

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINȚELOR

VOL. XLIV  
(1956 — 1957)

BUCUREŞTI  
1962



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC

# DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINTELOR

VOL. XLIV  
(1956 — 1957)

BUCUREŞTI  
1962



Institutul Geologic al României

ANALIZA GEOTERMICĂ  
ACUMULARES



Institutul Geologic al României

**PARTEA ÎNTRĂIA  
SUMARUL ȘEDINȚELOR**



**Institutul Geologic al României**



Institutul Geologic al României

## SUMARUL ȘEDINȚELOR

### Şedinţa din 1 februarie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- H. SAVU. — Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea (p. 11).
- ANA CONEA, C. TUTUNEA și N. MUICĂ. — Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș (p. 337).

### Şedinţa din 8 februarie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU și prof. N. CERNESCU.

- TR. BĂCIOIU. — Date noi cu privire la anomaliiile gravimetrice din Dobrogea centrală și în special la noua linie tectonică Capidava—Canara<sup>1)</sup>.
- C. OANCEA. — Cercetări pedologice în sud-estul Podișului Tîrnavelor<sup>1)</sup>.

### Şedinţa din 15 februarie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- ȘT. AIRINEI. — Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei de Trestioara (reg. Ploiești) (p. 265).
- C. GHENEA. — Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea văilor Timiș și Bistra, între Slatina-Timiș și Oțelul Roșu (p. 37).

<sup>1)</sup> Expunere verbală.



## Şedinţa din 22 februarie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

— M. VISARION. — Cercetări gravimetrice în regiunea Ditrău<sup>1)</sup>.

— I. MARINESCU. — Cercetări geologice în Flişul Munţilor Buzăului (p. 61).

## Şedinţa din 1 martie 1957

Prezidează: G. MURGEANU.

— M. FERU şi N. MIHĂILĂ. — Cercetări geologice şi hidrogeologice în basinul Timişului (zona Caransebeş—Lugoj)<sup>2)</sup>.

— O. MIRĂUȚĂ şi E. MIRĂUȚĂ. — Observaţii asupra structurii geologice a regiunii Başpunar — Camena — Ceamurlia de Sus (Dobrogea) (p. 83).

## Şedinţa din 8 martie 1957

Prezidează: Prof. SABBA ŞTEFĂNESCU.

— M. DIMIAN. — Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea Ramna—Sinersig<sup>1)</sup>.

— D. PAICU şi P. CONSTANTINESCU. — Prospectiuni seismice-reflecţie în regiunea Cristur (p. 279).

## Şedinţa din 15 martie 1957

Prezidează: Prof. SABBA ŞTEFĂNESCU.

— M. VISARION. — Anomalia majoră a cîmpului gravific de la Colibiţa (p. 285).

— G. PîRVU. — Cercetări geologice tehnice asupra zăcămîntului calcaros de la Banpotoc (p. 95).

— LAZĂR F. LAZĂR. — Cercetări experimentale asupra rocelor carbonatate în scopul proiectării construcţiilor hidrotehnice (p. 107).

## Şedinţa din 22 martie 1957

Prezidează: Prof. SABBA ŞTEFĂNESCU.

— C. STOICA. — Prospectiuni geologice în regiunea Parapat (insula Sumatra—Indonezia)<sup>3)</sup>.

— P. CONSTANTINESCU şi V. TEODORESCU. — Prospectiuni seismice-reflecţie în regiunea Balta Albă (p. 305).

<sup>1)</sup> Expunere verbală.

<sup>2)</sup> Va apărea în *Studii tehnice şi economice*, seria E, nr. 6.

<sup>3)</sup> Va apărea în *Studii tehnice şi economice*, seria A.



## Şedinţa din 29 martie 1957

Prezidează: Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU.

- H. SAVU. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaş — Pîrneşti din masivul Drocea (p. 137).
- D. PAICU și T. PÂSAT. — Prospective seismice regionale în regiunea Tecuci (p. 317)
- I. VASILIU și A. SOLOMON. — Cercetări seismometrice în regiunea Galaţi (p. 329).

## Şedinţa din 5 aprilie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- S. IONIȚĂ. — Cercetări geologice în Tara Oaşului<sup>1)</sup>.
- I. C. MOTAŞ. — Date noi cu privire la corelarea Miocenului (p. 159).

## Şedinţa din 12 aprilie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU, prof. N. CERNESCU și prof. MIRCEA ILIE.

- P. NIȚĂ PION. — Considerații asupra vîrstei și orizontării strătelor cu cărbuni dintre văile Topolnița și Coșuștea (p. 169).
- ST. CÂRSTEIA și N. MARTIAN. — Cercetări pedologice în sectorul Olt—Cerna—Piatra Olt—Băbeni-Bistrița (p. 371).
- L. IONESI. — Geologia regiunii dintre P. Bolovăniș și P. Rădvanu (valea superioară a Tarcăului) (p. 183).

## Şedinţa din 19 aprilie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- ECAT. