDELEAN, Contribuții la studiul zeoliților. Stilbitul de la Lîmpedea-Ferneziu (Baia Mare) • К изучению цеолитов. Стильбит из карьера Лимпедя-Фернеziu (Бая Маре) • Contribution à l'étude des zéolithes. Le stilbite de Lîmpedea-Ferneziu (Baia Mare) 11
- N. MÉSZÁROS, R. ROTH-TÁMAȘ, Problema unor specii noi de ostreide eocene din Transilvania • Вопросы некоторых новых видов эоценовых устриц Трансильвании • Le problème de certaines espèces nouvelles d'ostreïdes éocènes de Transylvanie 23
- A. DUȘA, Asupra faunei de orbitoline din cretacicul de la Căprioara-Pojoga, pe valea Mureșului • О фауне орбитолин мела Кэприора-Пожога, в долине р. Муреш • Sur la faune d'orbitolines du crétacé de Caprioara-Pojoga, vallée du Mureș 31
- P. MAROSI, Principiile clasificării genetice a formațiunilor piemontane și a zonalității lor hidrogeologice, cu privire specială asupra teritoriului R. S. România, (II). Apele freatice ale formațiunilor piemontane • Принципы генетической классификации подгорных образований и их гидрогеологической зональности на примере территории Социалистической Республики Румынии (II). Грунтовые воды подгорных образований • Principes de la classification génétique des formations piedmontanes et de leur zonalité hydrogéologique, concernant spécialement le territoire de la Roumanie (II). Les eaux phréatiques des formations piedmontanes 41
- O. CLICHICI, Cîteva constatări pe baza cercetării sedimentelor permo-triasice din sectorul Meseș, județul Sălaj • Некоторые замечания на основе исследования пермско-триасовых отложений сектора Месеш (Уезд Сэлж) • Quelques constatations faites au cours de recherches sur les sédiments permo-triasiques du secteur de Meseș, dép. de Sălaj. 53

H. FUCHS, Contribuții la cunoașterea genului <i>Chapmanina</i> SILVESTRI ● К познанию рода <i>Chapmanina</i> SILVESTRI ● Contribution à la connaissance du genre <i>Chapmanina</i> SILVESTRI	61
L. VOICULESCU, V. GHIURCA, Cercetări mineralogice asupra gresiilor și calcarelor tortonian-superioare din bazinul Baia Mare ● Минералогическое исследование верхнетортонских песчаников и известняков бассейна Бая-Маре ● Recherches minéralogiques sur les grès et les calcaires tortoniens supérieurs du bassin de Baia Mare	73
L. GÁBOS, V. GHIURCA, Echinide mici din faciesul recifal al tortonianului din Transilvania ● Малые эхиныды в рифовой фации тортонского яруса Трансильвании ● Les petits échinidés du faciès récifal du tortonien de Transylvanie	81
I. BUTA, Unele aspecte ale scurgerii maxime în bazinul Someșului ● Некоторые аспекты максимального стока в бассейне Сомеша ● Some Aspects of the Maximum Flowing in the Someș Basin	93
E. IACOV, Fenomene de iarnă și regimul de îngheț pe râurile din Munții Apuseni ● Зимние явления и режим замерзания на реках Гор Апусень ● Winter Phenomena and the Freezing Regime on the Rivers from the Apuseni Mountains	105
I. TÖVISSI, Unele metode de determinare a mediului morfodinamic prin studiul depozitelor nisipoase ● Методы определения морфодинамической среды исследованием песчаных отложений ● Some Methods of the Determination of Morphodynamic Medium by Study of Sandy Deposits	115
I. BĂLINT, N. RABOCA, Contribuții la studiul influenței reliefului de terasă în pedogeneză, pe terasele Someșului Mic și Someșului Mare ● К исследованию влияния террасного рельефа в почвообразовании, на террасах рек Сомешул Мик и Сомешул Маре ● Contributions to the Study of the Influence of Terrace Relief in Pedogenesis, on the Terraces of Someșul Mic and Someșul Mare	125
I. FĂRCAȘ, Probabilitatea și gradul de asigurare cu precipitații la stațiile Turda și Cîmpia Turzii ● Вероятность и степень обеспечения осадками станций Турда и Кымпия Турзий ● The Probability and the Degree of Covering with Precipitations at Turda and Cîmpia Turzii Stations	131
P. TUDORAN, Observații geomorfologice în depresiunea Almaș-Gurahonț ● Геоморфологические наблюдения в бассейне Алмаш-Гурахонц ● Geomorphological Observations regarding the Almaș-Gurahonț Depression	137
I. SUSAN, Deplasările zilnice ale forței de muncă spre orașul Cluj ● Ежедневные перемещения рабочей силы в город Клуж ● Der tägliche Pendlerverkehr nach der Stadt Cluj	145
Cronică — Хроника — Chronique — Chronicle — Chronik Colocviul cocenului (Paris, 1968) (N. MÉSZÁROS)	151

STUDIUL TEHNICO-ECONOMIC AL ZĂCĂMINTULUI DE CALCAR TRIASIC DE LA BULZ (JUD. BIHOR)

de

ION AL. MAXIM și ION DRAGOȘ

Calcarele triasice, obiectul acestui studiu, sînt situate în partea de sud-est a Munților Rezului și în partea de nord-est a Munților Pădurea Craiului, la unghiul de îmbinare a acestora, separați prin Crișul Repede.

Pentru punerea în exploatare a zăcămintului de calcar, s-a ținut seama în primul rînd de avantajul apropierii lui de căile de comunicație. Asupra masivelor calcaroase de lîngă halta C.F.R. Bulz—Valea Iadului—Valea Satului, Bucea etc., s-au efectuat o serie de cercetări și analize. Rezultatele obținute arată că ele au o serie de proprietăți dintre cele mai valoroase pentru aplicabilitatea lor în diferite domenii ale industriei.

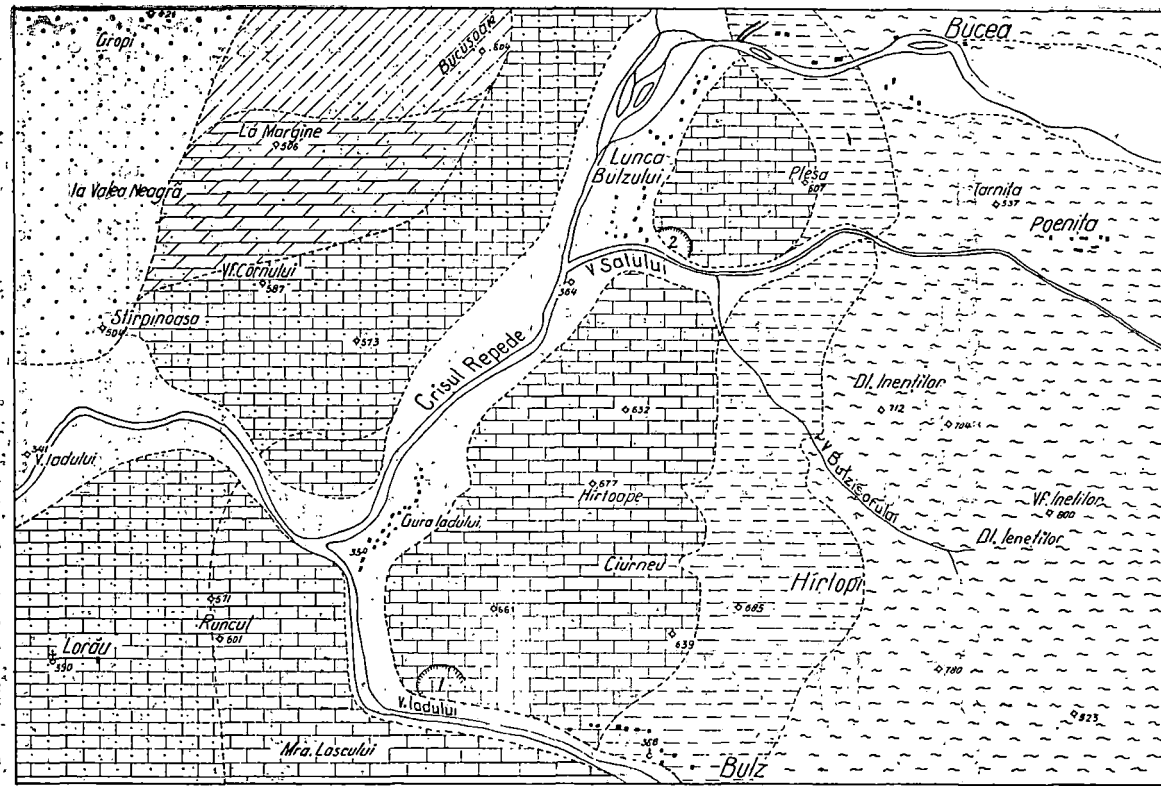
Cîteva date stratigrafice. Geologic, teritoriul de aflorare al calcarului se integrează în cuprinsul unei regiuni care a fost studiată înainte de o serie de cercetători, ca A. Boué 1833 [1], Fr. v. Hauer 1852 [3], H. Wolf 1860 [9], Th. Kräutner 1939—1941 [4, 5], R. Givulescu 1955 [2], D. Patrulea 1956 [6], S. Pauliuc 1958 [7] și alții.

În regiunea apropiată și zona ei de cadru se pot distinge formațiunile geologice (prezentate în fig. 1).

Substratul și cadrul regiunii e format din sisturile cristaline, sedimentele permio-verfeniene, peste care se dispun depozitele triasice de tipul virglorian-ladinian, apoi jurasicul care e reprezentat prin diferite forme de calcare și sisturi negre; cretacicul e prezent și el prin calcare și conglomerate. Terțiarul îl găsim prezent prin tortonianul conglomeratic și marno-argilos; sarmațianul este format din marne, gresii, nisipuri și pietrișuri; cuaternarul se identifică prin pietrișuri și formațiuni de terasă. Eruptivul arată individualizarea unor masive mai mici riolitice.

Triasicul din ale cărui depozite fac parte punctele de exploatare și care constituie în totalitate zona imediat înconjurătoare aparține virglorian-ladinianului reprezentat prin calcare negre cenușii. Acestea cuprind puține fosile, ca atare vîrsta lor a fost precizată mai mult pe baza

(Judetul Bihor)



LEGENĂ

- | | | | | | |
|--|---------------|--|-------------------|--|-----------|
| | Quaternar | | Triasic sup. | | Cărieră 1 |
| | Sarmatian | | Virgilian-Iadnian | | Cărieră 2 |
| | Cretacic inf. | | Permian-verfenian | | |
| | Jurassic inf. | | Cristalin | | |

poziției lor stratigrafice și asemănării de facies litologic cu depozitele clasice din Alpi, de facies Guttenstein.

Bancurile calcaroase se dispun în perimetrul zonei de exploatare pe o direcție între 9—11°E/30°NV. Prezintă slabe variațiuni faciesale, fiind în general destul de constante din punct de vedere litologic. Ele afloră ca stînci masive în jurul comunelor Bulz-Bucea, formînd Dîmbul Iepurelui, Vf. Craiului, Valea Satului, Valea Iadului, Ponor, unde, de altfel are cea mai mare extindere. Pe suprafața calcarelor se observă o serie de fenomene carstice (fig. 1,2).

Carierele. Calcarul triasic de aici este exploatat prin două cariere situate în jurul comunei Bulz și care au fost deschise în anul 1957 de către Întreprinderea Regională Extractivă.

Cariera Valea Satului este deschisă la o distanță de 3 km de halta C.F.R. Bulz, avînd un front de lucru cu o lățime de 60 m și o înălțime de 45 m (fig. 2).

Cariera Valea Iadului este deschisă pe partea dreaptă a Văii Iadului, la o distanță de 2 km de rampa de încărcare C.F.R., avînd frontul de lucru cu o lungime de 200 m și o lățime de 60 m, și cu înălțimi ce variază între 30 și 80 m (fig. 1).

În ambele cariere calcarul este complet deschis la zi, fără a avea în acoperiș vreun strat de sol. O dată cu exploatarea s-a impus și un studiu mai apropiat al compoziției petrografice, al celei chimice cît și al proprietăților tehnico-mecanice ale acestor calcare.

Descrierea zăcămintelor de calcare. Calcările triasice din ambele cariere macroscopic arată o culoare neagră-cenușiu cu vinișoare de calcit de culoare albă și recristalizată. Ele sînt puternic diaclazate atît în blocuri mari, cu suprafețe de separație în plăci ce variază de la cîțiva cm la 1,5 m, cît și pe suprafețe reduse pînă la cm.

Probele culse din fronturile de lucru ale carierelor microscopic arată o componentă, în general uniformă a rocii, care este formată din o masă fundamentală de cristale mărunte de calcită, cu forme neregulate, prinse în ciment microcristalin de calcit.

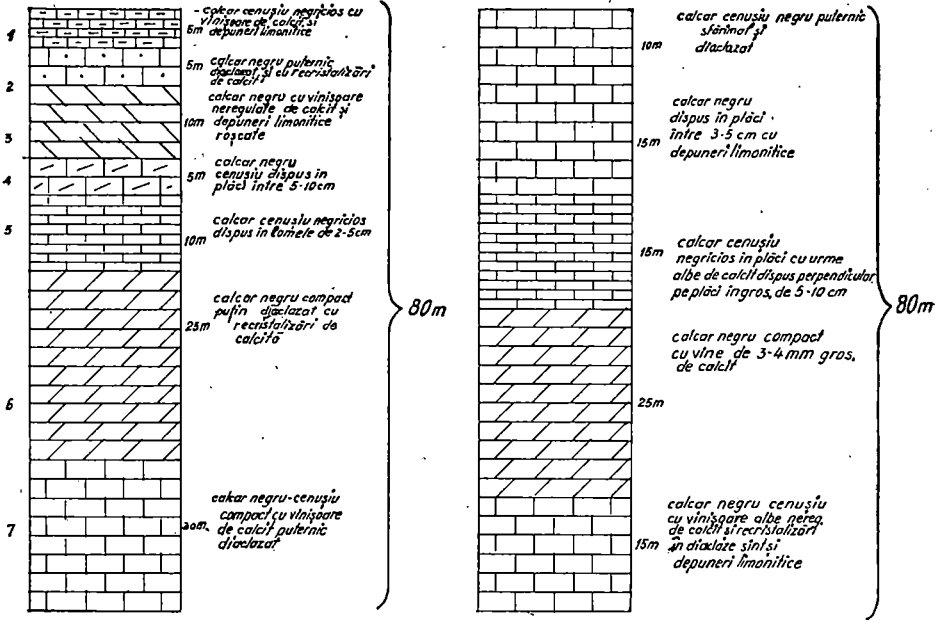
În masa calcarelor din deschiderea carierelor se remarcă prezența unor nivele cu un metamorfism incipient, pus în evidență prin recristalizarea calcarului inițial și de calcare la care procesul de recristalizarea masei calcaroase nu este prezent.

În profilul carierelor se reliefează structural și existența unor calcare pseudoolitice; structura pseudoolitică se manifestă prin o masă calcaroasă foarte fină, cu plaje de substanță organică neagră și filoane de calcit. Peste tot calcările sînt puternic diaclazate, rupturile și diaclazele au diametrul transversal foarte variat, iar masa calcaroasă local este opacă. S-au mai identificat mai rar și prezența muscovitei în solzi de 0,1—0,02 mm, a cuarțului, resturi cărbunoase și unele plaje limonitice.

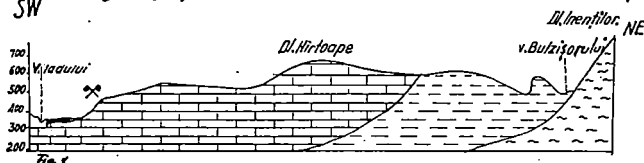
Structura calcarului dată mai sus este redarea sintetică a examinării celor 12 secțiuni microscopice executate din probele luate din diferite puncte ale carierelor (vezi coloanele stratigrafice).

*Coloană stratigrafică
V. Satului*

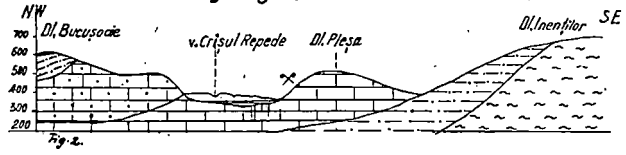
*Coloană stratigrafică
V. Iadului*



Profil geologic prin V. Iadului-Dl. Hirtoape-V. Bulzisorului-Dl. Inenților



Profil geologic prin Dl. Inenților - Dl. Bucușoai



Proprietăți tehnico-mecanice. Calcările se pot și se utilizează ca piatră spartă pentru îmbrăcăminți de drumuri sau balastarea liniilor ferate.

Dăm în tabelul I parametri fizico-mecanici, redați comparativ cu ai altor calcare triasice din Munții Apuseni [8].

Tabel

Cariera	Greutatea specifică g/cm ³	Greutatea aparentă	Compac- titatea	Porozita- tea %	Rezist. la compresi- une g/cm	Rezist la uzură	Gelivi- tatea
Bulz cu Valea Iadului	[2,756	2,709	98,68	1,32	1200	0,50	Roca nu este gelivă
Bulz cu Valea Satului Arman-comuna	2,758	2,711	98,22	1,78	1212	0,49	idem
Borz-Beiuș	2,739	2,597	98,05	1,95	1048	—	—
Bratca-Aleşd	2,782	2,748	98,71	1,23	1428	—	—
Călugări-Crișul Negru	2,817	2,773	98,46	1,54	1654	—	—

Tabelul sinoptic I, redat comparativ cu al altor calcare triasice mai apropiate arată caracteristici asemănătoare. De unde reiese că acest calcar este utilizabil cu bune rezultate în domeniul materialelor de construcții.

În *industria varului*, din calcările acestea se obține, prin ardere, un var gras de culoare albă imaculată formînd o pastă fină, omogenă și fără scrungi. Prin spălarea varului, pînă la eliminarea completă a părții solubile utile, se observă reziduuri de limonit, muscovită, scorii silicioase în procentaj de numai 1,5%, față de 7—10% cît admite stas-ul în vigoare pentru impurități.

Randamentul în pastă al varului s-a obținut prin o serie de încercări, prin probe de cîte 5 kg. Acest randament este exprimat și în litri pastă var, rezultat din stingerea a 5 kg var în bulgări (după formula $\frac{G_1 G_2}{5 \text{ kg}}$) și variază între 2,34—3,78 l/kg. Dacă ținem cont că limitele de admisibilitate pentru calitatea 1-a sînt de minimum 2,2 l/kg, iar la calitatea a 11-a minimum 1,8 l/kg, rezultă că randamentul în pastă este cu mult superior indicilor de admisibilitate.

Consistența pastei de var s-a determinat cu ajutorul conului etalon, obținîndu-se indici cuprinși între 3—8 cm. Indicii maximi admiși pentru consistența pastei sînt cuprinși între 10—12 cm, de unde rezultă că indicii obținuți sînt buni.

Determinarea *densității* varului stins, timpul de ardere în raport cu alte calcare, ne indică de asemenea valori optime pentru utilizarea cu succes la obținerea unui var de calitate superioară.

Analiza chimică. Asupra calcarelor din cele două cariere existente s-au efectuat o serie de analize chimice în cadrul laboratoarelor trus-
tauului minier din Cluj, întreprinderii industriale locale din Cluj, obținându-se rezultatele consemnate în tabelul II.

Tabel II

Compozenți	Anul 1957		Anul 1961		Anul 1965
	Cariera V. Sătului	Cariera V. Iadului	Cariera V. Sătului	Cariera V. Iadului	Proba medie din carierele V. Sătului și V. Iadului
CaO	49,29	52,81	55,20	52,00	52,18
MgO	4,04	0,10	0,56	—	2,06
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	0,63	1,60	0,62	0,56	1,54
CO ₂	44,18	44,00	43,60	42,70	41,95
S	—	0,02	0,19	—	—
SiO ₂	0,97	0,32	1,70	2,10	1,44
SO ₃	—	—	0,51	0,23	0,27
Reziduu insolubil în ClH	1,26	0,85	—	—	—
Total CO ₃ Ca	93,47	96,81	98,80	94,70	94,13
Total	99,81	99,70	102,38	99,59	99,44

Probele de mai sus efectuate în mai mulți ani, arată o constanță a componentilor chimici CO₃Ca variază doar între 93,47—98,80, iar ceilalți componenți în cantități reduse, ceea ce ne indică o materie bună și pentru industria varului, industria cimentului, în industria chimică, a zahărului și ca amendamente în agricultură.

Calitățile bune pe care le are acest calcar din ambele cariere, rezultă și din tabelul III, unde sînt redate pentru comparație și alte calcare triasice din țară.

Tabel III

Compoziția chimică comparativă a unor exploatări de calcare din R. S. România, de vîrstă triasică

Ocurența	CO ₃ Ca	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃	CO ₂	SiO ₂	SO ₃	MnO	S	Reziduu îns. în ClH
Moneasa sat (calc. cenușiu)	95,97	55,77	0,10	0,97+ 0,21	42,20	0,85	—	1,28	—	—
Arman-comuna Borz-Beiuș	97,85	54,35	0,16	1,05	43,52	0,32	—	—	—	—
Mahmudia Tulcea	83,99	—	1,80	—	—	1,20	—	—	—	—
Media celor 6 ana- lize din Valea Sa- tului și V. Iadului	95,58	52,30	1,35	0,99	43,28	1,20	0,20	—	0,42	0,04

Pe lângă probele tehnice enumerate, s-au efectuat și analizele roentgenografice și termodiferențiale și s-au obținut date care și ele dovedesc procentul ridicat în CO_2Ca .

Concluzii. Pe baza tuturor încercărilor efectuate asupra calcarelor de la Bulz cu Valea Satului și Valea Iadului, reiese că ele au mari posibilități de utilizare mai ales în industria varului, a cimentului, în industria chimică, ca amendamente în agricultură și în domeniul materialelor de construcții.

Rezervele zăcămîntului de calcar determinate, practic, sînt inepuizabile, și apropierea lor de mijloacele de comunicații fac din el un produs cu o mare rentabilitate de exploatare.

BIBLIOGRAFIE

1. Boué A., „Mémoires de la Soc. Géol. de France”, 1833, I. 1 part.
2. Givulescu R., Contribuții la stratigrafia și tectonica părții de răsărit a Munților Rezului. Stud. și cercet. șt. Acad. R.P.R. Fil. Cluj, ser. 11, 3—4, 1955.
3. Hauer Fr. v., Über die geologische Beschaffenheit des Körösthales im Östlichen Theile des Biharers Comitatus in Ungarn. „Jahrbuch d.k.k geol. R.A. III, Wien, 1853.
4. Kräutner Th., Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. „Bul. Soc. Rm. Geol.”, 1939, IV.
5. — — Études géologiques dans la Pădurea Craiului. „Cr. Inst. Géol. Roum.”, 1941, XXVI.
6. Patrulius D., Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. „Dări de seamă” Com. geol., 1956, vol. XL.
7. Pauliuc S., Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). „Anal. Univ. »C. I. Parhon«”, seria șt. nat., nr. 1958.
8. Pîrvu G., Carierele din R.P.R. Editura tehnică, București, 1964.
9. Wolf H. v., Bericht über die geologische Aufnahme im Körösthale in Ungarn im Jahre 1860.

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАЛЕЖИ ТРИАСОВОГО ИЗВЕСТНЯКА МЕСТНОСТИ-БУЛЗ (ВЕЗД. БИХОР)

(Резюме)

Авторы статьи исследовали карьеры триасового известняка местности Булз (Везд Бихор) с минералогической и петрографической точки зрения.

Они особо рассматривают технико-механические свойства залежи и приходят к выводу, что этот известняк является хорошим строительным материалом, а также хорошим материалом для производства извести и цемента и для агромелиоративных работ.

ETUDE TECHNIQUE-ÉCONOMIQUE DU GISEMENT DE CALCAIRE TRIASIQUÉ DE BULZ (DISTRICT DE BIHOR)

(Résumé)

On présente les carrières de calcaire triasique de Bulz au point de vue minéralogique et pétrographique.

Les auteurs examinent en particulier les propriétés technico-mécaniques du gisement et ils aboutissent à la conclusion qu'il s'agit d'un bon matériau pour les constructions, pour la fabrication de la chaux et du ciment, ainsi que pour les améliorations de caractère agricole.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL ZEOLIȚILOR STILBITUL DE LA LIMPEDEA-FERNEZIU (BAIA MARE)

de

EUGEN STOICOVICI și IOAN BEDELEAN

Lucrare prezentată în ședința de comunicări a Secției de geologie din 27. II. 1968

În eruptivul neogen al Munților Oaș-Gutii au fost semnalate iviri de zeoliți, ca minerale de neoformațiune, rezultate în urma ultimelor manifestări hidrotermale din regiune, V. Manilici (1958—1959), D. Rădulescu (1958), I. Gheorghită și M. Dofescu (1958—1959).

În apropierea cartierului Ferneziu, al orașului Baia Mare, la confluența v. Limpedea cu v. Firizei, în extremitatea sud-estică a carierei de exploatare a andezitelor bazaltoide, am identificat o nouă ocurență zeolitică, care pe baza determinărilor efectuate, indică prezența zeolitu-lui stilbit (desmin) (fig. 1).

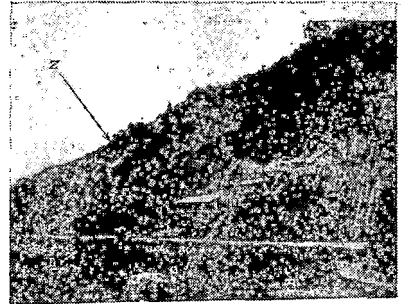
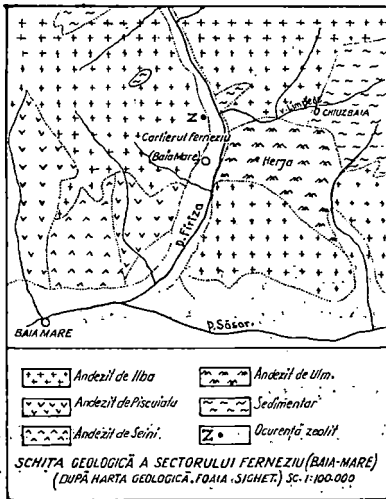
Cadrul geologic și petrografic. Ivirea de zeoliți cercetată de noi este cantonată în andezite propilitice, cu aspect macroscopic de roci poroase, de culoare verde cenușie, flancate în extremitatea nordică de andezitele piroxenice cu aspect bazaltoid, exploatate în carieră în acest loc (fig. 2 și 3).

Macro- și microscopic am putut remarca deosebiri între cele două tipuri de roci, puse în evidență mai cu seamă prin procesele de alterare mult mai avansate la andezitele poroase situate la sud (fig. 2).

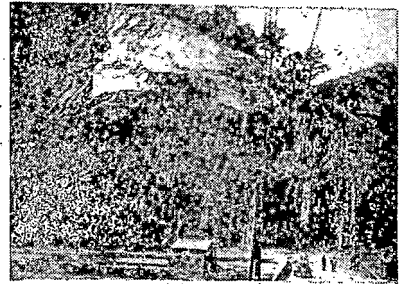
Andezitul piroxenic-bazaltoid se prezintă sub forma unui masiv cu separațiuni neregulate la suprafață, sub care apar coloane paralele dispuse vertical, cu pereți netezi și orientare identică, atingând înălțimi pînă la 20 metri (fig. 3).

Culoarea andezitului prismatic este cenușiu-închisă pînă la neagră prismele sînt compacte și se aseamănă foarte mult, ca aspect și dimensiuni, cu coloanele de bazalt.

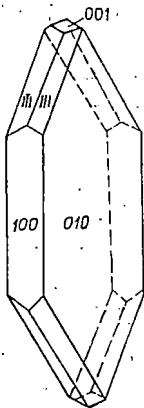
Microscopic prezintă o structură porfirică-holocristalină și o textură intersertală, pînă la ofitică cu caracter fluidal. Fenocristalele sînt formate din *feldspat plagioclaz*, maclat polisintetic după legea Karlsbad și uneori zonar, reprezentat prin labrador cu un conținut de An ce variază între 55% și 65%, de cele mai multe ori proaspăt sau cu un început de sericitizare centrală. Feldspatul poate să apară corodat și resor-



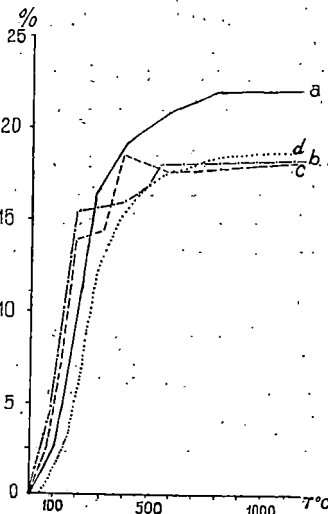
2



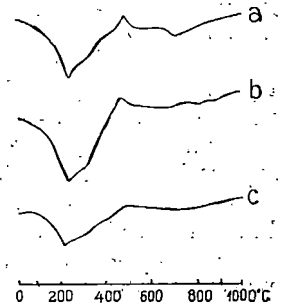
3



4



5



6

Fig. 2. Cariera Limpedea-Fernezii, extremitatea sudică; Z = ocurența de zeoliți. Fig. 3. Cariera de andezite piroxenice bazaltoide Limpedea-Fernezii. Fig. 4. Cristal de stilbit, desen în perspectivă după proiecția stereografică. Fig. 5. Diagrama deshidratării stilbitului. a) Limpedea-Fernezii; b) Nadap; c) Dunabogdány; d) Rio Grande do Sul — Brazilia. Fig. 6. Diagrama termodiferențială a stilbitului. a) Limpedea-Fernezii; b) Nadap; c) Dunabogdány.

biț magmatic, umplut cu clorit sub formă de masă criptocristalină. *Piroxenul augit*, cu c \wedge ng între 41° și 45°, de obicei este alterat, și de multe ori prezența lui este semnalată numai prin pseudomorfoze de serpentin-bastit sau de clorit (clinoclor) verzui. Foarte frecvente sînt cristalele de *pirit*, repartizate uniform în masa andezitului, cu habit cubic, avînd muchea între 0,001 și 0,005 mm, sau agregatele mai mari (0,01—0,05 mm). Pe fețele de cub se pot recunoaște striatiunile caracteristice. *Biotitul* apare lamelar, idiomorf, microlitic, cloritzat. Mai apar foarte rar fenocristale de *cuarț* bipiramidat, idiomorf. Pe fisuri și în goluri se pun în evidență filonașe și cuiburi de *calcit*.

Aceste fenocristale, așa cum arată analiza de integrare planimetrică, formează în medie 45% din masa secțiunii, iar restul este format din microlite.

Fenomenul de alterare, care la această rocă se prezintă mai puțin avansat, se poate urmări printr-o succesiune diferită de cea din roca gazdă a zeoliților și anume: în goluri, fisuri sau pseudomorfoze cloritul se situează central urmat de calcit în benzi concentrice, iar în exterior găsim silicea amorfă. Textura unei astfel de zone cu minerale de neoformațiune este rubanată. În materialul analizat n-am observat prezența zeoliților. Compoziția mineralogică se poate vedea în tabelul 1, ca rezultat al planimetrării.

Tabel 1

Rezultatele integrării rocilor andezitice (cariera Limpedeș-Ferneziu, Baia Mare)

Nr. crt.	Mineralul	Secțiunea					
		1	2	3*	4	5	6
1	Feldspat plagioclaz	19,80	17,82	3,66	15,17	9,87	19,60
2	Piroxeni+amfiboli	3,37	3,78	0,83	6,32	2,58	10,00
3	Biotit	0,52	1,07	0,63	0,47	0,30	1,24
4	Microlite	38,75	36,01	7,09	42,32	50,80	54,04
5	Clorit+băstît	22,81	30,94	20,87	26,13	23,90	6,26
6	Cuarț+silice amorfă	—	—	3,30	7,47	6,62	3,42
7	Calcit	5,80	0,78	35,89	—	—	1,08
8	Zeoliți	—	2,38	26,13	—	3,54	—
9	Minerale opace	0,51	0,87	0,83	1,17	1,03	2,22
10	Pori	8,52	6,44	0,84	1,02	1,38	2,15
Total		100,08	100,09	100,02	100,07	100,02	100,01

1—5 = Andezit poros (roca gazdă a zeoliților).

6 = Andezit piroxenic bazaltoid.

* Secțiunea cuprinde o druză.

Andezitul piroxenic-poros este roca gazdă a zeoliților. Ea prezintă forma de curgeri neorientate cu aspect de lavă poroasă, cu fisuri, diaclaze și goluri umplute cu minerale de neoformațiune. Culoarea variază de la verde cenușiu în porțiunile mai puțin alterate, pînă la brun cenușiu în zonele mai superficiale, mai afectate de agenții de alterare.

Microscopic prezintă o structură porfirică-holocristalină, dar cu un caracter geliform; textura fluidală, ofitică-intersertală, prin alterare devine rubanat-concreționară. Compoziția mineralogică cantitativă, obținută în urma planimetrării, se poate vedea în tabelul 1. Proporția de fenocristale de dimensiuni mari și mijlocii variază de la 40% la 60%. Ele sînt reprezentate prin feldspat plagioclaz prismatic sau izometric și prin piroxeni, mai rar prin amfiboli și biotit (pl. I, fig. 1 și 2).

Feldspatul plagioclaz, maclat polisintetic sau zonar, reprezentat printr-un andezin cu 35%—45% An, se găsește de obicei în stare proaspătă, dar uneori el apare sericitizat sau silicifiat. Feldspatul este corodat și resorbit magmatic, iar în golurile formate, serpentinelul (varietatea bastit) s-a depus hidrotermal cu structură ritmică, zonară, concentrică, lamelar-fibroasă, cu birefringență mai ridicată și culori de interferență galben-roșii-verzui.

Piroxenu *augit* a fost pus în evidență aproape în exclusivitate prin pseudomorfozele formate din lamele de bastit. Uneori bastitul apare doar în contur, sub forma unor benzi concentrice, formînd lamele perpendiculare pe marginea piroxenuului primar, iar central este prezent un serpentin pîslos-pufos sau silice amorfă (pl. I, fig. 3).

Biotitul lamelar, roșu-brun, este cloritizat doar marginal. Cantitativ biotitul este cu totul subordonat celorlalte minerale (în medie 0,50—0,60%).

Hornblenda bazaltică apare cu totul sporadic și a fost identificată doar în două din secțiunile analizate.

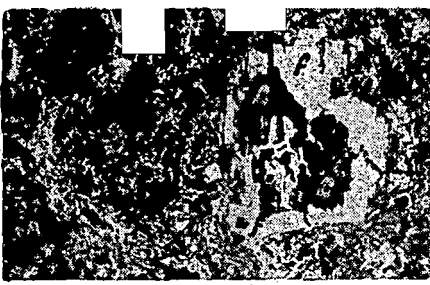
Mineralele de neoformațiune sînt reprezentate prin bastit, care predomină și apare în pseudomorfoze după piroxeni, sau feldspat plagioclaz (corodat și resorbit). Mai apar: *hidroxizi de fier*, *hidrohematit*, *calcit*, *pirit*, *silice* amorfă, criptocristalină, sau chiar geode de *cuarț*, *sericit* și *zeoliți*.

Alterarea hidrotermală și substituirea mineralelor primare se produce mult mai intens atît la fenocristalele cît și la microlitele andezitului poros, decît la andezitul bazaltoid.

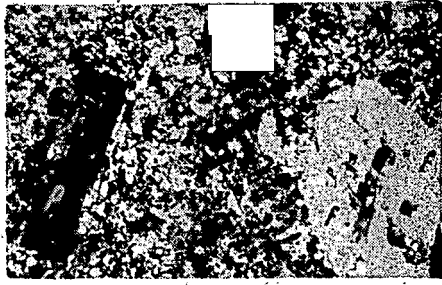
Dintre mineralele de neoformațiune, predomină agregatele de bastit, calcit și silicea, mai ales în zonele marginale ale rocii, spre suprafețele de separare sau pe diacłaze, fisuri și goluri. Calcitul este în general un precursor al zeolitului. Succesiunea mineralelor de neoformațiune din geode este următoarea: serpentin (bastit)—silice—calcit—(silice)—zeoliți.

Zeolitul identificat de noi este *stilbitul (desminul)* și el apare în zonele cele mai afectate de procesul de alterare, depus în cuiburi, druze sau filonașe, sub forma unor cristale bine dezvoltate, de ordinul milimetrilor pînă la 1—1,5 cm. Sînt cristale prismatice, de regulă maclate, cu clivaj foarte bun (pl. I, fig. 4—8).

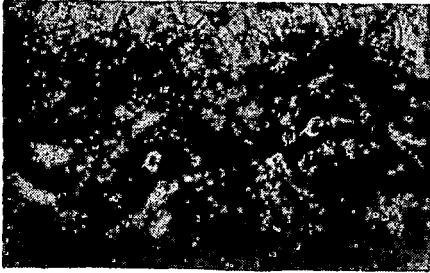
Am observat dezvoltarea a două generații de zeoliți, distincte microscopic (pl. I, fig. 4): 1. Cristale mărunte de ordinul de mărime 0,02—0,1 mm, pe soclul de calcit și 2. Cristale larg dezvoltate, în jur de 1 mm,



1



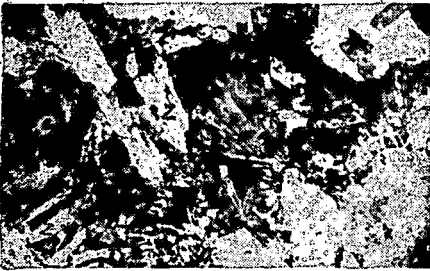
2



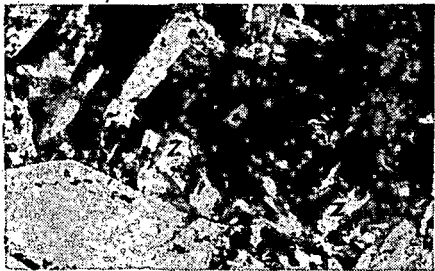
3



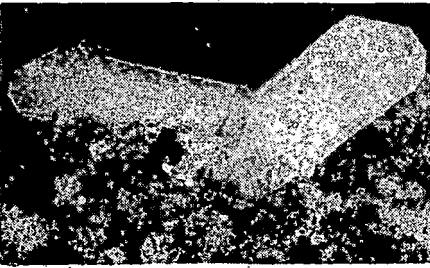
4



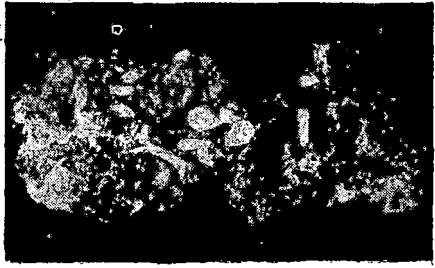
5



6



7



8

Fig. 1. Andezit piroxenic poros cloritizat, cu feldspat (f) corodat, resorbit și substituit cu clorit (c). N +, 53 X. Fig. 2. Andezit piroxenic poros, cu structură porfiritică-holocristalină, cu feldspat (f), piroxen (p) și clorit (c). N +, 53 X. Fig. 3. Andezit piroxenic poros cloritizat (c), cu textură concreționară. N ||, 22 X. Fig. 4. Geodă de stilbit; se văd două generații de cristale (Z₁ și Z₂) cuprinse în calcit (k). N +, 22 X. Fig. 5. Stilbit (Z), radiar, în golurile andezitului poros. N +, 53 X. Fig. 6. Stilbit cu textură radiar sferoidală (Z), în andezitul poros. N +, 53 X. Fig. 7. Cristale idiomorfe de stilbit. Mărit. de 33 X. Fig. 8. Cristale idiomorfe de stilbit. Micșorat de 0,55 X.

situată peste primele; cu dispoziție radiară, aspect de snöp (pl. I, fig. 4 și 6). Uneori, în urma maclării, zeoliții prezintă structura în clepsidră.

Transformările endogene, la aceste roci, au avut loc în două sau trei etape, după cum urmează:

În etapa întâi a avut loc resorbția mineralelor primare și propilitizarea rocii. Procesul principal este acela de transformare a piroxenilor în serpentin-bastit și formarea pseudomorfozelor. Acest proces a afectat deopotrivă cele două tipuri de andezite (bazaltoid și poros).

În etapa a doua are loc depunerea cloritului și piritului din soluțiile hidrotermale, după cum și a calcitului și a zeoliților. Acest proces a afectat numai parțial andezitul bazaltoid și în întregime andezitul poros.

În etapa a treia au loc transformări exogene (hipergene) și ca urmare a fenomenelor diagenetice se depun pe fisuri și în pori: calcit secundar, clorit, ca umplutură, sub formă de mici filonașe în rețea.

Aceste caracteristici ale procesului de alterare, sînt cunoscute în regiune și descrise în diferite etape de către E. Stoicovici, S. Gliszczynski (1940) și D. Rădulescu (1953), iar gradul alterării este marcat de prezența celor trei etape sau numai a unora dintre ele.

Descrierea ocurenței zeolitice. Zeolitul stilbit (sinonim desmin) apare în geode, cuiburi, filonașe, sub formă de cristale tabulare, idiomorfe sau agregate în formă de snopi, cu dimensiuni de ordinul milimetri pînă la zeci de milimetri. El se dezvoltă pe un soclu de calcit, prin cristale care se întretaie, se întreșes, fără însă a se remarca macroscopic dispoziția radiară, pusă în evidență doar prin analiza microscopică (pl. I, fig. 4 și 5).

Proprietățile morfologice și structurale. Măsurătorile goniometrice și interpretările cristalografice efectuate la mai multe cristale, ne-au indicat că avem de-a face cu cristale monocline, la care se dezvoltă următoarele fețe: (100), (010), (001) și (111) (fig. 4 și pl. I, fig. 7 și 8), cu valorile unghiulare redată mai jos.

Fețe	Unghi. diedru suplimentar*
(100) — (010)	90°01' ± 02'
(100) — (111)	50°22' ± 2°
(010) — (111)	63°32' ± 2°
(011) — (111)	47°22' ± 3°

* Reflexele în general au fost slabe și multiple.

Se observă tendința evidentă de a se forma agregate în snopi, macle de concreștere sau macle după (010).

Analiza roentgenografică, efectuată prin metoda pulberii (Debye—Sherrér) — în condițiile de studiu: diametrul camerei 57 mm, anticatoda de Cu, filtrul de Ni, 6 mA, 5 kW, timpul expunerii 8 ore — au pus în evidență linii caracteristice (cu valorile d/n 9,119; 5,487; 4,691; 4,318; 4,079; 3,197; 3,012; 2,558; 2,011; 1,35) iar interpretarea și

compararea cu datele de literatură (stilbit de la Santa-Catarina în Brazilia, Mason, Greenberg, 1954 A.S.T.M., W. A. Deer (1963)), confirmă prezența stilbitului (tabelul 2).

Tabel. 2

Rezultatele analizei roentgenografice pentru stilbitul de la Limpedeaa-Ferneziu (Baia Mare)

Nr. crt.	I	d/n(A)	Nr. crt.	I	d/n(A)
1	i	11,486	15	s/fs	2,324
2	fi	9,119	16	s/fs	2,244
3	s	7,019	17	i	2,011
4	s/i	5,387	18	i	1,783
5	s/i	4,691	19	s/l	1,732
6	i	4,314	20	s/fs	1,565
7	fi	4,079	21	s/fs	1,529
8	s/i	3,428	22	s	1,489
9	i/fi	3,197	23	s	1,437
10	fi	3,012	24	s/i	1,357
11	s	2,858	25	s/i	1,295
12	s/i	2,787	26	s/i	1,233
13	s	2,558	27	s	1,195
14	s	2,459	28	s	1,136

Efectuind analize roentgenografice și la probele calcinate, s-a observat o descreștere proporțională a numărului de linii, slăbirea intensității și difuziunea gradată a celor care rămân. Numărul minim de linii s-a obținut după o încălzire la peste 750°C.

După Coombs (11), prin încălzire la 250°C stilbitul trece parțial în *epistilbit* și *wairakit*; în cazul nostru, la această temperatură se mai mențin liniile principale ale stilbitului, dar apar și ale wairakitului.

Încălzit la 600°C, liniile stilbitului dispar aproape în totalitate, se mențin liniile wairakitului și apar cele ale epistilbitului. La 750°C mai pot fi identificate câteva din liniile wairakitului. Peste 980°C liniile evidente dispar și filmul indică o substanță amorfă.

Apa din stilbit se elimină treptat, obținându-se o curbă de deshidratare continuă cu o schimbare relativă a caracterului la 120°C și alta în jur de 400°C, dând diagrama caracteristică stilbitului (fig. 5).

Încercările de regenerare ale stilbitului ne-au dat la fel câteva rezultate interesante. Astfel, capacitatea de regenerare se menține pînă la o temperatură în jur de 350°C, dar recuperarea este mică. După Wyart, Taylor, Hey și Banister [2], [11], apa din cavitățile rețelei stilbitului este deplasabilă reversibil și mai puțin legată fix. În cazul nostru probele încălzite și supuse apoi regenerării în vapori de apă, au prezentat capacitatea cea mai mare de revenire prin încălzire în jur de 180°C. Încălzit în jur de 120°C, stilbitul își recapătă greutatea după 24 ore.

Analiza termodiferențială indică un efect endoterm evident — pe diagrama de reprezentare a datelor — cu vîrf la 250°C, ceea ce corespunde cu pierderea apei în cantitatea cea mai mare și cu primele transformări structurale (fig. 6). Efectul exoterm de la 500°C corespunde

cu pierderea completă a apei și cu modificările substanțiale ale structurii mineralului zeolitic. Vârful endoterm de la 720°C, mai puțin evident, redă începutul etapei de distrugere a rețelei cristaline.

Configurația curbei corespunde cu cele din literatură de specialitate pentru stilbit, E. Pécsi-Donáth (1965), (fig. 6).

Proprietăți optice și fizice. Refringența a fost determinată prin metoda imersiei și indică următoarele valori: pentru $n_m = 1,491$ iar pentru $n_g = 1,503$; birefringența 0,012; culori de interferență cenușii; alungirea negativă.

Prezintă culoare albă, dar uneori cristalele pot fi transparente; luciul este sticlos iar pe suprafețele de clivaj, sidefos. Clivajul este foarte bun după (010). Greutatea specifică (determinată prin metoda picnometrului) la 20°C, este de 2,199, duritatea în jur de 4.

Prin încălzire se desface în evantai, se umflă și trece într-un email alb. Cu HCl se descompune și dă o silice pulverulentă.

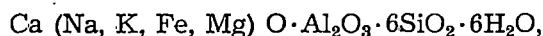
Proprietăți chimice. Zeolitul de la Lîmpedea-Ferneziu, are următoarea compoziție chimică (analist V. Chiorianu, de la Grupa de cercetare a M.I.U. Cluj).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	PC (Pierdere la calcinare)	Total
57,62	14,73	—	0,60	0,20	9,10	0,09	0,33	17,33	100,00

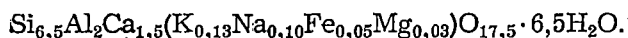
Comparativ cu stilbitul citat de către W. A. Deer (1963) din diverse ocurențe de pe glob, cel de la Ferneziu se apropie de varietățile cu conținut ridicat de silice (tabelul 3, analiza 5) și diferă de celelalte probe citate de Deer (tabelul 3 analizele 1—4), de E. Pécsi-Donáth (1965) (tabelul 3, analizele 7—8) și de W. Lieber (1965) (tabelul 3, analiza 9).

Raportul Si : Al se apropie de valoarea Si₂₈Al₈, pentru celula elementară anhidră cu 72 oxigeni.

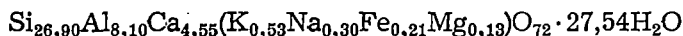
Prin calcularea formulei chimice din analiză, aceasta se prezintă în felul următor:



sau cu coeficienții exacti:



Recalculînd formula pentru cantitatea de ioni ce revin la 72 (O), în accepțiunea celulei elementare anhidre, aceasta este:



Caracterul chimic al stilbitului de la Ferneziu este ceva mai aparte: mai întîi în privința cantităților de cationi — față de exemplele citate mai sus —, apoi în privința proporțiilor dintre aceștia. Alcalinele K și Na apar în cantități apropiate, dar cu puțin mai mult K.

Tabel 3

Analiza chimică a stilbitului

	Analiza								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,24	55,21	55,81	52,70	59,96	57,62	55,06	53,87	58,89
Al ₂ O ₃	17,16	16,19	16,58	17,71	14,98	14,73	17,53	16,75	15,17
Fe ₂ O ₃	—	u	0,58	—	—	0,60	—	—	0,08
Total	—	—	—	—	—	—	—	0,51	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,40	0,25	u	—	—	0,20	—	—	—
CaO	8,56	8,10	7,86	7,76	6,24	9,10	7,93	9,10	7,89
Na ₂ O	u	1,16	0,91	2,39	0,12	0,33	1,17	1,09	—
K ₂ O	0,32	0,45	0,36	1,09	1,52	0,09	0,25	0,11	—
H ₂ O ⁺	16,80	} 18,27	} 17,26	16,32	13,94	} 17,33	18,50	} 18,49	} 18,30
H ₂ O ⁻	0,96			2,08	3,08		—		
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100,44	100,35	100,34	100,05	99,84	100,00	100,48	99,92	100,33

1. Stilbit din bazaltele vacuolare terțiare. Izvorul fierbinte, în jurul loc. Grant-Oregon (Hewett, 1928). 2. Stilbit sub formă de druze în tonalite. Val. Nombrone, Adamello, Italia (Senero, 1938). 3. Stilbit-agregate sferoidale din filoanele gnai-sului cloritizat. Žleзна Ruda, Cehoslovacia (Nováček, 1936). 4. Stilbit din gneis. Piemont; Bellinzona, Tessin, Elveția (Gschwind, Brandenberger, 1932). 5. Stellerit; cristale lamelare dintr-un scarn calcito-magnetitopiroxenic. Sillbyale, lângă Helsinki, Finlanda (Mattinen, 1952). 6. Stilbit; în andezite piroxenice. Limpedeia-Ferneziu, Baia Mare, 1968. 7—8. Desmin în andezit, Nadap [7] și Duna-bogdány [8], Ungaria. (E. Pécsi-Donáth, 1965). 9. Desmin în andezit. Rio Grande do Sul, Brazilia (W. Lieber, 1965).

Cantitatea de ioni calculați la 72 (0)

	1	2	3	4	5	6
Si	26,50	26,36	26,56	25,63	28,00	26,90
Al	9,53	9,52	9,30	10,15	8,24	8,10
Fe ⁺³	—	—	0,21	—	—	0,21
Mg	0,28	0,18	—	—	—	0,10
Ca	4,32	4,14	4,01	4,04	3,12	4,55
Na	—	1,07	0,84	2,25	0,11	0,30
K	0,19	0,27	0,22	0,68	0,91	0,53
H ₂ O ⁺	26,41	} 29,10	} 28,51	26,48	21,71	} 27,54
H ₂ O ⁻	1,51			3,37	4,80	
Z	36,03	35,88	36,07	35,78	36,24	35,00
R	4,79	5,66	5,14	6,97	4,14	4,97

$$R = Ca + Na + K + Mg + Sr.$$

Mg și Fe apar ca substituenți ai Ca, cunoscuți ca atare și în literatura de specialitate.

Concluzii. În roci andezitice bazaltoide cu piroxen, poroase, de diferite grade de propilitizare și de metasomatism hidrotermal, s-au produs minerale noi de natură serpentinică care au substituit pseudomorf piroxénul, mineralul melanocrat component al andezitului. Tot în această fază se corodează cuarțul bipiramidat și feldspatul.

Ulterior se constată o circulație intensă a soluțiilor hidrotermale care au alterat biotitul, au pătruns în cavitățile și interstițiile sau fisurile din rocă și au depus cristale idiomorfe de pirit, clorit, calcit și zeoliți (stilbit).

Partea sudică a carierei Limpedea-Ferneziu, a fost mai intens afectată hidrotermal și deci în această parte a rezultat o rocă mai afinată, în care se observă geode cu stilbit transparent sau albicios, delimitat de forme cristalografice tipice (pl. I, fig. 7—8).

Natura mineralogică a zeolitului a putut fi urmărită și dovedită prin valorile constantelor optice, morfologice, fizice și de compoziție chimică, folosindu-se în acest scop măsurători goniometrice, determinări ale refringenței, studiul optic-microscopic, analize roentgenografice, analize termomodificatoriale, determinări ale capacității de regenerare, de asemenea analize și interpretări ale compoziției chimice. Se poate afirma cu certitudine deplină pe baza acestor determinări și valori, că este vorba de varietatea stilbit (desmin). Acest zeolit se asociază paragenetic cu cristale de calcit, clorit și cristale mai mici sau mai mari (vizibile cu ochiul liber) de pirit cu habit hexaedric și cu strițiuni paralele cu axele cristalografice.

Cum era de așteptat, acest stilbit din cariera Limpedea-Ferneziu (Baia Mare), are particularitățile sale locale care au fost scoase în evidență în lucrare.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoș M., *Contribuții la studiul zeoliților. Magnezolaumontitul de la Musariu.* „Stud. și cercet. de geol.” nr. 4, V, București, 1960.
2. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock-forming minerals*, IV, Ed. Longmans, Londra, 1963.
3. Gheorghiuța I., Dofescu M., *Cercetări geologice în regiunea Firiza—Izvoare—Crăcești.* „D.s.” XLVI, București, 1958—1959.
4. Giușca D., *Un nouveau gisement de zéolithes dans les Monts du Bihor.* „C.r.” VII, București, 1943—45.
5. Goldschmidt V., *Krystallographische Winkeltabellen*, Berlin, 1897.
6. Goldschmidt, V., *Atlas der Krystallformen-Tafeln*, III, Heidelberg, 1916.
7. Kräutner H. G., *Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatic și modul său de prezentare în regiunea Ruschița.* „Stud. și cercet. de geol.” 11, București, 1966.
8. Medgyesy B., *Erdély zeolithelyeiről.* Kolozsvár, 1885.
9. Mezösi J., *New occurrences of zeolites in the Mátra Mountains.* „Acta Mineralogica-Petrographica”, XVII, Szeged, 1965.
10. Manilici V., *Contribuțiuni la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie—Dănești—Trestia—Bloaja (Reg. Baia Mare).* „D.s.”, XLVI, București, 1958—1959.

11. Pécsi-Donáth E., *On the individual properties of some Hungarian zeolites.* „Acta Geol.“, **IX**, Budapest, 1965.
12. Rădulescu D., *Contribuții la cunoașterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice.* „Rev. Univ. C. I. Parhon și a Inst. Politehn.“, București, 1953.
13. Rădulescu D., *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare).* „An. Com. Geol.“, **XXXI**, București, 1958.
14. Stoicovici E., *Separațiuni și succesiuni magmatice în masivul eruptiv din regiunea cuprinsă între Țara Oașului și Țara Chioarului.* „Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj“, **VI**, Cluj, 1937.
15. Stoicovici E., Gliszczynski S. v., *Die Entstehung des Chlorits aus einer Kolloiden späthydrothermalen Phase I. Die grünen jaspisähnlichen Massen aus den Andesiten von Săbișea, Valea Bradului und Capnic.* „Chemie der Erde“, **XIII/1**, Jena, 1940.
16. Strunz H., *Mineralogische Tabellen*, Leipzig, 1966.
17. Lieber W., *Zeolith-Vorkommen in Süd-Brasilien.* „Der Aufschluss. Zeitschrift für die Freunde der Mineralogie und Geologie“, Göttingen, 1965.

К ИЗУЧЕНИЮ ЦЕОЛИТОВ.

СТИЛЬБИТ ИЗ КАРЬЕРА ЛИМПЕДЕА-ФЕРНЕЗИУ (БАЯ МАРЕ)

(Резюме)

В работе описаны две генерации кристаллов стильбита (десмин), различных размеров, найденных в жеодах и трещинах андезита с авгитом в эксплуатационном карьере Лимпедя-Фернезиу, Бая Маре.

Характеристика этого цеолита установлена гониометрическим, рентгеновско-структурным, кристалло-оптическим, термическим и химическим методами. Сравнением найденных свойств с имеющимися в литературе данными установлено фазовое тождество стильбита карьера Фернезиу со стильбитом других залежей мира.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES ZÉOLITHES. LE STILBITE DE LIMPEDEA-FERNEZIU (BAIA-MARE)

(Résumé)

On décrit le minéral stilbite (desmine), qui forme deux générations de cristaux de différentes grandeurs dans les géodes et sur les fissures d'une andésite à augite provenant de la carrière en exploitation de Limpedeia-Ferneziu (Baia Mare).

On a caractérisé ce zéolithe par le voie goniométrique, roentgen-structurale, cristallographique, thermique et chimique, de même que par la comparaison des propriétés ainsi déterminées avec les données connues par la littérature, et l'on a établi l'identité de phase entre le stilbite de Ferneziu et celui des autres parties du monde.

PROBLEMA UNOR SPECII NOI DE OSTREIDE EOCENE DIN TRANSILVANIA

de

NICOLAE MÉSZÁROS și ROZALIA ROTH TAMAȘ

Lucrare prezentată în ședința de comunicări a Secției de geologie din 23. XII. 1965.

K. Hofmann și A. Koch, în lucrările lor asupra paleogenului din nord-vestul Transilvaniei, au delimitat și denumit o serie de forme de moluște ca specii noi, fără însă ca ele să fie descrise sau figurate.

Dintre acestea, N. Mészáros, în 1957, descrie și ilustrează formele de *Cardium transilvanicum* Hofm. nom. in. col., *Vulsella kochii* Hofm. nom. in. col. Dar în afara speciilor citate mai sus, au mai rămas încă unele forme care au fost reluate și studiate de către noi și care în ultimă instanță s-au dovedit a fi forme noi.

Ca material de studiu au fost folosite, pe de o parte formele adunate de A. Koch, aflate în colecția Bazinului Transilvaniei de la Universitatea „Babeș—Bolyai“, precum și numeroase exemplare adunate de către noi de pe teren. În lucrarea de față ne propunem a descrie și ilustra aceste specii.

OSTREA TRANSILVANICA Hofmann nova sp. nom. in. col.

Pl. I, fig. 1—7

Holotipul se găsește în colecția Bazinului Transilvaniei, sub nr. 1278 (din localitatea Brebi).

Stratul tipic: partea inferioară a Orizontului calcarelor grosiere superioare.

Vîrsta: partea inferioară a eocenului superior.

Descrierea. Valva inferioară este mai mare și bombată, cea superioară mai mică și mai plată. *Conturul* este în general oval neregulat, în formă de pară. Marginea anterioară a valvei prezintă o concavitate, marginea posterioară fiind convexă. *Umbonul*: pe valva inferioară este prominent, ascuțit cu o înclinație ușoară, răsucit anterior. Umbonul valvei superioare este mai mic, cu aceeași răsucire. *Ornamentația* este reprezentată prin coaste și prin striuri de creștere. Pe valva inferioară (cea masivă), pe suprafață se identifică clar striuri de creștere care, datorită

ritmului diferit de creștere al cochiliei, au primit forma unor ondulații dând cochiliei un aspect vălurit. Suprafața valvei este ornată și cu 17 rânduri de coaste radiare. Spațiile intercostale sînt adîncite lățindu-se spre partea inferioară a cochiliei. Coastele au un aspect rotunjit. Valva superioară mai subțire este mai puțin bombată și pe suprafața ei se observă bine striurile de creștere, care se îngroașă spre partea inferioară a valvei. La această valvă costăția lipsește. În partea interioară a cochiliei se identifică bine impresiunea musculară, care are o poziție anterioară. Suprafața ligamentară la fel este bine dezvoltată, avînd forma triunghiulară.

Din dimensiunile prezentate reiese că grosimile valvelor nu depind de înălțimea sau lățimea lor, ele variază în dependență de gradul lor de bombare.

Variațiunile valvelor. În cazul valvei inferioare, exemplarele de talie mică au conturul mai uniform rotunjit. Formele de talie mare au conturul mai asimetric și coaste puternice. Valva inferioară are striuri de grosimi diferite.

Dimensiuni:

Valva inferioară			Valva superioară			Proveniența
înălț.	lățime	grosime	înălț.	lățime	grosime	
60,2 mm	51,2 mm	14,3 mm	54,5 mm	44,0 mm	12,3 mm	Brebi. Holotip
59,3 "	51,2 "	33,5 "	58,5 "	41,6 "	10,0 "	Frînceni
57,3 "	48,0 "	20,0 "	39,5 "	33,4 "	9,7 "	Meseș
57,0 "	46,9 "	34,5 "	43,0 "	37,0 "	14,0 "	Poiana Blanchei
55,8 "	50,1 "	17,5 "	45,4 "	43,0 "	16,0 "	Meseș
52,3 "	43,6 "	24,0 "	43,7 "	32,3 "	11,0 "	Meseș
48,7 "	44,0 "	28,0 "	32,9 "	30,9 "	12,3 "	Frînceni
47,2 "	37,5 "	16,6 "	34,6 "	31,0 "	13,2 "	Meseș
42,2 "	37,5 "	16,6 "	34,6 "	31,0 "	13,0 "	Meseș

Asemănări și diferențe cu formele întîlnite în paleogenul Transilvaniei. De *Gryphaea brongniarti* Bronn, specia descrisă diferă net. *Ostrea semiplicata* Hofmn. are conturul diferit, fiind mai bombat, umbonul mai puțin răsucit, iar ornamentația deosebită de *Ostrea* transilvanica. *Ostrea* sp. aff. *raincourtii* Desh. și *Ostrea orientalis* May. sînt forme mai mari, cu conturul mai alungit, slab răsucit în regiunea umbonului, cu ornamentația mai bogată și masivă decît la *Ostrea* transilvanica. Specia descrisă de noi prezintă o mai mare asemănare cu *Ostrea fimbriata* Grat, care este cunoscută din Orizontul de Mera, unde chiar și K. Hoffmann menționează că această specie oligocenă ar fi putut deriva din *Ostrea* transilvanica. Există totuși diferențe esențiale între aceste două forme. Costăția la *Ostrea fimbriata* Grat. este mult mai fină, coastele

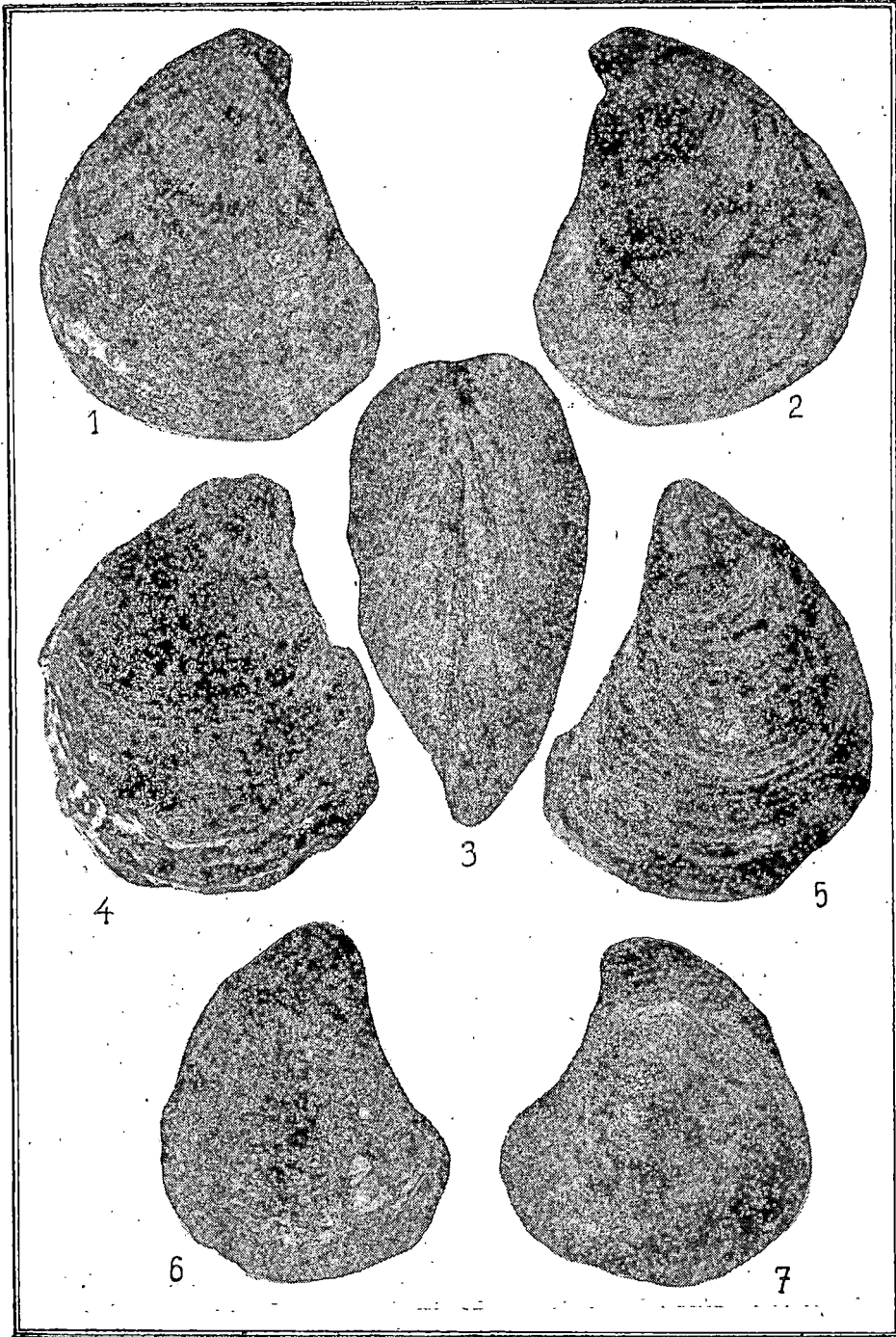


Fig. 1, 2, 3. *Ostrea Transilvanica* Hofmn. nova sp. nom. in. col. Holotip (1278). 1 — valva inf., 2 — valva sup., 3 — profil. Mărime naturală. Orientul calcarelor grosiere superioare Brebi. Fig. 4, 5. *Ostrea Transilvanica* Hofmn. nova sp. nom in col. (221), 4 — valva inf., 5 — valva sup. Mărime naturală. Orientul calcarelor grosiere superioare. Jibou — D. Rákóczy. Fig. 6, 7. *Ostrea Transilvanica* Hofmn. nova sp. nom. in. col. 6 — valva inf., 7 — partea interioară. Mărime naturală. Orientul calcarelor grosiere superioare. V. Nadășului.

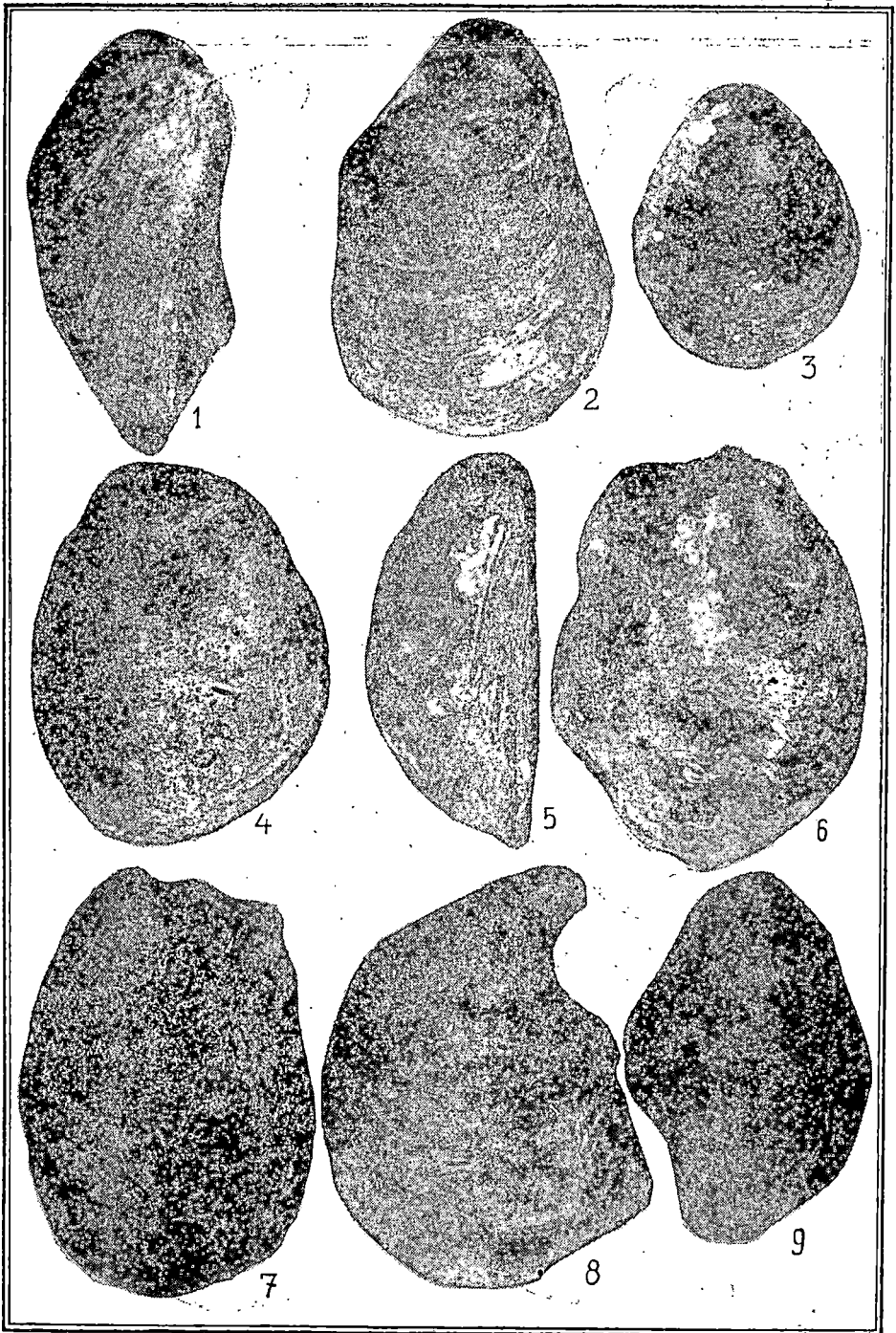


Fig. 1, 2. *Gryphaea semiplicata* Hofmn. nova sp. nom. in col. Holotip. (2026). 1 — profil, 2 — valva inf. Mărime naturală. Orizontul cu *Nummulites fabianii* Cluj (Mănăştur). Fig. 3. *Gryphaea semiplicata* Hofmn. nova sp. nom. in col. (2026 b). valva inf. Mărime naturală. Orizontul cu *Nummulites fabianii*. Cluj (Mănăştur). Fig. 4, 7. *Gryphaea Semiplicata*. Hofmn. nova sp. nom. in col. (1386), valva inf. Mărime naturală. Orizontul cu *Nummulites fabianii*. Cluj (D. Galişer). Fig. 5, 6. *Gryphaea semiplicata* Hofmn. nova sp. nom. in col. (279); 5 — profil, 6 — valva inf. Mărit. Orizontul cu *Nummulites fabianii*. Cluj (D. Galişer). Fig. 8. *Gryphaea Brongniarti* Bronn. = (*Ostrea sparsicostata* Hofmn.) (94) valva inf. Mărime naturală. Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi*. Lona. Fig. 9. *Gryphaea Brongniarti* Bronn. = (*Ostrea sparsicostata* Hofmn.) (93) valva inf. Mărime naturală. Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi*. Săvădisla.

fiind subțiri și mult mai dese, atingând numărul de 50—60 rânduri; cochilia în același timp fiind mult mai subțire, și mai gracilă.

Asemănări și diferențe cu specii din alte regiuni. Ostrea transilvanica prezintă unele asemănări cu *Ostrea turkestanensis baissunensis Böhm.*, mai nou *Ostrea baissunensis Böhm.* din Depresiunea Tadjică, însă specia noastră are umbonul mai proeminent, mai răsucit, mai ascuțit, conturul în formă de pară și nu oval, iar striurile de creștere sînt mai groase și mai pronunțate la fel și coastele.

Vîrsta și răspîndirea. Specia de *Ostrea transilvanica* prezintă o răspîndire constantă în baza *Orizontului calcarelor grosiere superioare*, fiind răspîndită atît la vest și la sud-vest de Cluj, cît și la est de Munții Meseș, regiunea Jibou, Valea Chioarului, Ileanda, Poiana Blenchii. Aceste depozite reprezintă partea inferioară a *eocenului superior* în regiunile cercetate.

GRYPHAEA SEMIPLICATA Hofmann, nova sp. nom. in col.

Pl. II, fig. 1—6

Holotipul se găsește în colecția Bazinului Transilvaniei, sub nr. 2026 (din localitatea Cluj-Mănăștur).

Stratul tipic: orizontul cu *Nummulites fabianii*.

Vîrsta: partea superioară a eocenului superior (priabonianul).

Ținem să menționăm că această formă nu aparține genului „*Ostrea*” cum a fost dată de K. Hofmann, ci este o *gryphaea*.

Descrierea: Valvele sînt diferite, cele inferioare fiind mai masive, cu contur neregulat și puternic bombate. Valvele superioare sînt mai slab păstrate, fiind în același timp și mai puțin bombate. **Conturul** valvei superioare este oval alungit îngustat spre partea umbonală, iar în partea inferioară a cochiliei este lățit și rotunjit. **Umbonul** este masiv și proeminent pe valva inferioară; tot pe această valvă se observă și striurile de creștere, care uneori sînt mai îngroșate. Valva superioară este ornată cu striuri de creștere mult mai fine.

Asemănări și diferențe cu formele întîlnite în paleogenul Transilvaniei. Specia delimitată de K. Hofmann sub denumirea de „semiplicata” arată cea mai mare asemănare cu *Gryphaea brongniarti Bronn.*; specie foarte răspîndită în orizontul cu *Gryphaea eszterházyi* din nord-vestul Transilvaniei. Diferă totuși de *Gryphaea brongniarti*, prin lipsa aripioarei la valvă inferioară, precum și forma cochiliei mai lățită. La fel striurile de creștere nu sînt atît de pronunțate ca la *Gryphaea brongniarti*. După anumite caracteristici noi tindem să considerăm această formă, poate, ca un urmaș al speciei de *Gryphaea brongniarti Bronn.*, care a trăit și în eocenul superior (pl. II, fig. 8—9). În acest caz, poate, ar fi mai indicat să considerăm formele de „semiplicata” ca o subspecie a speciei de *Gryphaea brongniarti*. În ceea ce privește denumirea, tre-

Dimensiuni:

Valva inferioară			Proveniența	
înălțimea	lățimea	grosimea		
53 mm	41,4 mm	26,0 mm	Cluj-Mănăstur	Holotip
51,7 „	43,1 „	22,2 „	„ „	
53,3 „	28,0 „	15,7 „	„ „	
47,3 „	34,9 „	19,0 „	„ „	

buie să precizăm că forma de *Gryphaea semiplicata* nu are nimic comun cu *Ostrea plicata* Sol., ele aparținând unor genuri absolut diferite.

Vîrsta și răspîndirea. Specia sau subspecia mai sus citată este cunoscută din sedimentele Orizontului cu *Nummulites fabianii*, respectiv ea are vîrsta care corespunde cu partea superioară a eocenului superior, adică priabonianul. Aceste forme se găsesc în localitățile Cluj-Mănăstur, (D. Galișer), Cluj (Donat), Cluj (Cordoș). Cheile Baciului, Rădaia, Aluniș, Zam-Sincrai, Șard (Alba-Iulia). E foarte probabil ca și formele de *Gryphaea brongniarti* citate de A. Koch în Orizontul marnelor cu briozoare dintre Baci, Suceag și Aghireș să fie identice tot cu această specie.

OSTREA SPARSICOSTATA Hofmann, nom. in. col.

Nu vom trece la descrierea acestei specii deoarece s-a constatat că specia, astfel denumită de K. Hofmann, în realitate nu este o specie nouă.

A. Koch, în 1894, amintește că această specie se găsește în Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi* de pe raza localităților Săvădisla, Vlaha, Lona, Gilău, Căpușul Mare, Leghia-Băi, Dîngău, Bedeciu, Mănăstireni, Aluniș și Jibou. Noi am avut norocul de a fi găsit aceste forme în colecția Catedrei, putînd astfel să le supunem unui studiu minuțios, din care a reieșit că ele sînt identice cu specia de *Gryphaea brongniarti* Bronn, formă foarte răspîndită în depozitele acestui orizont. Semnalăm în același timp faptul că și A. Koch, pe una din etichete, probabil observînd marea asemănare cu formele de *Gryphaea brongniarti* scrie: „*Ostrea brongniarti sparsicostata*“. Din cele de mai sus reiese că formele de *Ostrea sparsicostata* Hofm. nu s-au dovedit a aparține unei specii noi.

Răspîndirea pe verticală a ostreidelor eocene în Transilvania. Analizînd în continuare răspîndirea stratigrafică a ostreidelor în depozitele eocene din Transilvania, se constată că speciile noi au o răspîndire destul de restrînsă pe verticală. *Gryphaea eszterházyi* se rezumă numai la orizontul ce-i poartă numele, *Ostrea transilvanica*, la orizontul calcarelor grosiere superioare, iar *Gryphaea semiplicata*, la Orizontul cu *Nummulites fabianii* și Orizontul marnelor cu briozoare. În afară de cele

Răspândirea pe verticală a ostreidelor în depozitele eocene din Transilvania

Denumirea speciei	Seria marină inferioară						Seria marină superioară				
	1.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Ostrea cymbula</i> Lamk.	?	+	+	+	+	+					
<i>Ostrea</i> aff. <i>multicostata</i> Desh.				+	?	+	?	+			
<i>Ostrea orientalis</i> May.					+	+					
<i>Ostrea</i> sp. (<i>O. raincourtii</i> Desh)			+	+	+						
<i>Ostrea flabelulla</i> Lamk							?	+	+	+	+
<i>Ostrea transilvanica</i> Hofmn. nov. sp. nom. in. col.								+			
<i>Ostrea martinsi</i> d/Arch									+	+	
<i>Ostrea fimbriata</i> Grat.										+	
<i>Ostrea cyathula</i> Lamk.									+		
<i>Ostrea brongniarti</i> Bronn. ?	+	+	+								
<i>Gryphaea eszterhazyi</i> Páv.	+										
<i>Gryphaea rarilamella</i> Mellev.		+	+	+	+	?	?	+	+		
<i>Gryphaea archiaci</i> Bell		+									
<i>Gryphaea semiplicata</i> Hofmn. nov. sp. nom. in. col.									+	+	
<i>Gryphaea</i> sp.								+		+	
<i>Gryphaea gigantea</i> Sol.									+	+	

1. Orizontul marno-calcarelor cu *Anomia* și al gipsurilor inferioare.
2. Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi*.
3. Orizontul marnelor și calcarelor cu moluște.
3. Orizontul cu *Nummulites perforatus*.
4. Orizontul marnelor și calcarelor cu moluște.
5. Orizontul marnelor și argilelor nisipoase cu ostreide.
6. Orizontul calcarelor grosiere inferioare.
7. Orizontul marno-calcarelor cu *Anomia* și al gipsurilor superioare.
8. Orizontul calcarelor grosiere superioare.
9. Orizontul cu *Nummulites fabianii*.
10. Orizontul marnelor cu bryozoare.
11. Orizontul de Mera.

menționate, alte forme de ostreide specifice pentru anumite orizonturi sînt următoarele: *Ostrea orientalis* poate fi întîlnită în ultimele două orizonturi ale seriei marine inferioare, *Gryphaea archiaci* în Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi*, *Gryphaea gigantea* în ultimele două orizonturi ale eocenului superior. *Ostrea cyathula* și *Ostrea fimbriata* numai în Orizontul de Mera. Toate aceste forme au importanță stratigrafică. Se cunosc și speciile care au o răspîndire mai largă pe verticală, dar ele se rezumă doar la cîte o serie marină de sedimentare. Dintre acestea, speciile de *Ostrea cymbula* și *Ostrea multicostata*, sînt caracteristice seriei marine inferioare, iar *Ostrea flabelulla*, *Ostrea martinsi* sînt ca-

racteristice seriei marine superioare. *Gryphaea rarilamella* are o răspîndire mai largă.

Din cele de mai sus reiese că ostreidele sînt specii destul de caracteristice, unele din ele putînd fi folosite în stabilirea diferitelor nivele sau orizonturi stratigrafice, putîndu-se astfel stabili cu ajutorul lor și vîrsta unor unități stratigrafice.

BIBLIOGRAFIE

1. Cossmann et Pissarro, *Iconographie complète des coquilles fossiles de l'éocène des environs de Paris. 1904—1906.*
2. Bousac, J., *Études paléontologiques sur le Nummulitique Alpin*, Paris, 1911.
3. Fransch, K. F., *Das Unter-Eozän der Nordalpen und seine Fauna. I. Theil*, 1886.
4. Hofmann, K., *Jelentés az 1878 nyarán Szilágymegye keleti részében tett földtani részletes fölvételről.* „Földtani Közöny“, IX, Budapest, 1878.
5. Hofmann, K., *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitatus während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen.* „Földtani Közöny“, IX, 1879.
6. Karagiuleva J., *Representatives of the Sub-genus Cubitostrea of the Priabonian in the Burgas District.* „Travaux sur la Géol. de Bulgarie. Sér. Paléontologie“, III, 1961.
7. Karagiuleva J., *Fosilite na Bulgaria. VI a. Paleogen, Molluski.* Bolg. Akad. na Naukite. Sofia, 1964.
8. Kliušnikov M. N., *Stratigrafia i fauna nijnetreticinîh otloženii Ukraini A.N. SSSR.* „Tr. i-ta. gheol.“ 13, 1958.
9. Koch, A., *Az Erdélyrészi medence harmadkori képződményei I. Paleogén csoport.* „Földt. Int. Évkönyve“, 10, Budapest, 1894.
10. Korobkov I. A., *Spravocnik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molluskam. Plastinciatobabernie.* Gastoptehizdat, 1954.
11. Mészáros N., *Fauna de moluște ale depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, București, 1957.
12. Piccoli, G., Mocellin, G., *Studi sulla macrofauna priaboniana di Priabona.* Cons. Naz. Ric., Padova, 1962.
13. Szöts E., *Mollusques éocènes de la Hongrie. I.* „Geologica Hungarica. Ser. Pal.“ 22, Budapest, 1953.
14. Vialov, O. S., *Opisanie treticinîh peletipod iz nekotorih mest Turgaiskoi oblasti.* „Izv. Gheol. Kom.“ XLIX, nr. 3, 1930.
15. Vialov, O. S., *Materiali k izuceniu treticinoi fauni Ustiurta. I. Ostreidae severnih cinkov Ustiurta.* „Izv. Glav. geol. razv. ypr.“ L, 42, 1931.
16. Vialov, O. S., *Rukovodiascie ustriti paleoghena Fergani.* „Tr.G.R.S.T.“ Sredazneft. I, 1937.
17. Vialov, O. S., *Paleogenovie ustriti Tadjiskoi depressii.* „Tr.VNIGRI.“ 38, 1948.
18. Vlaicu Tătărim, N., *Stratigrafia eocenului din regiunea de la sudvest de Cluj.* Ed. Acad. R.P.R., București, 1963.

ВОПРОСЫ НЕКОТОРЫХ НОВЫХ ВИДОВ ЭОЦЕНОВЫХ УСТРИЦ

ТРАНСИЛЬВАНИИ

(Резюме)

В первой части статьи авторы описывают виды *Ostrea transilvanica* и *Gryphaea semiplicata*, определенные, но не описанные и не иллюстрированные К. Гофманном. В результате детального исследования, авторы пришли к выводу, что вид *Ostrea sparsicostata* не является новым видом, — так как считалось раньше, — а соответствует виду *Gryphaea brongniarti* Bronn.

Во второй части работы изучается распространение устриц в отложениях нижней и верхней морской серии Трансильвании. Авторы делают вывод, что ряд видов, преимущественно эндемические, имеют ограниченное распространение по вертикали и их можно успешно использовать для установления стратиграфических уровней или горизонтов.

LE PROBLÈME DE CERTAINES ESPÈCES NOUVELLES D'OSTRÉIDES ÉOCÈNES DE TRANSYLVANIE

(Résumé)

Dans la première partie de l'étude, on donne la description des espèces de *Ostrea transylvanica* et de *Gryphaea semiplicata*, délimitées mais non décrites ni figurées par K. Hofmann. Une étude minutieuse nous autorise à conclure que l'espèce *Ostrea sparsicostata* n'est pas une espèce nouvelle, comme on l'a cru, mais qu'elle correspond à l'espèce *Gryphaea brongniarti* Bronn.

Dans la seconde partie on étudie la diffusion des ostréides dans les dépôts de la Série marine inférieure et supérieure de la Transylvanie. C'est ainsi qu'on est arrivé à la conclusion qu'une série d'espèces, surtout les endémiques, ont une extension restreinte sur la verticale, mais qu'elles peuvent être utilisées avec succès dans la détermination de niveaux ou d'horizons stratigraphiques.

ASUPRA FAUNEI DE ORBITOLINE DIN CRETACICUL DE LA CĂPRIOARA-POJOGA, PE VALEA MUREȘULUI

de

AUREL DUȘA

Comunicare prezentată în ședința de catedră de la 2 februarie 1965

Cretacicul Munților Drocea și Metaliferi, cu continuitate și la sud de Mureș, în zona de joncțiune cu Munții Poiana Ruscăi, implică numeroase dificultăți în privința orizontării și atribuirii vârstei. Lipsa unor asociații faunistice caracteristice, ca și frecvențele variații litologice, îngreunează corelarea profilelor locale și cu atât mai mult o sincronizare a depozitelor pe întindere regională. Pentru acest motiv, o importanță mare în stratigrafia cretacului din acești munți revine faunei de orbitoline, semnalată în numeroase puncte și care este prezentă și în perimetrul studiat de noi. Acesta include o fișie îngustă de teren, situată în lungul malului stîng al Mureșului, între comunele Căprioara și Pojoga, aparținătoare județului Hunedoara.

Studiile geologice efectuate în cuprinsul regiunii [2, 8, 10, 11, 12, 13, 14], permit separarea în cuprinsul perimetrului a următoarelor formațiuni (fig. 1):

Cristalinul, analog celui din Munții Poiana Ruscăi, este reprezentat prin câteva iviri izolate, de întindere redusă. În componența lor au fost separate [2, 12] șisturi cuarțoase sericitoase, șisturi sideritice, filite, șisturi cloritoase.

Jurasicul superior, atribuit faciesului de Stramberg, este constituit din calcare recifale, sub forma unui masiv impozant cu continuitate pe întreaga porțiune cuprinsă între comunele Căprioara și Pojoga.

Cretacicul, asupra căruia vom reveni în detaliu, ocupă porțiunea de la sud de calcarele jurasice, fiind reprezentat prin două faciesuri: un facies fliș cu participarea șisturilor argiloase și gresiilor și un facies neritic litoral constituit din roci foarte variate, în special conglomerate, gresii, calcare și pietrișuri.

Eruptivul include roci de vîrstă și tipuri diferite, începînd cu diabaze, apoi diferite varietăți de andezite și riolite. Ultimele sînt considerate

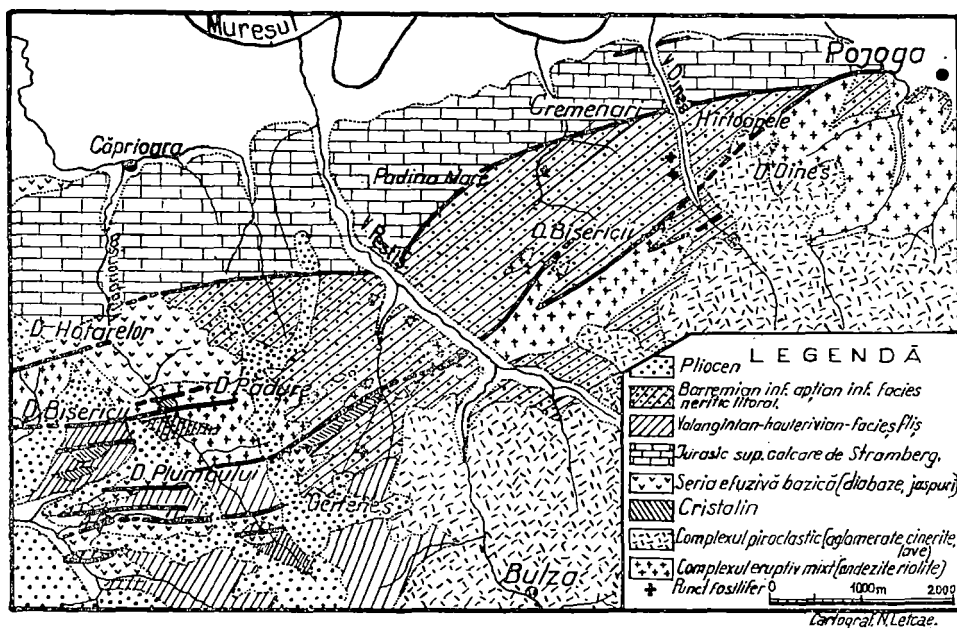


Fig. 1. Harta geologică a regiunii Căprioara-Pojoga.

de unii autori [13] ca fiind tufuri sudate. Principalele apariții de eruptiv sînt situate pe parcursul zonei de răspîndire a formațiunilor cretaceice. Spre sud aceste formațiuni sînt mascate de o cuvertură grosă de lave și piroclastite andezitice.

Stratigrafia depozitelor cretaceice. Studiul și corelarea diferitelor profile locale ne-a permis separarea din punct de vedere litologic a următoarelor orizonturi ce reflectă succesiunea în cadrul faciesurilor amintite (fig. 2). Pentru faciesul de fliș:

— *Orizontul șisturilor argiloase negre.* Cu apariții locale, în V. Ho-bița și obîrșia văii Căprioarișca, este constituit din șisturi argiloase negre sau cenușii, stratificate în plachete centimetrice. Pe suprafața rocii apar numeroși fluturași de muscovită, iar în masa acestora sînt frecvente filo-nașe milimetrice de calcită, dispuse perpendicular pe stratificație. Sub-ordonat apar intercalații subțiri de gresii cenușii precum și marno-calcare.

— *Orizontul gresiilor cenușii.* Caracteristica principală a acestui orizont, ceva mai bine deschis începînd din partea superioară a V. Căprioarișca pînă la Bulza, o constituie bancurile uniforme de gresii cenușii micacee cu grosime între 1—3 m. La diferite nivele apar intercalații subțiri de marno-calcare și șisturi argiloase. Cu acest orizont se încheie succesiunea flișului, urmat de faciesul neritic-litoral, în succesiunea căruia separăm:

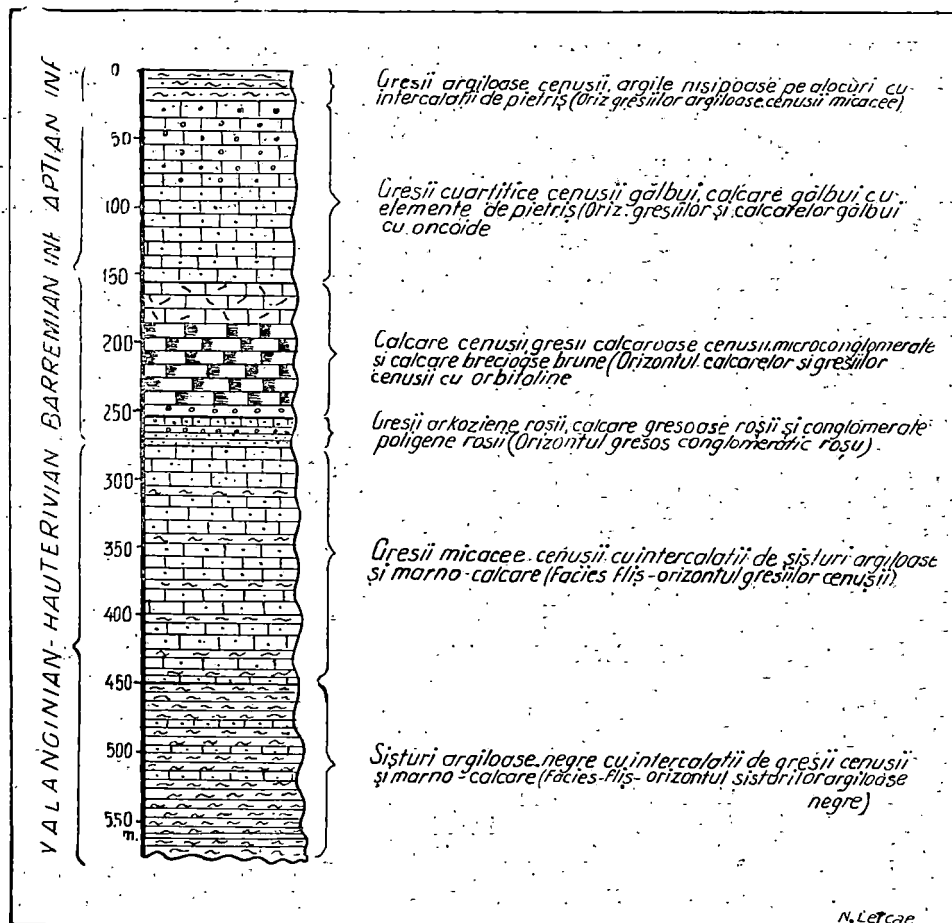


Fig. 2. Coloana stratigrafică a cretacului de la Căprioara-Pojoga.

— *Orizontul gresurilor și conglomeratelor roșii.* Este vizibil numai ca apariții izolate răspândite pe porțiunea cuprinsă între V. Hobița și V. Di-neș. În componența lui intră predominant gresii feldspatice brune, brun-roșcate cu intercalații subțiri de calcare cu aceeași culoare. Local, (V. Căprioarișca, V. Peștiș) se întâlnesc conglomerate și breccii de culoare violaceu roșcată, cu numeroase elemente de cristalin, șisturi argiloase și gresii. Grosimea redusă ca și lipsa resturilor fosile, atestă condițiile de mică adâncime în care a avut loc sedimentarea, probabil pe zone învecinate țărmului.

— *Orizontul calcarelor și gresurilor cenușii cu orbitoline.* În componența acestui orizont, bine individualizat pe întreg perimetrul, participă calcare cenușii, gresii calcaroase cenușii ce conțin numeroase orbitoline.

În V. Dineș, în baza orizontului, se întâlnește un nivel de pietrișuri cu elemente de cuarț.

— *Orizontul gresilor și calcarelor gălbui cu oncoide.* Este reprezentat în bază printr-un nivel gros și constant de gresii cuarțoase dure, cenușii deschise, vizibile pe V. Peștiș, V. Fundata și V. Dineș, în care orbitolinele sînt sporadic reprezentate. Partea superioară a orizontului este constituită din calcare gălbui ce înglobează numeroase elemente rulate de cuarț și fragmente din rocile preexistente. Pentru acestea acceptăm termenul de „calcare cu oncoide“ utilizat și în lucrările anterioare [12]. Acolo unde pietrișurile sînt mai rare, calcarele conțin numeroase orbitoline.

— *Orizontul gresilor argiloase cenușii micacee.* Cu acest orizont, dezvoltat local începînd din V. Dineș pînă la Pojoga, se încheie succesiunea cretacicului din perimetru. În componența lui intră gresii argiloase cenușii sau argile cenușii micacee stratificate în plachete subțiri, cu intercalații subțiri de pietrișuri mărunte. Pe V. Dineș, în gresiile descoperite în vecinătatea calcarelor jurasice, se întîlnesc sporadic orbitoline, probabil remaniate din celelalte orizonturi.

Studiul orbitolinelor. Din descrierea succesiunii rezultă repartitia inegală a orbitolinelor în cuprinsul diferitelor orizonturi separate pentru cele două faciesuri. În faciesul de fliș orbitolinele lipsesc complet și sînt bine reprezentate în faciesul neritic litoral. Pentru diferitele orizonturi separate în acest facies, ele se găsesc din abundență în orizontul calcarelor și gresilor cenușii cu orbitoline și în orizontul gresiilor și calcarelor gălbui cu oncoide. În orizontul gresiilor și conglomeratelor roșii nu au fost găsite orbitoline, iar în orizontul gresiilor argiloase cenușii micacee se întîlnesc cu totul întîmplător.

Materialul colectat pentru studiu din diferite puncte (fig. 1) se reduce la două tipuri de roci în care orbitolinele abundă: un calcar gresos cenușiu bruniu, provenit din orizontul gresiilor și calcarelor gălbui cu oncoide, și o gresie cenușie din orizontul calcarelor și gresiilor cenușii. În ambele cazuri consistența rocii nu permite detașarea formelor în scopul efectuării unor secțiuni orientate. Pentru acest motiv am recurs la studiul în secțiuni subțiri, care pun în evidență, destul de clar, detaliile de organizare, permițînd stabilirea apartenenței specifice.

Toate orbitolinele din materialul analizat corespund diagnozei speciei *O. lenticularis* (Blumenbach). Dată fiind importanța stratigrafică, prezentăm o descriere completă a exemplarelor noastre comparativ cu diagnoza [5, 6, 7].

Descrierea sistematică.

Ordinul Foraminiferida
Familia Orbitolinidae Martin 1889
Genul *Orbitolina* d'Orbigny 1850
Orbitolina lenticularis (Blumenbach) 1805
(Fig. 3—10)

1805. *Madreporites lenticularis* Blumenbach pl. 80 fig. 1—6.
 1948 *Orbitolina* cf. *lenticularis* Henson [7] p. 57 pl. III fig. 6—11.
 1963 *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach) Hofker [5] p. 220 pl. I—XXI.
 1966 *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach) Hofker [6] p. 10 pl. I fig. 1—14.

Pentru exemplarele noastre, forma obișnuită a țestului este conică, slab concav convexă. Mai rar se întâlnesc exemplare de la puternic pînă la slab conico-concave, puternic conico-convexe.

Dimorfismul semnalat și de autorii anteriori [6] este evident, cu indivizi microsferici și megalosferici. La exemplarele mai bine păstrate, în special cele din calcare, pe suprafața țestului se observă suturi apropiate, dispuse la intervale egale, între 15—20/mm, apropiindu-se de cifra dată în diagnoză [7].

La majoritatea formelor, baza conului este ascuțită și netedă, uneori fin granulară prin înglobarea granulelor microscopice de cuarț, fără să se observe detalii ale structurii interne, menționate la diagnoză [7].

Secțiunile orizontale concordă cu descrierile anterioare, fiind foarte asemănătoare cu figurarea dată de Hofker [5]. Se remarcă prezența unei zone marginale înguste, o zonă radială cu camere de pasaj ondu-late și o zonă reticulară constituită dintr-o rețea fină, calcitică (fig. 3—4). Stratul celular subepidermal al zonei marginale este foarte subțire, cu o structură celulară fină, redată prin celule secundare dispuse în șiruri regulate, verticale. Celulele sînt între 3—4 pentru un interval anular, corespunzînd diagnozei [7]. Forma camerelor de pasaj ale zonei radiale este de obicei triunghiulară. La unii indivizi se observă și camere de pasaj rotunjite care după descrieri anterioare [7], constituie forma predominantă.

Secțiunile tangențiale (fig. 5, fig. 6) pun în evidență camerele de pasaj, cu un model asemănător fagurelui de albine, foarte asemănător figurărilor anterioare [5].

Secțiunile oblice (fig. 7) arată o structură celulară neregulată, labirintică, adeseori confuză datorită prezenței numeroaselor granule de cuarț, înglobate în țest.

În secțiuni axiale (fig. 8—10), stratele de camere sînt dispuse la intervale egale, apropiate între ele, uneori mai accentuate datorită alinierii granulelor de cuarț pe podeaua camerei. În unele secțiuni este evident și planșeul hialin-calcitic, ce acoperă partea periferică a septelor (fig. 8).

După descrieri anterioare [7], o particularitate a speciei este frecvența cu care structurile fine sînt mai mult sau mai puțin mascate prin înglobarea unui material străin, fin dispersat. În secțiunile noastre acest efect se datorește granulelor neregulate de cuarț, care se observă clar pe fondul fără structură, atît în secțiunile orizontale (fig. 3), cît și în cele oblice (fig. 7). După Henson [7], această particularitate afectează și alte specii, însă pentru *O. lenticularis* este o regulă, putînd servi ca un criteriu în determinare.

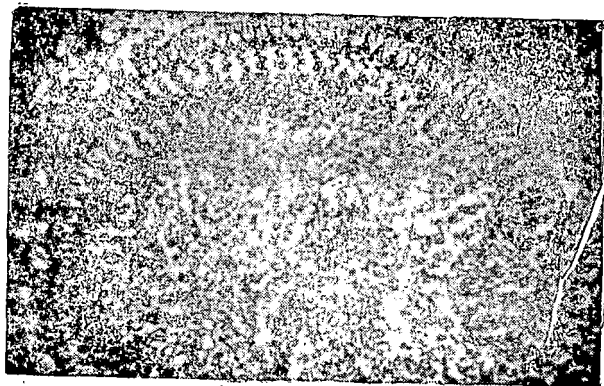


Fig. 3. Secțiune orizontală cu zona marginală, radi ală și rețiculară, 60 X.



Fig. 5. Secțiune tangențială cu conformația camerelor de pasaj, 50 X.

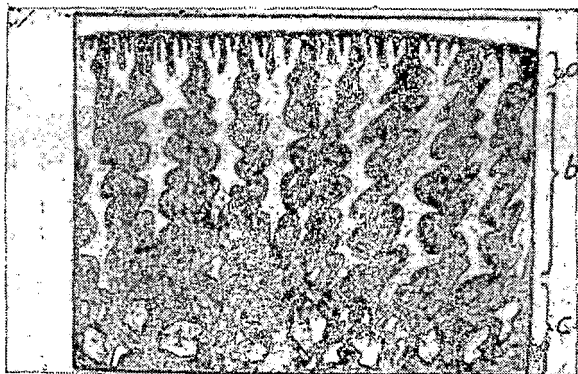


Fig. 4. Detaliu de structură: a) zona marginală, b) zona radială, c) zona reticulară. 1. Granule de cuarț. -Desen, 150 X.

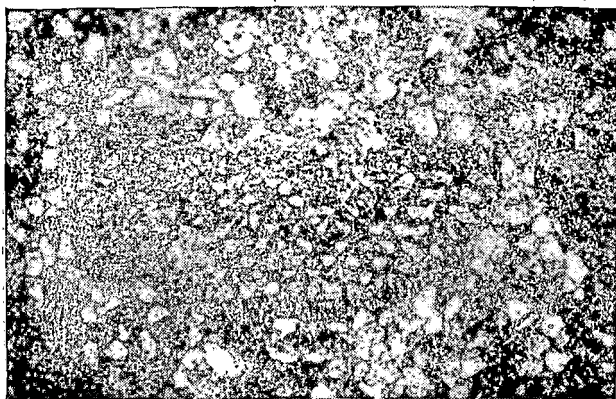


Fig. 6. Secțiune tangențială cu conformația camerelor de pasaj. 50 X.



Fig. 7. Secțiune oblică cu granule de cuarț înglobate în test. 50 X.

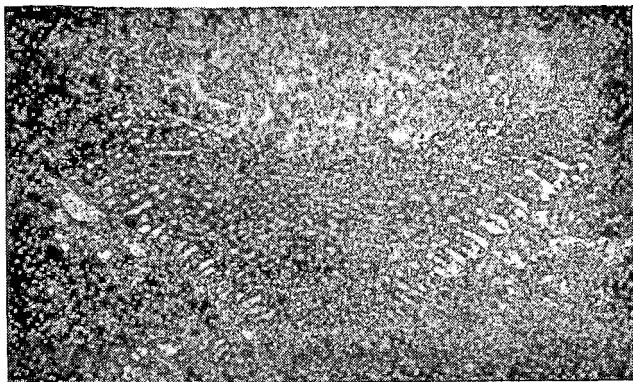


Fig. 9. Secțiune axială cu conformația camerelor, 75 X.

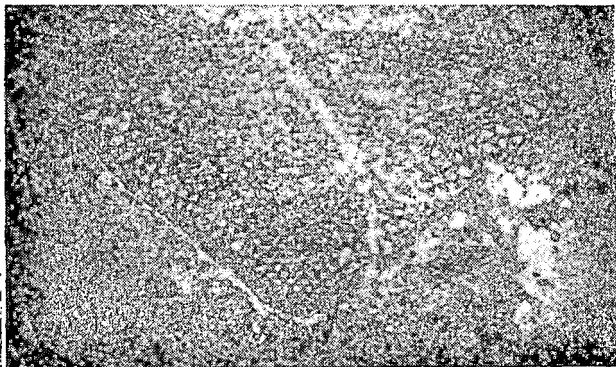


Fig. 8. Secțiune axială cu planșeul hialin calcitic și conformația camerelor. 75 X.



Fig. 10. Secțiune axială cu conformația camerelor. 75 X.

Un caracter foarte important pentru studiul variațiilor este conformația aparatului megalopterice. Cu excepția deuterocnucului, care nu a fost prins în secțiunile noastre, el constă dintr-un prolocum globular înconjurat de o rozetă de camere epiembrionare nedivizate. Atît prolocul cît și camerele sînt calcificate, iar între ele se interpune un perete necalcitic relativ gros. Conformația amintită concordă cu descrierea dată de Hofker [5] pentru formele cele mai primitive, atribuite grupului I.

Cîteva măsurători arată pentru exemplarele noastre următoarele valori, apropiate de cele date în diagnoză [7]:

	Diametru	Înălțime	Diametru/Înălțime
Maxim :	5,5 mm	1,7 mm	5,5
Medie :	3,0 mm	1,4 mm	3,1

Importanța stratigrafică. Stabilirea apartenenței specifice a orbitolinelor din cretacicul perimetrului studiat și încadrarea lor la formele primitive aparținînd grupului I, permite o apreciere mai exactă a vîrstei, în acord cu datele generale de literatură.

Exemplarele de *O. lenticularis* descrise de Henson [7] provin din diferite localități din Liban și Siria, din depozite de vîrstă aptiană. M. Gignoux [4] menționează prezența speciei în aptianul de la Perte de Rhône-Franța. În accepțiunea lui Hofker [6] această specie, care include și numeroase sinonimii, caracterizează un interval stratigrafic larg, începînd cu barremianul inferior pînă în cenomanianul superior. După autorul citat, formele grupului I, unde se încadrează și exemplarele noastre, sînt caracteristice intervalului cuprins între barremianul inferior, pînă în aptianul inferior.

Prin prisma acestor considerente putem să atribuim orizonturilor cu orbitoline ce intră în componența faciesului neritic litoral din perimetrul studiat o vîrstă barremian inferior-aptian inferior. Această interpretare este în acord și cu situația din țara noastră, unde specia de *O. lenticularis* este cunoscută din numeroase puncte, dintre care amintim: Zona Reșița—Moldova Nouă — aptian; Hăghimaș — barremian superior-aptian; Rarău — aptian; Munții Ciucului — aptian; Stratele de Comarnic — barremian-aptian; V. Biczului și V. Moldovei — aptian; Munții Trascău (Strate de V. Dosului) — aptian; Munții Metaliferi — aptian.

În această accepțiune cele două orizonturi din cuprinsul flișului, în care orbitolinele lipsesc, reprezintă pe baza poziției stratigrafice un cretacic și mai vechi, putînd să fie atribuite valanginian-hauterivianului. Pentru această vîrstă pledează și asemănarea pregnantă, din punct de vedere litologic, cu depozite similare prezente în sud vestul Munților Metaliferi [3, 9, 11], care au fost atribuite pe considerente de ordin faunistic acelorăși subdiviziuni.

BIBLIOGRAFIE

1. Douville M. H., *Sur la structure des orbitolines*. „Bull. de la Soc. Géol. de France“, sér. 4, 4. Paris, 1904.
2. Duşa A., *Cercetări tectonice asupra regiunii Valea Mare, Căprioara, Pojoga, Coșteul de Sus, Bulza, pe Valea Mureşului*. „Studia Univ. Babeş—Bolyai“, series Geologia—Geographia, fasc. 1, Cluj, 1966.
3. Gheorghiu C., *Studiul geologic al Văii Mureşului între Deva și Dobra*. „Anuarul Comitetului Geologic“, XXVII, Buc., 1954.
4. Gignoux M., *Géologie stratigraphique*. Paris, 1960.
5. Hofker J., *Studies on the genus Orbitolina*. „Leidse Geologische Mededelingen“, 29, 1963.
6. Hofker J., *Studies on the family Orbitolinae*. „Paleontographica“. 126, Abt. A., Stuttgart, 1966.
7. Henson F., *Larger imperforate Foraminifera of South Western Asia*. „British Museum“. Londra, 1948.
8. Iacob D., *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între Pojoga, Bulza și Valea Mare*. „Rev. Muzeului geol. mineral.“, VIII, nr. 1, Cluj, 1944.
9. Iacob D., *Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metalici*. „Acad., filiala Cluj, Studii și cercetări științifice“. IV, Cluj, 1953.
10. Kadıć O., *A Maros bal partján Czéla, Bulza és Pozsoga környékén elterülő hegyvidék geológiai viszonyai*. „Földt. Intézet évi jelentése 1904-ről“. Budapest, 1905.
11. Papiu C. V., *Cercetări geologice în masivul Drocea. Munții Apuseni*. „Acad., Buletin științific, secția șt. biol.“. V/1. Buc., 1953.
12. Papiu C. V., *Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare, Căprioara, Bulza, Pojoga*. „Dări de seamă a șed. Comitetului Geol.“ XXXVIII (1950—1951). Buc., 1954.
13. Peltz S., Peltz M., Urcan T., *Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga*. „Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geologic“, LIII (1965—1966). Buc., 1967.
14. Savu H., *Chimismul vulcanitelor jurasic superioare, cretacic inferioare din Munții Drocea*. „Dări de seamă ale ședințelor Comitetului Geologic“, XLVII (1959—1960). Buc., 1962.

О ФАУНЕ ОРБИТОЛИН МЕЛА КЭПРИОАРА-ПОЖОГА, В ДОЛИНЕ Р. МУРЕШ

(Резюме)

Меловые отложения исследованной площади, расположенные на левом берегу р. Муреш, в зоне контакта гор Металиферь с горами Пояна Рускэй, отличаются изобилием орбитолин. В описании разреза прослеживается распределение орбитолин по различным горизонтам. Исследование собранного материала под микроскопом позволяет отнести эти формы к виду *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), к типу наиболее примитивных форм, принадлежащих к группе I.

Сравнивая найденный вид с другими находками данного вида на территории Румынии, автор приходит к выводу, что горизонты с орбитолинами исследованной области имеют нижнебаррийский-нижнеаптский возраст.

SUR LA FAUNE D'ORBITOLINES DU CRÉTACÉ DE CAPRIOARA—POJOGA,
VALLÉE DU MUREŞ

(Résumé)

Le crétacé du périmètre étudié, situé sur la rive gauche du Mureş, dans la zone de jonction des Monts Métallifères avec les Monts de Poiana Ruscăi, est remarquable par l'abondance des orbitolines. Dans une description de leur succession, l'auteur s'efforce de les répartir selon les divers horizons. L'étude par petites sections du matériel collecté permet de l'attribuer à l'espèce *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), aux formes les plus primitives, appartenant au groupe I.

C'est sur cette base, et grâce à l'étude de la distribution de l'espèce sur le plan régional, dans le pays inclusivement, qu'on déduit, pour les horizons à orbitolines du périmètre, l'âge barrémien inférieur—aptien inférieur.

PRINCIPIILE CLASIFICĂRII GENETICE
A FORMAȚIUNILOR PIEMONTANE ȘI A ZONALITĂȚII LOR
HIDROGEOLOGICE, CU PRIVIRE SPECIALĂ
ASUPRA TERITORIULUI R. S. ROMÂNIA (II)

Apele freatice ale formațiunilor piemontane

de

PAUL MAROSI

*Comunicare prezentată la ședința de comunicări a Catedrei de geologie,
în februarie 1967*

Formațiunile piemontane, datorită permeabilității lor mari, reprezintă colectoare foarte bune de ape subterane și asigură alimentarea cu apă a agriculturii și a majorității localităților dezvoltate în cuprinsul acestor unități morfostructurale.

1. *Zonalitatea apelor freatice în formațiunile piemontane.* Repartiția zonală a materialului sedimentar în cuprinsul deltelor terestre determină evoluția zonală a oglinzii apelor freatice, acumulate în aceste formațiuni piemontane. În afară de factorul litologic, zonalitatea apelor freatice ale deltelor terestre este influențată atât de condițiile climatice locale, cât și de regimul tectonic al piemontului.

Legitățile acestei zonalități hidrogeologice au fost analizate detaliat de către O. K. Lange [12, 13] și de alți cercetători, prin studierea formațiunilor piemontane ale sistemelor muntase Tien-San și Pamir, la contactul lor cu pustiurile și deșerturile Asiei Centrale Sovietice.

În urma lucrărilor lui E. Liteanu [14—18], P. Coteț (vezi bibliografia la [22]), I. Ūjvári [32, 33], P. Marosi [19—21, 23] și altora, se cunoaște că legitățile zonalității piemontane ale apelor freatice se manifestă și pe întinderile mari ale piemonturilor subcarpatice și apusene din R. S. România. Totodată s-a dovedit [19—21, 23], că în arealul carpatic-dunărean, legitățile acestei zonalități poartă anumite trăsături particulare față de cele descrise de O. K. Lange, datorită climatului mai umed al acestui teritoriu în comparație cu climatul Asiei Centrale.

În zona piemonturilor de acumulare și a cîmpiilor piemontane se disting, de obicei, trei subzone hidrogeologice așezate succesiv dinspre contactul piemontan spre interiorul depresiunii piemontane (fig. 1).

a) *Subzona de scufundare (de mare adîncime) a apelor freatice*, așezată în sectorul de vîrf al deltelor terestre. Aici, în evoluția regimului apelor freatice predomină influența factorilor tectonic și litologic. Aici se înregistrează cantitățile maxime de precipitații și se întrunesc condițiile optime pentru infiltrația apelor de precipitații, apelor fluviatile și a apelor torențiale în formațiunile piemontane, alcătuite din depozite psefitice. Fragmentarea erozională a reliefului este cea mai intensivă, mai ales dacă vîrfurile deltei terestre este dislocat tectonic.

În prezența condițiilor de mai sus, apele superficiale se scufundă la adîncimi mari (30—60 sau mai mulți m) în structura pietrișurilor piemontane și nivelul freatic se întîlnește deseori la cote inferioare față de nivelul apelor fluviatile, pe care astfel le drenează puternic.

Aici ne aflăm în *raionul principal de alimentare* a structurii hidrogeologice piemontane.

b) *Subzona de efilare a apelor freatice („linia de izvoare“)*. Curentul freatic, înaintînd spre părțile frontale ale deltei terestre, trece treptat din depozitele psefitice în cele psamitice și aleuritice ale căror coeficient de filtrație este din ce în ce mai redus și, deci, viteza de înaintare a apelor freatice se micșorează treptat.

În consecință, nivelul apelor freatice se apropie din ce în ce mai mult de planul orizontal și la o anumită distanță (care coincide, de obicei, cu zona litologică intermediară a deltei), se întretaie cu suprafața deltei terestre, determinînd efilarea apelor freatice pe suprafața terenului și apariția unor izvoare puternice, înmlăștiniri și sărături.

c) *Subzona de rescufundare a apelor freatice*. Începînd din subzona de efilare, regimul apelor freatice ajunge sub influența predominantă a climatului. În cazul climatului arid, orizontul freatic suferă pierderi importante de apă atît prin *evaporare*, cît și prin exploatare artificială. Bine înțeles, pierderile prin evaporare vor fi cu atît mai mari, cu cît mai ridicat este coeficientul de ariditate (deficitul de umiditate) al teritoriului respectiv.

Ca urmare, nivelul apelor freatice se rescufundă în aval de linia izvoarelor pînă la adîncimi de 10—20 m, ajungînd din nou în apropierea suprafeței terenului numai pe terasele și lunca aceluși rîu care drenează apele orizontului freatic și care reprezintă artera fluviatilă centrală a cîmpiei.

În *subzona de rescufundare* a apelor freatice, adîncimea nivelului freatic depinde, înainte de toate, de cantitatea apelor pe care le pierde prin evaporare orizontul freatic în limitele cîmpiei piemontane.

Reiese din cele de mai sus, că umiditatea teritoriului, — sau mai precis caracterul climatului în funcție de coeficientul de ariditate — influențează în mod hotărîtor nu numai tipul și structura formațiunilor piemontane, dar și evoluția zonalității apelor freatice cantonate în ele.

De exemplu, în piemontul Subcarpaților dintre V. Buzăului și V. Siretului, subzona de scufundare și subzona de efilare sînt puternic dezvoltate datorită tectonizării intensive și zonalității litologice pronunțate a piemontului acumulativ.

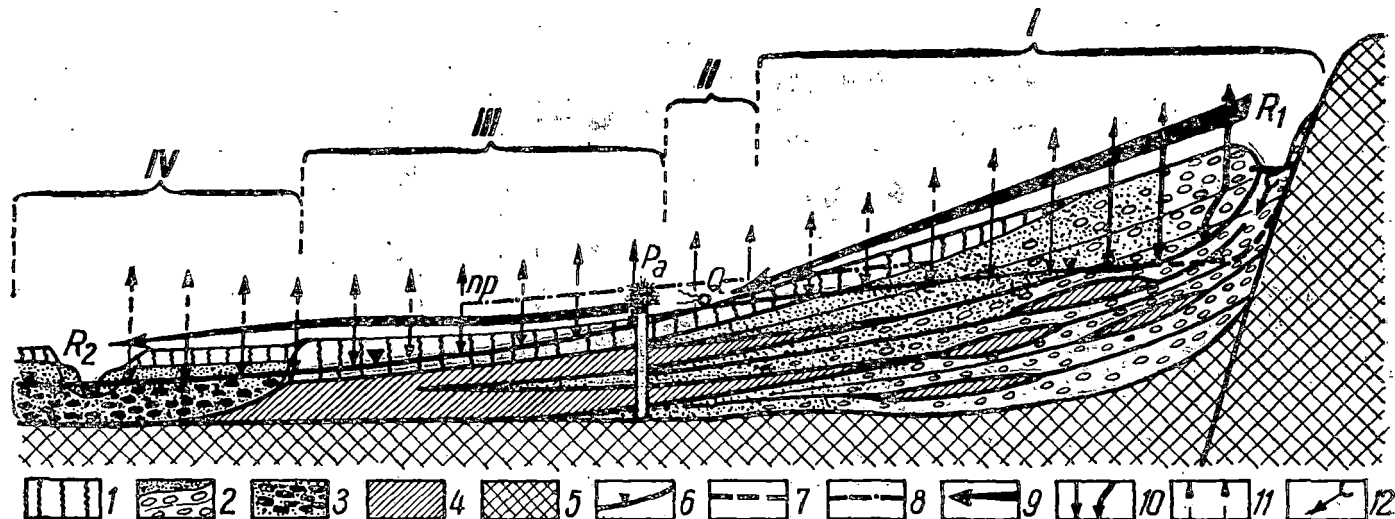


Fig. 1. Zonalitatea apelor freatice și apele arteziene în structura etajată a piemontului de acumulare.

Raioanele zonale ale orizontului freatic: I — subzona de scufundare și de alimentare principală; II — subzona de efilare (de descărcare) cu linia izvoarelor; III — subzonă de rescufundare; IV — raionul de drenaj.

R_1 — riul principal al deltei terestre (alimentează orizontul freatic în sectorul de virf al deltei); R_2 — artera fluviatilă principală a cîmpiei piemontane (drenează crizontul freatic).

1. Depozitele aleuritice (semipermeabile) loessoide ale teraselor fluviatile și ale piemontului acumulativ; 2. pietrișurile și nisipurile (permeabile) proluviale ale piemontului acumulativ; 3. idem, aluviale ale teraselor fluviatile; 4. depozitele argiloase și aleuritice (impermeabile) ale piemontului acumulativ; 5. fundamentul format din depozite lacustre sau marine; 6. nivelul apelor freatice; 7. idem, în lipsa alimentării fluviatile; 8. nivelul piezometric al apelor ascendente (arteziene); 9. direcția și valoarea scurgerii superficiale; 10. valoarea infiltrației apelor în sol; 11. valoarea relativă a evaporării de pe suprafața solului; 12. infiltrația apelor fluviatile în delta terestră.

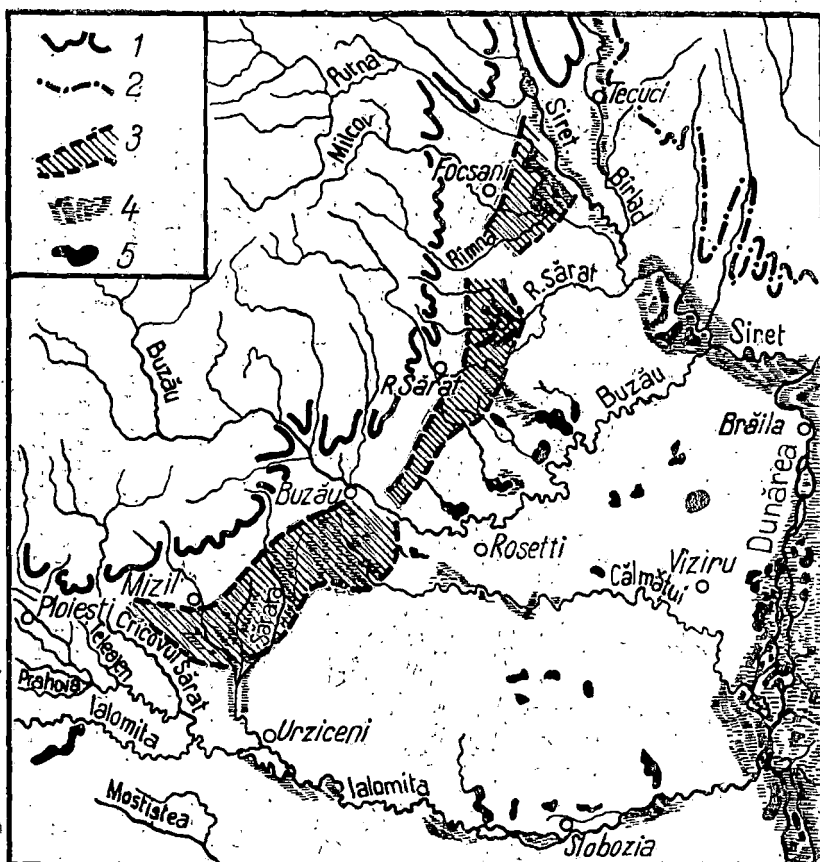


Fig. 2. Caracterul subzonei de efilare a apelor freatice pe cîmpia piemontană din fața curbării Carpaților.

1. Contactul dintre Subcarpați și Cîmpia Română; 2. contactul dintre Platforma Moldovenească și Cîmpia Română; 3. subzona de efilare a apelor freatice în structura piemontană; 4. terenuri mlăștinoase, sărături și lăcoviștiri; 5. lacuri și bălți.

În subzona de rescufundare a câmpiei piemontane, nivelul apelor freatice nu se scufundă însă la adâncimi mari în aval de linia izvoarelor, ci sărăturile, terenurile mlăștinoase și chiar bălțile deschise se țin lanț în toate punctele mai denivelate ale câmpiei piemontane pînă la Buzău și Siret, iar în subsolul câmpiilor interfluviale nivelul freatic se menține la adâncimi relativ reduse, de 5—10 m.

Este evident, că în acest fenomen rolul decisiv îl are climatul. Deficitul de umiditate relativ redus al Bărăganului de NE, valorile relativ reduse ale evaporării, atrag după sine pierderi relativ mici de apă și scufundarea puțin accentuată a nivelului freatic, deci atenuarea legităților zonalității în această subzonă periferică a structurii piemontane [20—21].

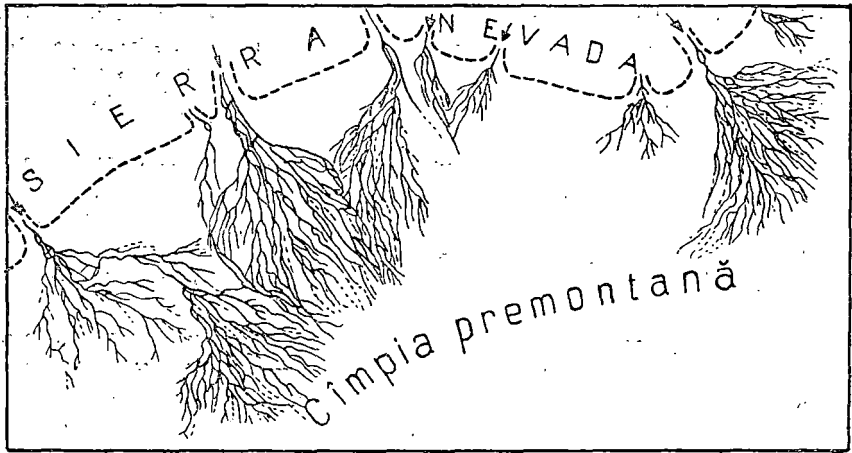
2. *Influența climatului asupra evoluției regimului hidrologic și hidrogeologic ale formațiunilor piemontane.* Rolul umidității climatului în evoluția regimului hidrologic și hidrogeologic al piemonturilor de acumulare devine și mai evident, dacă comparăm hărțile piemonturilor tipice dezvoltate în diferite regiuni ale globului.

a) În cazul *deltelor terestre active ale periferiei câmpiilor piemontane cu climat deșertic*, râurile se resfiră pe panta piemontană în numeroase brațe și formează o rețea hidrografică în evantai, care se dărgeste puternic spre zona frontală a deltei. În subzona de scufundare a piemontului, apele fluviale se evaporă și se infiltrează în nisipuri și, astfel, râurile dispar definitiv, fără să mai apară sub formă de izvoare în subzona de efilare a apelor freatice (fig. 3 a).

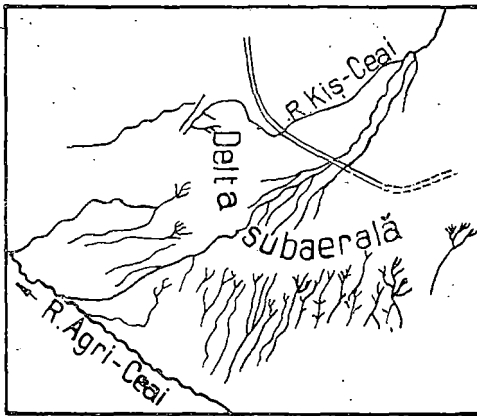
b) În *condițiile piemonturilor semiaride*, albiile râurilor nu se ramifică atât de puternic. Brațele secundare ale râurilor mijlocii pot să dispară de asemenea în nisipurile piemontului, dat fiind că ele poartă debite reduse de apă. În schimb, brațul principal în multe cazuri rezistă evaporației și infiltrației și își transportă apele pînă la artera fluvială principală sau pînă la bazinul lacustru central al depresiunii intramontane sau piemontane.

În subzona de scufundare a deltei terestre se formează un orizont puternic de ape freatice, care în subzona de efilare alimentează — printr-o linie puternică de izvoare — o serie de pîraie, care apoi coboară radial de pe conul piemontan și rezistă pe distanță de mai mulți km efectului evaporării și infiltrației pronunțate, caracteristice subzonei de rescufundare (fig. 3 b).

c) *Pe piemontul extern, puternic tectonizat și în bună parte „fosilizat” al Curburii Carpaților, în condițiile unui deficit de umiditate foarte puțin exprimat*, râurile nu se mai ramifică, decît în limitele luncilor actuale, divagarea lor fiind jalonată de pereții frontali ai teraselor înalte. Divagarea nu se manifestă nici la marginea actuală a câmpiei piemontane (sau apare într-o măsură foarte mică), cu toate că în această zonă are loc astăzi aluvionarea cea mai pronunțată a luncilor fluviale. După cum se vede, divagarea râurilor și răsfirarea albiei, procese atât de caracteristice piemonturilor active, au încetat spre finele holocenului și în



a.



b.

Fig. 3. a) Deltele terestre ale piemontului Munților Sierra Nevada (America de Nord).

b) Delta terestră a râului Kiș-Ceai (Transcaucaz) (după manualul lui A. N. Semihatov).

timpurile istorice, paralel cu creșterea umidității și cu „fosilizarea” deltelor terestre [22].

Totuși, în subzona de scufundare a piemontului, râurile pierd în continuare cantități însemnate de apă (mai ales prin infiltrație în straturile pietrișurilor piemontane, pleistocene) și pot chiar să sece complet în perioadele secetoase ale anului (de ex. Rîmnicul Sărat, Sărata, Provița etc.). Apele lor reapar însă la suprafață în subzona de efilare, nu

atit sub forma unor izvoare izolate, cit mai mult sub aspectul unor terenuri mlaștinoase întinse, străbătute de talvegurile foarte slab pronunțate și incerte ale unor firisoare de apă, alteleori adunându-se chiar în bazinele unor bălți deschise (de ex. Balta Voetinu, la N de V. Rîmnicul Sărat).

În aval de subzona de efilare, apele acestor mlaștini se adună în albiile din ce în ce mai puternic săpate și alimentează o serie de piraie și riuri ale Bărăganului de NE, cum ar fi: V. Mare (Bătrina), Buzoelu-Iazul Sec (Infundu) și Boldu, care izvorăsc din marginea deltei terestre a râului Rîmnicul Sărat și alimentează lacurile înșirate pe malul stîng al râului Buzău; apoi, izvoarele Călmățuiului — la S de orașul Buzău și o serie de piraie-afluente ale Săratei — în sectorul piemontan dintre Buzău și Mizil (fig. 2).

d) În sfîrșit, în cazul piemontului vestic al Munților Apuseni, la marginea Bazinului Panonic, în condițiile unui bilanț pozitiv de umiditate și în lipsa ridicării tectonice pronunțate a zonei deltelor terestre actuale, zonalitatea apelor freatice este foarte slab exprimată. În stadiul actual al cercetărilor, cu greu s-ar putea mărcă limitele subzonelor hidrogeologice succesive ale piemontului și cîmpiei piemontane.

Zonalitatea hidrogeologică piemontană se manifestă cel mai evident pe conul de dejecție actuală a râului Someș, în jurul orașului Satu Mare (după datele nepublicate ale lui Z. B e n e d e k).

Din piemontul plio-pleistocen ridicat în mai multe sectoare izvorăsc piraie puternice (de ex. pe piemonturile dintre Someș și Bereteu, Crișul Repede și Crișul Negru și piemontul pliocenic al sistemului Bega-Timiș), a căror origine s-ar părea să fie legată de existența unor linii de izvoare, dezvoltate în condițiile unui relief piemontan fragmentat.

În fața sectoarelor mari ale piemontului, cîmpia piemontană aluvionară (arealul depozitelor cuaternare) se găsește într-o permanentă scufundare necompensată prin aportul materialului sedimentar transportat dinspre zona muntoasă. Situația depresionară a acestor cîmpii este accentuată prin existența unor văi fluviatile vechi, dezvoltate paralel cu marginea piemontului ridicat. Aici se cunosc teritorii întinse, puternic înmlăștinite (Ecedea, Eriu, Niru, sectorul dintre Oradea și Salonta, linia Ghioroc—Șiria—Pincota și mlaștinile la SV de Timișoara). Nu este exclus, ca apariția acestor mlaștini să fie, parțial, rezultatul hipertrofiei liniilor de izvoare, dezvoltate în subzona de efilare a diferitelor generații de delte terestre și cîmpii aluvionare cuaternare (mai ales holocene).

Ceva mai evident apare subzona de efilare în cazul deltei terestre holocene a Mureșului, fiind marcată prin înmlăștinirea cîmpiei la N și NV de orașul Arad, pe linia Pecica—Sederhat—Sînpaul (fig. 4).

În tot arealul de răspîndire a cîmpiei piemontane-premontane pleistocen-holocene, nivelul apelor freatice se menține la mică adîncime de la suprafața solului (0—5 m) și numai în unele sectoare restrînse, foarte apropiate de piemontul ridicat, se înregistrează adîncimi de 10—15 m ale nivelului freatic.

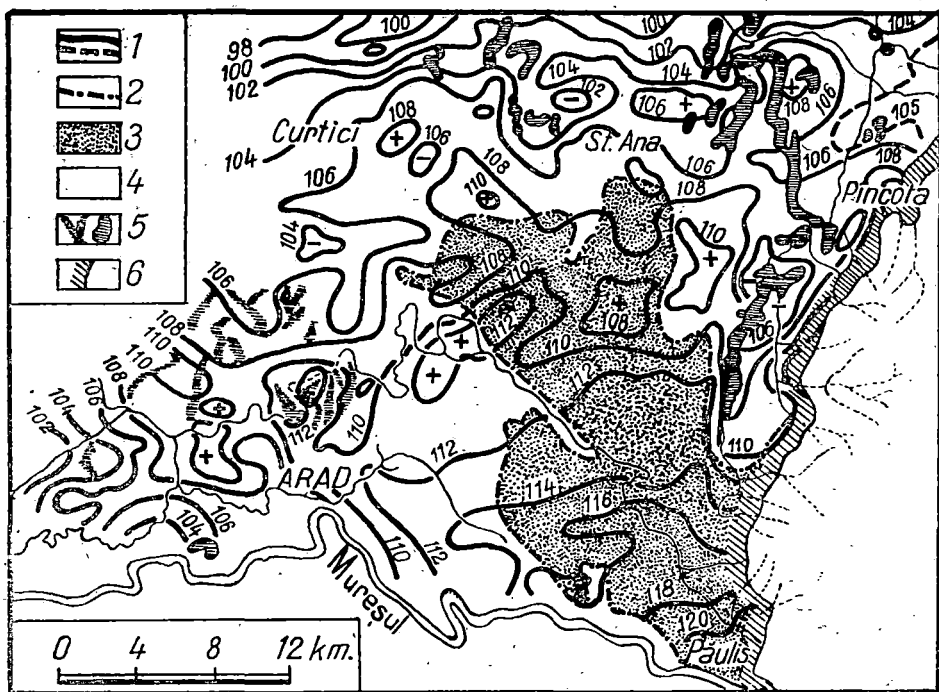


Fig. 4. Harta-schiță a apelor freatice din Cîmpia Aradului, pentru perioada iulie—august, 1955. (După P. Marosi).

1. Hidroizohipsa și hidroizohipsa ajutătoare; 2. hidroizobata de 5 m. Raioanele de adîncime ale oglinzii freatice: 3. la 5 și > 5 m de la suprafață; 4. < 5 m de la suprafață; 5. bălți și terenuri mlăștinoase; 6. contactul dintre Munții Zărandului și Cîmpia Aradului.

Rîurile mari străbat cîmpiile aluvionare cu pierderi relativ reduse de apă, dar în cîmpiile interfluviale joase în multe puncte izvorăsc (fără o aliniere zonală vizibilă) pîraie, „ieruri”, firișoare de apă în permanentă divagare, care în multe cazuri se piérd în colectoarele formate de terenuri înmlăștinite, iar în alte cazuri își duc apele pînă la arterele fluviatile principale. O bună parte a acestor ape astăzi este drenată prin canale artificiale, ceea ce camuflează tabloul natural și existența eventuală a unei zonalități hidrogeologice piemontane.

În ultimă instanță, evoluția rețelei hidrografice și condițiile de acumulare a apelor freatice de pe cîmpia piemontană de V arată cazul tipic al regimului hidrogeologic al unor piemonturi dezvoltate în condițiile unui climat caracterizat prin bilanț pozitiv de umiditate.

3. *Mineralizarea apelor freatice în piemonturile de acumulare.* Zonalitatea specifică a apelor freatice cantonate în formațiunile piemontane determină și particularitățile mineralizării acestor ape. Aceste particularități, ca și însăși structura tipică și zonalitatea hidrogeologică a del-

telor terestre, se manifestă cel mai evident în condițiile unui climat cu regim deficitar de umiditate și devin din ce în ce mai atenuate cu creșterea umidității generale a teritoriului și, mai ales, în condițiile unui bilanț pozitiv de umiditate.

În cazul climatului secetos, sau chiar semiarid, apele superficiale infiltrate în depozitele psefitice ale subzonei de scufundare își păstrează mineralizația inițială, de obicei scăzută, pînă în apropierea subzonei de efilare. Apele dulci, de obicei hidrocarbonatate-calcice, ajunse odată în depozitele nisipoase și aleuritice ale subzonei de efilare, levigă intensiv aceste depozite fine și puternic alterate, bogate în componenți coloidal. Levigarea sedimentelor este concomitentă cu evaporarea unor cantități mari de apă de pe oglinda freatică, aflată aici la mică adîncime de la suprafața solului. Evaporarea se intensifică și mai mult, dacă apele apar pe suprafața terenului (izvoare, mlaștini). În urma levigării rocilor și datorită evaporării intensive, mineralizația apelor freatice crește treptat înspre zona frontală a deltelor terestre.

În aval de subzona de efilare — în subzona de rescufundare — salinizarea apelor crește intensiv; ele devin la început sulfatate — sodice-magneziene, iar apoi chiar clorurate-sodice. În zona frontală a deltelor terestre și pe cîmpia piemontană, în arealul apelor freatice cu un regim aproape stagnant, mineralizația lor poate ajunge la un grad înaintat de metamorfoză, datorită proceselor complicate de schimburi de cationi care se desfășoară în orizontul freatic și în zona de aerație între sedimentele acvifere și apele vadoase ale teritoriului. Deci, în condițiile climatului secetos sau semiarid, în orizontul freatic al formațiunilor piemontane se desfășoară intensiv procesele de salinizare continentală a apelor.

În condițiile climatului temperat umed, zonalitatea hidrogeologică a formațiunilor piemontane este slab exprimată și în subzona de efilare nu se înregistrează pierderi însemnate de apă prin evaporare. În limitele piemontului de acumulare, creșterea concentrației apelor se desfășoară numai în contul proceselor de levigare a rocilor. În subzona de rescufundare, mineralizația apelor freatice se menține la valori relativ scăzute, care deseori nu întrec limitele cantitative și calitative ale normelor potabilității.

Legitățile prezentate mai sus își găsesc exprimarea și în raioanele piemontane ale țării noastre. Pe piemonturile secetoase ale Subcarpaților, în condițiile unui deficit de umiditate slab exprimat, mineralizația totală a apelor freatice în subzona de rescufundare a glacisului piemontan nu se ridică de obicei peste valorile de 2—3 g/l, iar tipul mineralizației nu întrece etapa apelor sulfatate. Mineralizații de 8—10 g/l (sau mai mari) și tipuri complicate de ape clorosodice apar numai dincolo de arealul formațiunilor piemontane, în limitele cîmpiilor piemontane, slab drenate.

Ape freatice puternic mineralizate, clorosodice, apar în subzona de efilare, sau chiar în amonte de ea, numai în cazul, cînd rîurile carpatice transportă ape sărate, pe care le cedează parțial orizontului freatic

în subzona de scufundare a piemontului de acumulare (cazul râurilor Râmnicul Sărat și Sărata).

Pe piemonturile de V ale Munților Apuseni, mineralizația progresivă a apelor freatice se desfășoară foarte lent. În delta terestră a Mureșului, apele clorurate-sodice-magneziene, cu o mineralizație totală de 1,5—2 g/l, apar abia la 25—30 km distanță de la contactul piemontan, pe linia Pecica—Sederhat—Curtici—Macea.

3. *Apele freatice ale bazinelor intramontane, nefragmentate.* Condițiile de acumulare și răspîndirea apelor freatice în bazinele intracarpatiche, slab fragmentate erozional, arată multe trăsături comune cu evoluția apelor freatice din piemonturile acumulative pericarpatiche.

Bazinele la care ne referim s-au format în decursul Neogenului, prin scufundarea pronunțată a unor sectoare importante ale zonei axiale cristalino-mezozoice a orogenului Carpatic. Scufundările au avut loc de-a lungul unor sisteme complicate de falii adînci, bazinele fiind delimitate de o bordură muntoasă cristalino-mezozoică puternic ridicată (Bazinul Țării Bîrsei, Bazinul Hațegului).

Unele dintre ele (Bazinul Giurgeului, Bazinele Ciucului) sînt delimitate dinspre V (și, parțial, dinspre E) de acumulările importante de formațiuni efuzive ale lanțului vulcanic intern al Carpaților (Munții Gurghiului și Munții Harghitei), care le separă net de Bazinul Transilvaniei. Bazinul Făgărașului are, în schimb, o poziție perimontană între masivul cristalin puternic ridicat al Munților Făgăraș și sedimentele cainozoice ale Bazinului Transilvaniei. În acest caz, limita de N a bazinului este marcată mai mult printr-o denivelare erozională (Valea Oltului), decît printr-o treaptă tectonică pronunțată. Bazinele au fost colmate în plicon prin depozite predominant lacustre. În cazul cînd în alcătuirea acestor sedimente aportul materialului efuziv fin (tufuri și tufite vulcanice) a fost deosebit de mare, permeabilitatea lor rămîne destul de scăzută și ele nu cuprind orizonturi acvifere puternice (de ex. în Bazinul Giurgeului). În schimb, în bazinele umplute cu materialul psefitic-psamitic al bordurii cristaline-segmentare, se cunosc mai multe orizonturi acvifere de adîncime, deosebit de bogate în apă.

În cuaternar, contrastul hipsografic dintre bordura muntoasă și suprafața acumulativă a bazinelor a devenit deosebit de accentuat, datorită intensificării mișcărilor oscilatorii diferențiate ale orogenului carpatic în faza valahă. În urma creșterii energiei de relief, marginile bazinelor au fost acoperite cu depozitele groase ale unor veritabile piemonturi de acumulare, iar sectoarele lor centrale s-au transformat (după dispariția lacurilor prin drenajul natural al bazinului), în largi cîmpii aluvionare — lunca râurilor principale, care le drenează. În condițiile climatului umed al bazinelor intracarpatiche, zonalitatea piemontană a apelor freatice se manifestă numai parțial. Apele versantelor bordurii muntoase se scufundă la adîncimi mari în depozitele groase de 50—100 m ale piemontului acumulativ și, deci, subzona de scufundare a piemontului își păstrează trăsăturile ei caracteristice.

La câțiva km de bordura muntoasă, acumulările piemontane trec însă în terasele joase și în lunca râului central al bazinului, iar apele freatice apar la suprafață (subzona de efilare). Datorită umidității ridicate și prezenței unor depozite lacustre slab permeabile, ele nu se mai rescufundă (subzona de rescufundare lipsește), ci inundă spațiile mari ale cîmpiei aluvionare centrale.

În urma suprasaturației cu apă a zonei depresionare centrale, aici se dezvoltă pe spații întinse mlaștini, cunoscute în mai toate bazinele intracarpătice. În pleistocen și holocen, o bună parte a acestor mlaștini s-a transformat în turbării groase, exploatate astăzi în Bazinul Giurgeului și în bazinele Ciucului. Aici, evoluția turbărilor continuă și astăzi în unele sectoare mai restrînse ale spațiilor înmlăștinite, care, foarte probabil, marchează arealul scufundărilor actuale în limitele bazinelor respective¹.

Apele freatice ale bazinelor intramontane au, de obicei, o mineralizație scăzută, ele fiind ape potabile. Se cunosc însă în aceste bazine și ape cu concentrații reduse, dar cu un conținut ridicat de fier. În limitele mlaștinilor de turbă, conținutul de substanțe organice al apelor freatice crește considerabil.

În bazinele intramontane care se găsesc în limitele aureolei mofetice a lanțului vulcanic intern al Carpaților, orizontul freatic cuprinde, în mai multe puncte, puternice „zăcăminte dinamice” de ape minerale. Aceste ape carbogazoase se formează datorită emanațiilor intense de CO₂ și mai puțin — de SH₂, care pătrund în orizontul freatic, prin faliile adînci ale fundamentului bazinului intramontan. Acest fenomen se observă la Covasna (Bazinul Țării Birsei) și în mai multe puncte ale bazinelor Ciucului Mediu și Inferior (Tușnad Sat, Vrăbia, Miercurea Ciuc etc.). La Sincrăieni (Ciucul Inferior), lunca râului Olt este transformată într-o veritabilă turbărie cu apă minerală, care ocupă o suprafață de cca. 0,5 km².

BIBLIOGRAFIE

1. Avramescu E., Simionescu N., Tomescu G., *Considerațiuni generale privind resursele de apă subterană din zona conului aluvionar Prahova—Teleajen*. „Studii de hidrogeologie”, II, p. 69—84, CSA.ISCH, București, 1964.
2. Bandrabur T., *Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasna—Tufalău—Peteni*. „Dări de seamă șed. Comit. și Inst. Geol. R.P.R.”, XLIX (1961—1962), p. 193—211.
3. Bandrabur T., *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe*. „Dări de seamă șed. Comit. și Inst. Geol. R.P.R.”, L/2 (1962—1963), p. 415—432.

¹ Menționăm, de asemenea, mlaștinile de această proveniență, cunoscute în depresiunea Brașovului (Lunca Cilnicului și Hărman) și în Bazinul Făgărașului (Balta Mare la Mîndre-Șercaia), pe care le semnalăm după T. Bandrabur [3] și după informația verbală a lui I. Tövissi.

4. Cădere R., Avramescu E., Tomescu G., Rădulescu M., Roșescu E., Constantinescu T., Simionescu N., Șerbănescu L., Pașcanu G., *Studiul hidrogeologic de sinteză pentru teritoriul Republicii Populare Române*, „Studii de hidrogeologie”, III, p. 7—198. CSA.ISCH, București, 1964.
5. Cădere R., Constantinescu T., *Apele de adâncime din Cîmpia Română de nord-est și din sudul Podișului Moldovean*, „Studii de hidrogeologie”, II, p. 49—68. CSA.ISCH, București, 1964.
6. Florea N., *Adâncimea critică a apei freatice în cîmpia subcolinară Mizil—Stîlpu*, „Bul. șt. Acad. R.P.R., secția biol. agr. geol.-geogr.”, VI, 4, 1956.
7. Ioanițoiaia H., *Hidrogeologia cîmpiei Aradului și considerații asupra aportului freatic în rețeaua de desecare*, „Comunicările Academiei R.P.R.”, IX, 1959, nr. 6, p. 187—201.
8. Ioanițoiaia H., *Schiță de raionare ameliorativă a apelor freatice de pe teritoriul R.P.R., cu privire specială asupra terenurilor interesate la lucrări de îmbunătățiri funciare*, „Hidrotehnica”, nr. 11/1962, p. 394—402.
9. Kamenski G. N., *Ghidrogheohimiceskaia zonalnost v raspredelenii podzemnih vod.* „Trudi MGRI”, XXVI, Gosgheoltehzdat, Moskva, 1954.
10. Kamenski G. N., Tolstihina M. M., Tolstihin N. I., *Ghidrogheologia SSSR (Capitolele introductive)*, Gosgheoltehzdat, Moskva, 1959.
11. Kristó A., *Adatok a csikszentkirályi „Borsáros” borvízes láp hidrografiájához*, „Anuarul Muzeului Regional din Sf. Gheorghe”, 1955.
12. Lange O. K., *Gheomorfolohia i gruntovie vodi.* „Trudi Labor. Ghidrogheol. Problem AN SSSR”, II, p. 72—80, Moskva—Leningrad, 1949.
13. Lange O. K., *O zonalnom raspredelenii gruntovih vod na territorii SSSR*, „Ocerki po reg. ghidrogheol. SSSR.” — „Mat. k. pozn. gheol. stroenia SSSR” Novaia seria vip 8(12), Moskva, 1947.
14. Liteanu E., *Cercetări geologice și hidrogeologice în Cîmpia Română de NE*, „St. tehn. econ. Com. Geol.”, seria E, 5, București, 1961.
15. Liteanu E., *Raionarea apelor de adâncime din Cîmpia Română orientală dintre Argeș și Siret*, „Bul. șt. Acad. R.P.R., secția geol.-geogr.”, I, 1—2, 1956.
16. Liteanu E., Marosi P., Rotman S., Pricăjan A., Bandrabur T. și Ghenea C., *Raionarea hidrogeologică a teritoriului R.P.R.* „Probleme de geografie”, VI, p. 47—56, 1959.
17. Liteanu E., Rotman S., Pricăjan A., Slăvoacă D., Bandrabur T., *Raionarea hidrochimică a Cîmpiei Române Orientale și prevederea evoluției solurilor sub influența irigațiilor*, „Bul. șt. Acad. R.P.R., Secția geol.-geogr.”, ian.—iunie, 1957, I, nr. 1—2.
18. Liteanu E., Vasilescu Gh., Opran C., *Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în cîmpia de W a țării*, „Dări de seamă șed. Comit. și Inst. Geol. R.P.R.”, LI/2, 1963—1964.
19. Marosi P., *Raportul hidraulic dintre riul Rîmnicul Sărat și apele freatice în zonă de contact a Subcarpaților cu Cîmpia Română*, „Studia Univ. Babeș—Bolyai”, Seria geol.-geogr., I/1963, Cluj, p. 33—44.
20. Marosi P., *Despre zonalitatea apelor freatice din piemonturile de acumulare, cu privire specială asupra piemontului de la Rîmnicul Sărat*, „Studia Univ. Babeș—Bolyai”, Seria geol.-geogr., II/1963, Cluj, p. 45—60.
21. Maroși P., *Originea mineralizării apelor freatice din cîmpia interfluvială Buzău—Rîmnicul Sărat*, „Studii tehn. econ., Comit. și Inst. Geol. R.S.R.”, Seria E., Hidrogeologie, nr. 7, București, 1968.

22. Marósi P., *Principiile clasificării genetice a formațiunilor piemontane și a zonălității lor hidrogeologice, cu privire specială asupra teritoriului R. S. România (I). Geologia formațiunilor piemontane*, „*Studia Univ. Babeș-Bolyai*”, Seria geol.-geogr. II/1968, Cluj, p. 27—35.
23. Marósi P., *Raport preliminar asupra cartării hidrogeologice pe interfluviul Mureș—Crișul Alb, zona marginală a Cîmpiei Panonice*. Manuscris, Arh. Comit. Geol. București, 1956.
24. Murgoci G., Protopopescu-Pache E. I., Enculescu P., *Raport asupra lucrărilor făcute de secția agroteologică în anul 1906—1907*. „*An. Inst. Geol. Rom.*”, I, fasc. 3, București, 1908, p. XCIX—CXI.
25. Neamțu V., Stoenescu D., *Raionarea hidrochimică diferențiată a apelor freatice de pe teritoriul R.P.R., care urmează a fi irigate în perspectivă*. „*Studii de hidrogeologie*”, III, p. 199—271; CSA.ISCH, București, 1964.
26. Paraschiv D., *Contribuții la studiul apelor captivă din Piemontul Cîndești*. „*Probleme de geografie*”, VII, p. 193—207, 1960.
27. Pricăjan A., *Cercetări hidrogeologice în tinutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița*. „*Studii tehn. econ. Comit. Geol.*”, seria E (hidrogeologie), 5, București, 1961, p. 115—139.
28. Rónai A., *A magyar medencék talajvize, az országos talajviztérképező munka eredményei 1950—55*. „*A M. Áll. Földt. Int. Évkönyve*”, XLVI, caiet 1, Budapest, 1956.
29. Semihatov A. N., *Hidrogeologia*. Selhozghiz. Moskva, 1954.
30. Smidt Elégius R. și colaboratorii, *Magyarország vízföldtani atlasza*. (Hidrogeológischer Atlas Ungarns). Edit. M. Áll. Földtani Int., 1961.
31. Treiber J., Mezei Z., *Adatok a Felcsiki-medence és környékének geológájához és tektonikájához*. „*A Csiki Múzeum közleményei*”, 1957.
32. Újvári I., *Condițiile de alimentare subterană a râurilor din R. P. Română*. „*Comunicări de geol.-geogr.*”, 1957—59 ale S.S.N.G., București, 1960, pp. 121—134.
33. Újvári I., *Hidrografia R.P.R.* Edit. șt., București, 1959.

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПОДГОРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕСПУБЛИКИ РУМЫНИИ (II)

Грунтовые воды подгорных образований

(Резюме)

Во введении изложены важнейшие закономерности зональности грунтовых вод подгорных образований. Подчеркивается роль литологии, тектоники и, главным образом, роль климата в зональном залегании грунтовых вод подгорных и предгорных образований.

Анализируется развитие гидрографической сети и грунтового водоносного горизонта подгорного шлейфа и предгорной равнины территорий с разной степенью засушливости (Сьерра Невада, Закавказье, северо-восточный край Румынской равнины и западное подгорье Гор Апусень). Отмечается, что гидролого-гидрогеологический режим подгорных шлейфов развивается в прямой зависимости от засушливости климата.

Климат влияет в той же степени и на характер минерализации грунтовых вод, определяя, в одних случаях, развитие процессов континентального засоления, а в других, развитие вод цикла выщелачивания.

В мелких межгорных бассейнах Карпатской дуги, условия залегания грунтовых вод имеют много общих черт с гидрогеологической зональностью внекарпатских подгорных шлейфов, но в этих бассейнах избыточного увлажнения подзона погружения уровня грунтовых вод (ниже подзоны выклинивания) отсутствует и центральные площади этих бассейнов обычно сильно заболочены.

PRINCIPES DE LA CLASSIFICATION GÉNÉTIQUE DES FORMATIONS
PIEDMONTANÈS ET DE LEUR ZONALITÉ HYDROGÉOLOGIQUE, CONCERNANT
SPÉCIALEMENT LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE (II)

les eaux phréatiques des formations piedmontanes

(Résumé)

On présente dans l'introduction les lois principales de la zonalité des eaux phréatiques dans les formations piedmontanes. On souligne le rôle de la lithologie, de la tectonique et surtout du climat dans l'évolution zonale des eaux phréatiques piedmontanes et prémontanes.

On analyse l'évolution du réseau hydrographique et de l'horizon phréatique dans les limites du piedmont accumulatif et de la plaine prémontane, encadrant des territoires à degré différent d'aridité (Sierra Nevada, Transcaucasie, bordure NE de la Plaine Roumaine et le piedmont O des Monts Apuseni). On constate que le régime hydrologique-hydrogéologique des piedmonts d'accumulation est en fonction directe de l'aridité du climat.

Le climat influence dans la même mesure l'évolution de la minéralisation des eaux phréatiques, par suite des processus respectifs de la salinisation continentale et du cycle de lévigation.

Dans les bassins intramontans de l'Arc Carpathique l'évolution des eaux phréatiques présente des traits communs avec la zonalité hydrogéologique des piedmonts d'accumulation; mais dans le cas de ces bassins, riches en précipitations, la subzone de résubmersion ne se développe pas, tandis que les secteurs centraux de ces bassins sont envahis d'habitude par des marécages étendus.

CÎTEVA CONSTATĂRI PE BAZA CERCETĂRII SEDIMENTELOR PERMO-TRIASICE DIN SECTORUL MESEȘ, JUDEȚUL SĂLAJ

de

OCTAV CLICHICI

În lucrarea sa de sinteză asupra bazinului Silvaniei, M. P a u c ă [5] face unele reconsiderări cu privire la primele sedimente ce apar sub forma de petice pe creastă și versantul vestic al culmii Meseșului. Astfel conglomeratele cuarțitice violacee, considerate de G. S t a c k e [7], K. H o f m a n n [1], E. S z á d e c z k y K a r d o s s [6] ca aparținând permianului superior au fost încadrate la baza triasicului, pe considerentul că în sectorul horstului Meseș depozitele permieni se întîlnesc numai în zăcămint secundar, în cadrul piemontului de vîrstă levantin-cuaternară. Respectivul piemont, dezvoltat sub forma unor pietrișuri, cu grosimea pînă la doi metri, apare pe versantul vestic al Meseșului, în vecinătatea punctului de obîrșie al pîrîului Zălaului, într-un sector puternic împădurit.

În alcătuirea piemontului levantin-cuaternar se găsesc pietrișuri de culoare verde și brună, provenite din rulara fragmentelor denudate dintr-un afloriment alcătuit din porfire cuarțifere, analoge cu acelea din Munții Codrului, unde astfel de roci de vîrstă permian-superioară afloră pe suprafețe mari. M. P a u c ă emite părerea că dată fiind configurația terenului, locul de origine al porfirelor trebuie să se găsească în imediata apropiere a zăcămintului amintit.

Într-adevăr, în cadrul piemontului levantin existent pe culmea Meseșului în apropiere de localitatea Zălau se pot întîlni fragmente rulate de porfire cuarțifere cu colorația verzuie și brună. Locul de unde provine acest material nici noi nu l-am putut preciza. Sîntem însă de părere că rulara avansată pe care o prezintă aceste roci nu s-a putut realiza pe o distanță atît de redusă, ci presupune situarea aflorimentului în cauză la o distanță mult mai mare decît obîrșia pîrîului Zălau.

Deasupra cristalinelor din culmea Meseșului, sub forma unor petice cu suprafața de aflorare în general restrînsă, se întîlnesc depozitele triasicului. Primele indicații asupra acestor depozite se întîlnesc în lucrarea lui G. S t a c k e [7], care descrie gresii roșițice și conglomerate de

tip verrucano, dîndu-le prin analogie cu formațiunile asemănătoare din Munții Bihorului, Ungaria și regiunea Alpilor vîrsta permiană.

K. Hofmann [1], pe harta geologică a Zălaului (1 : 75 000), figurează pe cristalinul Meseșului mai multe petice de vîrsta permiană, reprezentate prin conglomeratele de tip verrucano, gresii și șisturi de culoare violacee; de asemenea un dolomit de vîrsta triasic inferioară.

În lucrarea sa asupra geologiei bazinului Șimleu, K. Hofmann descrie un petec de dimensiuni mai mari, ce aflurează pe drumul ce duce de la Zălau la „Felső Kékes Nyárló“, situat pe versantul vestic al Meseșului și se continuă și pe drumul de creastă. Trebuiește subliniat faptul că autorul citat este singurul care descrie un petec de depozite permiane pe versantul estic al Meseșului în locul numai „Cartofi“, menționînd că conglomeratul de tip verrucano aici, este puternic fragmentat și exploatat în cîteva cariere, pietrișul fiind utilizat la întreținerea drumurilor.

Șt. Mateescu [3] amintește peticile de gresii și conglomerate roșii violacee permiane sau triasice inferioare și descrie niște blocuri de calcare cenușii pe cursul superior al pîriului Tocilei, considerîndu-le ca fiind probabil triasic superioare.

Szádeczky Kardoss E. a categorisit rocile din culmea Meseșului în două serii și a încadrat la cea de a doua serie depozitele permiane și mezozoice. El a arătat că conglomeratele cu cimentul roșu limonitic în cuprinsul Meseșului sînt întotdeauna metamorfozate și ca atare reprezintă șisturi paracristaline.

Ca formațiuni de vîrstă triasică, posibil chiar liasică, el a descris șisturi argiloase limonitice brune, epimarmore negre cu vînele de calcit și un calcar dolomitic alb-cenușiu, specificînd că toate aceste roci prezintă urmele unui epimetamorfism incomplet. Szádeczky consideră că există o legătură directă între acest metamorfism și diaftoreza șisturilor cristaline mezometamorfice, care s-ar fi produs după sedimentarea triasicului.

Th. Kräutner [2] arată că seria depozitelor permo-triasice începe într-adevăr cu conglomeratele și șisturi roșietice, ultimele cu un aspect slab filitos, dar acest aspect apare ca un fenomen mai general observabil și în cazul altor unități structurale din cuprinsul Munților Apuseni, în care de asemenea se întîlnesc aceste roci. Dolomitele și calcarele cenușii care urmează în continuarea depozitelor amintite nu prezintă nici o urmă de metamorfism.

În urma revizuirii acestor formațiuni și a paralelizării lor cu formațiuni similare dezvoltate în cuprinsul altor unități, M. Paucă face o orizontare mai amănunțită, separînd în cuprinsul Meseșului un triasic inferior, reprezentat prin verfenian, și unul mediu, în cadrul căruia separă etajele anisian și ladinian. La verfenian încadrează conglomeratele, șisturile satinete și gresiile roșietice; la anisian încadrează calcarele cenușii, iar la ladinian calcarele negre în plăci cu planurile de stratificație acoperite de cruste limonitice (tabel 1).

Orizontarea depozitelor permotriasice ce află reză pe Meses

G. Stacke 1860		K. Hofmann 1882		St. Mateescu 1927		E. Szádeczky Kardoss 1930		Th. Kr��tner 1938		M. Pauc�� 1964		O. Clichici 1966			
PERMIAN (STRATE DE verrucano)															
Conglomerate cuarțice violacee				Dolomit				Calcare cenușii				Calcar dolomitic alb cenușiu în alternanță cu șisturi argiloase; calcar negru cu venule de calcit; șist argilos limonitic brun roșcat.			
PERMIAN				TRIASIC INFERIOR				TRIASIC SUP.				TRIASIC SAU LIASIC			
Gresii roșietice				Conglomerate cuarțice roșii, gresii roșietice și șisturi satinat��				Conglomerate cuarțice și gresii de culoare roșie violacee				Conglomerat cu ciment limonitic			
PERMIAN				PER-TRIASIC INF.				PERMO-TRIASIC				PERMO-TRIASIC			
PERMIAN		Porfir cuarțifer feldspatic verde cafeniu. (Z��c��mint secundar)		TRIASIC INF. ȘI MEDIU		ANISIAN		VERFENIAN		ANISIAN		LADINIAN			
		Conglomerat cuarțos. Gresie roșie, șisturi satinat�� violet sau verzi				Dolomit cenușiu deschis		Calcar negru în pl��ci cu planurile de stratificație acoperite de limonit.							
PERMIAN		TRIASIC INF.		VERFENIAN		ANISIAN		LADINIAN		TRIASIC MEDIU		LADINIAN			
		Porfir cuarțifer feldspatic de culoare cafenie sau verde (z��c��mint secundar)				Gresii cuarțifere slab cimentate cu benzi albe și roșii în alternanță cu șisturi argiloase limonitice violacee. Congl. cu treceri la microconglomerate, șisturi satinat�� violet.		Calcar dolomitic cenușiu cu venule de calcit		Calcar negru în pl��ci cu venule de calcit de tip Guttenstein					

Autorul citat separă în zona Meseşului un număr de peste zece petice situate pe creastă sau la vest de aceasta, în imediata ei apropiere. Pe harta bazinului neogen al Silvaniei și într-o secțiune de la vest de Uileacul Șimleului, M. Paucă reprezintă un petec de triasic mediu în poziție tectonică, strivit la contactul dintre cristalin și paleocen, fără însă a-i da descrierea la capitolul respectiv.

În cercetările efectuate de noi am întâlnit în cuprinsul culmei cristaline a Meseşului numeroase petice, localizate aproape în totalitatea lor pe creastă sau pe versantul vestic. Astfel de petice am întâlnit spre sud-est de Zălau la cca 800 de m depărtare de cabană, unde peste micașturi apar câteva blocuri de gresii de culoare roșie, gresii cu un conținut mai ridicat de cuarț, cu o culoare mai deschisă, precum și blocuri de conglomerate cuarțoase cu ciment violaceu. Pe drumul de culme ce duce de la Zălau la Stîna, de la cota 400 apar în dreapta drumului șișturi filitoase violacee cu intercalații de gresii dure roșietice. La partea bazală a complexului apare un conglomerat cuarțitic. Aflorimentele sînt bine deschise, întrucît pe creasta Meseşului au fost săpate în timpul războiului amplasamente pentru tunuri.

Alte petice mai apar în Dealul Cărbunari, spre sud-est de Zălau la Feredeul, lângă cota 603, pe pîriul Pálkert, ce coboară spre noul poligon din capătul sudic al Zălăului, la nord de Dealul Mănăstirii și la cota 642.

Aflorimente numeroase ale triasicului se întîlnesc la est de localitatea Stîrci. Peticele cele mai extinse aflurează pe valea Ragului și pe interfluviul dintre pîriul Hopșei și al Comunesei, respectiv pe Dealul Cetățeaua. Petice de dimensiuni mai mici se întîlnesc în locurile numite de localnici „Osoaie“, cum sînt Oșoiul Bătrîn, Oșoiul Tinului, Oșoiul Varului. Sub forma de blocuri mari, depozitele triasice se mai întîlnesc pe versanții Oșoiului Varului, iar sub forma de fișii înguste pe valea Blidăresei și pe pîriul Costii. Pe direcția sud-vest petice triasice mai apar în vecinătatea localităților Pria și Ponița. Extinderea mare a peticilor amintite dovedește arealul mare pe care-l ocupa brațul marin ce a înaintat din spre sud-vest spre nord-est în timpul triasicului.

Studiul geologic al aflorimentelor triasicului ne-a permis precizarea următoarei succesiuni, începînd de la bază spre partea superioară: conglomerate cuarțoase cu ciment roșu limonitic, cu treceri de la conglomerate grosiere la microconglomerate; șișturi satinete violacee cu aspect filitic peste care urmează șișturi argiloase brune, apoi gresii cuarțitice slab cimentate, prezentînd o alternanță de benzi de culoare roșie și albă. Întregul complex descris se încadrează la triasicul inferior, fiind specific etajului verfenian.

Peste gresiile cuarțitice se aștern calcare dolomitice cenușii străbătute de numeroase venule de calcită gălbuie. Aceste calcare dolomitice aparțin etajului anisian sau virglorian al triasicului mediu.

Seria depozitelor triasice din sectorul Meseș se încheie cu un alt etaj al triasicului mediu, anume cu ladinianul, reprezentat prin calca-

rele negre în plăci, cu venule de calcită albă, de tipul calcarelor de Guttenstein.

Orizontarea depozitelor amintite a fost făcută prin analogie cu depozitele similare fosilifere ce apar în baza formațiunilor mezozoice din Munții Bihorului și Pădurea Craiului.

În localizarea și descrierea peticelor de sedimente triasice din cuprinsul Meseșului, am insistat asupra faptului că majoritatea acestora se situează pe culme sau în vecinătatea ei, pe versantul vestic.

Am mai arătat că singurul autor care a specificat existența unui petec triasic pe versantul estic al Meseșului în locul numit „Cartofi” a fost K. Hofmann. Este posibil ca în afara acestuia să mai fi existat și alte petice în această parte a Meseșului.

Astfel, pe malul stîng al văii Ragului, între cristalinul Meseșului la vest și calcarele grosiere inferioare ale eocenului, în poziție tectonică, pe o lungime de 900 de m și pe o lățime de 30 m, apar niște argile nisipoase cu colorația violacee, în care se găsesc numeroase fragmente de cuarțite rulate. Aceste sedimente au fost semnalate încă de A. Koch și K. Hofmann, care le-au considerat că ar reprezenta complexul vârgat inferior al paleocenului. De aceeași părere a fost și I. Nățaseanu [vide 4], care a efectuat cercetări în această regiune.

N. Mészáros și C. Prishak [4], studiind mai îndeaproape aceste sedimente și constatînd prezente în ele cantități mari de feldspat și mică, și-au exprimat părerea că ele ar reprezenta un eluviu format pe socoteala unui corp dacitic alterat.

La rîndul nostru, ne exprimăm părerea că s-ar putea să fi fost aici inițial un petec de gresii și microconglomerate cuarțitice de vîrstă triasică, ce au fost prinse în zona de falie, puternic sfărîmate și apoi dezagregate sub acțiunea agenților modificatori externi, rezultînd un eluviu argilos de culoare roșie. Conținutul mare de feldspati și mică poate fi explicat atît prin conținutul primar al gresiilor cît și prin aportul secundar, legat de vecinătatea nemijlocită a cristalinului.

De altfel, în legătură cu numeroasele falii din cuprinsul cristalinului Meseșului, precum și cu fenomenele metamorfismului dinamic și hidrotermal, complexul triasic în unele locuri și în special în jurul văii Ragului, a căpătat unele aspecte particulare, aducînd mult cu rocile riolitice, în urma spălării limonitului și a silicifierii rocilor primare. Prezența elementelor rotunjite de cuarțite rulate permite totuși evitarea unor astfel de confuzii.

Înainte de a încheia prezentarea aflorimentelor triasice din zona Meseșului, trebuie să ne oprim asupra peticului de triasic mediu figurat de M. Paucă pe hartă, și în secțiunea geologică din vecinătatea localității Uileac, din partea vestică a Măgurii Șimleului. Calcarul este reprezentat în poziție tectonică, fiind strivit între cristalin în sud și depozitele paleocene, reprezentate prin argilele vârgate inferioare în nord.

Aflorimentul în cauză apare pe un mic pîrîu ce curge subsecvent pe direcția vest-est, în lungul contactului dintre cristalin și paleogen. Calcarul ocupă o suprafață mică de cîțiva m² și are o grosime de 1,10 m.



Fig. 1. Secțiune prin calcarul de la Uileac.

un calcar, cu structura microcristalină, cu textura masivă lipsită de resturi organice. Masa rocii este străbătută de numeroase diaclaze de dimensiuni milimetrice și submilimetrice, umplute cu calcită recristalizată.

În masa calcarului sînt înglobați numeroși galeți rotunjiți, care sub microscop au o culoare brună spre deosebire de cea incoloră a roci gazdă. Structura galeților se deosebește de asemenea de aceea a roci în care se găsesc, fiind caracterizată printr-o structură mai fină a calcitului, cît și prin prezența granulelor de cuarț și a oolitelor calcitice. Oolitele sînt formate preponderent în jurul unor granule de calcar, mai rar în jurul celor de cuarț.

Fisurile cu calcitul larg recristalizat străbat deopotrivă atît roca gazdă cît și galeții, fapt ce pune în evidență dezvoltarea unui fenomen de mineralogeneză epigenetică, în cuprinsul unor fisuri dezvoltate tectonic.

Faptul că roca descrisă nu prezintă resturi organice face ca încadrarea ei stratigrafică să fie legată de anumite îndoieli. Calcarul în cauză ar putea fi triasic, așa cum a fost considerat de M. P a u c ă, după cum tot atît de bine ar putea să fie un calcar de apă dulce, rocă ce se cunoaște în cadrul perimetrului respectiv în complexul seriei vârgate inferioare a paleocenului. Considerăm necesar să argumentăm acest punct de vedere: în cuprinsul perimetrului cercetat, toate peticele triasicului apar în cuprinsul zonei Meseșului, prin urmare acesta ar fi singurul situat în afara Meseșului, la o distanță apreciabilă. Calcarul de la Uileac prezintă apoi un aspect diferit de acela al calcarelor virgloriene sau ladiniene: înainte de toate nu este dolomitic, apoi are în el un conținut mare de argilă, după dizolvarea lui în $Cl\ H$ rămînînd un bogat reziduu argilos. De altfel, mai la nord, în afara perimetrului studiat de noi, astfel de blocuri de calcare de apă dulce au fost descrise de Ș t. M a t e e s c u de pe pîrful Stupinei, situat mai la sud de localitatea Sorușa. În urma studiului microscopic al calcarului respectiv și a precizării existenței galeților în roca gazdă, luînd în considerare și poziția acestei roci

Macroscopic, acest calcar se prezintă ca o rocă compactă, de culoare alb-cenușiu-gălbui, cu numeroase incluziuni de culoare mai închisă, care îi dau un aspect brecios. Pe suprafață se văd numeroase venule de calcit, care se întretaie în toate direcțiile. Are o spărtură neregulată, aschioasă, cu muchii ascuțite.

În secțiuni subțiri sub microscop, se pot face următoarele precizări: roca este

între cristalin și paleocen, înclinăm s-o considerăm mai degrabă ca fiind unicalcar de apă dulce.

Concluzii asupra depozitelor permo-triasice. Depozitele permianului, reduse la pietrișul provenit din denudarea porfirelor cuarțifere, ce intră în alcătuirea piemontului de acumulare din cuprinsul culmii cristaline a Meseșului, au fost semnalate de M. Paucă într-un zăcămint secundar. Rocile permiane, in situ, pînă în prezent n-au fost întîlnite.

Complexul sedimentar al triasicului prezintă în sectorul Meseșului o succesiune destul de variată de roci nefosilifere, care — prin analogie cu alte unități structurale din ansamblul Munților Apuseni — a putut fi încadrată la etajul verfenian al triasicului inferior și la etajele anisian și ladinian ale triasicului mediu.

În cuprinsul culmei Meseșului, aceste sedimente au ocupat o suprafață extinsă, ca dovadă în sprijinul acestei afirmații fiind numeroasele petice ce s-au mai păstrat cu toată intensitatea proceselor de denudație, petice cunoscute mai ales de pe culme și din versantul vestic, dar existente și pe versantul estic.

Depunerea sedimentelor triasice a început cu depozite grosiere, spălate din sectoarele învecinate, înălțate sub forma de horsturi, alcătuite din șisturi cristaline. După conglomeratele cuarțoase cu ciment limonitic, urmează depozite mai fine reprezentate prin șisturi, gresii, dolomite și calcare. La sfîrșitul triasicului mediu se produce o regresie marină de lungă durată, în Meseș lipsind formațiunile triasicului superior, ale jurasicului și ale cretacicului inferior. Marea revine în aceste locuri abia în cretacicul superior, cînd reîncep procesele de sedimentare ale unor depozite detritice și organogene recifale în facies de gosau cu hippuriți.

BIBLIOGRAFIE

1. Hofmann K., *Jelentés az 1878. nyarán Szilágymegye keleti részében készült földtani részletes felvételekről.* „Földtani Közlöny“, Budapest, 1879.
2. Kräutner Th., *Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie (Ticău, Meseș, Rez, Măgura Silvaniei).* „Comptes rendus des séances. Inst. Géol. de Roumanie“, XXII, Bucarest, 1938.
3. Mateescu Șt., *Date noi asupra structurii geologice a Depresiunii Zălaului.* „Rev. Muz. geol. min. Cluj“, 2, nr. 1, 1927.
4. Mészáros N., Prischak C., *Die Stratigraphie und Fauna des Eozäns des Meseș-Gebirges.* Berlin, 1963.
5. Paucă M., *Le Néogène des bassins externes des M-ts Apuseni.* „Bull. Soc. Roum. Géol.“, XXVII, București, 1954.
6. Szádeczky Kardoss E., *Contribuțiuni la geologia Ardealului de nord-vest.* „D. de s. Inst. Geol. Rom.“ XIV, 1925—1926, București, 1931.
7. Stacke G., *Eocäne Schichten bei Zsibó, Dés. u.a.* „Jahrb.“ Wien, XI, 1860.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕКТОРА МЕСЕШ (УЕЗД СЭЛАЖ)

(Резюме)

В работе приводятся результаты полевых исследований пермско-триасовых отложений зоны Месеша. В рамках этого кристаллического горста, пермские отложения появляются лишь в подгорной зоне, во вторичной, переотложенной залежи. Триас, не содержащий ископаемых остатков, расчленён по аналогии с однородными отложениями, содержащими ископаемые остатки других структурных единиц Гор Апусень, причём выделяются верфенский ярус (нижний триас) и анисийский, ладинский ярусы (средний триас).

Автор описывает утёс тектонизированного триаса на восточном склоне Месеша и рассматривает стратиграфическое положение известняка местности Уйляк. По стратиграфическому положению этого известняка, а также по данным изучения микроскопических сечений, можно отнести эти известняки к палеоцену, причём слой Рона являются пресноводными известняками нижнего пестроцветного комплекса.

QUELQUES CONSTATATIONS FAITES AU COURS DE RECHERCHES SUR LES SÉDIMENTS PERMO-TRIASIQUES DU SECTEUR DE MESEȘ, DÉP. DE SĂLAJ

(Résumé)

Dans le présent travail, on expose les résultats de recherches sur le terrain, portant sur de petites étendues de sédiments permo-triasiques de la zone de Meseș. Dans les limites de ce horst cristallin, les dépôts permien n'apparaissent que dans le cadre de la zone de piedmont, dans un gisement secondaire. Le triasique non-fossilifère est remplacé dans son horizon par analogie avec les dépôts similaires fossilifères d'autres unités structurales des Monts Apuseni, la séparation étant bien établie entre les étages verféen (triasique inférieur), anisien, ladinien (triasique moyen).

L'auteur décrit un lambeau de triasique tectonisé, sur le versant oriental de Meseș, et établit la position stratigraphique du calcaire de Uileac. L'étude de la position de ce calcaire et des sections microscopiques permet de les situer au paléocène, les strates de Rona étant des calcaires d'eau douce du complexe strié inférieur.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GENULUI *CHAPMANINA SILVESTRI*

de

HERMAN FUCHS

Într-o notă cu caracter preliminar [4], am semnalat prezența genului *Chapmanina Silvestri* în partea superioară a formațiunilor de calcare grosiere superioare (calcare de Cluj), din împrejurimile orașului Cluj (partea superioară a Văii Gîrbăului, situată la SV de acest oraș).

Specimenele de *Chapmanina* au fost întîlnite într-o asociație microfaunistică relativ bogată și bine păstrată (foraminifere², ostracode etc.), obținute din niște marne nisipoase cenușii-gălbui, ce formează intercalațiuni, în general subțiri, printre bancurile mai groase de calcare grosiere compacte³. Grosimea întregului pachet cu *Chapmanina* nu e decît de 6—7 m, avînd la bază calcare grosiere cenușii-gălbui, cu intercalațiuni argiloase-marnoase-nisipoase, cu resturi de sirenide⁴ și resturi — mai ales muloje — de moluște (*Vulsella*, *Pleurotomaria*, *Xenophora* etc.), iar în acoperiș calcare grosiere și marne nisipoase cu numeroase brahiopode mici.

Dacă aceste foraminifere caracteristice au într-adevăr această răspîndire foarte limitată pe verticală și largă pe orizontală — ceea ce vom mai urmări în viitor —, atunci vor putea servi ca indicatoare biostratigrafice prețioase pentru acest nivel superior al orizontului calcarelor grosiere superioare, pe care l-am putea numi *nivelul* sau *stratele* cu *Chapmanina* (în cadrul Bazinului Transilvaniei și în cadrul altor unități geologice cu sedimente corespunzătoare).

¹ Această lucrare a fost prezentată în ședința de comunicări a Catedrei de paleontologie-stratigrafie și a S.St.N.G., Secția geologie, Filiala Cluj, din 1.IV.1967.

² Printre altele și specia *Halkyardia minima* (Liebus), formă nouă pentru orizontul calcarelor grosiere superioare, considerată ca fiind strîns înrudită cu *Chapmanina*.

³ Este posibil ca în această rocă moale să fi ajuns și fragmente dezagregate de calcar grosier, adică exemplarele de *Chapmanina* pot să provină eventual și de aici. Noi nu am examinat și secțiunile acestor calcare.

⁴ Resturile de sirenide în acest punct al împrejurimilor Clujului sînt semnalate pentru prima oară de noi.

Genul *Chapmanina* — monotipic — a fost descris pentru prima oară de Silvestri A., în anul 1904, din formațiunile eocene⁵ din nordul Italiei (Gassino, lângă Torino) și identificat la început în mod greșit cu *Dictyoconus egyptiensis* (Chapman)⁶. Silvestri, care nu acceptă denumirea generică de *Patellina* folosită de Chapman, propune la început (1904) denumirea de *Chapmania*, apoi (1931) aceea de *Chapmanina* (cu genotipul *Chapmanina gassinensis*)⁷.

Poziția taxonomică. Acest gen de foraminifer, cu căsuță complicată, a fost plasat de diferiți autori în diferite locuri în sistemul foraminiferelor. R. Schubert (1912) îl plasează, în cadrul subfamiliei *Dictyoconinae* (seria *Metammida*, categorie propusă de Schubert pentru foraminiferele aglutinante mai evoluate, cele inferioare fiind grupate de acest autor în categoria *Protammida*). După Schubert, *Chapmanina* e termenul final al liniei evolutive *Lituola sp. A* — *Lituonella roberti* — *Coskinolina liburnica* — *Chapmania gassinensis*. Cu această formă din urmă, la care porțiunea inițial spiralată se reduce total, ar fi evoluat paralel, tot din *Coskinolina liburnica*, specia *Dictyoconus egyptiensis*. La această din urmă formă aglutinantă se dezvoltă o zonă externă — corticală — de rețea mai deasă, iar la *Chapmanina* apare căsuță pur calcaroasă (care după Schubert ar fi în funcție de o adâncime mai mare).

J. Galloway [5] în anul 1933 înființează o nouă familie: *Chapmanidae*, în care afară de *Chapmanina* (la Galloway încă *Chapmania*) sînt plasate și genurile *Halkyardia* și *Dictyoconoides*. *Chapmanina* și *Halkyardia* ar fi evoluat paralel din strămoși rotaloizi (*Rotalia* sau un alt gen înrudit), în timp ce *Dictyoconoides* e derivat direct din *Halkyardia*. Marele grad de specializare, exprimat prin structura complicată a căsuței lor, justifică — după Galloway — clasarea lor într-o familie aparte.

J. Gushman (1940), care remarcă nesiguranța cunoștințelor privitoare la structura acestui gen, este de părere că el poate fi plăsat cu mai mare probabilitate în familia *Cymbaloporidae* (unde întîlnim, printre altele, și genul *Halkyardia*). După acest autor structura *Chapmaninei*, cu camerele dispune inelar la adult, pare a fi mai asemănătoare cu aceea a cîmbaloporidelor decît cu aceea a rotaliidelor. (Totuși s-ar putea să aparțină și acestei familii din urmă, împreună cu *Dictyoconoides* și *Löckhartia*.)

⁵ Acest autor consideră la început aceste formațiuni ca fiind de vîrstă eocen-superioară, ulterior le consideră ca eocene-medii. (Vezi Schubert R., *op. cit.*, p. 199 și 204).

⁶ După R. Schubert (*op. cit.*, p. 199), Zina Leardi în *Airaghi* descrie în anul 1904 (în „Atti Soc. Ital. Milano“) un *Conulites aegyptiensis* din eocenul superior de la S. Genesis (lângă Torino).

⁷ Silvestri deja în anul 1905 constată diferența dintre formele italiene și cele din eocenul mediu al Egiptului, folosind pentru primele forme denumirea de *Chapmania gassinensis*, iar pentru formele egiptene denumirea generică de *Dictyoconus* a lui Blanckenhorn.

Tabel 1

Poziția sistematică a genului *Chapmanina* Silvestri (după diferiți autori)

R. Schubert (1912)	J. J. Gallo- way (1933)	J.A. Cushman (1940)	J. Sigal (1952)	Autorii so- vietici (Osn. Pal. I, 1959)	M. F. Glaessner (1963)
Seria („Reihe”), Metammida (Subfam. ?) Dictyocotini- nae (împreună cu Coskinoli- na,	Fam. <i>Chapmani- idae</i> (Precedată de F. Rota- liidae F. Asterige- rinidae) (împreună cu Halkyar- dia)	Fam. Cymbalopo- ridae (?) (sau F. Rota- liidae) (îm- preună cu Halkyardia)	Subord. Pluriloculini- dea Superfam. Rotaliidea Fam. Discorbidae Subfam. <i>Chapmanini- dae</i> (împreună cu Ferayina <i>Frizzel</i> și Pre- verina <i>Fri- zzel</i>) (Hal- kyardia în F. Planorbuli- nidae)	Ordinul Rotaliidea Superfam. Discorbidea Fam. <i>Chapmaniidae</i> G a l l o w a y 1933 (împreună cu Ferayi- na și Preverina)	Superfam. Rotaliidea Fam. Planorbulinidae Subfam. Planorbulininae (împreună cu Halkyardia)

În sistemul lui J. Sigal (1952) întâlnim *Chapmanina* în familia *Discorbidae* (superfamilia *Rotaliidea*), dar într-o subfamilie aparte: *Chapmanininae* (împreună cu genurile *Ferayina* și *Preverina* descrise de L. Frizzel în 1949). Și Sigal arată că anumite amănunte privind structura *Chapmaninei* sînt încă neclare.

În esență această poziție taxonomică este acceptată și de micropaleontologii sovietici (ordinul *Rotaliida*, superfam. *Discorbidae*, familia *Chapmaniidae*), autori ai capitoului respectiv din tratatul *Bazele paleontologiei* [9].

După M. F. Glaessner (1963) acest foraminifer aparține subfamiliei *Planorbulininae* (familia *Planorbulinidae*, superfamilia *Rotaliidea*) împreună cu *Planorbulina*, *Linderina*, *Halkyardia* și alte genuri). După părerea noastră pare a fi justificată clasarea acestui gen cel puțin într-o subfamilie aparte: *Chapmanininae*.

Pe baza studiilor efectuate pe un material relativ bogat și bine păstrat, am ajuns la următoarele concluzii privind morfologia externă și structura internă a acestui gen (și specie):

Forma este conică, destul de simetrică, nu prea înaltă, cu apexul rotunjit și baza aproape circulară (fig. 1); laturile aproape drepte sau ușor concave (privite din profil), aproape netede, cu neregularități și striuri de creștere nu prea însemnate. Baza conului e plană sau aproape plană, formată dintr-un cerc extern de cămăruțe alungite, dispuse radiar, și o lamă centrală cu aperturi numeroase (fig. 2). Aceste aperturi sînt destul de mari, cu conturul destul de variabil — unele aproape circulare,



Fig. 1. O formă mare și o formă mai mică (tînără) de *Chapmanina gassinensis* Silvestri văzute din profil (lateral). Cluj, orizontul superior al calcarelor gro-siere superioare (semi-șematic).

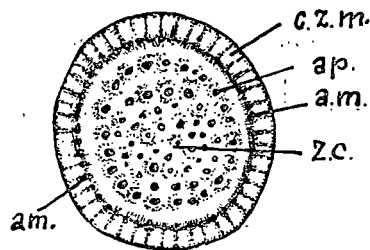


Fig. 2. Partea distală, aperturală a unei forme mai mari de *Ch. gassinensis* (semi-șematic); z.c.: zona centrală, c.z.m.: cămăruțele zonei marginale, ap.: aperturi, am.: aperturi mai mici (sau pori mai mari), dispuse înaintea septulelor. (Numărul aperturilor din zona centrală poate să fie și mai mare.)

altele mai alungite, neregulate, dispuse în 3—4 serii circulare spre periferie și neregulat dispuse în centrul suprafeței aperturale. Este de remarcat că ciclul extern de aperturi nu ajunge pînă la linia circulară care unește capetele interne ale cămăruțelor marginale, unde se găsește și un ciclu de pori mari (sau aperturi mici), situate înaintea septulelor (respectiv brazdelor) ce separă cămăruțele zonei marginale (fig. 3).

Zidul e calcaros⁸, fin granular, gros, cu numeroase perforațiuni (pori) relativ mari (bine vizibile și la 40 x), dispuse pe întreaga suprafață a conului, exceptînd lama bazală, care este aporă. De asemenea sînt lipsite de pori și elementele scheletice interne.

Privitor la structura internă putem preciza următoarele: în regiunea apicală se constată un grup de cămăruțe mai mici, după care urmează ciclurile suprapuse ale cămăruțelor zonei marginale, respectiv camerele discoidale scunde în zona centrală sau internă, separate prin șapte paralele cu bază. Cămăruțele zonei marginale au capetele interne îngustate — ogivale —, la exterior o secțiune transversală, paralelă cu suprafața conului, patritică, în general camerele fiind ceva mai înalte decît late; mărimea lor crește treptat de la regiunea apicală spre bază (fig. 4). La capătul intern al fiecărei camere, în dreptul septulelor cămăruțelor ciclului subiacent, se găsește cîte o deschidere (pori mai mari sau aperturi mai mici) prin care aceste cămăruțe comunică cu camera discoidală internă, imediat superioară (fig. 5). Prin urmare nu corespunde realității partea respectivă din diagnoza lui Galloway după care aceste cămăruțe externe (marginale) nu sînt legate prin foramina cu interiorul.

⁸ Fiind dizolvat în HCL au mai rămas cîteva particule indisolubile, în special grăunțioare de nisip, care provin din impuritățile lipite de suprafața căsuțelor.

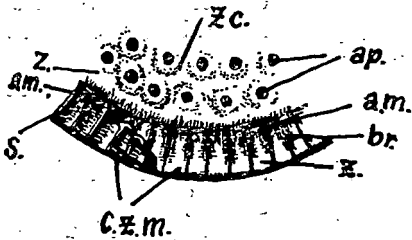


Fig. 3. Aceeași specie; o porțiune mult mărită din partea distală, aperturală (sau bazală) a căsuței; zc.: zona centrală, c.z.m.: cămăruțele zonei marginale, z.: zid (fără pori), s.: septule, br.: brazde, ap.: aperturi, a.m.: aperturi mai mici (sau pori mai mari).

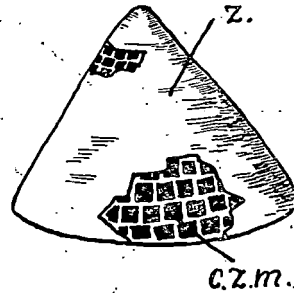


Fig. 4. *Chapmanina gassinensis*, eocen super. Cluj; căsuță parțial lipsită de zidul extern, poros (semișematic), z.: zid (poros), c.z.m.: cămăruțele zonei marginale (în secțiune paralelă cu suprafața conului).

Camerele din zona centrală, separate prin septe paralele cu baza, nu sînt divizate în cămăruțe. Existența aparentă a cămăruțelor în secțiunea verticală se datorește faptului că septele în jurul aperturilor se invaginează, formînd niște stilpi îndoiți în formă de canal, cu secțiunea

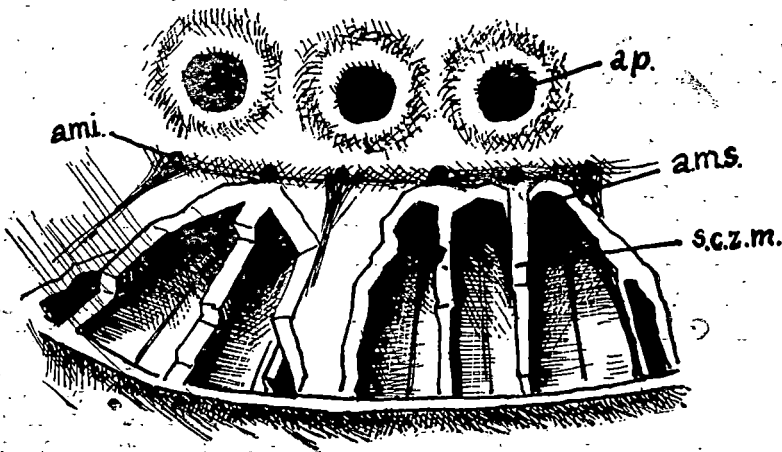


Fig. 5. *Ch. gassinensis*, eocen superior din Cluj; o suprafață de spărțură mult mărită, care arată structura zonei externe (marginale), dinspre partea inferioară (bazală sau distală) a căsuței (semișematic); ap.: aperturi, a.m.ă.: aperturi mai mici ale etajului inferior, a.m.s.: aperturi mai mici ale etajului superior, s.c.z.m.: septulele cămăruțelor zonei marginale.

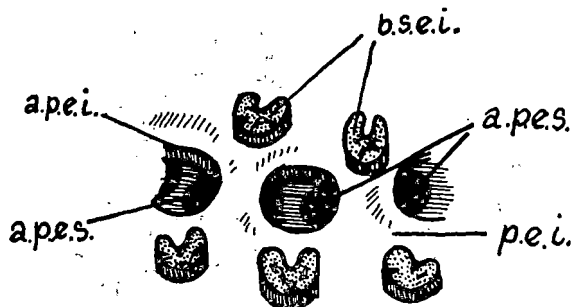


Fig. 6. *Chapmanina gassinensis* din eocenul superior al Clujului: o suprafață mult mărită din zona centrală, privită dinspre baza conului și puțin oblic dinspre exterior (desen semi-șematic); *ap.e.i.*: aperturile etajului inferior (considerat dinspre partea proximală sau inițială), *ap.e.s.*: aperturile etajului superior, *p.e.s.*: perete orizontal (septul) etajului superior, *b.s.e.i.*: baza stîlpilor etajului inferior, *p.e.i.*: perete orizontal (septul) etajului inferior.

transversală semilunară, semicirculară (fig. 6), la capetele lor superioare, în zona de contact cu septele imediat superioare. Capătul bazal sau distal al acestor stîlpi este mai lat iar în secțiunea transversală au forma mai neregulată.

Majoritatea formelor studiate de noi au un diametru de peste 1 mm, pînă la 1,69 mm⁹.

În cele ce urmează dăm și cîteva amănunte privind morfologia și structura formelor studiate de noi.

În privința taliei, precum și a raportului diametrul mare (D)/înălțime (I), valorile sînt cuprinse în tabelul 2¹⁰, din care reiese că formele de *Chapmanina gassinensis* studiate de noi nu sînt perfect circulare (vezi fig. 2); ele sînt totdeauna mai late decît înalte; raportul D/I e variabil, totuși la majoritatea formelor se încadrează între valorile de 1,59 și 1,77, indiferent de talia, respectiv vîrsta lor individuală.

Numărul cămăruțelor din zona externă — sau zona marginală — de la baza conului crește cu dimensiunile căsuței. Astfel, spre exemplu, la un exemplar cu $D=1$ mm am numărat 40 de cămăruțe, iar la un exemplar mai mare ($D=1,5$), numărul acestor cămăruțe e în jur de 60. Aceste cămăruțe sînt de 2 ori mai lungi decît late (la exemplarul cu $D=1,5$ lungimea lor este de 0,15 mm, iar lățimea în jur de 0,06 mm).

Tabel 2

Individul	Diametrul mic (d)	Diametrul mare (D)	Înălțimea (I)	Raport D/I
1	0,82	0,86	0,49	1,76
2	0,86	0,90	0,54	1,85
3	0,86	0,90	0,60	1,50
4	0,97	1,—	0,57	1,77
5	1,31	1,35	0,82	1,65
6	1,35	1,39	0,56	2,50
7	1,35	1,45	0,97	1,59

⁹ Această valoare din urmă s-a putut măsura la un eșantion fragmentar.

¹⁰ Valorile sînt date în mm.

Numărul etajelor de cămăruțe marginale ciclice este egal cu numărul camerelor discoidale din zona centrală a căsuței; la o formă mai mare ($D=1,4$ mm, $I=0,78$ mm) există 12—13 etaje suprapuse. Aceste cămăruțe radiare în secțiunea paralelă cu laturile conului sînt aproape pătratice, cu dimensiuni crescînde de la vîrfurile conu-

lui spre baza lui; de exemplu la individul mai sus amintit, într-un ciclu situat cam la mijlocul distanței între apex și bază, lățimea cămăruțelor e între 0,044 și 0,046 mm, iar înălțimea lor între 0,029 și 0,041 mm (deci în această regiune a conului ele sînt mai late decît înalte); lățimea cămăruțelor de la baza conului este de 0,048—0,061 mm, iar înălțimea lor de 0,051—0,061 mm (deci aici ele sînt în general mai înalte decît late). Cămăruțele ciclurilor vecine nu alternează în mod regulat.

În privința numărului și diametrului deschiderilor *aperturale* amintim că la exemplarele mari există 70—80 de aperturi cu o formă destul de variabilă și cu diametrul în general crescînd spre exterior. Astfel, la un individ mare diametrul apertural din cercul extern e în jur de 0,03—0,04 mm. **Porii**, destul de mari, sînt dispuși mai mult sau mai puțin neregulat, cu o desime destul de uniformă (fig. 8). Pe o suprafață de 0,00275 mm², corespunzătoare suprafeței unei camere mari — se găsesc în medie cam 13—14 pori. Aceasta înseamnă că la o formă mai mare, înaltă de 0,97 mm și cu un diametru mediu de 1,45 mm, deci cu suprafața superioară — poroasă — de 2,7 mm², se găsesc aproximativ 14 000 de pori.

Revenind la problema **răspîndirii paleogeografice și geologice** amintim faptul interesant că acest gen cunoscut timp de cîteva decenii numai din nordul Italiei, a fost descoperit relativ recent și din alte puncte, destul de îndepărtate unele de altele. În anul 1964. Jean Dercourt [3] citează această formă din Grecia, din partea nord-estică a peninsulei

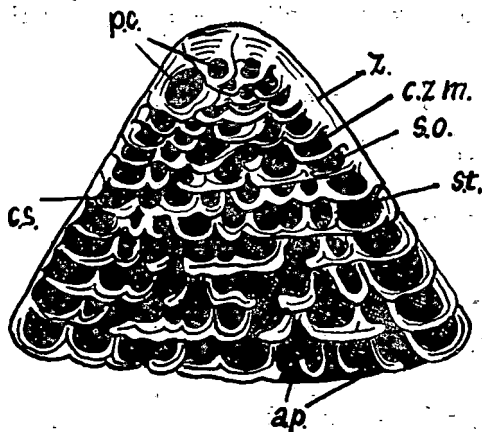


Fig. 7. *Chapmanina gassinensis*, secțiunea verticală a căsuței (după A. Silvestri, din J. Cushman, 1940); p.c.: primele cămăruțe, z.: zid extern (poros), c.z.m.: cămăruțele zonei marginale (externă), s.o.: septele orizontale (neporoase), st.: stâlpi, ap.: aperturi, c.s.: camere suprapuse (a zonei centrale).

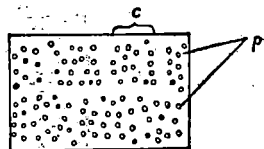


Fig. 8. *Chapmanina gassinensis* din eocenul superior Cluj; o porțiune mult mărită a zidului poros, arătînd poziția și desimea porilor (desen semi-șematic); p.: pori, c.: cămăruțe.

Peloponez, din niște calcare eocene ale cutoi Gavrovo-Tripolitsa (situată aproximativ la 350 km de la N de Tripolis) (fig. 9). Din două profile, considerate ca fiind de vîrstă lutețian superioară — priabonian inferioară, a fost determinată *Chapmanina sp.*, iar dintr-un alt profil, considerat ca fiind de vîrstă eocen superioară, din niște calcare s-a putut determina specia *Chapmanina gassinensis*. Acest autor, bazîndu-se și pe părerea colaboratorilor săi — renumiți micropaleontologi — în precizarea vîrstei acestor formațiuni, de vîrstă problematică, se bazează tocmai pe prezența acestei specii caracteristice de foraminifer care după Dercourt se găsește numai în formațiuni priabonian inferioare.

Mai recent (1965) Pier Giovanni Pieroni [10] citează această formă și din partea centrală a Apeninilor, din apropierea localității Opi, din niște calcare considerate ca fiind de vîrstă eocen-superioară, tocmai pe baza prezenței speciilor *Chapmanina gassinensis* și *Globorotalia centralis*.

Prezența speciei *Chapmanina gassinensis* Silvestri în formațiunile calcarelor grosiere superioare din împrejurimile Clujului, considerate azi în general ca fiind de vîrstă eocen-superioară (lediană sau partea inferioară a priabonianului superior), pe de o parte furnizează un argument în plus în favoarea vîrstei eocen-superioară a speciei *Ch. gassinensis*, pe de altă parte lărgeste mult spre NE arealul răspîndirii paleogeografice a acestui gen.

Prezența genului *Chapmanina* la aceste ocurențe destul de îndepărtate face să presupunem prezența ei și în regiunile intermediare, unde există depuneri eocen-superioare epicontinentale. Ne permite apoi paralelizarea interregională mai sigură a formațiunilor de calcare grosiere-

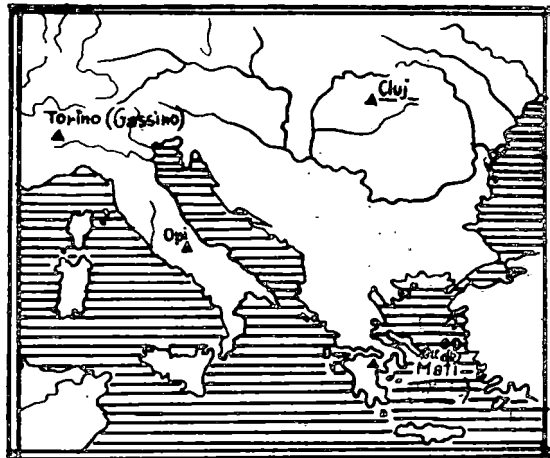


Fig. 9. Harta răspîndirii paleogeografice a speciei *Chapmanina gassinensis* Silvestri.

superioare din Bazinul Transilvaniei cu celelalte formațiuni cu *Chapmanina*.

Pe viitor vom urmări existența și extinderea nivelului (zonei) cu *Chapmanina* în formațiunile eocen-superioare respective, căci — după cum am mai amintit — este posibil că stratele cu *Chapmanina* vor servi de nivel-reper, prețios pentru paralelizările amănunțite intraregionale în cuprinsul Bazinului Transilvaniei.

Clarificarea încă a unor serii de alte probleme, de ordin morfologic, sistematic, filogenetic, paleobiologic, sînt facilitate probabil prin descoperirea și descrierea formelor clujene ale acestui foraminifer interesant și valoros.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu, I. Z., *Microfauna depozitelor sedimentare paleogene din împrejurimile Clujului*. „Anal. Univ. București”, Ser. șt. nat., geol.-geogr., **37**, anul 12 (1963).
2. Bombiță, Gh., *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R. P. România*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1963.
3. Dercourt, J., *Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional*, „Annal. géol. des Pays Hellén.”, 1^e sér., **15**, Athènes, 1964.
4. Fuchs, H., *Chapmanina — un gen rar și interesant în microfauna R. S. România* (manuscris), Cluj, 1967.
5. Galloway, J. J., *A manuel of Foraminifera*. Edit. Principia Press Inc., Bloomington, Indiana, 1933.
6. Glaessner, M. F., *Principles of micropalaeontology* (Reprinted), Hafner Publishing Co, New York—London, 1963.
7. Koch, A., *Az erdélyrészi medence harmadkori középményei. I. rész: Paleogén csoport*. „A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve”, **10**, Budapest, 1894.
8. Mészáros, N.—Dudich E., jun., *Esquisse comparative de la parallélisation stratigraphique et de l'évolution paléogéographique de l'éocène de l'Europe Centrale et Sud-Orientale*. „Acta Geol. Hungarica”, **10**, 1966.
9. *Osnovi paleontologii* (redact. șef Iu. A. Orlov), vol. 1, Edit. Akad. Nauk SSSR, Moscova, 1959.
10. Pieroni, P. G., *Lepidocyclina and Miogypsina from Opì, Sangro Valley* (Central Apennines), „Geologica Romana”, **4**, 1965.
11. Schlumberger, Ch.—Douvillé, H., *Sur deux Foraminifères éocènes Dictyoconus aegyptensis Chapm. et Lituonella Roberti nov. gen. et sp.*, „Bull. Soc. géol. de France”, 4^e sér., **5**, Paris, 1905.
12. Schubert, R., *Über Lituonella et Coskinolina liburnica Stache sowie deren Beziehung zu den anderen Dictyoconinen*, „Jahrbuch der k.-k. Geol. Reichsanst.”, **62**, 1912, Wien.
13. Sigal, J., *Ordre des Foraminifera*, în „Traité de Paléontologie”, 1, Paris, 1952.
14. Vlaicu-Tătărim, N., *Stratigrafia eocenului din regiunea de la Sud-Vest de Cluj*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1963.

К ПОЗНАНИЮ РОДА *CHAPMANINA SILVESTRI*

(Резюме)

В верхнем горизонте *грубых верхних известняков* (клубжских известняков) автор впервые отметил [4] присутствие рода *Chapmanina* (вид *Ch. gassinensis*). Показывая систематическое положение по ряду микропалеонтологов он считает обоснованным выделить род *Chapmanina* по крайней мере в качестве особого подсемейства.

Описывается внешняя морфология и внутренняя структура изученных форм на основе хорошо сохранившегося и достаточно богатого материала (пустые раковины) и делаются некоторые уточнения в связи с познанием этого рода. Отношение между большим диаметром (D) и высотой (I) колеблется в довольно широких пределах, однако у большинства форм эти пределы находятся между значениями 1, 59 и 1, 77, безразлично от их величины (т. е. от их индивидуального возраста). Показываются затем форма, расположение, число и размеры камерок краевой зоны и уточняется, что каждая из этих камерок сообщается с внутренней частью через довольно большую пору.

Показывая *внутреннюю структуру*, автор уточняет, что столбы, расположенные вертикально на непористых горизонтальных септах, имеют вид открытого канала, их основания имеют полулунное поперечное сечение (см. рис.6). Устья довольно большие и переменные в отношении их формы, имеют вообще диаметр, который увеличивается к внешней части. Число устьев — около 70—80 у больших форм. Поры, рассыпанные по сторонам конуса, довольно большие; (в отношении их общего количества, автор вычислил, что у большей формы на поверхности 2,7 мм² находятся приблиз. 14000 пор).

Что касается их *палеогеографического* и *стратиграфического* распространения, автор показывает, что благодаря открытию клубжских форм, а также форм, открытых в Греции и Средней Италии, уточняется ареал широкого распространения и можно допустить наличие этих форм и в эпиконтинентальных верхнеэоценовых отложениях, находящихся в этом ареале.

Возраст грубых верхних известняков, который в настоящее время считается вообще *верхнеэоценовым* (ледским или нижнеприабонским, или, согласно другим исследователям, нижней частью верхнего приабонского яруса) и который установлен на основании богатых ассоциаций ископаемых форм, подтверждает мнение о *верхнеэоценовом* (*нижнеприабонском*) возрасте вида *Ch. gassinensis*.

Будучи ископаемым с ограниченным вертикальным распространением и со сравнительно широким палеогеографическим ареалом, этот род может служить для межобластных параллелизаций (синхронизаций). В дальнейшем, на территории Трансильванского бассейна будет прослеживаться распространение этого рода по вертикали и горизонтали для того, чтобы установить существование и постоянство на больших поверхностях уровня с *Chapmanina*.

Открытие и изучение клубжских особей *Ch. gassinensis* будут способствовать, вероятно, и разъяснению ряда вопросов морфологического, систематического, филогенетического, палеобиологического и т. п. порядка, связанных с этой фораминиферой.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DU GENRE
CHAPMANINA SILVESTRI

(Résumé)

Dans l'horizon supérieur des *calcaires grossiers supérieurs* (calcaires de Cluj) nous avons signalé [4] pour la première fois la présence du genre *Chapmanina* (espèce *Ch. gassinensis*). Montrant la position systématique que lui assigne une série de micropaléontologues, l'auteur exprime l'opinion que le classement de la *Chapmanina* au moins dans une sous-famille paraît justifiée.

L'auteur, qui donne la description de la morphologie externe et de la structure interne d'après un matériel bien conservé (tests vides), et relativement riche,

apporte certaines précisions contribuant à la connaissance plus exacte de ce genre. Il montre ainsi que le rapport grand diamètre (D)/hauteur (I) varie assez largement, mais, pour la majorité des formes, s'encadre entre les valeurs 1,59 et 1,77, quelle que soit leur taille ou leur âge individuel. On montre ensuite la forme, la disposition, le nombre et les dimensions des logettes de la zone marginale, en précisant que ces logettes communiquent chacune avec l'intérieur par un pore assez grand.

Passant à la *structure interne*, on précise que les piliers disposés verticalement sur les septes horizontaux non poreux ont l'aspect d'un canal ouvert, leur base ayant une section transversale en croissant (v. fig. 6). Les ouvertures assez grandes et de forme variable ont en général leur diamètre croissant vers l'extérieur, leur nombre étant, pour les grandes formes, autour de 70—80. Les pores disséminés sur les côtés du cône sont assez grands (pour leur nombre total, on a calculé que, pour une forme plus grande, il se trouve approximativement, sur une surface de 2,7 mm², 14 000 pores).

Au sujet de leur *distribution paléogéographique et stratigraphique* l'auteur montre que les formes découvertes à Cluj, avec celles de Grèce et d'Italie centrale, permettent d'esquisser une aire de large diffusion et qu'on peut admettre aussi la présence de ces formes dans les sédiments épicontinentaux de l'éocène supérieur, sur toute l'étendue de cette aire.

L'âge des calcaires grossiers supérieurs, généralement considéré aujourd'hui comme étant l'*éocène supérieur* (lédien ou priabonien inférieur; ou bien, selon certains, la partie inférieure du priabonien supérieur), âge établi sur la base de riches associations de formes fossiles, confirme l'opinion relative à l'âge éocène supérieur (*priabonien inférieur*) de l'espèce *Ch. gassinensis*.

Étant un fossile à distribution verticale restreinte et d'aire paléogéographique relativement large, ce genre peut servir à l'établissement de parallélismes ou de synchronismes interrégionaux. On se propose d'étudier pour l'avenir, sur l'étendue du Bassin transylvain, la distribution sur la verticale et l'horizontale de ce genre, afin d'établir l'existence et la constance, sur de plus grandes étendues, du *niveau à Chapmanina*.

La découverte et l'étude des spécimens clujiens de *Ch. gassinensis* contribueront en outre — probablement — à l'éclaircissement de toute une série de problèmes liés à ce foraminifère, d'ordre morphologique, systématique, phylogénétique, paléobiologique etc.

CERCETĂRI MINERALOGICE ASUPRA GRESIILOR ȘI CALCARELOR TORTONIAN-SUPERIOARE DIN BAZINUL BAIA-MARE

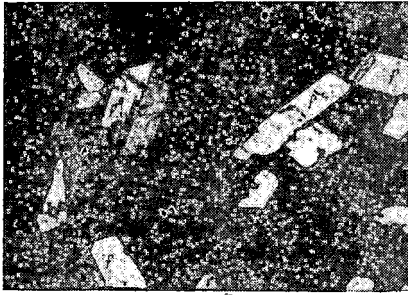
de

LUCIAN VOICULESCU și VIRGIL GHIURCA

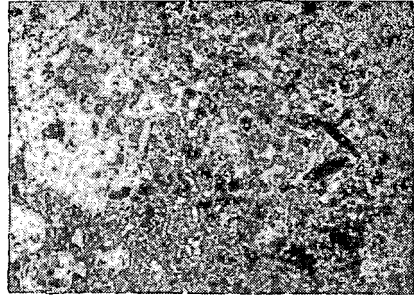
Lucrarea de față încearcă să stabilească, pe baza analizei mineralogice a unor depozite tortoniene din regiunea bazinului Baia-Mare, câteva coordonate privind aspectele structurale, compoziționale și litogenetice ale acestora, cu un accent special asupra rocilor psamitice și tufitice din perimetrul Cavnic—Făurești—Trestia—Buciumi.

Ținând cont de faptul că din punct de vedere paleogeografic cercetările anterioare (M. P a u c ă 1955, Fl. și J. M a r i n e s c u 1962) au stabilit o fază de exondare între paleogenul superior (inclusiv burdigalian inferior) și tortonian exclusiv, am căutat să ținem cont de aceasta în încercarea de a interpreta din punct de vedere mineralogic și petrogenetic rocile din complexul de depozite tortoniene ale perimetrului de cercetare. Ele aparțin, geografic, de zonele Buciumi, Curtuiușu Mic, Cărbunari, Cărpiniș, Făurești, Trestia și Cavnic.

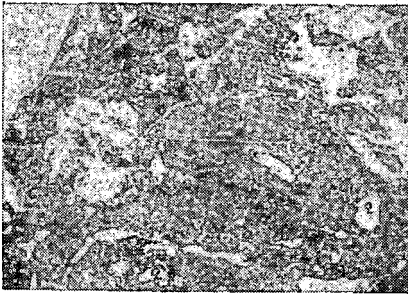
De la început, în aprecierea cea mai generală a acestor formațiuni, trebuie să relevăm caracterul lor de *mixtură*, de îmbinare a materialului detritogen (epiclastic) pe de o parte și piroclastic pe de alta, concretizat în cea mai mare parte a cazurilor prin realizarea unor roci tufitice, cu un grad mai mare sau mai redus de maturitate. Se pot menționa, în acest sens, gresile tufitice din Valea Curtuiușului-zona Buciumi (fig. 1), Valea Glodului-zona Cărpiniș (fig. 7), Valea Porfirenilor „Între Coaste”-zona Făurești (fig. 9), versantul sudic al Dealului Măguricea-zona Trestia (fig. 11), apoi calcarele gresoase cu diferite grade de participare a materialului epi- și piroclastic, de la Curtuiușu Mic (fig. 2), Cărbunari-Băi (fig. 3 și 4), Valea Glodului-Maciste (fig. 6) și Vîrful Cioncașului (fig. 8), precum și tufurile cu biotit de pe Valea Porfirenilor-zona Făurești (fig. 10). La acestea se adaugă unele calcare gresoase organogene cu litotamnee din zona Cărbunari-Băi (fig. 5), cît și calcarele cu litotamnee de tip Leitha de pe Valea Tisa-zona Cavnic (fig. 12).



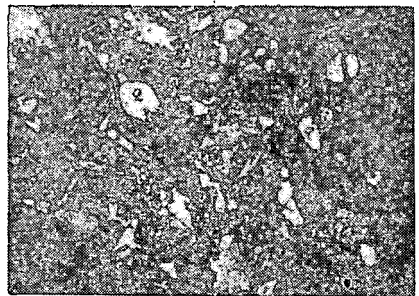
1



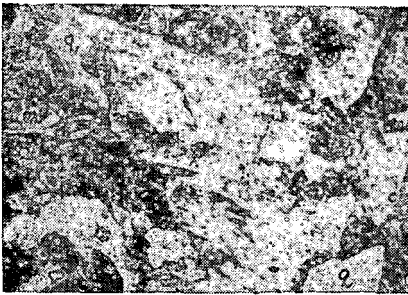
2



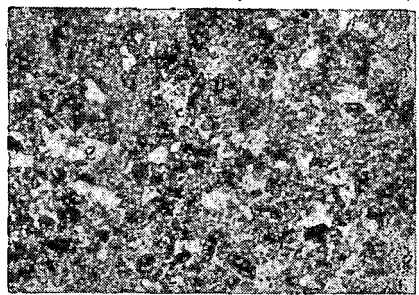
3



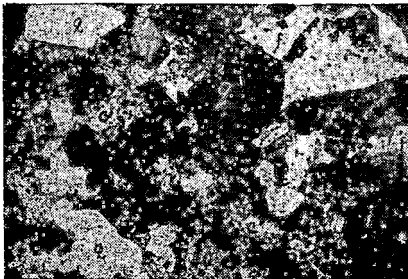
4



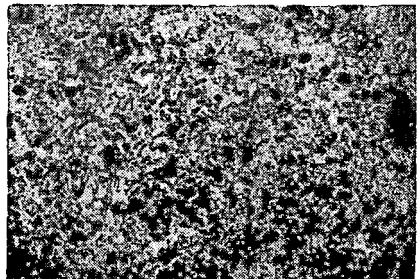
5



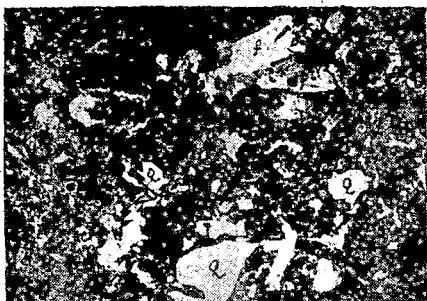
6



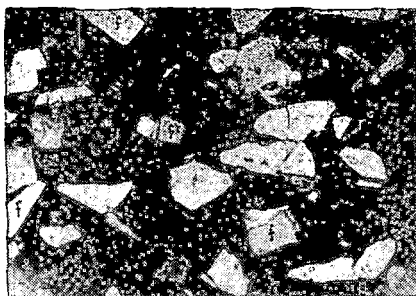
7



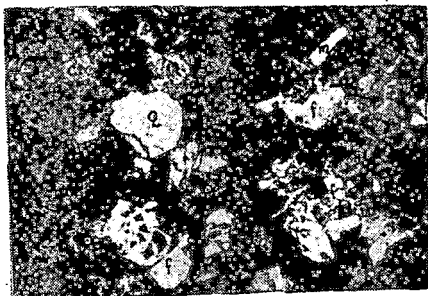
8



9



10



11



12

Fig. 1. Gresie tufitică V. Curtuiuşului-Buciumi. Structură psamitică, cu ciment calcitic bazal, în asociație cu structura vitro-cristaloclastică. *f* = plagioclaz cu contur angular și de sfărîmare. $80\times$. N +. Fig. 2. Calcar gresos Curtuiuşu Mic. *c* = calcit bazal, în agregate microgranulare, cu zone de impurificării limonitice. *q* = cuarț angular. *b* = biotit limonitizat. $80\times$. N +. Fig. 3. Calcar gresos cu litotamnee Cărbunari-Băi (orz. sup.). *c* = calcit microgranular, cu impurificării limonitice, bazal. *q* = cuarț angular. $80\times$. N +. Fig. 4. Calcar gresos cu litotamnee Cărbunari-Băi (orz. mediu). *c* = masă calcitică microgranulară. *Q* = cuarț subangular. *f* = plagioclaz prismatic-pseudohexagonal. $80\times$. N +. Fig. 5. Calcar gresos organogen Cărbunari-Băi (orz. inf.). *c* = ciment calcitic, în agregate microgranulare. *m* = muscovit. *q* = cuarț cu extincție normală, angular și subangular. $80\times$. N +. Fig. 6. Calcar gresos V. Glodului-Maciste. *c* = calcit microgranular. *q* = cuarț subangular, extincție normal. *pm* = pigmenți minerali. $80\times$. N +. Fig. 7. Gresie calcaroasă tufitică V. Glodului-Cărpiniș. Structură psamitică, cu ciment de tip bazal. *c* = ciment calcitic în mase microgranulare. *f* = plagioclaz, cu habit idiomorf. *q* = cuarț cu contur neregulat. *m* = muscovit. $80\times$. N +. Fig. 8. Calcar greso-marnos cu Isocardia. Vf. Cioncaşului-Cărpiniș. *c* = calcit microgranular. *l* = limonit. $80\times$. N +. Fig. 9. Gresie tufitică calcaroasă V. Porfirenilor-Făurești. Structură psamitică, cu ciment de tip bazal. *c* = ciment, în agregate microgranulare calcitice. *f* = plagioclaz angular și idiomorf. *q* = cuarț subangular. $80\times$. N +. Fig. 10. Tuf biotitic V. Porfirenilor-Făurești. Structură vitro-cristaloclastică. *v* = masă sticloasă. *f* = plagioclaz cu forme de sfărîmare. $80\times$. N +. Fig. 11. Gresie tufacee calcaroasă D. Măguricea-Trestia. Structură vitro-cristaloclastică, în asociație cu structura psamitică, cu ciment poros sau bazal. *v* = masă vitroasă. *c* = agregate microgranulare calcitice. *f* = plagioclaz angular sau aşchios. *q* = cuarț în granule izometrice, de formă neregulată. *m* = muscovit. $80\times$. N +. Fig. 12. Calcar cu litotamnee. V. Tisa-Cavnic. *c* = calcit microgranular, cu zone de impurificării limonitice. *l* = limonit. *lth* = thal de algă calcaroasă. $80\times$. N +.

Mai menționăm că sub aspectul caracterului extincției, majoritatea granulelor de cuarț se „sting“ normal, numai o mică parte a acestora (cca. 10%) având extincția ondulatorie.

În urma analizei la măsura Fedorov, efectuată de noi asupra plagioclazilor din gresiile tufogene de pe Valea Curtuiuşului (zona Buciumi) și Valea Porfirenilor (zona Făurești), conținuturile în anortit variază de la 40% (V. Curtuiuşului) până la 55% (V. Porfirenilor) ceea ce atestă apartenența acestora la seria neutră (andezin) și parțial slab bazică (labrador).

Structura rocilor citate mai sus se repartizează astfel:

a) pentru gresiile calcaroase tufitice, structura este psamitică, combinată uneori cu cea vitrocristaloclastică, cimentul fiind „de contact“ sau „poros“, în majoritate de natură calcitică;

b) pentru calcarele gresoase, o structură microcristalină, în mase calcitice microgranulare (agregate), care leagă „bazal“ particulele alogene;

c) pentru tufurile biotitice, structura vitrocristaloclastică.

În ceea ce privește componenții minerali alogeni, este de remarcant predominanța cuarțului și plagioclazului în majoritatea rocilor studiate. Cuarțul este majoritar față de feldspat, în calcarele gresoase și gresiile calcaroase tufitice de pe Valea Glodului (Cărpiniș), iar plagioclazul predomină față de cuarț în cele mai multe din rocile cu caracter tufitic, încadrându-se astfel (fapt atestat și de alura formei cristalelor — în sfărîmături, așchioase) în categoria mineralelor de explozie. O mică parte din cristalele de feldspat, nemodificate morfologic, cu habit inițial prismatic-pseudohexagonal sau ușor modificate (forme angulare și subangulare) aparține de domeniul strict alogen. O proporție sensibil egală de cuarț și plagioclaz am întâlnit în calcarele gresoase tufitice de la Curtuiuşu Mic. Micele (în special muscovitul) sînt prezente în majoritatea rocilor studiate, dar devin predominante în calcarele organogene de la Cărbunari-Băi.

Dimensiunile particulelor clastice sînt foarte variabile, de la 0,40 mm la 1,80 mm, uneori depășind 2 mm (cazul unor cristale slab modificate sau așchioase de plagioclaz). Diametrul mediu al granulelor este de 0,70 mm.

În ceea ce privește conturul particulelor componente, s-a putut determina fie tipul angular și cel subangular, fie cel nemodificat, cu menținerea habitului inițial (mai ales în cazul muscovitului și parțial al plagioclazului), apoi aspectul așchios, de sfărîmare-explozie, la majoritatea cristalelor de plagioclaz, în fine tipurile subangular și mai rar subrotunjit și rotunjit pentru granulele de cuarț. Iată, mai jos, situația

raportului sfericitate-rotunjire (după schema grafică Krumbein-Sloss) și tipurile principale de modificare a granulelor la rocile studiate:

Tabel 1

Denumirea rocii	Raport-sfert-rot.	Tipul de modif.
Gresie tufitică	0,9/0,1	angular, subord.
Buciumi-V. Curtuiușului	0,9/0,3	subangular
Calcar gresos		angular și subangular
Curtuiușu Mic	0,9/0,3	
Calcar gresos		
Cărbunari-Băi (orz. inf.)	0,9/0,5	"
Calcar gresos cu Lithothamnium. Cărbunari (orz. sup.)	0,9/0,3	subangular, rar subrotunjit
Calcar gresos cu Lithothamnium.		angular,
Cărbunari-Băi (orz. inf.)	0,9/0,5	subangular
Calcar gresos		subangular,
Cărpiniș-V. Glodului		subrotunjit
Gresie calcaroasă tufogenă		angular, subang. f. rar
Cărpiniș-V. Glodului	0,9/0,3	subrotunjit
Calcar greso-marnos		angular-subang.
Cărpiniș-Vf. Cioncașului	9,0/0,3	rar subrotunjit
Gresie tufitică calcaroasă		" "
Făurești-V. Porfirenilor	0,9/0,3	
Tuf biotitic		așchios,
Făurești-V. Porfirenilor	0,7/0,1	colțuros
Gresie tufacee calcaroasă		angular, subang. așchios
Trestia-Vf. Măguricea	0,7/0,3	
Calcar cu Lithothamnium		
Valea Tisa-Cavnic	0,7/0,1	idiomorf

Acest lucru confirmă din punct de vedere petrogenetic, după opinia noastră, o proveniență a materialului din trei surse:

1. Material tufogen de explozie: cristale de plagioclaz angulare sau așchioase, biotit și — în tufuri — cuarț bipiramidat (E. Stoicovici, V. Ghiurca și colab., 1965).

2. Material sedimentar preexistent: cuarț cu forme subangulare, subrotunjite și rotunjite, muscovit și biotit.

3. Material cristalin de bordură: particule de cuarț cu extincție ondulatorie și probabil și o parte din mice.

Transportul s-a efectuat pe o distanță relativ mică, ceea ce a provocat gradul scăzut de rotunjire a particulelor.

Din punctul de vedere al participării materialului organogen, sînt de semnalat resturile destul de frecvente de alge calcaroase de tip Lithothamnium, cu aspect reticular, care uneori se asociază în cruste și sînt prinse în masa calcitică a cimentului. S-a mai determinat, de asemenea, și prezența unor testuri întregi de miliolide, de natură calcitică microgranulară, cu forma testului sferică sau uneori discoidală și camerele

dispuse alăturat unele de altele, în gresiile tufacee calcaroase din Dealul Măguricea (Trestia), precum și resturi de izocardiide, prinse în cimentul calcitic al calcarelor marno-gresoase din Dealul Cioncașului (Cetățele-Cărpiniș). Alterările care se observă afectează în special biotitul, provocând treceri parțiale sau totale ale acestuia în clorit și limonit, mai evidente în gresiile tufitice de pe Valea Curtuiușului, Valea Glodului, Valea Porfirenilor, Dealul Măguricea, precum și în calcarele gresoase de la Curtuiușu Mic și Virful Cioncașului, ca și în cazul tufurilor biotitice din Valea Porfirenilor. Se mai pot menționa unele rare alterații ale plagioclazilor (care, încă, de cele mai multe ori se prezintă în cristale proaspete, punându-și în evidență maclele polisintetice). Când totuși aceste alterații se produc, ele constau din treceri în minerale argiloase sau în calcit secundar, uneori și în sericit, ca în cazul gresiilor tufitice cu litotamnee de pe Valea Glodului-Cărpiniș. În sfârșit, seria alterărilor se completează cu apariția de zone limonitice în masa calcitică a cimentului calcarelor gresoase de la Cărbunari-Băi și Valea Tisa-Cavnic și gresiilor tufacee din Culmea Măguricea-Trestia.

Dacă trecerile biotitului în clorit și limonit le admitem a se fi produs, foarte posibil, înainte de punerea în loc a sedimentelor respective, deci acestea pot fi plasate în categoria componentelor alogeni secundari stabili, reluați împreună cu celălalt material clastic primar și supuși apoi proceselor singenetice de sedimentare — în cazul limonitizărilor din ciment și a alterărilor slabe ale plagioclazilor, considerăm că acestea au avut loc după procesele de singeneză, intrând, deci, în sfera fenomenelor diageno-epigenetice.

Din cele de mai sus, putem desprinde următoarele concluzii:

1. Din punct de vedere paleogeografic și faciesal, în urma transgreșunii ce a avut loc la începutul tortonianului, se depun în regiunea studiată formațiuni detritice, detrito-organogene, la care se adaugă o cantitate apreciabilă de material piroclastic, provenit din erupții sincrone sau foarte apropiate, ca timp, realizării depozitelor. Sedimentele tortoniene s-au depus în general într-un mediu litoral, fapt atestat atât de către prezența algelor calcaroase de tip *Lithothamnium*, cât și de abundența materialului detritic cu bobul mijlociu (psamitic).

2. Sub aspect mineralogic, se remarcă relativa constanță a coexistenței plagioclazului, cuarțului și micelor, ieșind în evidență tocmai cantitatea în general ridicată de feldspați cu forme așchioase și angular-subangulare în rocile detritice, dându-le astfel un pronunțat caracter tufitic.

3. Gradul de rotunjire, respectiv uzura componentelor clastici este în general scăzută, ceea ce denotă pe de o parte un transport pe distanțe mici al detritusului, iar pe de alta, abundența materialului de explozie.

4. Din punct de vedere petrogenetic, rocile studiate sînt evident imature, dată fiind prezența pregnantă a plagioclazului în cristale proaspete și cantitatea relativ mai redusă de cuarț (40—70%).

BIBLIOGRAFIE

1. Marincaș V. și Voiculescu L., *Contribuțiuni la studiul flișului senonian superior din reg. Sebeș*, „Studia Univ. Babeș-Bolyai”, Ser. Geol.-Geogr., Fasc. 2, 1965.
2. Marinescu Fl. și J., *Contribuții la cunoașterea paleogenului și neogenului din colțul de NV al masivului Preluca*, „D.d.S. Comit Geol.”, XLIII, București, 1962.
3. Paucă M., *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N. și E. de Baia Mare*, „D.d.S. Comit Geol.”, XXXIX, București, 1955.
4. Stoicovici E., Ghiurca V. și colab., *Piroclastitele tortoniene din regiunea Maramureș, sursă de cuarț efusiv*, „Rev. Ind. Ușoare”, 11, p. 586—594, 1965.
5. Stoicovici E., und Gliszczynsky S., *Die entstehung des Chlorits aus einer kolloidalen spät-hydrothermalen Phase*, „Chemie und Erde”, p. 50—63, Jena, 1940.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРХНЕТОРТОНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ И
ИЗВЕСТНЯКОВ БАСЕЙНА БАЯ-МАРЕ

(Резюме)

Авторы исследовали вопросы минералогии и литогенеза тортонских осадков неогена в бассейне Бая-Маре. По данным проведенных авторами анализов сделан вывод, с одной стороны, о смешанном характере эпикластического и пирокластического материала (следовательно явно туфитового характера) большинства пород и, с другой стороны, о низкой степени окатанности кластических обломков, что является показателем относительно небольшого расстояния транспорта кластического материала. Отмечается относительная свежесть, а также прибрежная среда отложения этих осадков.

RECHERCHES MINÉRALOGIQUES SUR LES GRÈS ET LES CALCAIRES
TORTONIENS SUPÉRIEURS DU BASSIN DE BAIȚA-MARE

(Résumé)

Les auteurs étudient certains aspects liés à la minéralogie et à la lithogénèse de formations sédimentaires tortoniennes dans la région du bassin néogène de Baia-Mare. Des analyses effectuées ressortent, d'une part, le caractère de mixture entre le matériel épiklastique et le pyroclastique, donc nettement tufitique, de la majorité des roches, et d'autre part le faible degré de modification de la forme des particules clastiques, ce qui dénote un transport de détritiques à distance relativement réduite. On remarque aussi le caractère de faible maturation et le milieu littoral dans lequel ces dépôts ont été effectués.

ECHINIDE MICI DIN FACIESUL RECIFAL AL TORTONIANULUI DIN TRANSILVANIA

de

LUDOVIC GĂBOS și VIRGIL GHIURCA

În complexul litologic al tortonianului litoral-neritic din Transilvania, mediul recifal se caracterizează prin acumulări de calcare și marnocalcare cu litotamnee, brizoare, viermi, foraminifere și coralieri, cu caractere structurale, texturale și cu chimism specific. Mare parte din aceste formațiuni alcătuiesc un tip litologic descris în literatura de specialitate sub denumirea de calcare de tip Leytha. Se pare că în această noțiune majoritatea cercetătorilor includ atât formațiunile recifale propriu-zise, adică biohermele și biostromele, cât și sedimentele recifogene circumrecifale și telerecifale [9].

Biofaciesul recifal al tortonianului din Transilvania (în sensul de provincie și nu de bazin) este caracterizat prin următoarele biotopuri principale: biotopul cu litotamnee, biotopul cu brizoare și biotopul cu coralieri.

Biotopul cu brizoare, pe care l-am studiat mai îndeaproape [6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15] apare uneori bine individualizat; alteori însă, apare asociat cu cel de litotamnee, sub forma de bioherme. La formarea lor participă numeroase genuri și specii de brizoare aparținând cheilostomatelor în proporție de 64% și ciclostomatelor în proporție de 36%, împreună cu numeroase forme de litotamnee.

Alături de aceste forme, care au jucat un rol principal în recifogeneza tortoniană, mai apar, în mod constant, specii de foraminifere, brahiopode, lamelibranhiate, crustacee și echinide mici, legate biologic de organismele ce populau mediul recifal.

Frecvența constantă și permanentă a unor genuri și specii de echinide pitice, în majoritatea probelor ce conțin faune bogate cu brizoare, ne-a determinat să ne ocupăm mai îndeaproape cu studiul lor.

Materialul adunat și determinat de noi este alcătuit din forme întregi de echinide, din plăci și spini, în stare bună de conservare.

El a fost colectat din zona recifală tortoniană a bazinului Baia Mare, de pe teritoriul comunelor Coaș—Berchezoaia, Ciolt, Bucium, Văleni, Benesat, Plopiș [6]; din partea sudică a bazinului Șimleu, din sectorul Preuteasa—Șig—Tusa [8]; de pe bordura vestică a bazinului Transilvaniei, din hotarul localităților Lopadea Veche [10], Livezile [14], Gîrbova de Sus [15]; din jurul localității Ciceu-Hășmaș [13], de pe bordura nordică, și din jurul comunelor Tălmăcel—Cisnădioara [11], Lăpuși—Buituri [7], și Coștei [12] de pe bordura sudică a bazinului Transilvaniei.

Cu studiul echinidelor din depozitele neogene din Transilvania s-au ocupat E. Pávay [25], L. Lóczy [21], A. Koch [16], E. Vadász [27], M. Paucă [24], R. Givulescu și A. Dușa [5]. Autorii amintiți se referă, în lucrările lor, în special, la descrierea speciilor, fără a pune accentul pe importanța unor specii de echinide în semnalarea faciesurilor de care sînt legate biologic și pe care le caracterizează.

Din biotopul recifal al tortonianului din Transilvania au fost determinate 14 genuri și 11 specii de echinide pitice (vezi tabelul 1) a căror descriere sumară o vom face în cele ce urmează:

Ordinul Cidaroida

Familia Cidaridae Gray 1825

Genul *Plegiocidaris* Pomel 1883

Plegiocidaris peroni (Cott.)

Pl. I. fig. 1.

1877 *Cidaris Peroni* Cotteau, Echin. foss. de la Corse, pl. 231, pl. VIII, fig. 8, 12.

1907 *Plegiocidaris Peroni* Cotteau (*Cidaris*) 1877. J. Lambert [17], p. 9, pl. I, fig. 9, 10.

Specia are o răspîndire largă în regiunile mediteraneene, iar în probele noastre recoltate din bazinul Baia Mare este reprezentată prin 2 plăci din zona ambulacrară. Plăcile noastre prezintă o morfologie identică celor figurate de E. Vadász [27] din regiunea Lăpuși, însă sînt mult mai bine păstrate. Principalele caractere pot fi rezumate la următoarele trăsături: dintr-o arie scrobiculară se ridică tuberculul neted, ce se termină printr-un gît nezimțuit, spre deosebire de figura lui Lambert [18, pl. I, fig. 5—17] unde gîtul este zimțat. Perechile de pori sînt conjugați și modul lor de aranjare este o caracteristică specifică acestei specii.

Locul: bazinul Baia Mare, Berchezoaia, Valea Satului.

Genul *Cidaris* Leske 1778

Cidaris melitensis Forbes

Pl. I. fig. 2.

1914 *Cidaris melitensis* Forbes, E. Vadász [27], p. 88, pl. II, fig. 4.

Răspindirea echinidelor mici din Transilvania și repartiția lor stratigrafică în Europa

Tabel 1

Nr. crt.	DENUMIREA SPECIEI	Bazinul Bala-Mare		Bazinul Șimleului	Baz. Transil.				Culoarul Mureșului			Baz. Panonic	Baz. Vinez	Podolia	Bulgaria	Baz. Renan	Elveția	Portugalia	Barcelona	Sardinia	Corsica	Piemont	Burdigalian	Helvețian	Tortonian	Recent	Nr. crt.
		Berchezoala Ciot-Bucium Văleni	Benesat-Plopiș	Preuteusa Tusa-Sig.	Ciceu-Hășmaș	Lăveziile Aiud	Gârbova de Sus	Cisnădioara	Buituri	Lăpugiu de sus	Coștei																
1	Plegiocidaris Peroni Cott.	+							*			+				+			+	+	+		+				1
2	+ Cidaris melitensis Forbes	+				+			*+			+										+					2
3	Cidaris zeamays Sism.	+		+		+	+					+															3
4	+ (Dorocidaris) papillata Leske	+										+				+							+	+	+	+	4
5	Centrostephanus calarensis Cott.								*					+							+		+	+	+		5
6	+ Centrostephanus Airaghii Lamb.	+				+						+								+			+	+	+		6
7	+ Arbacina tenera Lor.	+				+			+			+				+							+	+	+		7
8	+ Arbacina monilis (Desm)	+										+				+							+	+	+		8
9	+ Psammechinus dubius (Agassiz)	+										+				+		+									9
10	Echinocyamus pusillus (Müll)	+				+			*	*	*	+	+			+						+		+	+		10
11	Echinocyamus cfr. stellata Cap.	+	+	+				+	*	*	*	+			+					+			+	+	+	+	11
12	Cidaris sp.	+	+	+				+																			12
13	Centrostephanus sp.		+					+			+																13
14	Arbacina sp.	+	+	+		+			+		+																14
15	Psammechinus sp.	+						+			+																15
16	Echinocyamus sp.										+																16
17	Tripneustes sp.	+									+																17
18	Clypeaster sp.	+									+																18
19	Schizaster sp.	+	+	+							+															+	19

* Specii citate de autori anteriori

+ Specii noi pentru fauna R.S. România.

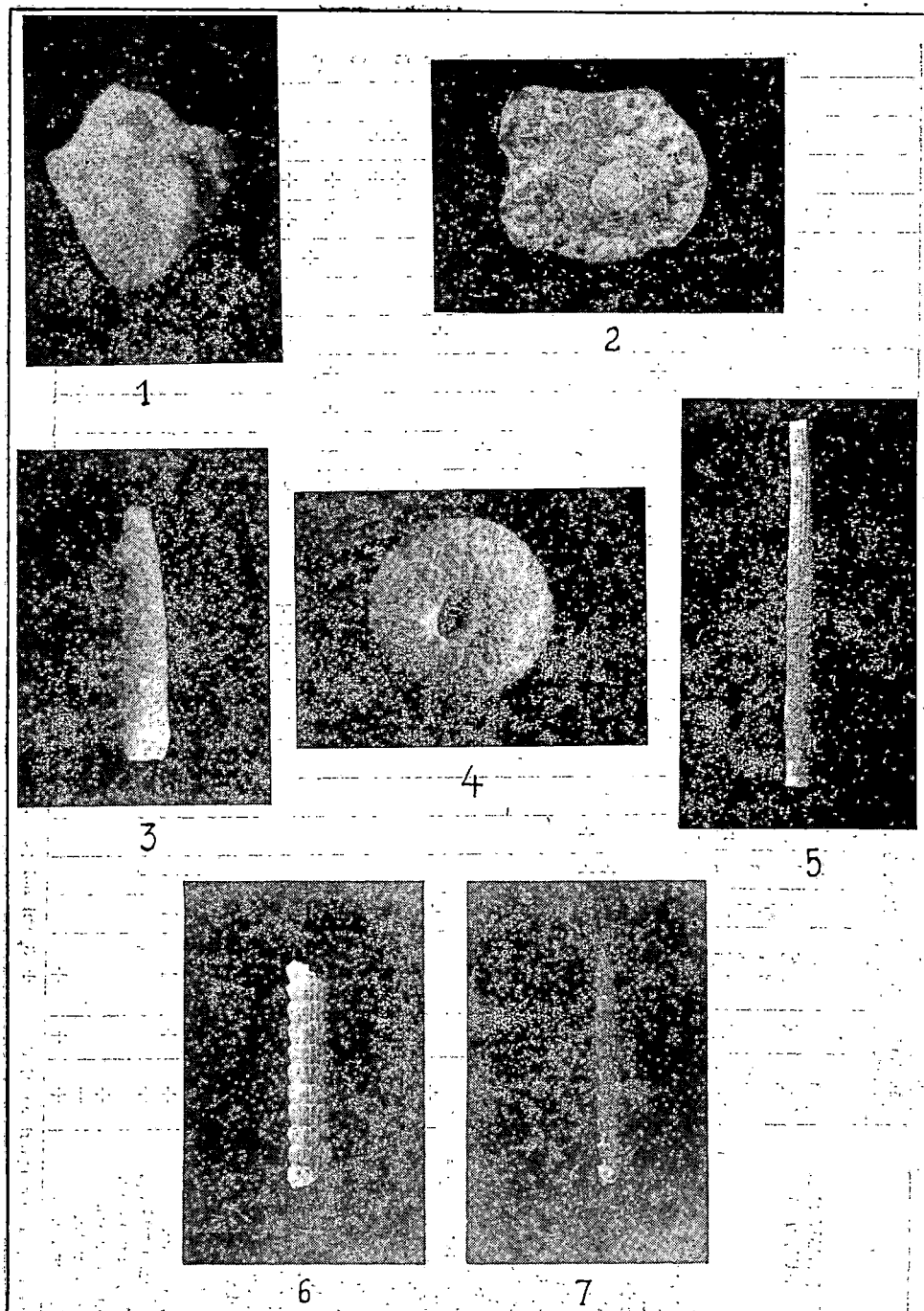


Fig. 1. *Plegiocidaris Peroni* Cott. placă din zona amb. 4,6 \times . Fig. 2. *Cidaris melitensis* Forbes. placă din zona amb. 6 \times . Fig. 3. *Cidaris zeamays* Sism. radiolă 7 \times . Fig. 4. *Arbacina tenera* Lor. fața superioară 2,5 \times . Fig. 5. *Cidaris (Dorocidaris) papillata* Leske. radiolă 1,2 \times . Fig. 6. *Centrostephanus Airaghii* Lamb. radiolă 8,7 \times . Fig. 7. *Centrostephanus calarensis* Cott. radiolă 8,2 \times .

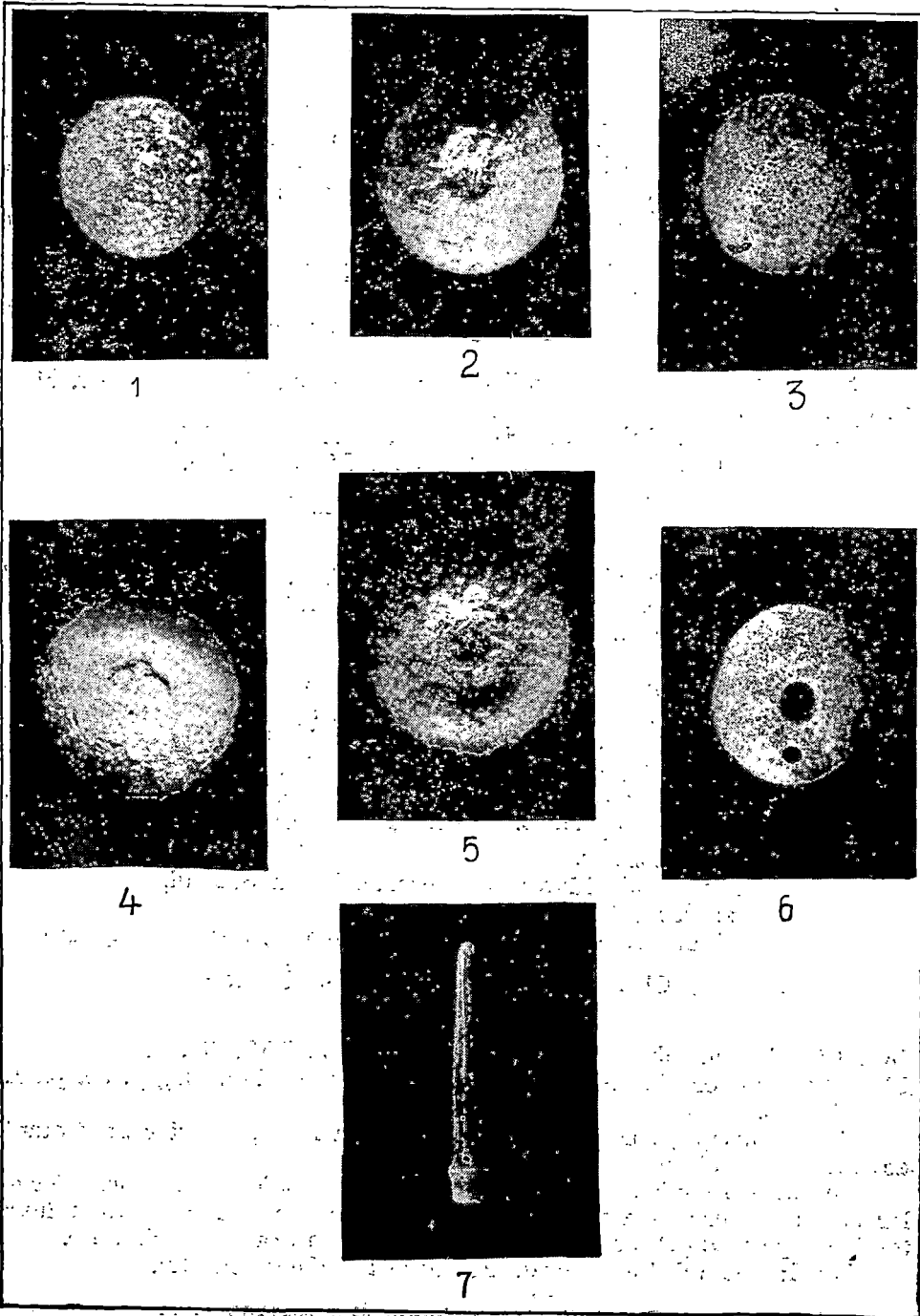


Fig. 1. *Echinocyamus* cfr. *stellatus* Cap. fața superioară 8 X. Fig. 2. *Psammechinus* *dubius* (Agassiz) fața superioară 1,3 X. Fig. 3. *Echinocyamus* *pusillus* (Müller) fața superioară 6 X. Fig. 4. *Arbacia* *monilis* (Desm.) fața superioară 3,5 X. Fig. 5. *Arbacia* *monilis* (Desm.) fața inferioară 3,5 X. Fig. 6. *Echinocyamus* *pusillus* (Müller) fața inferioară 6 X. Fig. 7. *Arbacia* sp. *radiolă* 7 X.

În probele noastre specia este reprezentată numai prin plăci din zonele ambulacrare și interambulacrare bine conservate, colectate din fa-ciesul de *Leytha* al bazinului Baia Mare. Prin compararea materialului recoltat de la Lăpugiu și Livezile-Aiud, reprezentat aici prin plăcuțe ce provin de la indivizi tineri, specia a fost identificată ca prezentă și în aceste localități.

Area scrobiculară, largă și rotundă, e limitată de un cerc scrobicular. Pori în perechi sînt rotunzi și puțin conjugați. Pe marginea plă-cilor, de-a lungul zonei cu pori, pe o linie dreaptă, se dispun o serie de granule fine.

Specia este foarte apropiată de forma de *Cidaris fragilis* Air. și *C. sardica* Lamb.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, Valea Satului.

Bazinul Transilvaniei: Lăpugiu, Livezile-Aiud.

***Cidaris zeamays* Sism.**

Pl. I. fig. 3.

1914 *Cidaris zeamays* Sism. E. V a d á s z [27], p. 89, pl. II. fig. 15—17.

În perimetrul cercetat este cea mai frecventă și cea mai răspîndită formă, reprezentată însă numai prin radiole.

Tipul speciei, cu care formele noastre sînt identice, a fost semnalat din helvețianul colinelor Turinului. Radiolele rareori ating 1 cm lungime. De la gulerul radiolei, pînă la vîrfurile ei, apar striuri longitudinale, ornate cu granule șterse. Inelul și butonul radiolei sînt groase și foarte scurte. La unele exemplare, spre vîrfurile radiolei, striurile sînt lipsite de granule (fac excepție exemplarele de la Lăpugiu). Cu toate acestea, ele au putut fi atribuite speciei *C. zeamays*, deoarece toate celelalte caractere corespund diagnozelor.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, Valea Satului,

Bazinul Șimleu: Șig,

Bazinul Transilvaniei: Livezile, Gîrbova de Sus, Lăpugiu.

***Cidaris (Dorocidaris) papillata* Leske**

Pl. I. fig. 5.

1871 *Cidaris Schwabenaui* Laube [20] p. 58, pl. XVI, fig. 1.

1914 *Cidaris (Dorocidaris) papillata* Leske. E. V a d á s z [27], p. 90, pl. II. fig. 16.

Forma noastră, colectată din bazinul Baia Mare, are și reprezentanți actuali în bazinul mediteranean.

Specia e reprezentată numai prin cîteva radiole, care prin forma lor cilindrică, ornamentația lor tipică și butonul neted, corespund întru totul cu specia de *C. papillata*, descrisă în literatura de specialitate.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, Valea Satului.

Genul *Centrostephanus* Peters 1855

***Centrostephanus calarensis* Cott.**

Pl. I. fig. 7.

1907 *Centrostephanus calarensis* Cott. J. Lambert [17], p. 28, pl. I, fig. 19—20.

1914 *Centrostephanus calarensis* Cott. E. Vadász [27], p. 90, pl. II, fig. 11.

Radiolele acestei specii au fost semnalate pînă în prezent numai la Lăpugiu. Noi o semnalăm ca prezentă și la Coștei.

J. Lambert, în lucrarea sa asupra echinidelor din Sardinia [17] descrie pentru prima oară caracterele morfologice ale radiolelor acestei specii, cu care formele noastre sînt identice.

Caracterele lor principale pot fi rezumate la următoarele trăsături: forma radiolelor e dreaptă sau ușor curbată. Față de lungimea lor mare, radiolele par foarte subțiri. Ornamentația tijeii este alcătuită din inele de striuri longitudinale, dispuse la distanțe constante și egale. Într striurile longitudinale se dispun striuri transversale constant distanțate.

Locul: Bazinul Transilvaniei: Lăpugiu, Coștei.

***Centrostephanus airaghii* Lambert**

Pl. I. fig. 6.

1907 *Centrostephanus Airaghii* Lambert [17], p. 29, pl. I, fig. 21—22.

1914 *Centrostephanus Airaghii* Lamb. E. Vadász [27], p. 90, pl. II, fig. 12.

Specia constituie o formă neseamnalată la noi în țară. Radiolele noastre corespund morfologic, întru totul cu specia descrisă de Lambert din helvețianul Sardiniei [17]. În Bazinul Panonic a fost semnalată la Kemencze.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, Valea Satului,
Bazinul Transilvaniei: Ciceu-Hășmaș, Coștei.

Familia Olophymidae Lamb. et Thiery

Genul *Arbacina* Pomel 1869

Arbacina tenera Lorient

Pl. I. fig. 4.

1911 *Arbacina tenera* Lorient. J. Lambert [18], p. 28, pl. I. fig. 59—62.

1914 *Arbacina tenera* Lor. E. Vadász [27], p. 92.

Recunoașterea speciilor ce aparțin genului *Arbacina* este foarte anevoioasă, deoarece pe linia de sutură apare o adîncitură foarte greu de observat, și din acest motiv formele pot fi ușor confundate cu reprezentanții genului *Prionechinus*.

Pentru determinarea speciei de *Arbacina tenera*, am utilizat caracterele enunțate de J. Lambert [18] și E. Vadász.

Diametrul lor variază între 1—12 mm iar înălțimea maximă atinge valori de 6 mm. Au un țest semisferic, cu partea orală aplatizată. Perechile de pori sînt aranjate simplu. Tuberculele papilare de gradul doi trec în granule.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia—Valea Satului, Ciolt, Văleni.
Bazinul Transilvaniei: Ciceu-Hășmaș, Lăpugiu.

Arbacina monilis (Desmarest)

Pl. II. fig. 4—5.

1871 *Psammechinus monilis* Desmarest. G. C. Laube [20], p. 59.

1953 *Arbacina monilis* (Desm.). E. Szörényi [26], p. 58.

Din această specie posedăm mai multe exemplare de dimensiuni variabile. Se deosebește de *A. tenera* mai ales prin forma lui mai înaltă. Caracterele specifice corespund întru totul diagnozei date de E. Vadsz [27].

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, V. Satului, Ciolt, Bucium.

Genul **Psammechinus** Agassiz 1846

Psammechinus dubius (Agassiz)

Pl. II. fig. 2.

1875 *Echinus dubius* Ag. Loriol: *Echinologie Helvétique*, p. 29, pl. II, fig. 6—7.

1953 *Psammechinus dubius* (Ag.). E. Szörényi [26], p. 58.

Formele, în număr de trei, au dimensiuni medii și sînt în stare bună de conservare. Forma cea mai mică are diametrul de 19 mm și înălțimea de 11 mm. Deschiderea orală e destul de largă, prevăzută cu intrînduri și ieșinduri. Tuberculele papilare de rangul doi sînt slab dezvoltate și în partea orală trec în granule.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia—V. Satului, Bucium, Ciolt.

Ordinul **Clypeastroidea** Duncan

Familia **Fibularidae** Duncan 1889

Genul **Echinocyamus** (V. Phelsum) Leske 1778

Echinocyamus pusillus (Müller)

Pl. II. fig. 3, 6.

1776 *Spatagus pusillus* Müller-Zooloiaë Danicae Prodrumus, p. 236.

1948 *Echinocyamus pusillus* (Müller) Th. Mortensen [23], p. 178.

Specia aceasta are o răspîndire foarte largă, din India pînă în Brazilia. În materialul nostru specia este reprezentată prin numeroase exemplare, dintre care cea mai mică are o lungime de 2 mm, iar cea mai mare de 7 mm. Teșt ovaloid, cu partea anterioară mai lată și rotunjită, cea posterioară mai subțiată și mai ascuțită. Suprafața orală, între deschiderea orală și cea anală, este puțin adîncită, iar partea aborală ușor concavă și mai ridicată în regiunea apicală.

Porii perechi rotunzi, nu sînt conjugați și se dispun oblic. Orificiul oral pentagonal-rotunjit este dispus aproape central. Prin caracterele amintite, formele noastre sînt identice cu cele actuale.

Locul: Bazinul Baia Mare: Berchezoaia, Valea Satului.

Bazinul Transilvaniei: Ciceu-Hășmaș, Gîrbova de Sus, Coștei.

Echinocyamus cfr. stellatus Capeder

Pl. II. fig. 1.

1908 *Fibularia stellata* Lamb. [17], p. 122, pl. II. fig. 8—13.

1960 *Echinocyamus stellatus* Lamb. E. M. Koiumdgieva et B. Strachimirov, *Les fossiles de Bulgarie, VII, Tort.* Sofia. 1960. P. 231. Pl. LIV, fig. 10.

Cu oarecare rezerve, atribuim acestei specii 6 exemplare din materialul colectat de noi.

Diferă de specia precedentă prin testul lor mai rotunjit și mai bombat, partea orală aplatizată și regiunea apicală puțin excentrică. Am utilizat, la determinare, considerațiile critice asupra speciei, ale lui Lambert [17].

Locul: Bazinul Transilvaniei: Gîrbova de sus.

Analizînd compoziția faunei de echinide determinate, putem constata predominanța netă, în asociație, a echinidelor regulate, față de numai trei genuri aparținînd echinidelor neregulate. În ordinea frecvenței genurilor, remarcăm abundența numerică a genurilor *Cidaris*, *Arbacina*, *Echinocyamus*, toate reprezentate prin forme de talie mică.

Din analiza formelor cuprinse în tabel, mai reiese și faptul că au o răspîndire stratigrafică și spațială destul de variată și neuniformă, fiind citate în diferitele regiuni ale Europei, începînd din burdigalian; unele trăiesc și azi în apele Mediteranei (*Cidaris*, *Arbacina*, *Centrostephanus*, *Echinocyamus*), iar altele în mările tropicale și subtropicale (*Psammechinus*).

Fauna noastră are afinități destul de mari cu cea semnalată în bazinele Renan și Panonic.

Precizăm că în general nu au fost efectuate studii asupra echinidelor din faciesurile recifale și din acest motiv ne lipsesc elementele comparative pe care să le utilizăm în sensul stabilirii afinităților faunistice ale depozitelor tortoniene recifale din fostul bazin mediteranean. În general, se poate observa o migrare a acestei faune, începînd din tortonian, spre mările din regiunile mai sudice cu un climat mediteranean, subtropical și chiar tropical.

Pentru a caracteriza mai complet și mai complex biotopul recifal al tortonianului din Transilvania, vom înșira mai jos cele mai frecvente forme aparținînd altor încregături ce apar în asociație cu echinidele pitice determinate de noi.

Dintre briozoare sînt mai frecvente speciile: *Crisia hörnesi* Reuss 1847; *Ceriodora globulus* Reuss 1847; *Lichenopora deformis* (Reuss 1847); *Sertella rubeschii* (Reuss 1847); *Sertella celullosa* (Linne 1767); *Calpensia cucullata* (Reuss 1847); *Cellaria fistulosa* Auct., *Tubucellaria ceroides* Ellis et Solander 1786; *Hornera verrucosa* Reuss 1869; *Idmonea atlantica* (Johnston 1847).

Dintre foraminifere, speciile: *Amphistegina hauerina* D, Orb.; *Heterostegina costata* D, Orb.; *Discorbis obtusa* D, Orb.; *Elphidium crispum* Lamk.; *Elphidium fichtelianum* D, Orb.; *Nonion pompiloides* Ficht. et Moll.; *Textularia aglutinans* D, Orb.; *Textularia deperdita* D, Orb.; *Cibicides conoides* Czj.

Dintre brahiopode speciile: *Argiope squamata* Eich.; *Argiope decollata* Chemn.; *Mühlfelditia truncata* Chemn.; *Terebratula grandis* Blum.; *Terebratula* sp.

Dintre viermi, apar numeroase exemplare de *Ditrupa Cornea*. Artropodele sînt reprezentate prin numeroase specii de decapode, balanide și ostracode. Peste tot sînt foarte bine reprezentate litotamneele care predomină cantitativ. În asociație mai apar echinide mari (*Clypeastreide*, *Scutellide*) și lamelibranhiatul *Pecten latissimus*.

Analiza asociațiilor de forme dezvoltate în biotopurile recifale, precum și compararea acestora cu condițiile actuale de dezvoltare a biotopurilor recifale, ne duc la următoarele concluzii:

Climatul dominant în timpul tortonianului, în regiunea cercetată, era cel subtropical, temperatura medie varia între 21°—24°, salinitatea medie de circa 35‰, ape limpezi, bine aerisite, suport solid. Adîncimea varia între 10—80 m, maximum 180 m, pH-ul optim de dezvoltare a asociațiilor recifale era cuprins între 8,6—8,9.

Pe marginea studiului de față se deprinde ideea clară că biotopul recifal al tortonianului din Transilvania era caracterizat printr-o asociație de forme relativ constante și legate biologic unele de altele.

BIBLIOGRAFIE

1. Agassiz L., *Monographie des Échinodermes vivants et fossiles*. Neuchâtel, 1838.
2. Idem, *Description des Échinodermes fossiles de la Suisse*. Neuchâtel, 1839—1840.
3. Cotteau M. G., *Description des Échinides tertiaires de la Belgique*. 1880.
4. Desor E., *Synopsis des Échinides fossiles*. 1858.
5. Givulescu R. și Dușa A., *Zwei für das Torton von Coștei-Nemeșești (Baz. Hunedoara, Rumänien) neue Echiniden*. „Geologie“, f. 8, Berlin, 1960.
6. Ghiurca V., *Briozoarele tortoniene din Țara Chioarului (Baia Mare), (I)*, „St. și cerc. geol.“, VI, 4, Buc. 1961.
7. Idem, *Revizuirea taxonomică a brizoarelor de la Lăpuși și Buituri publicate de A. Koch (II)*, „Stud. Univ. Babeș—Bolyai“, ser. II, f. 1, Cluj, 1961.
8. Idem și Nicorici E., *Brizoarele tortoniene de la Preuteasa-Tusa (baz. Sălaj) (IV)*, ibidem, ser. Geol.-Geogr. f. 1, 1963.
9. Idem, *Les caractères stratigraphiques lithofaciaux et biofaciaux du tortonien récifal de la R. P. Roumaine et des pays voisins*. „Résumé des communications. Ass. Géol. Carp.-Balk. VI-e Congr.“ Varsovie—Cracovie, 1963.
10. Idem, *Brizoarele tortoniene de la Lopadea Veche. (V)* „Studia Univ. Babeș—Bolyai“, ser. Geol.-Geogr., f. 1, Cluj, 1963.
11. Idem, *Brizoarele tortoniene de la Tălmăcel și Cisnădioara-Sibiu. (VIII)*. „Stud. Univ. Babeș—Bolyai“ ser. Geol.-Geogr. f. 1, Cluj, 1966.
12. Idem și Dușa A., *Brizoarele tortoniene de la Coșteiu de Sus (VI)*. „Anal. Univ. Buc., Ser. șt. nat., geol.-geogr.“ XV, nr. 2, 1966.
13. Idem, *Brizoarele tortoniene de la Ciceu-Hășmaș (IX)*, manuscris.
14. Idem, *Brizoarele tortoniene de la Cacova-Aiud (X)*, manuscris.
15. Idem, *Brizoarele tortoniene de la Gîrbova de Sus (XI)*, manuscris.
16. Koch A., *Die Echinoiden der obertertiären Ablagerungen Siebenbürgens*. „Orvos-Term.-Tud. Értesítő“ IX, 1887.

17. Lambert J., *Description des Échinides fossiles des terrains miocènes de la Sardaigne.* „Mém. Soc. Pal. Suisse“, 34—35, 1907—1908.
18. Idem, *Description des Échinides des terrains néogènes du Bassin du Rhône.* „Mém. Soc. Pal. Suisse“ 37—39, 41.
19. Idem, *Étude sur les Échinides fossiles du Nord de l'Afrique.* „Mém. Soc. Géol. France“, VII, f. 4.
20. Laube G. C., *Die Echinoides der Österr.-Ungarischen oberen Tertiärablagerungen.* „Abh. k.k. Geol. Reichsanst.“ V, 1871.
21. Lóczy L., *Echinoiden aus den Neogenablagerungen des Weissen Körös-Tales.* „Term. Füzetek“, I, 1875.
22. Loriol P., *Description des Échinides tertiaires de la Suisse.* „Mém. Soc. Pal. Suisse“, II—III, 1875—1876.
23. Mortensen Th., *A Monograph of the Echinoidea.* I. IV.
24. Paucă M., *Le bassin néogène de Beiuş.* „An. Inst. Geol. al Rom.“ XVII, 1932—1936.
25. Szörényi E., *Miozäne Echinoiden aus den westlichen Teilen der Ukraine.* „Geol. Hung., ser. Pal.“ fasc. 23, 1953.
26. Vadász E., *Die mediterranen Echinodermen Ungarns.* „Geol. Hung.“ I, fasc. 2, 1915.

МАЛЫЕ ЭХИНИДЫ В РИФОВОЙ ФАЦИИ ТОРТОНСКОГО ЯРУСА ТРАНСИЛЬВАНИИ

(Резюме)

Анализируя фауну, содержащую в многочисленных образцах, собранных в рифовых образованиях тортонского яруса Трансильвании, авторы приходят к выводу, что этот биотоп характеризуется ассоциацией сравнительно постоянных форм, биологически связанных между собой. В работе изучается в особенности ассоциация малых эхинид, которая характеризует рифовый биотоп с мшанками. Описываются 14 родов с 11 видами, из которых 6 являются новыми для ископаемой фауны Румынии.

LES PETITS ÉCHINIDÉS DU FACIES RÉCIFAL DU TORTONIEN DE TRANSYLVANIE

(Résumé)

Analysant le contenu faunistique de nombreux échantillons récoltés dans le tortonien récifal de Transylvanie, les auteurs sont amenés à conclure que ce biotope est caractérisé par une association de formes relativement constantes, reliées biologiquement les unes aux autres. Dans la présente note on étudie spécialement l'association de petits échinidés qui caractérise le biotope récifal à bryozoaires et l'on décrit 14 genres avec 11 espèces, dont 6 nouvelles pour la faune fossile de Roumanie.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Section header or a line of text in the middle of the page.

Second block of faint, illegible text.

Third block of faint, illegible text.

Fourth block of faint, illegible text.

UNELE ASPECTE ALE SCURGERII MAXIME ÎN BAZINUL SOMEȘULUI

de

IULIU BUTA

*Prezentat la ședința de comunicări a Catedrei de geografie fizică,
din 16 ianuarie 1968.*

Pentru cunoașterea caracteristicilor scurgerii maxime în bazinul Someșului, s-au utilizat datele provenite din observații directe de la 18 posturi hidrometrice din perioada 1952—1966 (15 ani), precum și valorile obținute din extrapolarea cheilor limnimetrice la nivelurile cele mai mari (debitele istorice) dinaintea perioadei amintite, considerînd, în principiu, că albia majoră n-a suferit modificări prea mari, valorile din regiunea superioară a cheilor admitîndu-se, în consecință, neschimbate.

Analizînd materialele hidrometrice disponibile s-a constatat că pe rîurile din bazinul Someș debitele maxime provin din ploi (perioada iunie—noiembrie), din topirea zăpezii (decembrie—mai), sau sînt de origine mixtă (din ploi și topirea zăpezii, în perioada rece a anului cînd, o dată cu ploile, se produce și topirea intensă a zăpezii acumulate în sezonul rece).

Majoritatea lucrărilor publicate referitoare la scurgerea maximă [3, 4, 5, 6, 7] susțin că cele mai mari debite au fost generate de ploi, însă datele provenite din observații directe din perioada 1919—1966 ilustrează frecvența maximă cît și valorile debitelor celor mai mari de proveniență mixtă (zăpezi și ploi).

Frecvența debitelor maxime anuale generate de ploi este mică în regiunile montane, dar crește spre regiunea centrală a bazinului — Cîmpia Transilvaniei și Podișul Someșan (Fizeșu Gherlii 55%, Chiraleș 45%, Hida 45% etc.) —, depășindu-le pe cele de origine mixtă, ca debit, numai rareori cu 5—15%¹.

¹ Viiturile cele mai mari au fost semnalate: 26—27. VII. 1919 în bazinul Someșului Mare, Lăpușului și pe Someșul unit; 2—11. VII în 1933 afectînd aceeași suprafață, 1927 (VII); 1929 (VII); 1931 (XI); cu repartiție neuniformă.

Frecvența debitelor maxime cu proveniență din topirea zăpezii este în general și mai mică (3—5%), cu excepția zonei de vest-nord-vest a bazinului (bazinele Sălaj și Homorod), unde scurgerea maximă poate apare iarna, în urma topirii zăpezii, provocată de încălzirile temporare, bruște, frecvente în ianuarie sau februarie.

Intrucât frecvența cea mai mare și volumul cel mai ridicat al scurgerii este generat de apele mari de primăvară, care apar în perioada trecerii de la anotimpul rece la cel cald, datorită topirii zăpezii, însoțită — în majoritatea cazurilor — de ploi, în cele ce urmează vom insista asupra acestui aspect al scurgerii maxime, denumit „apele mari de primăvară“.

Pe cuprinsul bazinului, apele mari de primăvară au început de obicei după câteva zile de la trecerea temperaturilor medii zilnice peste 0°C (3—6 zile), uneori mai devreme, provocate de încălziri bruște, însoțite de ploi (ianuarie 1932, februarie 1958). Spre deosebire de viiturile de vară și toamnă, acestea se caracterizează prin creșteri mai lente, volum și durată mai mare.

În regiunile montane ale bazinului (Munții Gutii, Lăpuș, Țibleș, Rodnei, Bîrgău și Călimani), cantitatea mare de zăpadă acumulată în timpul iernii (1—3 m), cu rare excepții, nu se topește brusc, datorită alternanței unor zile cu temperaturi negative sau pozitive; în acest caz, proporția apelor mari va fi mai redusă; în schimb, durata lor poate atinge 30—70 zile (Rebra la Rebrisoara, în 1956: 12. IV — 26. V; Someșul Rece la Someșul Rece, în 1958: 16. III — 28. V; Lăpușul la Răzoare, în 1958: 7. II — 12. III etc.), în funcție de rezervele de zăpadă, intensitatea topirii și aportul ploilor care au însoțit topirea.

În schimb, în regiunea centrală a bazinului (Podișul Someșan, Cîmpia Transilvaniei), datorită grosimii reduse a stratului de zăpadă, apele mari de primăvară apar în primele zile ale încălzirilor generale, însoțite de ploi. Rîurile autohtone prezintă creșteri rapide, ating valori ridicate, dar durata apelor mari nu depășește 10—15 zile.

Pe cuprinsul bazinului, în ordine cronologică, cele mai mari ape de primăvară au fost semnalate în anii: 1881 în bazinul Someșului Mic²; 1888 în bazinul Someșului Mare și Someșul unit³; 1913 (aprilie) în bazinul Someșului Mare și Lăpușului⁴; 1932 (aprilie) în bazinul Someșului Mic⁵ și Someșului unit⁶; 1940 (martie) valori în general ridicate pe întreg cuprinsul bazinului; 1958 (februarie) nedepășite în proporție decît de viitura din 1913, în bazinul Someșului Mare; din 1932, în bazi-

² Afirmație bazată pe observațiile de la p.h. Apahida, unde nivelul la miră a atins 225 cm (301,30 m).

³ Cota la p.h. Satu Mare a fost 633 cm (125,89 m) cu 7 cm mai scăzută față de cea din 25. III. 1940 (640 cm — 125,96 m).

⁴ Cota maximă atinsă pînă în prezent la Beclean 450 cm (257,35 m), Sărățel 395 cm (315,61 m), Bistrița 410 cm (351,75 m), Lăpușel 370 cm (158,67 m).

⁵ Cota maximă atinsă pînă în prezent la Cluj 4. IV. 1932: 394 cm (352,29 m); la Apahida cu 1 cm sub valoarea nivelului din 1881 (224 cm — 301,30 m).

⁶ La Dej, Ulmeni și Satu Mare, cotele atinse în 1932 au fost sub nivelul celor din februarie 1958.

Q_{max} m³/s.

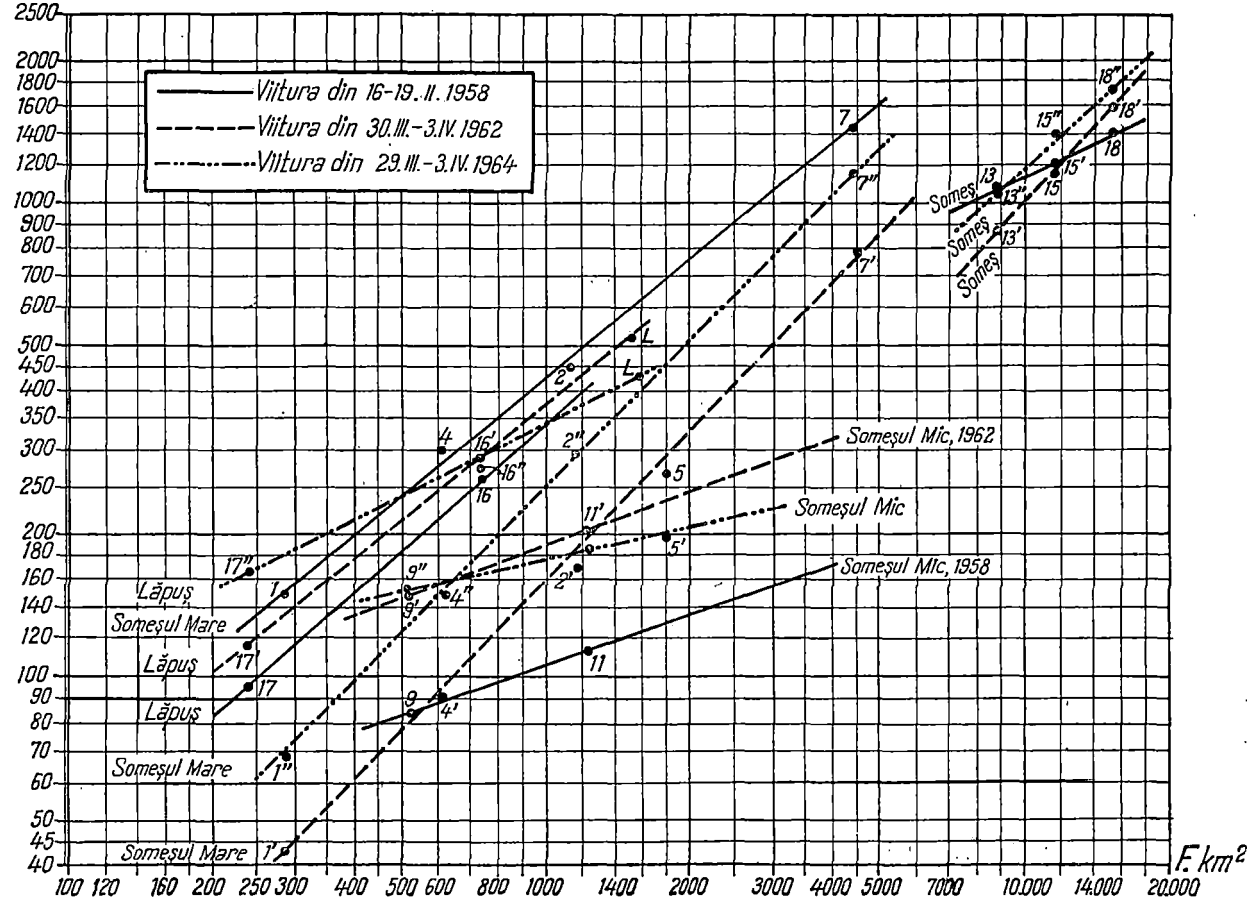


Fig. 1. Corelația între debitele de vîrf ale apelor mari de primăvară și suprafața bazinului de recepție.

nul Someșului Mic și de cea din 1964, de pe Someșul unit, aval de Dej și de pe Lăpuș (fig. 1).

Ape mari de primăvară cu caracter local, fără să afecteze suprafețe extinse, au fost observate și în alți ani (1929 — IV — pe Someșul Mare; 1922 pe Șieu etc.).

Apele mari de primăvară care au afectat cea mai mare parte sau întregul bazin au fost semnalate în anii 1888⁷, 1932, 1940, 1958, 1962, 1964. În cele ce urmează vom prezenta condițiile de vreme care au provocat scurgerea ridicată în acești ani.

1932. Primele luni ale anului 1932 s-au caracterizat printr-o umiditate ridicată. Datorită precipitațiilor abundente, sub formă de zăpadă, rezervele acumulate au fost mari, fapt ce lăsa să se întrevadă o scurgere de primăvară bogată⁸.

Evapo-transpirația redusă, solul saturat cu umiditate din toamna ploioasă a anului 1931, parțial impermeabilizat prin îngheț, au fost condițiile pe care le oferea suprafața bazinului, favorabile declanșării unor ape mari de primăvară.

Pe lângă cele amintite, la începutul lunii aprilie, bazinul se găsea sub influența zonei depresionare continentale care a provocat creșterea temperaturilor medii zilnice ale aerului, favorizând topirea bruscă a unei însemnate cantități de zăpadă. O dată cu acestea, în intervalul 2—7 aprilie au căzut și ploi abundente, contribuind la accelerarea topirii zăpezii acumulate și astfel la scurgerea unui mare volum, într-un timp relativ scurt (6—8 zile)⁹.

Debitele maxime observate cu această ocazie (4—7 IV) corespund unei asigurări de cca. 10‰ (Nepos 360 m³/s, Dej 1100 m³/s, Satu Mare 1555 m³/s, Bistrița 190 m³/s, Răzoare 270 m³/s etc.) pentru cea mai mare parte a bazinului, cu excepția Someșului Mic.

1940. Scurgerea maximă din primăvara anului 1940 (27. III — 1. IV) a fost generată de condiții de vreme caracteristice bazinului, observate în general în perioada de trecere de la sezonul rece la cel cald al anului.

Cauzele trebuie urmărite încă din toamna lui 1939, excesiv de ploioasă (depășind normala cu 200‰), în special luna decembrie, când precipitațiile pe bazin au fost cuprinse între 17 mm (Rodna V.) și 97 mm (Firiza), la majoritatea stațiilor pluviometrice înregistrând valori de peste 50 mm.

În al doilea rând, zăpada căzută a totalizat în această lună 5 cm în zona de câmpie, 10—15 cm în zona de podiș și 25—30 cm în regiunile montane.

Precipitațiile abundente din ianuarie și februarie 1940, întreținute de regimul depresionar mediteranean, s-au manifestat sub formă de

⁷ Nu dispunem decât de cotele la câteva posturi hidrometrice, fără să cunoaștem condițiile de climă care le-au favorizat.

⁸ La sfârșitul lunii martie, grosimea stratului de zăpadă era de 26 cm Rodna V., 31 cm Bistrița, 29 cm Năsăud, 31 cm la Beclean, Baia Mare, Dej, Cluj, Măguri etc.

⁹ Volumul viiturii din anul 1932 a fost sub valoarea celui din anul 1958.

ninsori abundente, cu durată prelungită a stratului de zăpadă, care la începutul lunii martie mai totaliza 26—57 cm, reprezentând o bogată rezervă de apă.

Temperatura generală scăzută a lunii martie a asigurat păstrarea unei însemnate cantități de zăpadă pînă în decada a III-a a lunii.

Între 26—29 martie, timpul devenind variabil, temperaturile medii zilnice au crescut, provocînd topirea zăpezii însoțită de ploile cu caracter local ce au căzut în ultimele zile.

În aceste condiții s-a declanșat o scurgere maximă de primăvară mai accentuată în bazinul Someșului Mic și de-a lungul Someșului unit, inferioară celor din 1919, 1932, 1958 ca proporție.

1958. Condițiile de vreme care au favorizat apele mari din 16—19 februarie 1958 au fost determinate de circulația zonală latitudinală, cu predominare din vest și sud-vest, declanșată de activitatea intensă a unei dorsale a anticiclonului azoric în bazinul mediteranean și a unei vaste depresiuni ciclonale în nord-vestul Europei, care au determinat pătrunderea pe continent a unor mase de aer cald, subtropical.

Invazia acestor mase a provocat creșterea temperaturilor aerului pînă la 10°... 15° și topirea rapidă a zăpezii acumulate în bazin.

Începînd cu ziua de 17 februarie, vremea s-a schimbat brusc, datorită extinderii ariei depresionare din zona Mării Baltice, către sud, pînă în regiunea Mării Mediterane.

Aceste condiții au favorizat pătrunderea unor mase de aer polar maritim, care au provocat scăderea temperaturilor și căderea precipitațiilor sub formă de ploaie.

Prin trecerea frontului rece peste teritoriul țării, în noaptea de 16—17 februarie, în bazinul Someșului au căzut precipitații intense, însoțite de manifestări electrice¹⁰.

Solul înghețat, infiltrația redusă, au favorizat scurgerea rapidă a rezervei de apă din zăpadă (coeficientul scurgerii 0,90—0,95), creșterea bruscă a debitului pe majoritatea râurilor, cu care ocazie, din bazinul Someșului s-au scurs 561 mil. m³ apă, ceea ce a reprezentat 11% din scurgerea totală a anului 1958. La acest volum Someșul Mare a contribuit cu 202 mil. m³ (16,8% din volumul anual), Someșul Mic cu cca. 43 mil. m³ (8,1% din volumul anual), Lăpușul cu 155,8 mil. m³ (13,5% din volumul anual).

În ziua de 17 februarie, a dispărut ciclonul din sudul Italiei, făcînd loc unui ciclon frontal, care a provocat scăderea temperaturilor și o

¹⁰ Rodna V. 44 mm, Poiana Ilvei 29 mm, Sălva 16 mm, Bistrița 16 mm, Cluj 14 mm, Dej 24 mm etc.

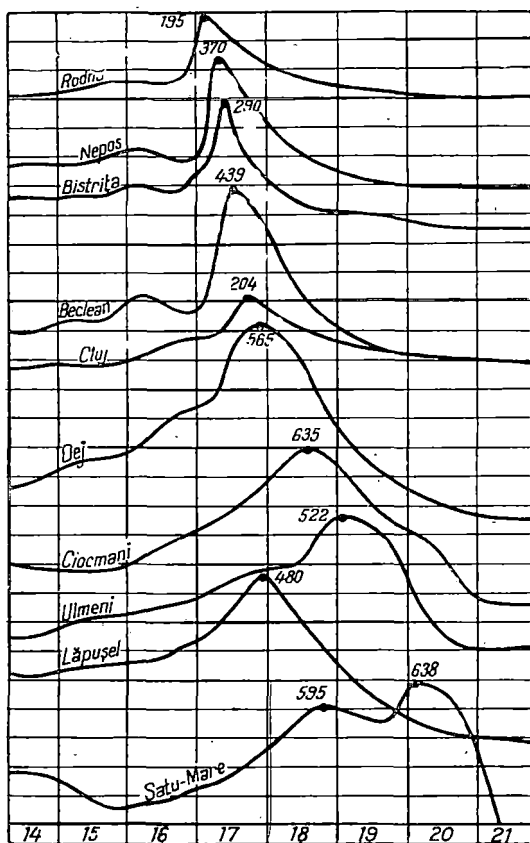


Fig. 2. Hidrografele nivelurilor între 14—21 febr. 1958.

ninsoare abundentă. Ca urmare, debitele au scăzut treptat în zilele de 18—20 februarie, durata viiturii ne-depășind 5—6 zile¹¹.

Din graficele succesive obținute pe baza nivelurilor la posturile hidrometrice principale, s-a constatat că între 14—21 februarie 1958, maxima s-a manifestat mai devreme în nord-estul bazinului, pe cursul principal și afluenții Someșului Mare (Anieș, Cormaia, Rebra, Sălăuța, Șieu) și Lăpuș, și mai târziu pe Someșul Mic și pe cursul principal, aval de Dej (fig. 2).

Debitele maxime înregistrate cu acea ocazie corespund unei asigurări de 1% în bazinul Someșului Mare (Rodna Veche 145 m³/s, Nepos 422 m³/s, Beclean 1439 m³/s, Bistrița 268 m³/s, Cristeștii Ciceului 94,9 m³/s) și 3—10% în restul bazinului (Dej 1132 m³/s, Ulmeni 1118 m³/s, Satu Mare 1424 m³/s, Cluj 138 m³/s etc.).

1962. Apele mari din primăvara anului 1962 (30.

III — 3. IV) s-au format în condițiile înaintării spre est a dorsalei anticiclonului azoric, datorită căruia, sfârșitul lunii martie și începutul lunii aprilie au fost afectate de un timp călduros și mai bogat în precipitații.

Rezerva de zăpadă netopită din cuprinsul bazinului, încă apreciabilă la sfârșitul lunii martie, la care s-au adăugat precipitațiile bogate sub formă de ploaie (20—50 mm), au constituit factorii genetici principali ai apelor mari din primăvara menționată.

În ziua de 1 aprilie, frontul care străbătea țara de la vest la est a determinat averse bogate, contribuind la accelerarea topirii zăpezii și generând o scurgere maximă de proporții mai reduse ca aceea din februa-

¹¹ Lăpușel 2 zile, Bistrița, Șintereag, Nepos 3 zile; Beclean; Dej, 4 zile; Ulmeni 5 zile; Satu Mare 6 zile.

rie 1958, cu excepția Someșului inferior, unde, datorită aportului însemnat al Lăpușului, debitul maxim la Satu Mare a depășit valoarea celui din anul 1958 (Q max la 20. II. 1958 = 1424 m³/s, iar Q max la 2. IV. 1962 = 1590 m³/s)¹².

Începînd cu ziua de 4 aprilie, răcirea ușoară a aerului, epuizarea — în mare măsură — a rezervelor de zăpadă, încetarea ploilor, au fost cauzele care au condiționat scăderea debitelor aproape la valorile dinaintea apelor mari, pentru ca la numai cîteva zile să se producă o a doua maximă, generată, în cea mai mare parte, de ploile abundente, generalizate pe cea mai mare parte a bazinului.

Debitele celei de-a doua maxime au depășit, în sud-estul bazinului (Dipșa, Șieu, Bistrița) valorile celei dintii, cu 5—10%, datorită apariției mai întîrziate a ploilor abundente și a unor rezerve de zăpadă netopită, adăpostită în văile mai adînci de pe versantul nordic al Călimanilor.

1964. A treia perioadă cu ape mari de primăvară din intervalul 1952—1965 s-a desfășurat între 29 martie — 4 aprilie 1964.

Scurgerea maximă din acest interval, întocmai ca și în cazul celorlalte, a fost generată de topirea zăpezii, căreia i s-au suprapus ploile abundente din ultimele zile ale lunii martie.

Încălzirea ușoară a aerului, începînd din 20 martie (temperatura medie zilnică +1°... +3°) a produs topirea zăpezii, care atingea, în regiunile cu peste 700 m altitudine, 16—35 cm, provocînd o saturare a solului parțial dezghețat și astfel creșterea scurgerii superficiale. În plus, zilele de 22, 23 și 24. III s-au relevat prin precipitații locale sub formă de ploaie, în Podișul Someșan și Cîmpia Transilvaniei, și sub formă de lapoviță și ninsoare, în regiunile montane.

Creșterea sensibilă a nivelului apelor s-a observat începînd din 28. III, accentuîndu-se în zilele de 29 și 30 ale aceleiași luni, sub influența unui vast cîmp de joasă presiune localizat în Europa Centrală, Peninsula Balcanică și respectiv în țara noastră, determinînd ploi abundente (Satu Mare 23 mm, Baia Mare 35 mm, Bistrița 21 mm, Dej 11 mm, Cluj 3 mm etc.).

Datorită acestor situații, debitul râurilor a crescut rapid, atingînd valorile maxime la 30. III în bazinul Someșului Mare (Nepos 291 m³/s, Beclean 1150 m³/s, Dej 1290 m³/s, Șintereag 241 m³/s etc.) și Lăpușului (Răzoare 274 m³/s, Copalnic 166 m³/s, Lăpușel 506 m³/s). În ziua de 31 martie au fost înregistrate valorile maxime la Ulmeni (1400 m³/s) și Satu Mare (1739 m³/s), decalaj datorat timpului necesar de propagare a undei de viitură.

¹² Precipitațiile căzute în ziua de 1 aprilie au, atîns, următoarele valori: Colibița 13,5 mm, Sanț 16 mm, Beclean 9,8 mm, Tiha 21 mm, Dej 5,3 mm, Tg. Lăpuș 35,6 mm, Ferneziu 40,1 mm, Baia Mare 39,1 mm, Tîrlișua 23 mm, Fizeșu Gherlei 13 mm, Cluj 12 mm, Ulmeni 24 mm, Satu Mare 16 mm etc.

De-a lungul cursului principal al Someșului Mare — Someș, viteza de propagare a undei viitură din 30—31. III a avut, cu această ocazie, valori cuprinse între 3,1 m/s și 3,8 m/s (respectiv 11,16 km/oră și 13,28 km/oră). Pe câteva sectoare a atins următoarele valori:

Sectorul	Timpul de propagare (ore)	Distanța (km)	Viteza	
			m/s	km/oră
Rodna—Beclean	5 h	97	3,8	13,28
Beclean-Dej	2 h 15'	26	3,2	11,52
Dej-Ulmeni	9 h 45'	119	3,5	12,60
Ulmeni-Satu Mare	8 h	91	3,1	11,16

Volumul total al Someșului, aval de Dej, cu ocazia viiturii, l-a depășit pe cel din februarie 1958 cu 9% la Dej, cu 15% la Ulmeni și cu 18% la Satu Mare.

Volumul total, scurs de pe cuprinsul bazinului, între 27. III — 5. IV. 1964, a fost evaluat la 665 mil. m³, ceea ce constituie un strat mediu al scurgerii pe bazin egal cu 57 mm (23% din valoarea scurgerii medii multianuale).

*

După cum s-a amintit mai sus, frecvența viiturilor de vară și de toamnă pe râurile bazinului este mică, comparativ cu cea a apelor mari de primăvară. Frecvența cea mai mare a fost semnalată în mai—iulie și cu totul întâmplător în noiembrie—decembrie.

Cele mai multe dintre aceste viituri ating sub 50% din debitul apelor mari de primăvară, au un caracter mai local, fiind provocate de averse, cu creșteri bruște, afectează suprafețe mici, au durată redusă și se atenuează pe măsura înaintării de-a lungul cursurilor principale.

În cazul când ploile au fost generalizate pe întregul bazin, caracteristicile lor s-au asemănat cu ale celor de proveniență mixtă.

Între cele mai mari viituri observate pe râurile bazinului Someș, în perioada 1919—1966, cu proveniență din ploi, se relevă cea din 8—11. VII. 1933. Clasată după proporția atinsă, viitura din acest an, deși cea mai mare de acest gen (după cea din iulie 1919), se situează în general pe locul 4, 5, 6, nedepășind proporția celor din 1913, 1940, 1958, 1964 (de origine mixtă) decât local, în puține cazuri.

1933. În prima decadă a lunii iulie 1933, România se situa în partea posterioară a zonei depresionare din sud-estul Europei. Sub influența acestei situații, în intervalul 3—5 iulie, pe cuprinsul bazinului au căzut ploi cu caracter local, intensificându-se între 7—10 iulie, depășind adesea

45–50 mm. Între 7 și 11 iulie s-au produs cele mai mari debite de vară, cu excepția Someșului Mic. Pe lângă ploile abundente din acest interval, luna iunie, în general ploioasă, provocând saturarea solului, a creat condiții prielnice unei scurgeri superficiale abundente, în decada I a lunii iulie, al cărei coeficient a oscilat între 0,60–0,90. Vîrfurile viiturii a apărut mai timpuriu pe versantul drept al cursului principal (Someșul Mare și Lăpuș) în ziua de 8. VII și s-a propagat astfel încît la Satu Mare a atins cota maximă la 11 iulie (566 cm — 125,22 m) (fig. 3). Durata totală a viiturii a crescut de la 3 zile (Nepos) la 7 zile (Satu Mare). Pe Someșul Mic, această viitură a fost neînsemnată.

În scopul generalizării scurgerii maxime, valorile debitelor maxime specifice anuale au fost corelate cu suprafața bazinală (fig. 4).

Din analiza relațiilor de generalizare și a repartiției scurgerii specifice maxime se observă că valorile cele mai reduse (sub 100 l/s/km²) se înfățișează pe râurile cu bazine dezvoltate în partea nord-vestică a Cîmpiei Transilvaniei (Dipșa, Fizeș, Șieu). Dintre acestea se remarcă Fizeșul, cu salba sa de lacuri, care contribuie la atenuarea debitelor mari, atît prin acumularea în luncă, cît și în unitățile lacustre.

Valorile cele mai ridicate (peste 1500 l/s/km²) se observă

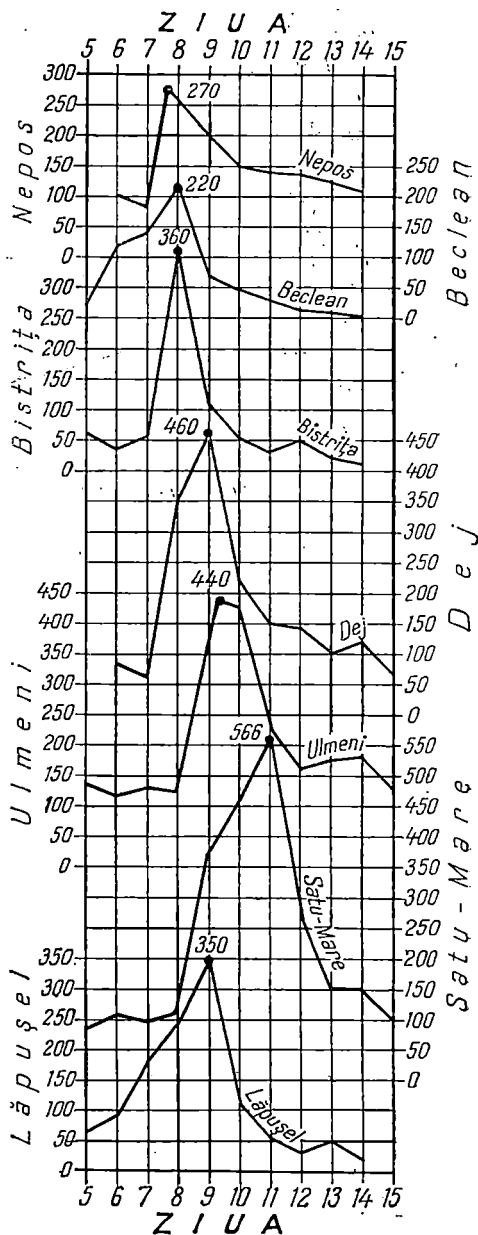


Fig. 3. Hidrografele nivelurilor între 5–15 iulie 1933.

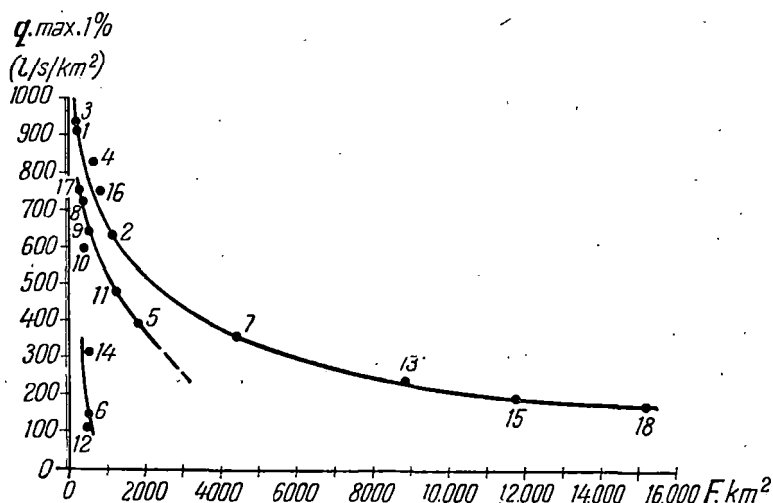


Fig. 4. Corelația scurgerii maxime specifice cu suprafața bazinală

în regiunile înalte ale Munților Rodnei și Călimani, atunci când topirea zăpezii este însoțită de ploi. Valoarea scurgerii maxime cu asigurare de 1%, pe bazine mici (5—15 km²), depășește în aceste regiuni 2500—3500 l/s/km². În aceste condiții, volumul apelor mari de primăvară reprezintă 30—35% din scurgerea totală anuală.

Valorile scurgerii maxime, exprimate în l/s/km², sînt în funcție de suprafața bazinală, dar scad o dată cu creșterea ei.

*

Scurgerea maximă constituie una dintre problemele principale ale hidrologiei, cunoașterea valorilor ei fiind necesară la proiectarea, executarea și exploatarea construcțiilor hidrotehnice, la alegerea locurilor de amplasare a traversărilor peste râuri, la corectarea cursurilor și îndiguirea lor în vederea protejării terenurilor împotriva inundațiilor, precum și în alte domenii ale economiei naționale.

BIBLIOGRAFIE

1. Buta I., Füstös C., Pînzaru T., *Cîteva aspecte ale viiturii din 16—19 febr. 1958, pe Someșul Mare și afluenții săi principali*. „Studia Universitatis Babeș—Bolyai”, Series Geologia—Geographia, Fasc. 1, Cluj, 1963.
2. Buta I., *Bazinul Someșului — studiu hidrologic* (teză de doctorat), Cluj, 1967.
3. Mociorniță C., *O metodă aproximativă de determinare a debitelor maxime pe râurile din R.P.R.*, „Studii de hidrologie”, I, Buc., 1961.

4. Mustățã L., Stãnculescu S., Ungureanu S., *Contribuții la precizarea provenienței celor mai mari debite pe râurile din R.P.R.*, „Studii de hidrologie“, II, Buc., 1962.
5. Mustățã L., *Cu privire la debitele maxime din ploși pe râurile din R.P.R.*, „Hidrotehnica“, Gosp. Ape. Met., nr. 3, Buc. 1964.
6. Platagea G., Platagea M., *Distribuția teritorială și calculul debitelor maxime pluviale pe râurile din R.P.R.*, „Met. Hidr. Gosp. Ape.“, nr. 2—3, Buc., 1958.
7. Platagea G., *Considerații asupra genezei și frecvenței viiturilor cu aplicație la teritoriul R.P.R.*, „Probleme de geografie“, VIII, Buc., 1961.
8. Újvári I., *Hidrografia R.P.R.* Editura Științifică, Buc., 1959.
9. I. S. C. H., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al râului Someș*, „Studii de hidrologie“, XX, Buc., 1967.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА В БАСЕЙНЕ СОМЕША (Резюме)

Анализ данных, полученных путём прямых наблюдений от 18 гидрометрических станций, привёл к констатации, что на реках бассейна Сомеша максимальные дебиты связаны с дождливым периодом (июнь-ноябрь), с таянием снега (декабрь-май), или имеют смешанное происхождение (дожди и таяние снега в холодный период года).

Самые значительные половодья, связанные с дождливым периодом, были отмечены в 1919, 1927, 1929, 1931, 1933 годах. Последнее половодье было больше всех остальных.

Частота и пропорция максимальных дебитов, связанных с таянием снега, были в основном малы, за исключением северо-западной части бассейна.

Весенние половодья имели в основном частоту и объём, превосходящие вышеупомянутые половодья. Наиболее важные весенние половодья имели место в 1913, 1932, 1940, 1958 и 1964 годах.

По размерам, максимальные дебиты, отмеченные в феврале 1958 года, соответствуют 1%-ному обеспечению в бассейне р. Сомешул Маре и 3-5%-ному обеспечению в остальных частях, а объём стекших вод (561 миллион м³) представлял 11% от общего стока упомянутого года.

Максимальный сток имеет ограниченные значения (менее 100 л/сек/км²) в равнинной зоне, несколько более повышенные в зоне холмов и плоскогорий (300—500 л/сек/км²) и более 1500 л/сек./км² в горных областях.

SOME ASPECTS OF THE MAXIMUM FLOWING IN THE SOMEȘ BASIN

(Summary)

The analysis of the data resulting from observations of 18 hydrometer stations showed that in the rivers of the Someș basin, the maximum flows result from rain (June—November), thaw (December—May) or are of mixt source (during cold season, rain and thaw).

The most important high floods proceeding from rain were recorded in 1919, 1927, 1929, 1931, 1933, the last being the greatest one.

The frequency and the proportion of the maximum flows resulting from thaw was generally small, except the north-western part of the basin.

The great spring waters showed generally, a frequency and a volume superior to those mentioned above, the most important being those pointed out in the years 1913, 1932, 1940, 1958, 1964.

As far as the proportions are concerned, the maximum flows recorded in February 1958 correspond to a covering of 1% in the Someșul Mare basin and 3—5% for the rest.

The volume of the flowed waters (561 million m³) represented 11% from the whole flowing of the year 1958.

The maximum specific flowing shows small values (below 100 l/s/km²) in the field zone, a little increased in the hilly and the plateau zone (300—500 l/s/km²) and more than 1500 l/s/km² in the mountainous regions.

FENOMENE DE IARNĂ ȘI REGIMUL DE ÎNGHEȚ PE RÎURILE DIN MUNȚII APUSENI

de

ERSILIA IACOB

Ca o consecință a scăderii temperaturii aerului sub 0°C , în anotimpul rece al anului regimul termic al apei se schimbă calitativ prin transformarea treptată a apei în gheață. Acest fapt modifică proprietățile apei și are repercusiuni în exploatarea instalațiilor hidroenergetice, în plutărit, piscicultură etc., ceea ce impune cunoașterea amănunțită a formelor sub care apar fenomenele de îngheț în apa râurilor și a regimului de îngheț.

Apariția fenomenelor de îngheț pe râurile din Munții Apuseni este condiționată de factorii climatici iar regimul acestora este puternic influențat de factorii locali. Astfel relieful (prin expoziția versanților și prin înclinare), sursele de alimentare, debitul râurilor, deversările de ape reziduale etc. (prin modificarea temperaturii apei), pot frâna sau facilita atât instaurarea fenomenelor de îngheț, cât și apariția sau predominarea anumitor formațiuni de gheață.

În general, fenomenele de îngheț se instaurează la scurt interval (3—7 zile) după stabilizarea temperaturilor medii zilnice negative ale aerului, sub influența cărora bilanțul caloric al apei devine și el negativ.

Formațiunile de gheață semnalate pe râurile din Munții Apuseni sînt: gheața de mal, acele de gheață, năboiul, curgerile de sloiuri de la începutul iernii, podul de gheață, înghețul total, zăporul și curgerile de sloiuri după dezgheț.

Pentru studierea acestora s-au utilizat datele publicate în anuarele hidrologice pe perioada 1951—1965 precum și date din arhiva I.S.C.H. și a sectoarelor hidrometeorologice Cluj și Timișoara, pentru 30 posturi hidrometrice care au avut înregistrate fenomenele de îngheț pe minimum 10 ani. S-au reprezentat apoi grafic fenomenele de îngheț la fiecare post hidrometric pentru perioada existentă și s-au întocmit tabelele centralizatoare, privind data apariției și a dispariției fenomenelor de

Date referitoare la apariția și dispariția fenomenelor

Nr. crt.	Rîul	Postul	Data apariției primelor fenomene de îngheț			[Data apariției
			timpurie	medie	tîrzie	timpurie
1	Someșul Cald	Beliș	11.XI.1953	22.XII	1.II.1953	14.XI.1953
2	Beliș	Beliș	1.XI.1953	6.XII	11.I.1953	9.XI.1956
3	Someșul Cald	Someșul Cald	8.XI.1956	18.XII	27.I.1956	3.XII.1962
4	Someșul Rece	Someșul Rece	10.XI.1952	11.XII	11.I.1961	28.XI.1953
5	Someșul Mic	Cluj	17.XI.1953	16.XII	14.I.1953	1.XII.1963
6	Crișul Repede	Ciucea	9.XI.1956	19.XII	29.I.1956	11.XI.1956
7	Crișul Repede	Vadu-Crișului	9.XI.1956	13.XII	15.I.1961	5.XII.1958
8	Drăgan	Pîrîtul Crucii am.	9.XI.1956	16.XII	22.I.1958	18.XII.1953
9	Drăgan	Valea Drăganului	7.XI.1956	9.XII	11.I.1961	8.XI.1956
10	Iad	Leșu	9.XI.1956	18.XII	26.I.1956	11.XI.1956
11	Iad	Bulz	11.XI.1955	13.XII	13.I.1960	28.XI.1953
12	Crișul Negru	Beiuș	3.XII.1963	22.XII	11.I.1960	22.XII.1962
13	Crișul Negru	Tinca	19.XI.1953	18.XII	17.I.1961	12.XII.1953
14	Crișul Pietros	Pietroasa	1.XII.1953	24.XII	18.I.1961	12.XII.1957
15	Băița	Băița	21.XI.1960	20.XII	18.I.1957	1.I.1954
16	Roșia	Pocola	17.XI.1953	16.XII	15.I.1960	29.XII.1953
17	Holod	Holod	8.XI.1956	17.XII	18.I.1953	7.XII.1957
18	Crișul Alb	Criscior	16.XI.1957	16.XII	15.I.1953	10.XII.1962
19	Crișul Alb	Gurahonț	9.XI.1956	11.XII	23.I.1953	26.XII.1961
20	Crișul Alb	Ineu	2.XII.1957	4.XII	17.I.1960	3.XII.1958
21	Mureș	Alba Iulia	9.XI.1956	12.XII	15.I.1953	5.XII.1957
22	Mureș	Brănișca	10.XI.1956	13.XII	15.I.1953	18.XII.1953
23	Mureș	Radna	27.XI.1953	29.XII	1.II.1956	30.XII.1953
24	Arieșul Mare	Scărișoara	7.XI.1956	17.XII	16.I.1953	19.XII.1962
25	Arieș	Cîmpeni	9.XI.1956	11.XII	13.I.1961	25.XI.1953
26	Arieș	Baia de Arieș	8.XI.1956	4.XII	13.I.1961	20.XI.1953
27	Arieș	Turda	9.XI.1956	12.XII	14.I.1961	8.II.1960
28	Iara	Iara	19.XI.1953	16.XII	19.I.1953	7.XII.1962
29	Ampoi	Zlatna	21.XI.1959	9.XII	28.XII.1956	2.XII.1963
30	Geoagiu	Geoagiu	10.XI.1956	13.XII	15.I.1953	—

îngheț (tabel 1) și durata acestora (tabel 2). Posturile hidrometrice respective acoperă întreaga suprafață a Munților Apuseni și în felul acesta fac posibilă generalizarea teritorială a fenomenelor.

Primul fenomen de îngheț care apare pe râurile din Munții Apuseni este gheața la maluri, formată datorită vitezei și adîncimii reduse a apei în aceste porțiuni, ceea ce potențează schimbul termic între masa de apă și zonele limitrofe. Data cea mai timpurie la care s-a observat acest fenomen, pe râurile analizate, este cuprinsă între prima decadă a lunii noiembrie (în partea nordică și estică) și prima decadă a lunii

Tabel 1

de îngheț pe riurile din Munții Apuseni

Data apariției gheații	Data dispariției podului de gheață		Data dispariției fenomenelor de îngheț		
	timpurie	tîrzie	timpurie	medie	tîrzie
28. I.1959	29.XII.1961	31.III.1956	16. I.1955	25. II	6.IV.1963
4.II.1953	9.II.1958	31.III.1963	25.I.1960	6.III	15.IV.1956
19.I.1961	13.II.1958	22.III.1963	26.I.1953	27.II	31.III.1964
8.II.1962	3.II.1963	4.III.1959	10.II.1958	7.III	31.III.1952
20.I.1959	6.II.1958	27.III.1964	31.I.1951	1.III	31.III.1952
18.I.1961	3.II.1961	12.III.1964	19.I.1953	19.II	22.III.1963
20.I.1961	8.XII.1958	28.II.1954	19.I.1953	9.II	3.III.1963
3.I.1952	9.II.1954	29.III.1953	16.II.1958	8.III	29.III.1962
15.II.1956	31.XII.1961	22.III.1954	7.II.1958	5.III	31.III.1964
1.II.1956	30.XII.1962	26.III.1954	7.II.1958	1.III	21.III.1962
13.II.1956	27.XII.1962	18.II.1956	31.I.1957	24.II	20.III.1952
28.I.1954	28.XII.1962	8.II.1954	11.I.1962	4.II	28.II.1954
15.II.1956	28.XII.1962	4.III.1956	29.XII.1962	30.I	3.III.1956
9.II.1960	14.XII.1957	14.II.1960	6.II.1957	14.II	22.II.1964
—	20.II.1955	—	30.XII.1963	1.II	6.III.1958
23.I.1963	28.XII.1951	28.II.1954	27.I.1958	20.II	16.III.1953
18.I.1961	24.XII.1952	28.II.1956	3.II.1957	20.II	15.III.1952
9.II.1959	11.XII.1962	24.II.1959	2.II.1961	23.II	20.III.1964
4.II.1956	21.XII.1961	2.III.1954	31.I.1958	23.II	18.III.1964
12.I.1960	31.XII.1951	1.III.1954	10.I.1954	20.II	12.III.1964
4.II.1956	31.XII.1962	13.III.1964	20.I.1953	26.II	14.III.1964
14.II.1956	6.I.1952	8.III.1954	6.II.1958	24.II	14.III.1956
8.II.1956	10.II.1956	13.III.1964	31.I.1958	25.II	21.III.1952
20.I.1961	31.I.1957	6.III.1954	10.II.1961	6.III	31.III.1956
21.I.1961	28.XII.1961	7.III.1964	4.II.1958	2.III	21.III.1962
6.II.1956	13.XII.1957	15.III.1964	31.I.1958	2.III	31.III.1952
—	9.II.1960	—	15.I.1963	15.II	18.III.1956
6.II.1956	15.I.1962	30.III.1956	31.I.1958	2.III	31.III.1956
20.I.1960	14.XII.1962	28.II.1954	28.XII.1957	24.II	24.III.1952
—	—	—	8.I.1962	5.II	6.III.1963

decembrie (în bazinul Beiușului), diferențierile fiind generate de condiții climatice și condiții locale.

Apariția gheții la maluri în prima decadă a lunii noiembrie, cuprinde zona montană propriu-zisă, suprapunându-se bazinelor: Crișului Repede, Someșului Cald și Rece, Arieșului și Mureșului între Aiud și Ilia și vădind influențele maximului barometric euro-asiatic. A doua decadă a lunii noiembrie corespunde apariției fenomenelor de îngheț în zonele periferice din vestul Munților Apuseni și în bazinul Someșului Mic între Gilău și Cluj, iar în cea de-a treia decadă a lunii noiembrie

Durata fenomenelor

Nr. crt.	Riul	Postul	Durata fenomenelor de îngheț						
			Înainte podului de gheață		Între pod de gheață		Podului de gheață		
			max.	min.	max.	min.	max.	med.	min.
1	Someșul Cald	Beliș	32	1	56	6	113	60	8
2	Beliș	Beliș	61	7	41	1	119	65	11
3	Someșul Cald	Someșul Cald	10	1	25	10	94	68	42
4	Someșul Rece	Someșul Rece	48	6	39	1	56	33	10
5	Someșul Mic	Cluj	29	2	19	5	117	65	13
6	Crișul Repede	Ciucea	15	2	20	1	74	47	20
7	Crișul Repede	Vadu-Crișului	26	1	5	0	59	30	1
8	Drăgan	Pîrîul Crucii-am.	10	0	34	2	46	27	9
9	Drăgan	Valea Drăganului	37	1	49	2	80	47	14
10	Iad	Leșu	16	0	20	4	73	40	8
11	Iad	Bulz	15	0	5	4	58	30	3
12	Crișul Negru	Beiuș	27	5	4	0	18	12	3
13	Crișul Negru	Tinca	22	10	5	0	69	35	2
14	Crișul Pietros	Pietroasa	18	7	11	—	21	12	3
15	Băița	Băița	0	0	9	4	38	19	0
16	Roșia	Pocola	23	3	—	—	61	33	6
17	Holod	Holod	12	1	6	1	52	27	2
18	Crișul Alb	Criscior	39	2	25	3	32	18	4
19	Crișul Alb	Gurahonț	20	1	5	1	72	38	5
20	Crișul Alb	Ineu	10	1	15	2	75	39	3
21	Mureș	Alba Iulia	18	4	15	3	94	52	10
22	Mureș	Brănișca	39	8	—	—	82	46	11
23	Mureș	Radna	48	7	—	—	53	28	3
24	Arieșul Mare	Scărișoara	48	0	18	1	74	46	18
25	Arieș	Cîmpeni	36	1	23	2	61	37	14
26	Arieș	Baia de Arieș	19	0	18	3	79	45	10
27	Arieș	Turda	23	—	—	—	9	4	—
28	Iara	Iara	27	3	17	1	84	47	11
29	Ampoi	Zlatna	18	1	14	1	43	24	6
30	Geoagiu	Geoagiu	—	—	—	—	—	—	—

și prima decadă a lunii decembrie numai în partea sud-vestică, la ieșirea în cîmpie a Crișului Alb și a Mureșului (Ineu și Radna) și în bazinul Beiușului, sub influențe climatice oceanice și submediteraneene.

În medie însă fenomenele de îngheț apar, în tot cuprinsul Munților Apuseni, în prima și a doua decadă a lunii decembrie, mai de vreme în zonele de depresionare (Beliș, Baia de Arieș, Zlatna etc.), exceptînd bazinul Beiușului unde apar în cea de-a treia decadă (Băița 20.XII, Beiuș 22.XII și Pietroasa 24.XII).

În condițiile menținerii și accentuării temperaturilor negative ale

Tabel 2

de îngheț

- în zile				Frecvența podului de gheață		Durata totală a fenomenelor de îngheț				
Maximă a podului de gheață continuu		După podul de gheață				maxima		medie	minimă	
zile	anul	max.	min.	ani	%	zile	anul	zile	zile	anul
111	1963-64	90	0	10	77	126	1962-63	63	1	1956-57
119	1962-63	21	0	10	77	131	1962-63	74	18	1959-60
73	1963-64	11	0	7	50	119	1963-64	70	20	1955-56
56	1963-64	31	0	6	42	111	1963-64	73	36	1960-61
117	1963-64	33	0	9	64	117	1963-64	71	26	1955-56
74	1953-54	31	1	7	58	111	1963-64	66	21	1957-58
59	1953-54	13	0	7	63	68	1963-64	37	6	1957-58
29	1952-53	26	0	2	17	94	1953-54	60	26	1957-58
77	1953-54	60	0	10	83	122	1963-64	79	36	1959-60
73	1953-54	26	2	11	91	78	1953-54	57	36	1957-58
43	1953-54	16	10	5	41	86	1953-54	50	14	1957-58
15	1963-64	21	2	5	55	74	1963-64	43	12	1960-61
69	1953-54	9	0	6	50	81	1953-54	46	12	1956-57
21	1953-54	49	2	7	70	73	1953-54	45	16	1959-60
22	1953-54	13	0	1	11	62	1953-54	34	5	1959-60
61	1953-54	12	1	6	50	74	1953-54	41	8	1956-57
44	1963-64	56	3	8	66	96	1963-64	58	21	1960-61
20	1953-54	43	0	6	46	88	1963-64	46	5	1957-58
72	1953-54	23	4	8	61	107	1963-64	65	23	1959-60
75	1953-54	37	0	12	100	107	1963-64	58	9	1954-55
94	1963-64	23	1	12	85	105	1953-54	62	10	1954-55
82	1953-54	18	2	6	43	101	1963-64	51	1	1954-55
53	1953-54	18	0	4	31	105	1963-64	55	4	1954-55
74	1953-54	27	0	5	38	119	1963-64	73	28	1959-60
61	1963-64	35	0	9	76	104	1063-64	64	24	1955-56
76	1953-54	20	0	9	69	91	1953-54	58	26	1955-56
9	1959-60	2	—	1	8	81	1953-54	42	3	1962-63
74	1963-64	62	0	10	77	111	1963-64	57	4	1954-55
37	1953-54	19	0	7	58	50	1953-54	28	6	1954-55
—	—	—	—	—	—	74	1963-64	45	16	1960-61

aerului, la scurt interval după apariția gheții la mal, se semnaleză, la majoritatea posturilor hidrometrice (63%) prezența năboiului și a acelor de gheață. Frecvența medie a năboiului este de 24%, din numărul anilor, fiind mai mare pe râurile din partea estică a Munților Apuseni (31%), unde și durata lui este mai mare (1—10 zile) și mai mică pe cele din vest (17%), cu o durată de 1—4 zile. Nu apare de loc, în perioada analizată, în bazinul Iadului, bazinul Crișului Negru și al Geoagiului.

Acele de gheață au, de asemenea, o frecvență (8%) și o durată redusă (1—9 zile), fiind semnalate în porțiunile cu viteze mici ale râurilor.

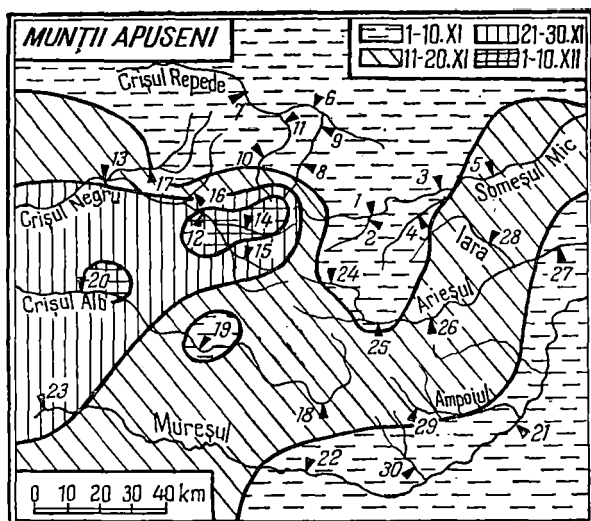


Fig. 1. Data cea mai timpurie de apariție a fenomenelor de îngheț.

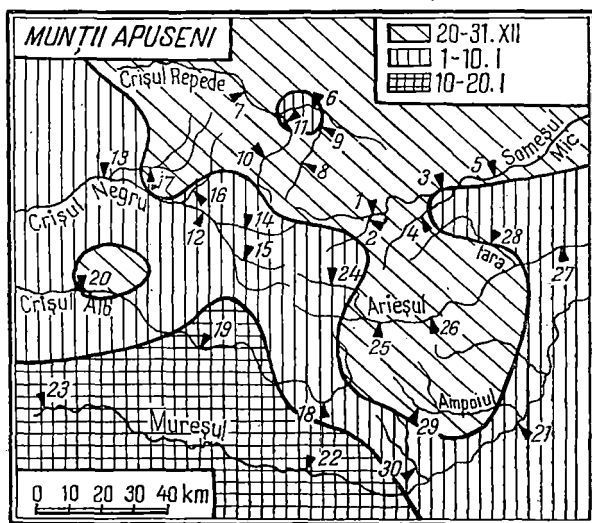


Fig. 2. Data medie de apariție a podului de gheață.

Atît năboiul cît și acele de gheață antrenate de curentul râurilor, prin aglomerare și alipire, în cazul menținerii temperaturilor negative, pot alcătui sloiuri plutitoare, care ulterior contribuie la formarea podului de gheață. Sloiurile plutitoare pot proveni însă și din gheața la maluri, cînd se intercalează perioade cu temperaturi pozitive. Curgerea sloiurilor uneori este singurul fenomen de îngheț semnalat, alteori este asociat cu gheața la maluri (în 1954—55, 1955—56 la Cluj, Beiuș și Turda în 1959—60 la Gurahonț și Cîmpeni etc.), în general însă are o durată redusă și apare începînd cu a doua decadă a lunii noiembrie (Someșul Rece, Cluj, Scărișoara, Turda etc.).

Intensificarea temperaturilor negative duce la formarea podului de gheață pe cea mai mare parte a râurilor și apoi la înghețul complet pe râurile cu debite și viteze mici.

Podul de gheață se manifestă sub mai multe forme (continuu, cu ochiuri, întrerupt, inundat cu strat de apă intercalat) în funcție de viteză, debit și condiții climatice. Se instaurea-

ză în medie la 5—30 zile după apariția fenomenelor de îngheț, dar nu în fiecare an și nu la toate posturile hidrometrice. Frecvența lui este cuprinsă în medie între 40—70% din anii analizați, depășește însă aceste valori pe râurile din partea nordică și estică a Munților Apuseni (Someșul Cald 77%, Beliș 77%, Iad 91%, Drăgan 83%, Arieșul la Cîmpeni 76% și Iara 77%) și în zonele periferice unde apariția podului de gheață este favorizată de viteza mică a curentului (Mureșul la Alba Iulia 85% și Crișul Alb la Ineu 100%). O frecvență mai mică, generată de condiții locale, asupra cărora vom reveni, se înregistrează pe Drăgan la Pîrful Crucii — amonte 17%, la Băița 11%, pe Arieș la Turda 8% și la Geoagiu 0.

Podul de gheață apare în medie între a treia decadă a lunii decembrie și a doua decadă a lunii ianuarie, aproximativ cu aceeași repartitie teritorială ca și fenomenele precedente.

Data timpurie de apariție a podului de gheață are variații mari, fiind cuprinsă între prima decadă a lu-

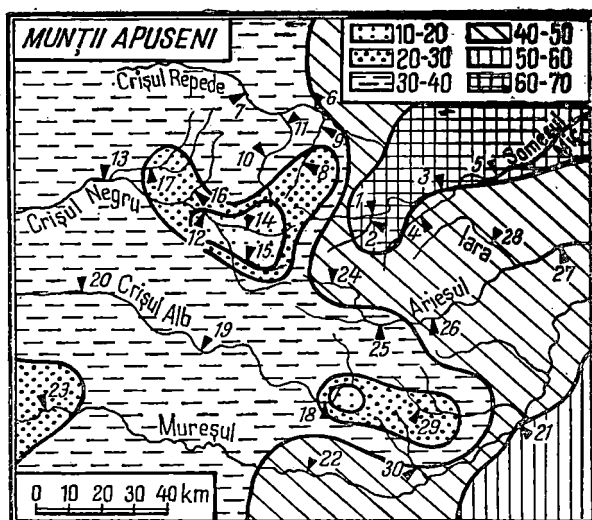


Fig. 3. Durata medie a podului de gheață.

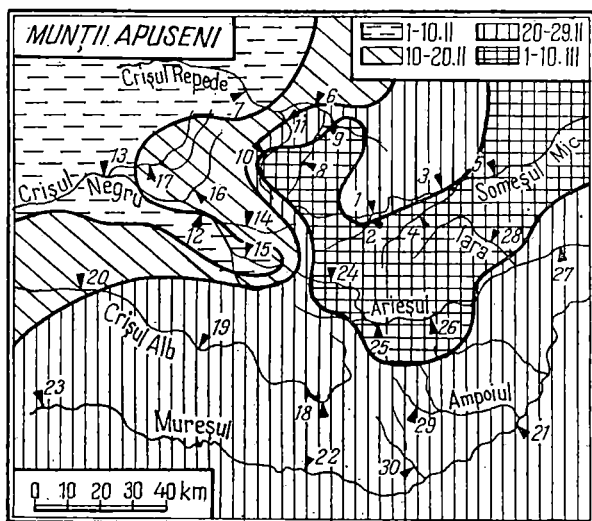


Fig. 4. Data medie de dispariție a fenomenelor de îngheț.

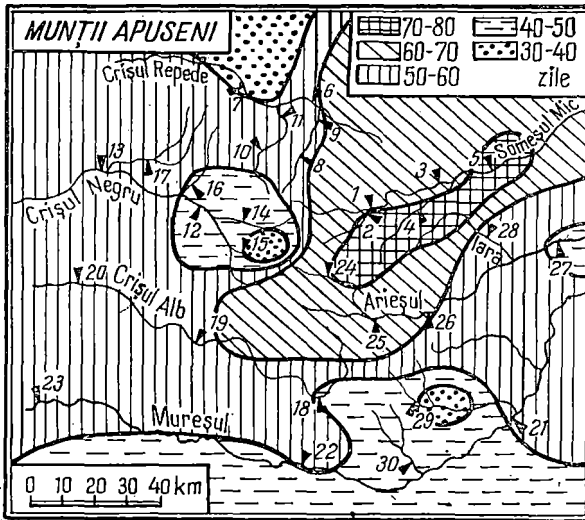


Fig. 5. Durata medie a fenomenelor de îngheț.

fost observată pe toate râurile în iernile anilor 1953—54 și 1963—64, când a depășit 100 zile în bazinul Someșului la Beliș (119 zile) și la Cluj (117 zile), iar la restul râurilor a fost cuprinsă între 15—22 zile în bazinul Beiușului, 61—77 zile în bazinul Iadului, al Arieșului și în zonele depresionare (Ciucea 74 zile, Valea Drăganului 77 zile, Gurahonț 72 zile, Ineu 75 zile) și 82—94 zile pe Mureș la Alba Iulia și Brănișca.

În ceea ce privește durata redusă a podului de gheață ca și a celorlalte fenomene de îngheț din bazinul Beiușului, semnalată și de către I. Berindei [1] și pusă exclusiv pe seama alimentării carstice, considerăm că se datorește unor condiții locale deosebite rezultate din acțiunea combinată atât a factorului natural cât și a factorului antropogen. Ultimul acționează prin deversarea apelor reziduale industriale și menajere ale centrelor riverane, iar primul prin apele colectate din trei zone carstice extinse (Vașcău, Padiș, Pădurea Craiului), nefiind exclus însă și aportul unor ape termale, ivite de-a lungul liniilor de falii care încadrează și traversează bazinul Beiușului și a căror existență este semnalată aval de Beiuș la Răbăgani, Cosdeni și Tinca.

Aceleași cauze împiedică formarea podului de gheață pe râul Geoagiu la postul Geoagiu (deversarea după epurare a apelor menajere de la sanatoriul T.B.C., apele termale și carstice). În cazul Arieșului la Turda, existența podului de gheață a fost semnalată o singură dată în 12 ani și cu o durată de numai 9 zile, datorită modificării regimului termic al Arieșului prin apele reziduale industriale și menajere. O situație asemănătoare, cu efecte mai puțin vizibile, manifestată prin micșorarea duratei și frecvenței podului de gheață avem în cazul Ampoiului la

nii noiembrie, pentru zonele depresionare din nordul și estul Munților Apuseni (Beliș, Ciucea, Valea Drăganului, Baia de Arieș) și între a treia decadă a lunii decembrie pentru râurile din partea vestică, la posturile Beiuș, Poșola, Gurahonț, Radnă. Podul de gheață durează în medie de la 12 zile, în bazinul Beiușului la Beiuș și Pietroasa pînă la 60—68 zile în bazinul Someșului Mic (Beliș 65 zile, Someșul Cald 68 zile, Cluj 65 zile).

Durata maximă a podului de gheață a

postul Zlatna, în timp ce la Drăgan (Pîrîul Crucii-amonte) și la Someșul Rece, aceleași efecte au cauze de ordin dinamic.

Temperaturile pozitive ale aerului, care apar în timpul zilei, spre sfîrșitul iernii, contribuie în mare măsură la topirea zăpezii și la schimbarea structurii gheții, iar creșterea debitului provoacă fragmentarea și desprinderea podului de gheață și a gheții de la maluri, care antrenate de curent formează curgerile de sloiuri de la sfîrșitul perioadei de îngheț. Durata acestora este cuprinsă între 1—16 zile. Cînd procesul de distrugere a podului de gheață se produce brusc (prin intervenția combinată a factorilor climatici și a celor dinamici), sloiurile se aglomerează în secțiunile înguste, la coturi sau obstacole (poduri), formînd zăpoarele. Fenomenul este destul de frecvent și cu efecte negative prin revărsările pe care le poate provoca în amonte. Formarea zăpoarelor a fost înregistrată, în perioada analizată, la 10 din cele 30 posturi hidrometrice, cu o frecvență maximă de 28% din totalul anilor și cu o durată maximă de 24 zile la Someșul Cald (1963). În general durata zăpoarelor este cuprinsă între 1—6 zile la Beliș, Someșul Rece, Cluj, Pîrîul Crucii, Holod, Alba Iulia și Radna, între 1—11 zile la Gurahonț și 17—18 zile la Vadu Crișului.

Stabilizarea temperaturilor medii zilnice pozitive ale aerului duce la dispariția fenomenelor de îngheț, care se produce în medie între prima decadă a lunii februarie și prima decadă a lunii martie.

Data tîrzie a dispariției fenomenelor de îngheț este însă cuprinsă între a treia decadă a lunii februarie (în bazinul Beiușului) și a doua decadă a lunii aprilie (la Beliș).

Durata totală a fenomenelor de îngheț, pe râurile din Munții Apuseni variază în medie între 40 și 80 zile, cu excepția Ampoiului la Zlatna (28 zile), a Băiței (cu 34 zile) și a Drăganului la Pîrîul Crucii (cu 37 zile).

Durata maximă, înregistrată în iernile anilor 1953—54 și 1963—64, oscilează între 70—130 zile, cu aceeași repartiție teritorială și cu aceeași excepții (Zlatna 50 zile și Băița 62 zile).

Munții Apuseni fiind situați într-o zonă de tranziție în care se întrepătrund influențele climatice continentale cu cele oceanice și submediteraneene și unde se resimt efecte föhnale (pe versantele estice), se caracterizează prin instabilitatea fenomenelor de îngheț. Intercalarea unor perioade cu temperaturi pozitive, în timpul iernii, provoacă întreruperea fenomenelor de îngheț care pot apare de 2 pînă la 8 ori în același an.

BIBLIOGRAFIE

1. Berindei, I., *Fenomene de iarnă în grupa vestică și sud-vestică a rețelei hidrografice din R.P.R.*, „Studia Universitatis Babeș—Bolyai”, Series II, Fasc. 1, 1959.
2. Buta, I., Anițan, I., *Fenomene de iarnă pe râurile bazinului Someș*, „Studia Univ. Babeș—Bolyai”, Series Geol.-Geogr., Fasc. 1, 1965.

3. Stănescu, S. și colab., *Bazinul hidrografic al râului Mureș. Monografie hidrologică*. „Studii de hidrologie, I.S.C.H.“, VI, Buc., 1963.
4. Újvári, I., *Hidrografia R.P.R.*, Ed. Științifică, Buc., 1959.
5. D.G.H., *Anuarele hidrologice pe anii 1951—1965*.
6. D.G.H., *Buletinul lunar al observațiilor meteorologice din R.P.R.*, anii 1951—1962.

ЗИМНИЕ ЯВЛЕНИЯ И РЕЖИМ ЗАМЕРЗАНИЯ НА РЕКАХ ГОР АПУСЕНЬ

(Резюме)

Исследование зимних явлений и режима замерзания на реках Гор Апусень основано на анализе данных, зарегистрированных в период 1951—1965 гг. 30 гидрометрическими станциями, которые, покрывая всю поверхность, делают возможным территориальное обобщение.

Важнейшие явления замерзания, отмеченные автором, были: лёд у берегов, течения льдин, ледяной мост и потоки. Эти явления могут появляться начиная с первой декады ноября (в северной и восточной частях), однако в среднем они отмечаются между первой и третьей декадой декабря (раньше на востоке и позднее на западе). Исчезновение этих явлений имеет место в среднем между первой декадой февраля и первой декадой марта.

Появление и исчезновение явлений замерзания обусловлены климатическими факторами и испытывают сильное влияние местных факторов (рельеф, скорость, дебит, источники снабжения и т. п.)

WINTER PHENOMENA AND THE FREEZING REGIME ON THE RIVERS FROM THE APUSENI MOUNTAINS

(Summary)

The study of the winter phenomena and of the freezing regime on the rivers from the Apuseni Mountains is based on the analysis of the data registered at 30 hydrometer stations in the period 1951—1965. These 30 stations cover the entire surface making possible the territorial generalization.

The main freezing phenomena which had been pointed out were: ice to the shore, flowing of the floating ices, ice bridge, ice dams. These phenomena may appear beginning with the first decade of November (in northern and eastern part) but, on an average, they are observed between the first and the third decade of December (earlier in east and later in west). The disappearance of these phenomena takes place, on an average, between the first decade of February and the first one of March.

The appearance and disappearance of the freezing phenomena is conditioned by climatic factors and strongly influenced by local factors (relief, speed, flow, supplying sources etc.).

UNELE METODE DE DETERMINARE A MEDIULUI MORFODINAMIC PRIN STUDIUL DEPOZITELOR NISIPOASE

de
IOSIF TÖVISSI

Comunicare prezentată în ședința Catedrei de geografie fizică, la 2 decembrie 1967

Metodele analitice-tehnice în observarea condițiilor morfodinamice actuale și în reconstituirea morfodinamicii trecutului, au obținut, în ultima vreme, o aplicare largă în geomorfologie.

Din rezultatele obținute prin observație și experiment se știe că fiecare mediu morfodinamic imprimă depozitelor sedimentare detritice anumite caracteristici *litologice* (stratificație, sortare granulometrică, orientare), *petrografice* (concentrarea componentilor rezistenți), *morfometrice* (de formă) și *morfoscopice* (aspecte de suprafață). Cu alte cuvinte, materialul detritic se adaptează la condițiile morfodinamice, adaptarea fiind *oglundirea acestor condiții*.

Variatatea mare a factorilor și complexitatea interacțiunii fenomenelor naturale este de așa manieră, încît determinările analitice unilaterale nu dau niciodată rezultate complete și concludente asupra întregii dinamici a mediului. Din această cauză, în ultimele decenii, numărul procedeelelor de determinare calitativă a crescut în mod considerabil.

Rezultatul analizelor de materiale este cu atît mai exact, cu cît un eșantion este supus unui număr mai mare de determinări. Am efectuat analiza granulometrică a mai multor loturi de nisip și am obținut, în majoritatea cazurilor, curbe granulometrice *de tipul sigmoid* (fig. 1). Acest tip de curbă granulometrică caracterizează nisipurile cu o selecție limitată la o singură grupă de diametre, fiind depuse în condiții de acumulare liberă¹, atît în mediu eolian cît și în cel acvatic (fluviatil sau litoral), avînd un grad de sortare ridicat.

Pe baza analizei granulometrice, după cum se vede, putem să ne dăm seamă în special de condițiile de depunere și de gradul de sortare.

¹ J. Tricart, 1965.

Asupra calității mediului morfodinamic obținem, pe această cale, date insuficiente.

Pentru cunoașterea mediului în care s-a format complexul litologic trebuie să recurgem, pe lângă granulometrie și analiza dispozițiilor, la studiul aspectelor morfometrice și morfoscopice ale nisipului de cuarț și de cuarțit, care ne indică și calitatea acestuia.

Morfometria nisipurilor constă în determinarea anumitor *caractere de formă* (izometrie, sfericitate, rulare), iar *morfoscopia*, în exprimarea *aspectelor de suprafață* (habitus).

Scopul analizelor morfometrice și morfoscopice constă, în esență, în stabilirea deosebirilor existente, caracteristice diferitelor medii morfodinamice de fasonare.

În legătură cu modul și gradul de uzură a granulelor de nisip de cuarț și cuarțit, s-a constatat că acestea se deosebesc fundamental la granulele fasonate în medii morfodinamice diferite. După calculele lui Mackie, granulele de cuarț suferă o tocire de circa 1,6 ori mai mare în mediul eolian decât în cel fluviatil, dacă vitezele de deplasare sînt egale în timp dat.

Pentru determinarea calitativă a indicilor de mai sus au fost elaborate o serie de metode, dintre care vom prezenta pe scurt cîteva, unele dintre ele fiind aplicate și de noi în cercetări.

I. *Metode vizuale directe*. Acestea permit obținerea unor valori caracteristici prin studii efectuate la microscop.

II. *Metode de măsurare indirectă*. Se bazează pe reproducerea granulelor în *modele* (proiectare în plan, sau fotografiere), necesitînd, pe lângă o aparatură specială, foarte multe calcule.

III. *Metoda unghiurilor de rostogolire* permite determinarea rapidă a caracteristicilor de rulare, fără reproducerea granulelor.

I. 1. *Metoda morfometrică a lui Hagermann* (citată de P. Kriván 1957). Hagermann, prin măsurători microscopice, a determinat valorile L (axul mare) și I (lățime) ale particulelor de nisip. Rezultatele măsurătorilor le-a reprezentat pe sisteme de coordonate. Pe axa absciselor a trecut valorile L , iar pe ordonata cîtul $1/L$, obținînd cîte un cîmp de repartiție pentru fiecare lot de nisip, compus din 100—150 particule.

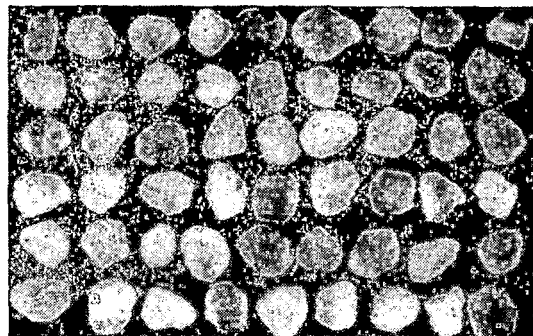
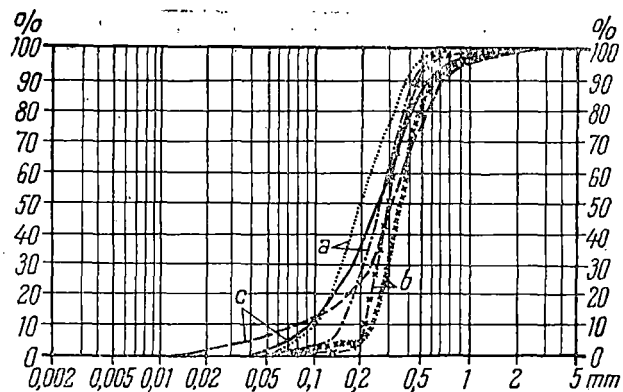
Pe baza formei cîmpului a distins trei tipuri principale de fasonare:

- a) *nisip fluviatil*, cu limita inferioară a cîmpului dantelată;
- b) *nisip eolian*, cu limita de jos a cîmpului rotunjită, iar cea de sus dreaptă, cu punctele concentrate la suprafețe mici;
- c) *nisip amestecat*, la care cîmpurile de repartiție nu au caractere specifice.

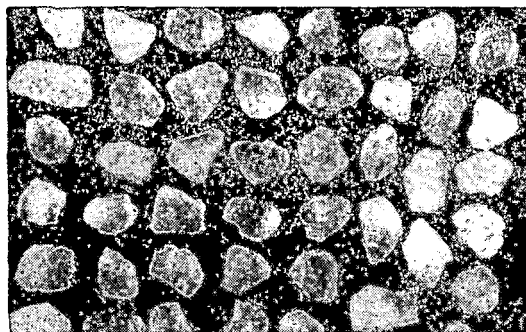
I. 2. *Metoda lui Miháltz-Ungár*. Autorii deosebesc, pe baza formei, două categorii de nisip extreme și una intermediară:

- a) *granule angulare*, b) *granule subangulare* și c) *granule rotunde* (sferice).

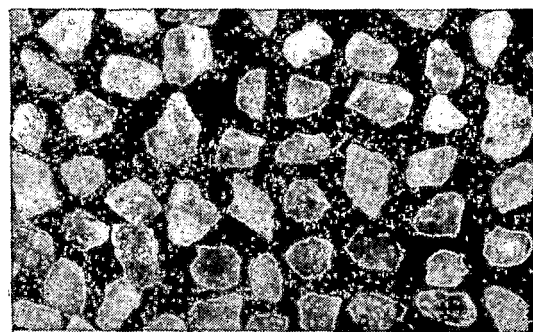
Cele trei categorii de formă apar atît în depozitele de nisipuri fluviatile, cît și în cele eoliene, însă nisipul fluviatil este format din cate-



a



b



c

Fig. 1. Compararea unor nisipuri fasonate în medii morfodinamice diferite. Curbele granulometrice de tip *sigmoid* trădează c selecție sensibilă la fracțiunea cuprinsă între 0,1—0,5 mm a nisipului eolizat (curbele a și b) și între 0,05—0,5 mm a nisipului fluviatil (curbele c). Deosebiri calitative ale mediului morfodinamic de depunere se relevă în forma și aspectul de suprafață a granulelor fotografiate. Cliseul a reprezintă un nisip bine eolizat, recoltat din Cimpia Nirului; b, un nisip slab eolizat, aparținând Nirului Comolăului-Reci; iar c un nisip fluviatil în care predomină elementele unghiulare și subunghiulare, recoltat din terasa Oltului de la Hoghiz.

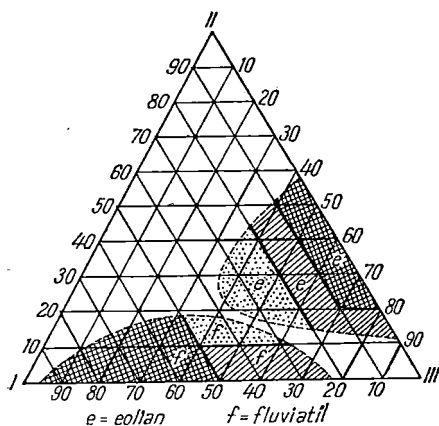


Fig. 2. Diagramă triunghiulară pentru reprezentarea diferitelor tipuri de nisip, indicând mediul morfodinamic de fasonare (după I. Mihăltz, 1954).

pentru caracterizarea morfometrică a granulelor de nisip, disting, prin criterii simple, vizuale, cu ajutorul microscopului binocular, cinci grupe:

- a) granule neuzate, fiind marcate cu inițialele Nu și valoare 0;
- b) granule cu colțuri rotunjite (subangulare) SA „ 2;
- c) granule rotunjite (cu muchii net tocite) R „ 4;
- d) granule ovoide OV „ 6;
- e) granule sferice (raportul $L/1 =$ sub 1,5) Sf „ 8.

Pentru exprimarea mai complexă a uzurii se studiază și suprafața granulelor, distingând tot cinci categorii de uzură (tabelul 1):

Tabel 1

	NU (0)	SA (2)	R (4)	OV (6)	SF (8)
1	x	x	0	0	0
2	x	x	x	x	x
3	0	x	x	x	x
4	x	x	x	x	x
5	x	x	x	x	x

pe acest tabel sub forma unui simbol, care îi corespunde. Semnul X se aplică în cazul când amândouă notele sînt bine reprezentate, iar 0, cînd una dintre note o exclude pe cealaltă (ex. nisipul cu luciu natural nu poate fi ovoid sau sferic); x-ul apare în cazul, cînd una dintre note este mai slab evidențiată.

II. 1. *Indicele de rulare a nisipurilor.* Pentru determinarea acestor valori, H. Wadell a elaborat o metodă care se bazează pe raportul

goria a și b, în timp ce cel eolian prezintă foarte multe particule rotunde, din categoria c.

Determinarea se face pe bază de comparare a materialului analizat, sub microscop, cu forme etalon, iar prin metode statistice se exprimă participarea procentuală a diferitelor categorii de nisip din lot. Se determină un număr de 100—150 granule de probă.

Reprezentarea grafică a rezultatelor se face cu ajutorul unor diagrame triunghiulare (fig. 2). Transpunînd pe acestea mai multe probe, obținem cîmpuri de împrăștiere care dau tipul de fasonare (mediul morfodinamic).

I. 3. Metoda lui A. Cailleux—J. Tricart. Acești autori,

1. granule cu luciu natural,
2. granule cu suprafață mată,
3. granule cu suprafață lucioasă,
4. granule cu suprafață punctată
5. granule cu suprafață murdară.

Reprezentarea combinată a formei și aspectului de suprafață, cu ajutorul tabelului, permite ca interpretarea rezultatelor să fie mai ușoară. În timpul analizei fiecare granulă este identificată și reprezentată

dintre suma razelor r ale curburilor diferitelor proeminente ale circumferinței proiectiei și raza cercului maxim inscriptibil în această circumferință, adică R (fig. 3). În cazul determinării a N proeminente (r) ale curburilor, formula de determinare a indicelui de rulare a fiecărei particule va fi:

$$Ir = \frac{Sr}{N \cdot R} \cdot 10$$

Pentru determinare, se desenează conturul a cel puțin 50 de particule (se fotografiază și se mărește la dimensiuni preferate) și se determină valorile r , numărul lor N și valoarea lui R . Determinarea acestor parametri se face cu ajutorul unui șablon „fintă” având cercuri concentrice dispuse din 2 în 2 mm, desenate pe celuloid sau pe hârtie transparentă.

Reprezentarea rezultatelor. Din indicii individuali ai unui lot se stabilesc 10 clase care se redau pe axa absciselor, iar frecvența pe grupe în procente, pe axa ordonatelor sistemului de coordonate, obținându-se diferite histogramme comparabile, în funcție de uzura nisipului (I. T. Övissi 1966)².

II. 2. *Metoda lui A. Cailleux.* Autorul adoptă ca indice de rulare raportul dintre diametrul curburii celei mai mici de pe circumferința proiectiei granulelor ($2r_1$) și axul lor mare (L), valori care aplicate în calcule vor da totdeauna sume negative. Pentru transformarea valorii

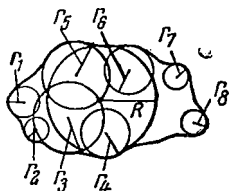


Fig. 3. Determinarea valorilor r și R prin metoda lui H. Wadell, în cadrul unei circumferințe proiectate.

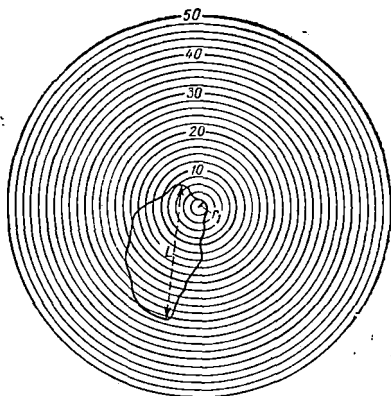


Fig. 4. Determinarea valorii r_1 și L prin metoda lui A. Cailleux, cu ajutorul șablonului lui Wadell.

² Mod de reprezentare aplicat de noi.

în cifre întregi, $2r_1$ se înmulțește cu 1000, indicele variind astfel între 1 și 1000, iar formula va fi:

$$I_r = \frac{2r_1 \cdot 1000}{L}$$

Tabel 2

Nr crt.	2000 r_1 m m	L mm	Cîtul	Grupa
1	2000	45	44	I
2	10000	45	222	V
		etc.		
100	9000	15	600	XII

Rezultatul măsurătorilor se trece într-un tabel (tabelul 2). Pentru reprezentarea grafică pe sistemul de coordonate, în care pe axa absciselor vom trece grupele (I—XX) iar pe ordonata frecvența în procente, vom efectua calculele conform formulei. Procentele le vom obține în raport cu suma totală a granulelor determinate din lot.

Histograma obținută se confruntă cu histogramele etalon stabilite de A. Cailleux (1947, 1963); astfel putem determina mediul morfodinamic de fasonare a nisipului studiat.

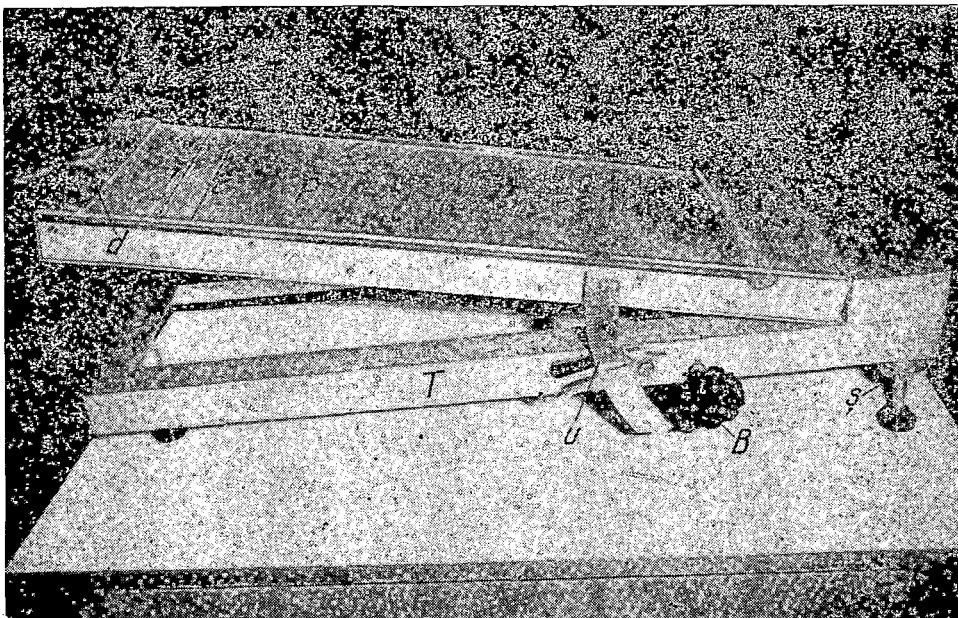


Fig. 5. Aparatul Krygowski (confectionat în atelierele Universității din Cluj, perfecționat I. Tövissi 1965). T = talpa reglabilă cu ajutorul celor trei șuruburi s ; B = butonul de fixare a planului de rostogolire la unghiul (u) preferat; P = planul de rostogolire (sticlă mată); d = dispozitiv de împingere a nisipului pînă la prima linie (1).

III. *Metoda unghiurilor de rostogolire* (B. Krygowski (1937) a întocmit un aparat simplu, cu ajutorul căruia se poate determina, foarte rapid și fără aparatură costisitoare, indicele de rulare a nisipurilor (fig. 5).

Metoda se bazează pe principiul că la un grad de înclinare a planului de rostogolire, din nisipul pus în mișcare se rostogolesc totdeauna mai înainte granulele cele mai rotunde, cele angulare rămânând pe loc chiar la un grad mai mare de înclinare.

Din nisipul cu diametrul de 0,6—0,8 mm se iau fără alegere 100 de granule de cuarț sau cuarțit; lotul de studiu se așază pe partea superioară a planului de rostogolire, deasupra marcajului iar placa se reglează la 2 grade, și nisipul se împinge pînă la prima linie a marcajului. Firicelele cele mai rotunjite se vor rostogoli, depășind cea de-a doua linie; aceste granule se adună într-un tub de probe. Operațiunea se repetă la același unghi încă de două ori, iar numărul nisipului trecut de linia a doua la cele trei încercări, se notează în formularul de analiză (tab. 3). După aceasta, se ridică planul de rostogolire cu încă două grade. Operațiunea de mai sus se repetă, prin ridicarea plăcii din 2 în 2 grade, pînă cînd nu mai rămîne nisip pe planul de rostogolire.

Calculul, formularul de analiză. În prima rubrică (U), a formularului de analiză (tab. 3) figurează valorile de unghiuri, la care se fixează planul de rostogolire. În rubrica a doua (C) trecem valoarea constantelor de multiplicare, în sens descrescînd de sus în jos, de la 10 la 1, sau la nevoie la —1. În rubrica 3 (N) notăm numărul granulelor rostogolite pe plan după cele 3 încercări, iar în cea de-a 4-a (P) produsul înmulțirilor valorilor din coloanele 2 și 3. Totalul produsului înscris în coloana 4 reprezintă indicele de rulare a nisipului analizat. Împărțind aceste valori la numărul granulelor determinate din lot, obținem indicele mediu pentru proba de nisip.

Se evidențiază net faptul că, cu cît granulele de nisip sînt mai rulate, cu atît valoarea I_r va fi mai mare, ajungînd pînă la peste 6 în cazul nisipurilor deșertice bine eolizate, și rămînînd între 2—3 în cazul nisipurilor fluviale.

Pentru demonstrarea celor mai sus, am efectuat determinări la 3 loturi de nisip, de origine diferită. Nisipul din Cîmpia Nirului, de lîngă Carei, arată o eolizare bună, $I_r = 4,77$; cel de la Mestecănișul Reci o eolizare slabă: $I_r = 4,20$, iar nisipul din terasa Oltului de la Hoghiz a dat o valoare de rulare scăzută: 3,40 față de nisipul de la Kharga-Africa (determinat de Borsy Z. 1965), la care indicele de rulare este de 6,25 (tabelul 4).

Tabela 3

U	C	N	P
1	2	3	4
2	10 etc.	2	20
16	3	6	18

Avantajul acestei metode constă în rapiditatea ei mare față de cele anterioare (o probă se poate determina într-o oră). Singura deficiență, pe care o putem remarca este aceea că se pot determina numai nisipuri cu diametrul de peste 5 mm.

Tabel

U	C	KHARGA		CAREI		RECI		HOGHIZ	
		N	Produs	N	Produs	N	Produs	N	Produs
2	10	2	20	—	—	—	—	—	—
4	9	3	27	1	9	—	—	—	—
6	8	15	120	3	24	3	24	—	—
8	7	27	189	10	70	4	28	4	28
20	6	23	138	16	96	10	60	12	72
12	5	17	85	18	90	17	85	10	50
14	4	7	28	32	128	36	144	11	44
16	3	6	18	20	60	21	63	24	72
18	2	—	—	—	—	7	14	35	70
20	1	—	—	—	—	2	2	4	4
22	0	—	—	—	—	—	—	—	—
		100	6,25	100	4,77	100	4,20	100	3,40

În ce privește precizia metodei Krygowski, am observat că această nu rămîne în urma celorlalte, pe care le-am trecut în revistă. Am reușit să obținem diferențe de rostogolire foarte fine în cazul unei coloane litologice de nisip de la Reci. Se remarcă, în cazul acestui profil, că indicele de rulare a nisipului de cuarțit scade de la suprafață spre adînc. Acest lucru se confirmă și prin faptul că scade și gradul de sortare a nisipului, iar diametrul particulelor crește în acest sens. Toate acestea subliniază un lucru important și anume: nisipul terasei a II-a și a III-a ale Rîului Negru, a fost remaniat pe cale eoliană doar în părțile sale superioare, fapt dovedit de altfel și în structura litologică a acestuia, confirmînd rezultatele lui M. Iancu (1965) obținute în acest sens.

BIBLIOGRAFIE

1. Borsy, Z., *Abrollungsuntersuchungen an ungarischen Flugsanden*. „Földrajzi Értesítő“, XIV, nr. 1, Budapeșt, 1965.
2. Corbel, J., *Etudes sur l'érosion actuelle (Problèmes techniques)*. „Rev. Géogr. de l'Est“, III, nr. 4, 1963.
3. Cornea, I., *Rolul experimentului în cunoașterea științifică*. Editura Științifică, București, 1961.
4. Iancu, M., *Relieful de dune de la Reci*. „Comunicări de geografie. S.S.N.G.“, III, București, 1965.
5. Köster, E., *Möglichkeiten und Grenzen granulometrischer und morphometrischer Untersuchungsmethoden in der geographischen und geologischen Forschung*. „Petermanns Geographische Mitteilungen“, 106, 2. Quartalsheft, Frankfurt a. Main, 1962.
6. Kriván, P., *Sedimentological evaluation of Hagermann's grain size method*. „Bulletin of the Hungarian Geological Society“, LXXXVII, Budapeșt, 1957.
7. Makkaveev, N. I., și Colab., *Geomorfologie experimentală* (în limba rusă), 1961.

8. Miháltz, I., Ungár, T., *Determination of fluviatile and boun sand*. „Bulletin of the Hungarian Geological Society“, **LXXXIV**, Budapest, 1954.
9. Mihăilescu, N., *Diagrammes concernant le nombre de mesures nécessaires aux études morphométriques*. „Rev. Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie“, Série Géol., **IX**, București, 1965.
10. Mihăilescu, V., *Asupra teraselor morfologice*. Cursuri. București, 1945.
11. Morariu, T., *Méthodes de recherche géomorphologique appliquées aux Carpates roumaines*. „Annales de géographie“, **LXXV**, no. 4, Paris. 1966.
12. Pécsi, M., Pécsi, É., *Méthodes de recherche d'histoire de l'évolution des vallées et des terrasses*. Budapest, 1960.
13. Roșu, Al., *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort*. Manuscris, teză de doctorat sub îndrumarea prof. T. Morariu, Cluj, 1961.
14. Schultz, H., *Über neuere Forschungsmethoden in der Geomorphologie*. „Geographische Berichte“, **1**, 1, 1965.
15. Tövissi, I., *Metode și mijloace de cercetare în geomorfologie*. Curs universitar, manuscris, Cluj, 1966.
15. Tricart, J., *Principes et méthodes de la Géomorphologie*. Masson et C-ie éditeurs, Paris, 1965.
17. Tricart, J., Cailleux, A., *Initiation à l'étude des sables et galets*. Centre de documentation universitaire. Paris, 1963.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОРФОДИНАМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ИССЛЕДОВАНИЕМ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(Резюме)

Автор делает обзор некоторых методов исследования, применяемых в последнее время в геоморфологии. Подчеркивается большое значение приёмов морфометрических и морфоскопических определений, без которых, путём простого гранулометрического анализа и исследования положения осадочных элементов, нельзя обнаружить морфодинамическую среду, в которой формировалось отложение. После критической оценки важнейших технических приёмов анализа автор излагает наиболее дешёвый и скоростной метод: метод углов скачивания, разработанный Б. Крыговским (1937). Данный метод был применён автором этой работы начиная с 1965 г. в лаборатории геоморфологии Клужского университета. Получены хорошие результаты.

SOME METHODS OF THE DETERMINATION OF MORPHODYNAMIC MEDIUM BY STUDY OF SANDY DEPOSITS

(Summary)

The author reviews some investigation methods which have been recently applied in geomorphology. It is emphasized the great importance of the morphometer and morphoscopic determinations without which, only by granulometric analysis and by study of the position of detrital elements, the morphodynamic medium, in which the deposit came into being, cannot be discovered. After a critic estimation of the main analysing technical proceedings the author discusses in detail the cheapest and the most rapid method that of the rolling angles elaborated by Krygowski (1937). The author successfully applied this method at the University of Cluj, since 1965.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL INFLUENȚEI RELIEFULUI DE TERASĂ
ÎN PEDOGENEZĂ, PE TERASELE SOMEȘULUI MIC
ȘI SOMEȘULUI MARE

de

IOLANDA BĂLINT și NICOLAE RABOCA

În legătură cu influența reliefului de terasă în formarea solurilor, H. Marguliș (1963) arată că în general solurile de pe terase sînt mai tinere decît cele situate în regiunile înconjurătoare și că, respectiv cele ale teraselor superioare sînt mai vechi decît ale teraselor inferioare. Majoritatea autorilor se mulțumesc cu aceste constatări cu totul generale și numai un număr restrîns a încercat să urmărească raportul existent între vîrsta teraselor și repartiția geografică a solurilor, precum și caracterele specifice ale solurilor de pe diferite nivele de terasă. (N. Cernescu și colab. 1958, A. Conea și A. Popovăț 1960, E. Fotakievă 1964.)

Prin lucrarea noastră dorim să aducem unele contribuții la lămurirea acestor probleme, urmărind condițiile existente pe terasele Someșului Mic și Someșului Mare.

Pê Someșul Mic, T. Morariu și colab. (1960, 1963) au pus în evidență opt nivele de terasă (T_1 2—3 m; T_2 14—15 m; T_3 24 m; T_4 35 m; T_5 55 m; T_6 80 m; T_7 95—100 m; T_8 137 m), iar în zona de confluență a Someșurilor precizează nouă nivele (T_1 2—3 m; T_2 8—15 m; T_3 18—22 m; T_4 35—37 m; T_5 55 m; T_6 75—80 m; T_7 90—110 m; T_8 140 m; T_9 160—180 m). A. Kéz (1943) descrie pe Someșul Mare șase nivele de terase, mai mult sau mai puțin bine individualizate (T_1 2—3 m; T_2 7—8 m; T_3 23—24 m; T_4 52—53 m; T_5 72—75 m; T_6 90—100 m).

În explicarea cauzelor care au generat aceste sisteme de terase T. Morariu și V. Gîrbacea (1960) menționează atît variațiile climatice din cuaternar, cît și oscilațiile nivelului de bază panonic. Referitor la vîrsta lor, arată că nivelele șapte și opt pot fi considerate pliocene, nivelele doi, trei și patru pot fi puse în legătură cu perioadele glaciare Riss și Würm, iar nivelele cinci și șase se pot atribui pleistocenului inferior.

După cum reiese din studiile pedologice anterioare (N. Cernescu și colab. 1958; M. Nemeș și colab. 1957, 1963) Someșul Mic și Some-

șul Mare străbat zona solurilor brune de pădure, fiind însoțite de soluri aluviale, soluri brune de pădure, brune podzolite, podzolari secundare, soluri brune deschise de pantă și soluri negre de fineață umedă.

Pentru elucidarea raportului dintre terasele Someșului Mic și ale Someșului Mare, și repartitia geografică a solurilor de pe respectivele nivele, am efectuat numeroase profile transversale în diferitele sectoare ale acestor riuri, plasînd cîte unul sau mai multe profile pedologice pe fiecare nivel. Studii mai amănunțite am efectuat în zona Dej—Mănăstirea, unde nivelele de terasă sînt mai bine reprezentate atît ca număr cît și ca extensiune (fig. 1 și fig. 2).

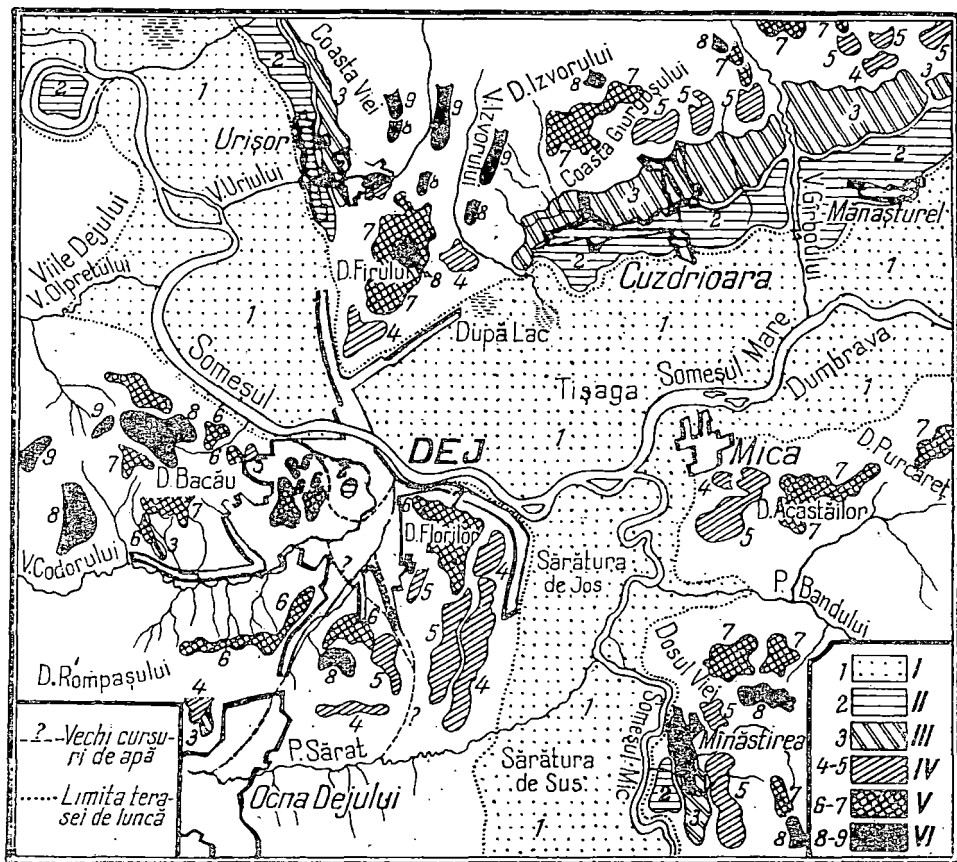


Fig. 1. Răspîndirea solurilor pe terasele Someșului în împrejurimile Dejului. I. Soluri aluviale carbonatate. II. Soluri humico-gleice în evoluție spre solurile brune de pădure. III. Soluri brune de pădure. IV. Soluri brune de pădure slab și mediu podzolite. V. Soluri brune de pădure mediu și puternic podzolite. VI. Soluri brune de pădure puternic podzolite și soluri podzolice argilo-iluviale. Cifrele din hartă și legendă reprezintă numărul terasei.

Harta teraselor după T. Morariu și colaboratorii.

Urmărind astfel îndeaproape repartiția solurilor pe diferite nivele de terasă, am constatat un paralelism strins între acestea și tipurile, respectiv subtipurile genetice de soluri realizate pe ele. De-a lungul ambelor Someșe terasa de luncă se caracterizează prin predominarea solurilor aluviale carbonatate. Pe porțiunile mai coborâte, cum sînt meandrele părăsite sau diferitele forme depresionare, datorită nivelului ridicat al apelor freatice, a gradului de salinizare mai înaintat și pe alocuri a inundațiilor, procesul de solificare s-a îndreptat spre formarea solurilor aluviale în diferite grade de lăcoviștire și sărăturare. Pe terasa a doua, întâlnim ca soluri caracteristice pe cele humico-gleice în evoluție spre solurile brune de pădure. În funcție de microrelief și apa freatică apar și aici, însă la o mai mică amploare, soluri mai mult sau mai puțin lăcoviștite. De-a lungul Someșului Mic și al Someșului Mare, solurile brune de pădure, sub forma lor tipică, apar începînd cu terasa a treia. De la acest nivel pot fi semnalate și procese de podzolire, însă numai în partea superioară a cursului. Procesele de podzolire devin clare la nivelul teraselor patru și cinci, unde solurile brune de pădure prezintă în general o podzolire slabă pînă la medie. Pentru terasele a șasea și a șaptea sînt caracteristice solurile brune de pădure, mediu și puternic podzolate, iar pentru terasa a opta și a noua, solurile brune de pădure puternic podzolate și solurile podzolice argilo-iluviale.

Urmărind în continuare și unele caractere specifice ale solurilor de pe nivelele de terasă amintite, se poate observa conturarea anumitor legități.

Carbonații apar de la suprafață numai în cazul solurilor de luncă. Pe terasa a doua, nivelul efervescentei este situat la adîncimi în jur de 30 cm, iar pe restul teraselor, carbonații sînt spălați în întregime din profilul solului.

Procese de gleizare, sub influența apei freatice situată la mică adîncime, prezintă în special solurile de pe terasa a doua și mai puțin cele de pe a treia. Pentru solurile de pe terasele a patra, a cincea și îndeosebi pentru cele de pe terasa a șasea, sînt specifice procesele de pseudo-gleizare, favorizate de diferențierea texturală a profilului, de apariția unui orizont puternic argilizat și de relieful de terasă, care prin netezimea podului, înlesnește pătrunderea unui exces de umiditate în sol.

Procesele de podzolire, concretizate pe lîngă caracterele morfologice și prin creșterea diferențierii texturale și scăderea gradului de saturație în baze, se pun în evidență începînd cu terasa a patra și devin caracteristice pentru toate celelalte nivele, cu intensitate crescîndă pe măsură ce ne apropiem de terasa superioară. Un proces incipient de podzolire apare și la nivelul terasei a treia, dar numai în bazinul superior al rîurilor.

Procesele de eroziune și de colmatare ale solurilor sînt strins legate de elementele morfologice ale teraselor. Primele sînt mai dezvoltate pe fruntea teraselor, iar cele din urmă pe o fișie din apropierea țîței, profile nederanțate prezentînd în general doar podul terasei.

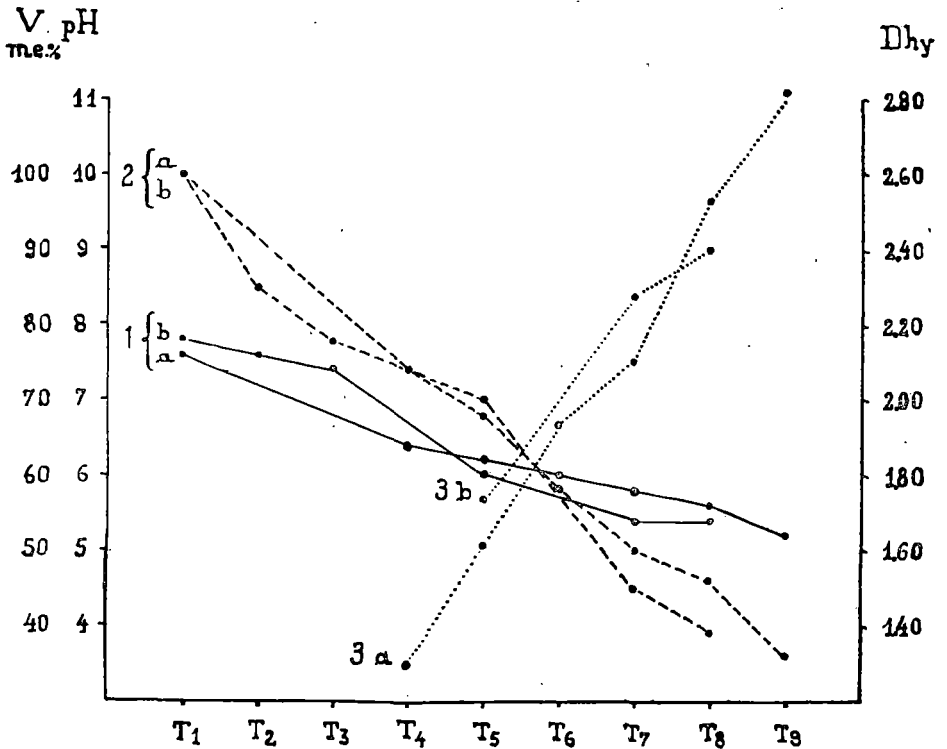


Fig. 2. Variația unor proprietăți fizice și chimice ale solurilor de pe terasele Someșului în împrejurimile Dejului. *a* = Dej. *b* = Mănăstirea. 1 = pH (media pentru orizontul A). 2 = valoarea *V* (media pentru orizontul A). 3 = diferențierea texturală (calculată pe baza valorii *hy*).

Diferențierea pedogenetică a nivelelor de terase studiate se manifestă și sub aspectul folosinței acestora. Astfel, solurile de pe terasa întâia și a doua sînt folosite numai ca arabil, cele de pe nivelele trei, patru și cinci, ca arabil și pășuni, iar restul numai ca pășuni.

BIBLIOGRAFIE

1. Cernescu, N. și colab., *Condiții naturale și solurile depresiunii Baia Mare*. „Cercetări de pedologie”. Buc., Edit. Acad. R.P.R., 1958.
2. Cernescu, N. și colab., *Raionarea pedogeografică a R.P.R.* „Realizări în geografia R.P.R. în perioada 1947—1957”, Buc., Ed. Științ., 1958.
3. Conea, A. și Popovăț, A., *Solurile teraselor Oltului între Carpații meridionali și Dunăre*. „Studii și cercetări de geol.”, V, nr. 3, Buc., 1960.

4. Fotakiewa-Serdewa, E., *Geomorfologische Bedingtheit der Bodenunterschiede im Mittelteil der Donaubene*. "VIII-th Intern. Congr. of Soil Science. Transactions. V.", Buc., 1964.
5. Kéz, A., *Jelentés a Nagy Szamos mentén végzett teraszmorfológiai felvételekről*. „A Magy. Áll. Föld. Int. Évi Jelentése”, 1943/II.
6. Margulis, H., *Pédologie générale*. Paris. Gauthier—Villars, 1963.
7. Morariu, T. și Girbacea, V., *Terasele râurilor din Transilvania*. „Com. Acad. R.P.R.”, X, nr. 6, 1960.
8. Morariu, T. și colab., *Considerații asupra rolului factorilor fizico-geografici în dezvoltarea orașului Dej*. „Studia Univ. Babeș—Bolyai”, Ser. geol.-geogr., fasc. 1, Cluj, 1963.
9. Nemeș, M. și colab., *Harta solurilor din regiunea Cluj*, „Anuarul lucrărilor științifice ale Inst. Agronomic din Cluj”, 1957.
10. Nemeș, M. și colab., *Ridicări pedologice în partea de nord și nord-vest a Cîmpiei Transilvaniei*. „Studii și cercetări de agronomie”, XIV, 1963.
11. Nemeș, M. și colab., *Contribuții la studiul diferențierii texturale a solurilor brune de pădure podzolite și podzoluri secundare*. „Știința solului”, I, nr. 1, 1963.

К ИССЛЕДОВАНИЮ ВЛИЯНИЯ ТЕРРАСНОГО РЕЛЬЕФА В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ НА ТЕРРАСАХ РЕК СОМЕШУЛ МИК И СОМЕШУЛ МАРЕ

(Резюме)

Террасы рек Сомешул Мик и Сомешул Марэ чётко дифференцируются и с педогеографической точки зрения. За исключением пойменной террасы, покрытой аллювиальными почвами и второй террасы, где преобладают глинисто-глеевые почвы, террасы этих рек имеют всё более развитые зональные почвы, начиная с буролесных почв третьей террасы, переходя в слабо, средне и сильно подзолистые буролесные почвы четвёртой, пятой, шестой и седьмой террас и включая широким распространением подзолистых почв с глинисто-иллювиальным горизонтом на восьмой и девятой террасах.

Эти педологические черты, свойственные каждому террасному уровню, кроме морфологических характеристик, конкретизируются и целым рядом химических и физико-химических характеристик, количественно выражаемых следующими данными: уровень вскипания, степень насыщения в основаниях, текстурное дифференцирование.

Педологические характеры, свойственные террасным уровням, настолько очевидны, что их можно использовать и для решения вопросов их освоения; однако для этого необходимо учесть тот факт, что почвы носят отпечаток зоны, в которой находятся соответствующие террасы.

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF THE INFLUENCE OF TERRACE RELIEF IN PEDOGENESIS, ON THE TERRACES OF SOMEȘUL MIC AND SOMEȘUL MARE

(Summary)

The terraces of Someșul Mic and Someșul Mare also differentiate categorically from the point of view of pedogeography. With the exception of flood plain terrace covered with alluvial soils and with that of the second terrace where predominates the humic gley soils, the Someșul Mare and Someșul Mic terraces

present, more and more developed zonal soils, beginning with the brown forest soils from the third terrace, followed by brown forest soils, slight, moderate and strong lessive, from the fourth, fifth, the sixth and the seventh terrace and finishing with the large spreading of the lessive soils from the eighth and ninth terraces.

Besides morphological characters these pedological features, specific to each terrace level are characterized by a series of chemical and physico-chemical characters, quantitatively expressible: the level of effervescence, the degree of saturation, the structure differentiation etc.

The pedological characters, specific to terrace levels are so evident that they may be used in the solving of the problems raised by their connection, but for this it is necessary to take into account the fact that the soils bear the stamp of the zone in which the respective terraces are individualized.

PROBABILITATEA ȘI GRADUL DE ASIGURARE CU PRECIPITAȚII LA STAȚIILE TURDA ȘI CÎMPIA TURZII

de

ION FĂRCĂȘ

Cunoașterea resurselor de apă provenită din precipitații prezintă o mare importanță pentru diferitele ramuri ale economiei naționale. Aceasta este cu atât mai necesară, cu cât distribuția cantităților de precipitații, în condițiile țării noastre este destul de neuniformă.

În această lucrare dăm o scurtă caracterizare a regimului precipitațiilor, pe baza datelor de la cele două stații: Turda și Cîmpia Turzii.

Din punct de vedere climatic, regiunea prezintă câteva particularități proprii, determinate de caracterul topografiei locale, respectiv de adăpostul acesteia la poalele estice ale Munților Apuseni. Temperatura medie anuală la Turda este de 8,4°C, valoare aproximativ egală cu cea din partea centrală a Transilvaniei, dar mai mică față de localitățile situate în partea de sud-est a culoarului depresionar, unde, datorită influențelor vestic, valorile anuale sînt mai crescute. Particularitățile topografice locale au consecințe importante și asupra regimului eolian. Direcțiile cele mai frecvente ale vîntului sînt vest, sud-vest și nord-vest. Masele de aer ajung în regiunea amintită fie pe culoarele văilor, fie prin trecerea peste masivul muntos, dînd aici fenomenul local de föhn.

Aceste particularități explică și cantitățile scăzute de precipitații. Media pe 50 ani este de 552,0 mm la Turda și 538,7 mm la Cîmpia Turzii, în timp ce în partea centrală a Transilvaniei, ca și în partea vestică a Munților Apuseni, precipitațiile depășesc 600 mm.

O caracteristică importantă a acestor cantități de precipitații este distribuția lor inegală în timpul anului. Cantitățile cele mai mici cad în anotimpul de iarnă, 12%, în timp ce vara cresc la peste 40%, o dată cu intensificarea proceselor convective, alături de cele frontale. În anotimpurile de tranziție, cantitățile de precipitații sînt relativ scăzute (25% primăvara și 20% toamna). Variația cantităților de precipitații de la un an la altul constituie un element la fel de semnificativ. Au existat ani foarte secetoși, în care nu s-au înregistrat precipitații aproape două luni consecutive, deși maxima lunară atinsă în intervalul urmărit a fost de 202,0 mm.

Din cele expuse, reiese necesitatea evaluării amănunțite a evoluției în timp a cantităților de precipitații. În acest scop am procedat la calcularea probabilităților și gradului de asigurare, precum și a curbei de asigurare teoretică, pe un interval de 35 ani (1932—1966). Omogenizarea și completarea datelor lipsă a fost făcută prin metoda graficelor de corelație introdusă de O. A. D r o z d o v în 1937.

Probabilitatea și gradul de asigurare au fost calculate după metoda expusă de Alisov, Drozdov și Rubinstein. În acest scop am folosit intervale de valori de 50 mm pentru sumele anuale și anotimpuale și de 20 mm pentru sumele lunare. Probabilitatea exprimată în procente s-a obținut prin raportarea numărului de cazuri corespunzătoare fiecărui interval la numărul total de cazuri. Prin însumarea consecutivă a acestor valori s-a obținut asigurarea totală, cuprinsă între 0 și 100%. Datele obținute au fost transpuse pe grafice sub forma unor curbe normale.

Pentru comparație, am calculat și curba de asigurare teoretică pe anotimpuri și anuală, care prezintă avantajul că ne dă asigurarea pe intervale de ani a sumelor de precipitații. Pentru aceasta am calculat coeficientul de variație, Cv , din relația:

$$Cv = \sqrt{\frac{S(k-1)^2}{n-1}}$$

în care S reprezintă suma, n , numărul de ani, iar k , modulul, rezultat din relația $k = x/X$, unde X reprezintă media intervalului, iar x valoarea corespunzătoare fiecărui an. Am calculat, de asemenea, asigurarea (p) pe intervale pînă la 200 ani (T), din relația: $T = \frac{100}{p}$ pentru p mai mic de 50% și $T = \frac{100}{100-p}$, pentru valori mai mari de 50%. Am extras apoi valoarea funcției f_p din tabele speciale [3] pe baza lui p și a lui $Cs = 2Cv$. În continuare se obține coeficientul de modul k_p , pe baza căruia se calculează cantitățile de precipitații corespunzătoare diferitelor asigurări, X_p :

$$X_p = X \cdot k_p = X(Cv \cdot f_p + 1)$$

Datele obținute au fost transpuse pe grafice, sub forma unor curbe logaritmice.

Analizînd rezultatele obținute, se pot trage unele concluzii cu privire la variabilitatea cantităților de precipitații. Graficele scot în evidență variația probabilității căderii diferitelor cantități de precipitații și asigurarea acestora (fig. 1). Iarna cad cantități reduse de precipitații, cu frecvența maximă în dreptul valorii de 75 mm. Forma mai ascuțită a curbei ne indică stabilitatea acestora în timpul iernii pe un interval de 120 mm. În timpul verii, curba frecvențelor se deschide foarte mult, pe un interval de 400 mm, cu schișarea unui al doilea maxim. Maximul principal se deplasează spre dreapta (175 mm la Turda, 225 mm la Cîm-

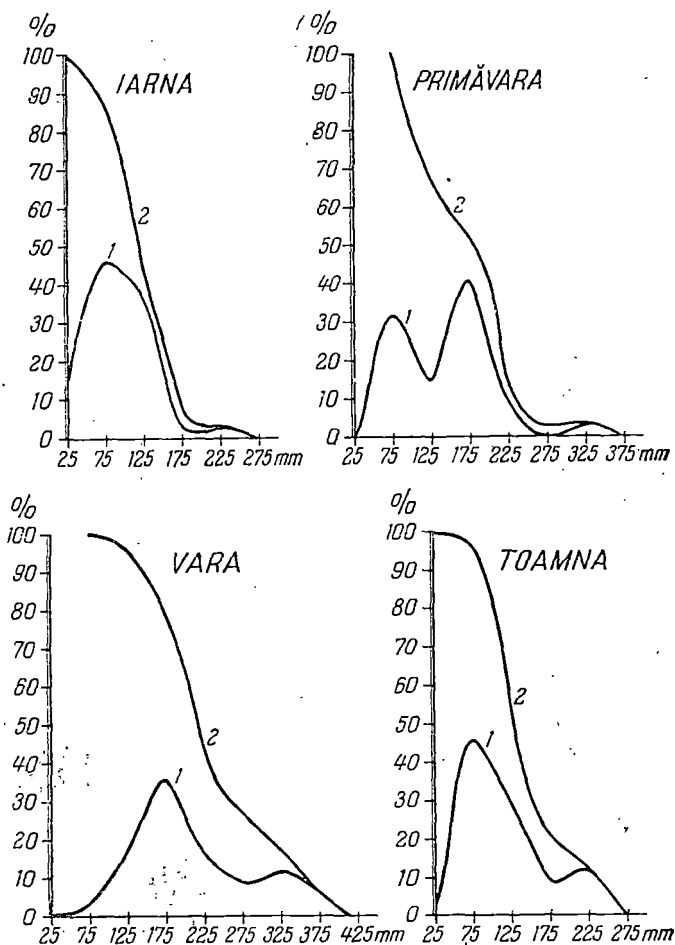


Fig. 1. Probabilitatea (1) și gradul de asigurare (2) la stația Turda.

pia Turzii); se reduce, în schimb, valoarea probabilităților (36% și respectiv 26%). Împrăștierea mare a cantităților de precipitații ne indică instabilitatea lor mare în timpul verii, determinată de instabilitatea maselor de aer, ceea ce corespunde cu observațiile făcute anterior. În anotimpurile de tranziție, graficele prezintă un aspect intermediar, subliniat prin apariția a două maxime, una principală și alta secundară, ceea ce ne indică aceeași instabilitate a cantităților de precipitații. Diferențierile de amănunt sînt cauzate de factori locali, de poziția stației. Acest fapt este mai evident la Turda, unde apar două maxime clar exprimate, iar în timpul toamnei, chiar trei (75 mm, 175 mm și 325 mm).

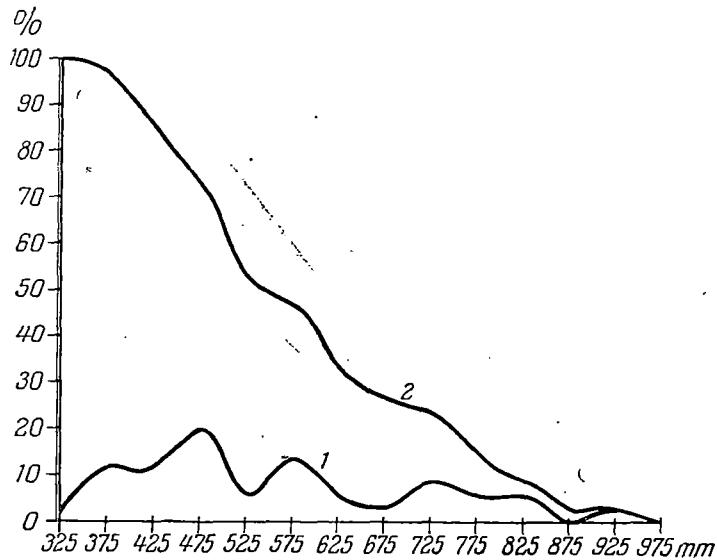


Fig. 2. Probabilitatea (1) și gradul de asigurare (2) anuale ale precipitațiilor la stația Turda.

O imagine mai amănunțită este dată de curbele asigurărilor lunare. Se constată o accentuată instabilitate a cantităților de precipitații în lunile de vară, în comparație cu cele din timpul iernii, mai evidentă tot la stația Turda.

Graficele anuale (fig. 2) prezintă, la rîndul lor, unele caracteristici importante. Se constată și în acest caz o variabilitate a frecvențelor, maxima fiind în jurul valorii de 475 mm, iar intervalul asigurărilor este în medie de 600 mm, cu valorile cele mai mari de 975 mm la Turda și 925 mm la Cîmpia Turzii. Din analiza curbei de asigurare teoretică (fig. 3) reiese că valorile menționate pot surveni la un interval de 50—100 ani, cu o asigurare de 1—2%. Limita maximă posibilă este de 1150 mm, la un interval de 200 ani, cu o asigurare în jur de 0,5%. Limita inferioară este de 325 mm și poate scădea la 250 mm, la un interval de 200 ani. În ceea ce privește cantitățile medii multianuale, acestea se situează în dreptul valorii de asigurare teoretică de 49% la Turda și 39% la Cîmpia Turzii, la intervale în jur de 5 ani.

În concluzie, cu toată variabilitatea accentuată a cantităților de precipitații, reiese că, pe baza metodelor menționate, putem cunoaște distribuția precisă a acestora, asigurarea pe intervale de valori, precum și repețabilitatea lor în timp.

Se mai poate constata că frecvența maximă a cantităților de precipitații este caracteristică valorilor mai mici decît media multianuală, în timp ce aceasta se situează aproximativ în dreptul asigurărilor de

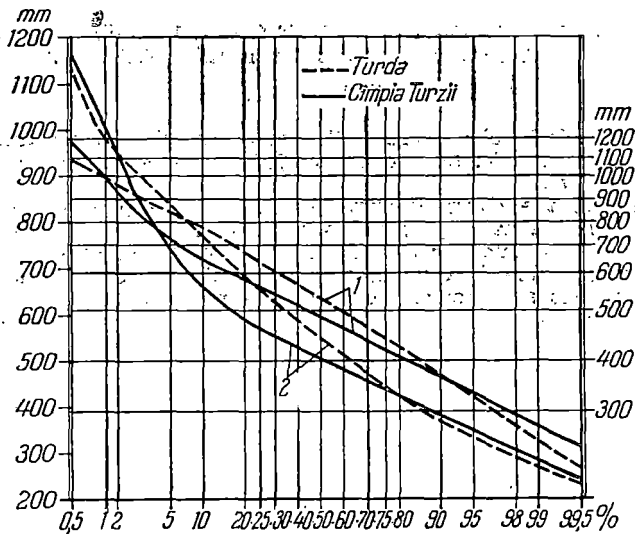


Fig. 3. Curbele de asigurare teoretică anuale (1, curbe logaritmice; 2, curbe normale).

50%. Constatarea stă la baza metodei de calcul a așa-numitei curbe de asigurare medie, metodă mai expeditivă dar mai puțin precisă, care poate fi folosită însă cu succes în alcătuirea hărților de distribuție a asigurărilor pe diferite suprafețe.

BIBLIOGRAFIE

1. Alisov B. P., Drozdov O. A., Rubinstein E. S., *Kurs klimatologii*, 1952.
2. Belozerov Valer, *Contribuții la cunoașterea climatului Cîmpiei Turzii*. „Studia”, s. Geologia-geographia, fasc. 2, 1962.
3. Constantinescu M. și colab., *Hidrologie*, Ed. tehnică, București, 1956.
4. Kostin S. I., Pokrovskiaia T. V., *Climatologie*, București, 1964 (traducere).

ВЕРОЯТНОСТЬ И СТЕПЕНЬ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ОСАДКАМИ СТАНЦИЙ ТУРДА И КЫМПИЯ ТУРЗИЙ (Резюме)

Автор статьи даёт краткую характеристику обеспечения осадками, вычисленную двумя методами: на основе их повторяемости и методом кривой теоретического обеспечения. Анализ кривых обеспечения выявляет ярко выраженное колебание количеств осадков в течение года, которые меньше зимой и больше летом и в переходные времена года. Что касается среднего многолетнего значения, оно находится приблизительно около 50%-ного обеспечения. Детальные различия вызваны положением указанных в заглавии станций.

THE PROBABILITY AND THE DEGREE OF COVERING WITH PRECIPITATIONS
AT TURDA AND CÎMPIA TURZII STATIONS

(Summary)

The author briefly characterizes the covering with precipitations, calculated by means of two methods: on the basis of frequencies and by method of theoretical covering curve.

The analysis of the covering curve emphasizes the marked variation of the amounts of precipitations during the whole year. This variation is smaller in winter and greater in summer and during the transition seasons. As far as the multiannual mean value is concerned this is situated approx. about 50%. The detail differentiations are brought about by the position of the two stations.

OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE ÎN DEPRESIUNEA ALMAȘ—GURAHONȚ

de

PETRU TUDORAN

Așezare, limite. Depresiunea Almaș-Gurahonț (considerăm mai justă această denumire, decât cea de depresiunea Gurahonț, datorită poziției centrale a satului Almaș, față de cea excentrică a Gurahonțului), integrată marelui golf depresionar al Zarandului, face parte din seria bazinelor neogene care pătrund adânc în interiorul Munților Apuseni, pe latura lor vestică.

Privită în ansamblu, depresiunea Almaș-Gurahonț se prezintă ca o unitate bine conturată ocupând partea de est a depresiunii Zarandului. Spre nord e încadrată de culmile domoale ale masivului Moma, iar spre sud, de culmile cu aceleași caractere, ale masivului Drocea.

Contactul dintre Munții Codru-Moma și dealurile depresiunii se poate urmări, după cum remarcă P. Coteș (pentru întreaga depresiune a Zarandului), în lungul izohipsei de 400 m; cel dintre Munții Zarandului și dealurile interne, deși mai greu de urmărit din cauza pătrunderii adânci a depresiunii pe văile afluenților de stînga ai Crișului Alb, corespunde în general, tot izohipsei de 400 m.

Întîlnirea în formă de unghi a prelungirilor de sud ale masivului Moma și cele de nord ale Măgurii Ciunganilor între care este săpat defileul epigenetic Gurahonț—Tălagiu, formează limita de est. Spre vest, depresiunea este închisă de masivul vulcanic care face legătura între eruptivul neogen din Zarand și cel din Codru Moma, străbătut de Crișul Alb tot printr-un defileu epigenetic: Joia Mare—Cociuba.

Geneza și evoluția depresiunii. Ca parte constituantă a Țării Zarandului, depresiunea Almaș-Gurahonț are aceeași origine tectono-erozivă, reprezentînd tectonic rezultatul falierilor și scufundărilor produse în intervalul dintre miocenul mediu și pliocenul superior. În urma acestor scufundări apele au invadat teritoriul depresiunii, prilejuind o succesiune de depuneri (întreruptă între sarmațianul inferior și pontian — M. Paucă); neogene (andezite și aglomerate andezitice sarmațiene, marne, argile, nisipuri pontiene și daciene, pietrișuri levantine) și cua-

ternare (pietrișuri și aluviuni fine). În faza de exondare care a durat din sarmațianul mediu și pînă în pontianul inferior, dar mai ales după retragerea definitivă a apelor în levantin-cuaternar, eroziunea a modelat depozitele neogene, ajungîndu-se la aspectul actual al reliefului.

Modelarea prin eroziune fluviatilă a Crișului Alb și afluenților săi reprezintă agentul principal în formarea reliefului depresiunii. Acest lucru pare foarte evident dacă raportăm nivelul actual de 250—300 m al depozitelor panoniene la cel de 500—550 m (R. Fichaux și M. Paucă) din timpul sedimentării.

Faptul că dealul Măgureaua (416 m) de pe rama de sud a depresiunii, alcătuit din aglomerate andezitice, este doar parțial scos la zi de sub depozitele pliocene, dezvelirea sa continuîndu-se și actual, confirmă pe de o parte altitudinea pînă la care au fost depuse sedimentele pliocenului, iar pe de altă parte, continuarea eroziunii pînă în zilele noastre.

Amplitudinea acestui proces de denudație trebuie pusă pe seama schimbării nivelului de bază al rețelei hidrografice, ca urmare a subsidenței din Cîmpia Crișurilor, ca și pe oscilațiile climatice cuaternare.

Rezultanta acestei modelări o constituie luncile și terasele Crișului Alb și afluenților săi, ca și dealurile piemontane din rama depresiunii.

Morfologia. Depresiunea Almaș—Gurahonț ocupă o suprafață de 225 km². În cuprinsul său orientarea liniilor reliefului este influențată de ușoara înclinare a stratelor spre lunca largă a Crișului Alb. Sub aspect morfometric și morfografic, depresiunea însumează o gamă variată de înclinări ale versanților, fără să atingă însă valori extreme mari. Dacă urmărim desfășurarea curbelor de nivel, deducem suprafețe mai mult sau mai puțin înclinate, ce corespund diverselor piemonturi, versanților văilor, frunților de terase, precum și suprafețe aproximativ plane, respectiv luncile și podurile teraselor.

Limitele depresiunii sînt marcate de pante mai înclinate (15—20°), care revin părții superioare a piemonturilor, la trecerea acestora spre zona montană.

Valori ridicate ale plantelor mai apar pe versanții văilor, ca rezultat al adîncirii rețelei hidrografice în suprafețele piemontane, dar mai ales pe versanții masivului andezitic din vestul depresiunii, unde ating 40—45°. Spre interiorul depresiunii, pantele cad lin, atingînd 3—6° în piemonturile joase și în frunțile teraselor.

Sub raport hipsometric depresiunea prezintă altitudini maxime în jur de 350—400 m, reprezentate prin culmile piemonturilor ce se înșiră sub forma unui brîu, de jur împrejurul depresiunii. Această altitudine este depășită doar în cîteva înălțimi structurale de origine vulcanică, ca Măgura (447 m) și Măgureaua (416 m) etc. Altitudinile minime, sub 150 m, se găsesc în lunca largă a văii Crișului.

Fragmentarea reliefului înregistrează valori destul de ridicate, respectiv 0,6—0,8 km/km², în zona piemontană (sporită pe alocuri de rețeaua hidrografică temporară) și mult mai reduse (0,3—0,5 km/km²) în luncă.

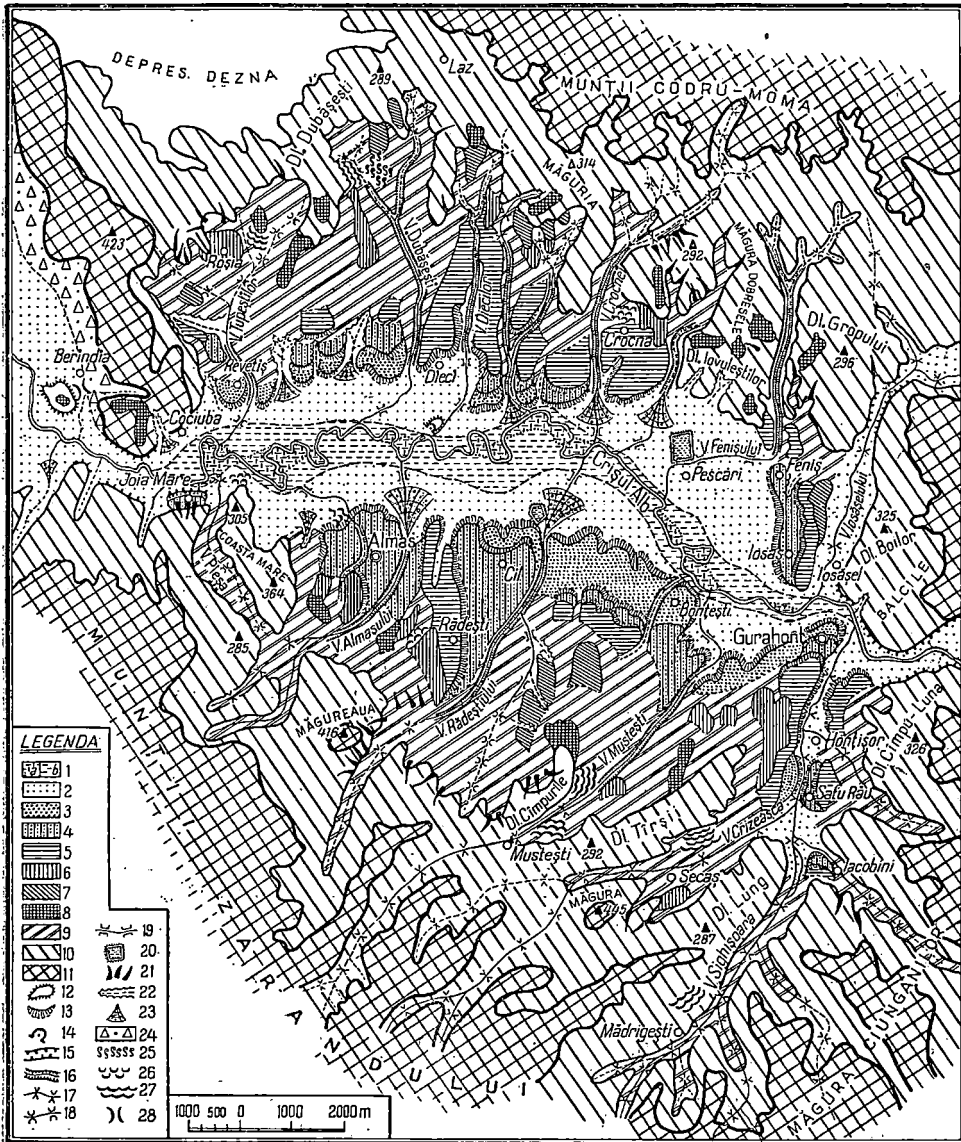


Fig. 1. Harta geomorfologică a depresiunii Almaș-Gurahonț. 1. Lunca aluvială 0—2 m. a) frecvent inundabilă, b) periodic inundabilă. 2. Terasa I 2—3 m. 3. Terasa II 6—10 m. 4. Terasa III 15—20 m. 5. Terasa IV 25—35 m. 6. Terasa V 45—60 m. 7. Terasa VI 70—80 m. 8. Terasa VII 90—110 m. 9. Versanți dezvoltați pe structura monoclină. 10. Zona piemontană. 11. Muncii din rama montană. 12. Martori structuralo-erozivii. 13. Frunte de terasă. 14. Carieră. 15. Defileu epigenetic. 16. Văi cu maluri abrupte. 17. Văi cu profil transversal în V. 18. Văi cu profil transversal în U. 19. Văi cu profil transversal plat. 20. Eleșteu amenajat. 21. Ravene. 22. Torent. 23. Con de dejecție. 24. Depozite deluvio-coluviale. 25. Solifluxiuni. 26. Alunecări lenticulare active. 27. Alunecări lenticulare stabilizate. 28. Inșeuare.

Energia reliefului variază și ea, între 50—70 m în partea superioară a piemonturilor intens degradate și 1—3 m în zonele de luncă. Singura excepție (150 m) o constituie sectorul de vest al depresiunii, unde lunca ia contact direct cu masivul andezitic limitrof.

Caracterizarea morfografică și morfometrică a depresiunii Almaș—Gurahonț individualizează în cadrul ei următoarele zone de relief:

- zona dealurilor piemontane;
- zona teraselor Crișului Alb și afluenților săi;
- lunca largă a Crișului Alb.

1. *Dealurile piemontane.* Pe ramă de nord și de sud a depresiunii, între altitudinile de 250—400 m, se dezvoltă o treaptă de relief piemontană, bine individualizată în ansamblul regiunii studiate. Piemonturile sînt ferăstruite de către afluenții cu caracter consecvent ai Crișului Alb, într-o serie de culmi prelungi, care în partea lor inferioară trec lin, prin intermediul citorva nivele de terasă, în lunca largă a Crișului Alb.

Piemonturile sînt dezvoltate pe seama depozitelor pliocene, pe culmile lor fiind însă prezente, sub formă de petice și formațiuni mai noi (pietrișuri, lehmuri levantin-cuaternare).

Marea majoritate a culmilor se desfășoară între 250—300 m altitudine. Dacă luăm în considerare faptul că aceste piemonturi sînt dezvoltate pe seama depozitelor pliocene, care altădată se ridicau la altitudini mult mai mari ca astăzi (500—550 m), trebuie să admitem nivelul actual — de 250—300 m — drept un nivel de eroziune, semnalat de altfel în întreaga zonă a dealurilor vestice, iar piemonturile privity sub raport genetic ca piemonturi *acumulativo-erozive* (acumulate în pliocen și modelate sub aspectul actual în levantin-cuaternar).

Puține dealuri, doar cele vulcanice, Măgura (447 m), Măgureaua (416 m) și cel ce închide spre vest depresiunea (423 m), se ridică peste nivelul general, racordîndu-se perfect cu nivelul de 400—600 m, semnalat de V. Mihăilescu la periferia zonelor montane înconjurătoare.

Pe versanții cu înclinare mare ai văilor adînci, sau local, acolo unde panta se schimbă brusc, sînt prezente numeroase fenomene de degradare a terenului reprezentate prin alunecări de teren, solifluxiuni, și-roiri, ravene și chiar organisme torențiale complexe (vezi harta geomorfologică). În afară de înclinarea pantelor, aceste procese sînt favorizate și de friabilitatea depozitelor pliocene pe care se dezvoltă.

Cu toate că apar destul de frecvent pe teritoriul depresiunii, alunecările sînt mici, de tip lenticular (2—3 m adîncimea valului de alunecare) și puțin extinse în suprafață. Vîrsta acestor alunecări este destul de recentă, a multora chiar contemporană.

Frecvența alunecărilor și grosimea depozitelor deluvio-proluviale, care îmbracă poalele masivului andezitic din rama de vest a depresiunii, indică și existența unei modelări periglaciare. Lîngă Dieci, în deschiderea făcută pentru exploatarea locală a andezitului dintr-un mic masiv aflat în lunca Crișului Alb, pot fi recunoscute ușor în masa andezitică

pungi mari de alterare, umplute cu depozite mai noi în cea mai mare parte rulate.

2. *Terasele Crișului Alb*. La partea inferioară a piemonturilor sînt sculptate, pe ambele maluri, terasele Crișului Alb și ale principalilor săi afluenți.

Cercetările mai vechi care se referă concret la terase indică un număr diferit de nivele. Astfel M. Paucă, în sensul vederilor geologice, amintește trei terase, iar P. Coteț, în studiul geomorfologic de ansamblu asupra depresiunii Zarandului descrie cinci terase, dar numai pentru sectorul Crișului Alb situat în aval de defileul de la Joia Mare.

Față de cercetările anterioare am reușit să individualizăm șapte nivele de terase, eșalonate între altitudinile relative de 2—3 m și 90—110 m.

Terasele sînt bine dezvoltate pe ambele maluri, iar cele inferioare pătrund și pe văile afluenților. Tot pentru terasele inferioare se remarcă și ușoara înclinare spre aval, pînă în defileul de la Joia Mare.

T_1 (2—3 m) apare în lunca Crișului și are un caracter de îngemănare a întinselor conuri de dejecție, depuse la debușarea în luncă a afluenților minori ai Crișului Alb. Terasa este bine evidențiată și pe cursul afluenților principali.

T_2 (6—10 m) apare bine dezvoltată pe malul stîng al Crișului, între Gurahonț și Cil, iar pe malul drept este prezentă doar sub forma unor petice (mai mult sau mai puțin extinse) de la Revetiș și pînă la Dieci. Are toate elementele foarte bine păstrate.

O problemă interesantă, legată de acest nivel de terasă, o prezintă înșeuarea ce separă un mic martor de eroziune (dealul Șindioara aflat la altitudinea relativă a terasei de 90—110 m) de masivul vulcanic ce închide spre vest depresiunea.

Probabil datorită faptului că înșeuarea se află tocmai la nivelul terasei de 6—10 m, P. Coteț a considerat-o drept rezultată a trecerii Crișului pe aici, în timpul sculptării acestui nivel de terasă. Considerăm că în legătură cu originea acestei înșeuări mai pot fi date și alte explicații. Menționăm că în timpul cercetărilor de teren nu am găsit pietriș sau bolovăniș rulat pe suprafața înșeuării și nici măcar în debleul căii ferate care o străbate, singurele dovezi mai plauzibile care ar fi putut atesta trecerea Crișului peste acest nivel. Ținînd cont de aceste fapte, originea înșeuării ar putea fi explicată fie datorită unei difluențe a pîriului ce vine din nord-est, fie datorită eroziunii diferențiale pe seama rocilor moi, pliocene din care este alcătuită înșeuarea ce leagă cele două mase de eruptiv. Aceasta din urmă pare a fi explicația cea mai plauzibilă.

T_3 (15—20 m) este cea mai bine dezvoltată din tot cuprinsul depresiunii. Ea apare pe versantul drept al Crișului, sub forma unor petice destul de mari între Iosaș și Revetiș, dar mai ales pe versantul stîng al văii, prelungindu-se apoi pe același versant al văilor Almaș, Cil, Mustești, unde ocupă suprafețe destul de mari, reprezentînd chiar interfluvii între cursuri paralele.

Pe podiul acestei terase sînt aşezate cele mai multe localităţi din depresiune.

T_4 (25—35 m) reprezintă ultimul nivel de terasă cu toate elementele individualizate.

Spre deosebire de terasele anterioare este mai bine dezvoltată pe versantul drept al Crişului, dar apare fragmentar şi pe afluenţii săi.

Terasele t_5 (45—60 m), t_6 (70—80 m) şi t_7 (90—110 m) nu mai sînt terase tipice, cu toate elementele bine individualizate, ci se prezintă mai mult sub forma unor umeri în masa piemontului pe ambele versante ale Crişului.

Structura teraselor este reprezentată la bază prin depozite pliocene peste care se dispun pelicule de pietrişuri ce se subţiază progresiv, pînă la diseminare în terasele mai vechi. La suprafaţă sînt acoperite cu sol, iar ultimele două nivele au şi un strat de argilă gălbuie, cu bobovine.

3. Lunca Crişului Alb. Se extinde între cheile epigenetice de la Joia Mare şi Gurahonţ, fiind formată prin acţiunea de eroziune şi acumulare a Crişului şi a cursului inferior al afluenţilor majori.

Măsurată între frunţile celui de al doilea nivel de terasă, lunca este destul de largă, atingînd 3—5 km lăţime.

În cadrul luncii distingem o porţiune mai ridicată datorită îngemănării unor largi conuri de dejecţie ale afluenţilor, şi o parte mai joasă în imediata apropiere a văii Crişului şi între largile lui meandre, reprezentînd o zonă frecvent inundabilă, cu efecte din cele mai nefavorabile asupra culturilor agricole.

Datorită profilului longitudinal foarte evoluat, aproape de echilibru, valea Crişului Alb are în cadrul luncii un curs domol şi foarte meandrat în propriile sale aluviuni. Intensa meandrare se datoreşte probabil şi „închistării“ cursului între cele două chei epigenetice. Unele dintre cele mai adînci meandre, cum e cazul celui din dreptul satului Pescari, se află în curs de tăiere naturală.

Din cauza cursului domol, a vitezei mici a firului apei, în locurile în care albia se lărgeste foarte mult, aluviunile transportate în suspensie au fost depuse treptat formînd în cele din urmă mici ostroave. Mai reprezentative sînt cele de la Revetiş şi Dieci.

Un fapt caracteristic pentru lunca Crişului Alb în sectorul studiat, îl constituie şi prezenţa unor martori structuralo-erozivi alcătuiţi din andezite şi aglomerate andezitice, reprezentaţi prin dealul Şindioara situat la ieşirea Crişului din defileul de la Joia Mare şi Măgura Dieciului, aflată în zona centrală a depresiunii.

Existenţa în cadrul luncii a unor mici pîrîiaşe ce-şi au izvoarele la baza piemonturilor, au dat posibilitatea amenajării de către om a unor mici eleşteie (Cil şi Pescari), foarte rentabile în piscicultură.

Posibilităţi de utilizare a terenului. Din analiză tipurilor de relief ale depresiunii Almaş—Gurahonţ ajungem la o serie de constatări de ordin practic, legate mai ales de procesele de pantă şi reţeaua hidrografică.

Dezvoltarea alunecărilor și organismelor torențiale duce la micșorarea terenurilor utilizate în agricultură, ceea ce impune stabilizarea lor prin mijloace adecvate (cleionaje, terasări, etc.).

În ce privește dezvoltarea agriculturii, depresiunea oferă condiții favorabile. Astfel, terasele și mai ales lunca Crișului Alb, constituie cele mai bune locuri pentru cultura porumbului, grâului și chiar a orezului (microclimatul specific permite dezvoltarea). În legătură cu aceasta se ridică problema amenajării cursului Crișului Alb pentru a fi scoase de sub influența nefastă a inundațiilor o suprafață de 500—700 ha teren din cel mai fertil. Dar se pare a fi mult mai rentabilă sacrificarea acestei suprafețe, chiar a întregii lunci a Crișului Alb din depresiune, prin amenajarea unui baraj în cheile epigenetice de la Joia Mare. Masivul andezitic în care sînt săpate cheile și îngustimea lor (150—200 m), par a favoriza acest lucru. În corpul barajului s-ar putea construi o hidrocentrală, mai modestă ca putere instalată, iar lacul de acumulare din spatele barajului ar regulariza, definitiv, debitele Crișului Alb, scoțînd de sub influența inundațiilor, adeseori catastrofale, o bună parte din Cîmpia Crișurilor.

BIBLIOGRAFIE

1. P. Coteț, *Depresiunea Zarandului, observații geomorfologice*, „Probleme de geografie“, IV, 1957.
2. R. Fichaux, *Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées des Mts. Apuseni*, „Dări de seamă ale Inst. geol. rom.“, XXI, 1932—1933; *Munții Apuseni*, „Transilvania, Banatul, Crișana, Maramureșul“, vol. I, București, 1929.
3. V. Mihăilescu, *Carpații Sud-Estici*, București, 1963.
4. M. Paucă și P. Coteț, *Neogenul din Bazinul Zarandului, raport geologic*. Arhiv. Comit. geol. rom., București, 1952.
5. M. Paucă, *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*, „Anuarul geologic“, XXVII, 1954.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В БАССЕЙНЕ АЛМАШ—ГУРАХОНЦ (Резюме)

Расположенный на среднем течении реки Кришул Алб, между ущельями Жоя Маре и Гурахонц, бассейн Алмаш-Гурахонц имеет холмистый, тектонико-эрозионный характер и сравнительно высокую энергию рельефа. Морфология области разнообразна, в зависимости от характера слагающих её горных пород (рыхлые плиоценовые отложения и плотные миоценовые изверженные породы). Присутствие изверженных образований, главным образом на краю бассейна, благоприятствует развитию вулканического сопочного рельефа и эпигенетических участков долины реки Кришул Алб. На краю бассейна, у подножья гор Кодру Мома и Заранд, выделяется аккумулятивно-эрозионная подгорная ступень.

Террасы имеют симметричное развитие на обоих склонах р. Кришул Алб. Были определены и подробно картированы 7 уровней террас: t_1 2—3 м, t_2 6—10 м, t_3 15—20 м, t_4 25—35 м, t_5 45—60 м, t_6 70—80 м и t_7 90—110 м.

Область пригодна для устройства водохранилищной плотины в ущелье Жоя Маре, которая привела бы к регулированию стока реки Кришул Алб и к устранению опасности наводнений на равнине рек Криш.

DEPLASĂRILE ZILNICE ALE FORȚEI DE MUNCĂ SPRE ORAȘUL CLUJ

de
ILIE SUSAN

Prezentată la ședința colectivului de catedră din 13 septembrie 1968

Clujul este unul din cele mai importante orașe industriale, culturale și demografice ale țării noastre. Importanța lui a crescut mult în ultimul timp pe măsura dezvoltării funcțiilor sale urbane și în special a funcției sale industriale. Progresele înregistrate în toate domeniile de activitate și mai ales în cel economic au dus la intensificarea și diversificarea legăturilor dintre oraș și zona preorășenească. Una din formele de manifestare a acestor legături o constituie atracția pe care o exercită orașul asupra forței de muncă din zona preorășenească, atracție care dă naștere la deplasări zilnice dinspre și mai ales spre orașul Cluj.

Intensitatea acestui fenomen, precum și aria sa de răspândire, este în strânsă legătură cu o serie de factori printre care menționăm în primul rând complexitatea funcțiilor urbane și mai ales a funcției industriale, precum și cu densitatea căilor de comunicație, structura economiei și densitatea populației din zona preorășenească.

Clujul este un oraș cu funcții complexe în cadrul cărora funcția industrială ocupă primul loc. Industria orașului participă cu cca 1,7% (1966) la producția industrială a țării și este reprezentată prin ramuri de bază ale industriei grele și ușoare. El este și un important nod feroviar și rutier, străbătut de linii ferate din trei direcții: Oradea, Teiuș și Dej, precum și de un număr mare de căi rutiere, dintre care patru artere naționale, din direcțiile Oradea, Turda, Dej și Zalău.

Fenomenul deplasării zilnice a forței de muncă se prezintă sub două aspecte, sub forma unei mișcări spre oraș, „centripetă“, care este foarte puternică și antrenează aproximativ 10% (1967) din totalul salariaților orașului, precum și unei mișcări dinspre oraș, „centrifugă“, slabă, care antrenează aproximativ 2% din numărul total al celor ce se deplasează zilnic și au domiciliul în orașul Cluj. Peste 96% din numărul celor ce se deplasează spre oraș provin din așezările situate în

cadrul județului Cluj și numai un procent mic din așezări situate în alte județe ca Sălaj și Bistrița-Năsăud.

De subliniat este faptul că mai bine de jumătate (56%) din numărul celor ce se deplasează zilnic spre oraș sînt angajați în industrie, în marea lor majoritate ca muncitori calificați, la unități de interes republican ca Fabrica de pielărie și încălțăminte, „Carbochim“, „Tehnofrig“, Fabrica de mobilă, Atelierele C.F.R. etc.

Un număr însemnat din cei ce se deplasează sînt angajați în construcții, transporturi și servicii publice, mai ales în activități care nu cer un grad înalt de calificare.

Din numărul celor ce se deplasează în afara orașului, majoritatea o formează cadrele didactice, personalul medico-sanitar, ingineri etc., în general personal cu o calificare superioară, cu domiciliul în Cluj și locul de muncă în afara orașului. Acest fenomen va dispărea treptat.

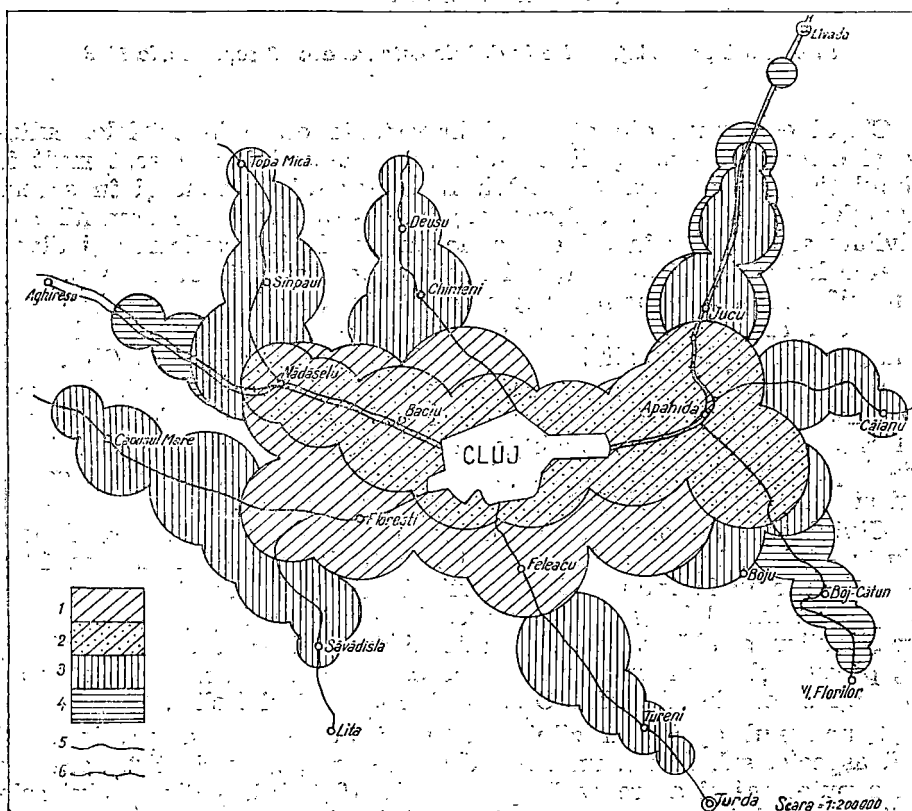


Fig. 1. Izocronele zonei de deplasare zilnică a forței de muncă a orașului Cluj. 1. izocrona de 30' cu autobuzul; 2. izocrona de 30' cu trenul; 3. izocrona de 60' cu autobuzul; 4. izocrona de 60' cu trenul; 5. șosele; 6. căi ferate.

Din totalul forței de muncă ce se deplasează zilnic, aproximativ 68% folosesc ca mijloc de deplasare autobuzul, 30% trenul și circa 2% mijloace proprii. Faptul că cea mai mare parte a celor ce se deplasează folosesc ca mijloc de transport autobuzul, se datorește numărului mai mare al căilor rutiere (8) și al mijloacelor de transport (linii de autobuze), în comparație cu cel al căilor ferate (3), ce pleacă din Cluj și străbat zona din care se recrutează forța de muncă. Mai bine de jumătate (55%) din forța de muncă provine din așezări situate la mai puțin de 15 km, 33% din așezări situate între 15,1—30 km și numai 12% din așezări aflate la peste 30 km. Pentru primele două zone majoritatea celor ce se deplasează folosesc ca mijloc de transport autobuzul în proporție de 82% și respectiv 74% și numai din zona ce depășește 30 km majoritatea (72%) folosesc ca mijloc de transport trenul.

Din totalul forței de muncă 54% se deplasează în cadrul izocroniei de 30', 26% între izocroniele de 30'—60' și numai 20% vin din localități situate în afara celei de 1 h. Izocrona de 30' descrie un areal de formă alungită pe direcția principalelor căi de comunicație (est-vest), atingând localitățile Cojocna, Jucu și Nădășel, la transportul cu trenul, și Gilău, Nădășel, Jucu, Pata, Vilcele ș.a., la transportul cu autobuzul. Izocrona de 60' (1 h) prezintă o formă tentaculară pe direcția principalelor căi de comunicație, căi ferate și șosele, și atinge localitățile Aghireș, Iclod și Valea Florilor la transportul cu trenul, Bonțida, Topa Mică, Căpușu, Săvădisla, Băbuțiu ș.a., la cel cu autobuzul. Un procent destul de ridicat (20%) din forța de muncă ce se deplasează provine din așezări ce se află în afara izocroniei de 1 h, situate mai ales la nord și vest de Cluj. Unele din aceste așezări ajung pe calea ferată la o distanță de aproape 50 km (Huedin, Gherla și Cîmpia Turzii), iar pe șosele pînă la peste 30 km (Turda, Dumbrava, Vultureni, Căian ș.a.). Aceste deplasări trebuie înlăturate deoarece timpul optim de deplasare este depășit și exercită o influență negativă asupra persoanei și a producției.

Forța de muncă ce se deplasează spre orașul Cluj provine din localitățile situate la bordura Munților Apuseni, în lunca Someșului Mic, în Podișul Someșean și spre bordura Cîmpiei Transilvaniei.

Așezările din bordura Munților Apuseni participă cu circa 36% din totalul forței de muncă ce se deplasează. Zona este străbătută doar de căi rutiere și are o economie agricolă bazată mai mult pe creșterea animalelor. Forța de muncă din această parte este canalizată de doi curenți ce se scurg prin așezările Florești și Feleacu. Spre Florești se canalizează peste 60% din forța de muncă, care provine în cea mai mare parte din așezările situate în apropierea șoselei naționale Oradea—Cluj, pe o distanță de peste 35 km. Dintre așezările care participă cu un număr mare de brațe de muncă menționăm Florești, Gilău, Căpușu, Săvădisla ș.a., unde procentul celor ce se deplasează oscilează între 12% și 36% (Florești 36%) din totalul populației active. Curentul provenit din această direcție este puțin influențat de exploatarea minieră de la Că-

pușu, care reține un număr mic de brațe de muncă din așezările învecinate.

Al doilea curent canalizează forța de muncă din așezările situate în apropierea șoselei naționale Cluj—Turda. În această direcție influența este mai redusă, ea fiind parțial limitată de atracția pe care o exercită asupra forței de muncă orașul Turda, aflat doar la 31 km depărtare de Cluj. Dintre așezările care se află sub influența puternică a orașului Cluj menționăm Feleacu și Vilcele, unde procentul celor ce se deplasează este de 49% și respectiv 20% din totalul populației active.

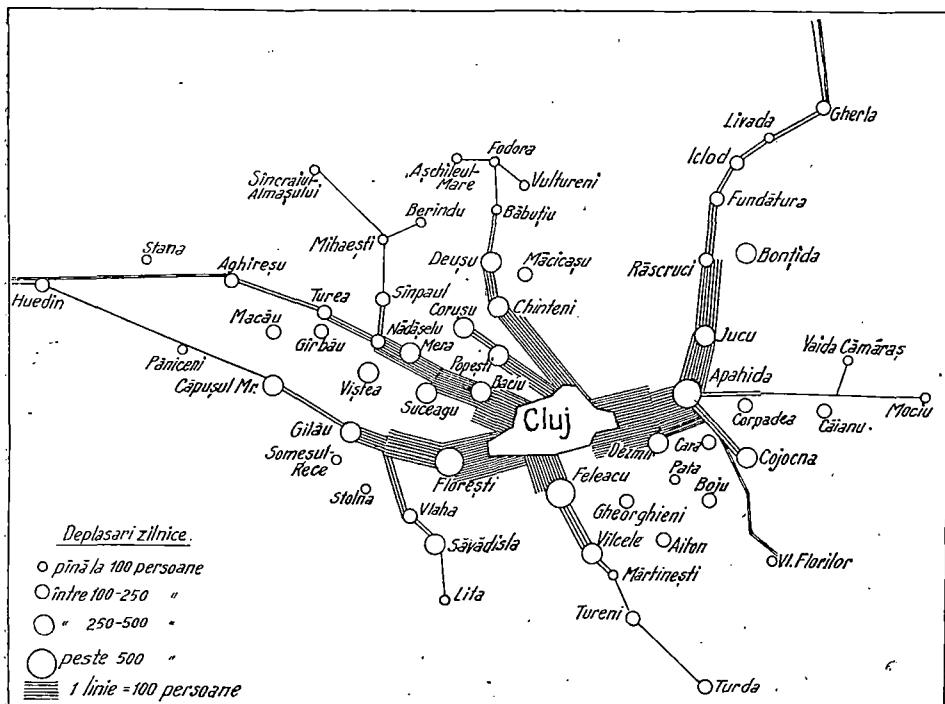


Fig. 2. Deplasările zilnice ale forței de muncă spre orașul Cluj.

A doua unitate naturală este lunca Someșului Mic de la est de Cluj, din cuprinsul căreia provin circa 32% din totalul forței de muncă ce se deplasează zilnic. Această unitate naturală cu așezări mari și cu o rețea densă de căi de comunicație, are o economie mai complexă bazată pe o agricultură intensivă cu puternice trăsături ale agriculturii preorășenești. În această zonă limitele puterii de atracție a forței de muncă ajung pînă aproape de 50 km, datorită rețelei dense și rapide a căilor de comunicație și a mijloacelor de transport, precum și a puterii de atracție încă mici a orașelor Gherla și Dej. Forța de muncă din

această zonă se deplasează în majoritate (63%) cu trenul și cu ceva peste o treime (37%) cu autobuzul. Dintre așezările care dau un număr mare de brațe de muncă menționăm Apahida, Jucu, Bonțida și Râscruci, unde procentul celor ce se deplasează oscilează între 10% și 25% din totalul populației active.

Așezările din Podișul Someșan constituie a treia zonă de unde se deplasează aproximativ 26% din totalul forței de muncă. Ocupația de bază a populației din Podișul Someșan este agricultura în cadrul căreia creșterea animalelor și pomicultura ocupă un loc important. Zona este străbătută de căi rutiere ce unesc așezările înșirate mai ales de-a lungul afluenților de pe stînga Someșului Mic, din care se recrutează circa 65% din forța de muncă din această zonă. Partea ei sudică este străbătută de calea ferată Cluj—Oradea, care canalizează aproximativ 35% din forța de muncă a acestei zone. Și în această zonă limita puterii de atracție a forței de muncă ajunge pînă la distanța de 50 km pe calea ferată (Huedin) și la 35 km pentru transportul auto (Topa Mică, Vovodeni). Influența orașului Cluj în această zonă nu este limitată de nici o așezare urbană.

Prin amenajarea căilor rutiere și prin organizarea mai judicioasă a mijloacelor de transport în această zonă s-ar putea mări numărul celor ce se deplasează pentru muncă din așezările situate în cadrul izocroniei de 30' și s-ar putea reduce simțitor numărul celor ce se deplasează din așezările situate în afara izocroniei de 60'.

Așezările de la bordura Cîmpiei Transilvaniei participă cu un procent mic (6%) din forța de muncă ce se deplasează spre orașul Cluj, datorită faptului că ele sînt situate în afara izocroniei de 30', iar căile de comunicație au o densitate mai mică.

Dezvoltarea în continuare a orașului Cluj va solicita și în viitor un număr mare de brațe de muncă atît din interiorul orașului, cît și dinafara lui, fapt ce va menține deplasările zilnice ale forței de muncă spre oraș. Din cauza aceasta se impune cunoașterea fenomenului, mai ales sub aspectul intensității, al direcției și al efectelor asupra condițiilor de muncă și de viață a celor ce se deplasează. În vederea reglementării acestei probleme se impune luarea unor măsuri care să ducă la reducerea numărului celor ce se deplasează dinafara izocroniei de 60', la organizarea mai judicioasă a transporturilor de călători dintre oraș și zona preorășenească, pentru a nu se pierde prea mult timp cu aceste deplasări.

BIBLIOGRAFIE

1. Beaujeu—Garnier J., Chabot G., *Traité de géographie urbaine*, Paris, 1964.
2. Chițu Maria, *Deplasările zilnice ale forței de muncă în orașul Ploiești*, Rev. „Natura”, S. Geogr.-Geol., nr. 5, 1967.
3. Panaite Ludmila, *Deplasarea forței de muncă spre orașul Brașov*, Rev. „Natura”, S. Geogr.-Geol., nr. 1, 1968.

ЕЖЕДНЕВНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ РАБОЧЕЙ СИЛЫ В ГОРОД КЛУЖ (Резюме)

Из всего числа рабочих и служащих города, приблизительно 10% (1967) ежедневно прибывает в город Клуж, причём их большинство занято в промышленности. 68% приезжающих использует автобус, 30% — поезд, и 2% — собственные средства транспорта. Из всего числа прибывающей рабочей силы, 54% перемещается в рамках изохроны 30', 26% — между изохронами 30—60', и лишь 20% из местностей, расположенных в зоне изохроны 1 часа. Приблизительно 36% всего числа рабочей силы прибывает из поселений, расположенных в окраинной зоне Гор Апусень, 32% — из поселений, расположенных в пойме р. Сомешул Мик, 26% — из Сомешанского плато и 6% — из поселений, расположенных на окраине Трансильванской „кымпии“.

DER TÄGLICHE PENDLERVERKEHR NACH DER STADT CLUJ (Zusammenfassung)

Beiläufig 10% (1967) sämtlicher Arbeitsnehmer der Stadt pendeln täglich nach Cluj ein. Die meisten unter ihnen sind in der Industrie angestellt. 68% der Einpendler kommen in die Stadt mit dem Autobus, 30% mit der Eisenbahn und 2% benutzen dazu eigene Verkehrsmittel. Die Zeitdauer der Pendelfahrten sämtlicher nicht in der Stadt wohnenden Arbeitskräfte beträgt für 54% bis zu 30 Minuten, für 26% zwischen 30 und 60 Minuten und nur 20% kommen aus Ortschaften, welche ausserhalb der 1 Stunde-Isochrone gelegen sind. Beiläufig 36% sämtlicher Einpendler kommt aus den am Rande der Munții Apuseni (Westgebirge) gelegenen Ortschaften, 32% aus den in der Au des Someșul Mic (Kleiner Someș) gelegenen, 26% aus dem Podișul Someșan (Somescher Hochebene) und 6% aus jenen, welche sich am Rande der Cîmpia Transilvaniei (Siebenbürger Ebene) befinden.

CRONICĂ

Colocviul eocenului (Paris, 1968). În-
tre 23—28 mai, în capitala Franței s-a
desfășurat un colocviu care a studiat
problemele stratigrafice ale eocenului.

Acest colocviu și-a propus stabilirea
valorii stratigrafice a diferitelor unități
în cadrul eocenului, precum și *racordarea*
acestora între ele. S-au căutat aso-
ciații sau *forme fosile caracteristice* pe
baza cărora să se poată trasa limita
inferioară și superioară a eocenului.

Pentru a lua cunoștință de realitatea
geologică a terenului, înainte de coloc-
viu au fost organizate excursii aplica-
tive: la 22—24 aprilie 1968 în Belgia,
între 25—29 aprilie în Anglia. Înainte
de deschiderea colocviului a mai avut
loc o excursie aplicativă în Italia de
Nord, urmată apoi de cea din Alpii
Maritimi. Excursia aplicativă în care
s-a luat cunoștință de aflorimentele
care au servit ca stratotipuri în Bazi-
nul Parisian a fost organizată între
25—26 mai, în perioada de desfășurare
a colocviului.

În vederea înțelegerii cu ușurință a
realităților terenului, geologii din țările
care au organizat excursiile aplicative
au tipărit ghiduri descriind fiecare aflo-
riment și nivel aparte și indicând ca-
racterele litologice și asociațiile faunis-
tice caracteristice ale acestor nivele.

Participând la excursiile organizate în
Bazinul Parisian, am putut să constat
că resturile faunistice, moluștele în pri-
mul rând, sînt foarte numeroase, va-
riate, păstrate într-o stare admirabilă.
Raporturile stratigrafice ale stratotipu-
rilor cu orizonturile inferioare și supe-
rioare lasă însă de dorit.

Lucrările colocviului au început la
23 mai în clădirea Facultății de științe

a Universității din Paris. Și-au anun-
țat participarea un număr de 250 spe-
cialiști, dar din cauza evenimentelor
politice din Franța au reușit să par-
ticipate doar circa 140. Din țara noastră
au participat geologul Gh. Bombiță de la
Comitetul de stat al geologiei, geologul
Carol Lebenson de la Ministerul Petro-
lului și subsemnatul.

Cuvîntul de deschidere a fost rostit
de profesorul Sedlich, urmat de se-
cretarul general, profesor Ch. Pome-
rol, organizatorul acestui colocviu.

Au fost trimise pentru susținere cir-
ca 100 lucrări, care vor fi editate în
trei volume. Lucrările nu au fost ci-
tite în public, ci anterior au fost indi-
cați specialiștii care au lecturat toate
lucrările primite, ei prezentînd doar
esența și concluziile acestora. Din Ro-
mânia, N. Mészáros a înaintat lucrarea
*Mișcările scoarței terestre în Europa
Centrală și de Sud-Est*, iar Gh. Bom-
biță, în colaborare cu V. Moiescu, a
înaintat o lucrare privitoare la *Strati-
grafia paleogenului din nord-vestul
Transilvaniei*.

În ultima zi a colocviului au avut loc
discuții cu privire la limita inferioară
și superioară a eocenului în diferite țări
ale Europei. La problema limitei supe-
rioare N. Mészáros a luat cuvîntul ară-
tînd criteriile paleontologice cu ajutorul
cărora trebuie trasată această limită în
Bazinul Transilvaniei. Gh. Bombiță a
insistat pentru introducerea *napocianu-
lui* și înlocuirea priabonianului cu
această unitate. S-a propus ca această
problemă se se discute în cadrul Co-
misiiei internaționale de stratigrafie.

Colocviul a acceptat în rezoluție ca
introducerea unui nou etaj să se poa-

tă face numai cu acordul Comisiei internaționale de stratigrafie, iar holotipul speciilor nou descrise să fie expus la unele dintre marile muzee din lume (pentru țara noastră s-a propus muzeul Comitetului de stat al geologiei).

În timpul colocviului, în sala de curs „Emil Haug“, a fost organizată o expoziție a hărților geologice, a cărților și revistelor geologice editate în Franța în ultimii ani.

După cum reiese din această succintă prezentare, colocviul a dezbătut problemele majore ale eocenului. Excursiile au fost foarte instructive și bine organizate. Schimburile de păreri, discuțiile particulare pe teme științifice pe care le-am purtat cu specialiștii din diferite țări au o valoare deosebită pentru activitatea mea științifică de viitor.

NICOLAE MÉSZÁROS

E R A T Ă

Pag.	Rîndul	În loc de:	Se va citi:
63	Tabel 1 col. 4	<i>Chapmaninidae</i>	<i>Chapmanininae</i>
66	Fig. 6	a.p.e.s. (stînga)	p.e.s.
68	19 de sus	priabonianului superior)	priabonianului, sau, după unii, partea inferioară a priabonianului superior)

În cel de al XIV-lea an de apariție (1969) *Studia Universitatis Babeș-Bolyai* cuprinde seriile:

matematică—fizică (2 fascicule);
chimie (2 fascicule);
geologie—geografie (2 fascicule);
filozofie;
științe economice;
psihologie—pedagogie;
științe juridice;
istorie (2 fascicule);
lingvistică—literatură (2 fascicule).

На XIV году издания (1969), *Studia Universitatis Babeș—Bolyai* выходит следующими сериями:

математика—физика (2 выпуска);
химия (2 выпуска);
геология—география (2 выпуска);
биология (2 выпуска);
философия;
экономические науки;
психология—педагогика;
юридические науки;
история (2 выпуска);
языкознание—литературоведение (2 выпуска).

Dans leur XIV-me année de publication (1969) les *Studia Universitatis Babeș—Bolyai* comportent les séries suivantes:

mathématiques—physique (2 fascicules);
chimie (2 fascicules);
géologie—géographie (2 fascicules);
biologie (2 fascicules);
philosophie;
sciences économiques;
psychologie—pédagogie;
sciences juridiques;
histoire (2 fascicules);
linguistique—littérature (2 fascicules).

43873

Abonament anual: 20 lei seria, 160 lei toate seriile. Abonamentele se fac la oficiile poștale, prin factorii poștali și prin difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Prețul 10 lei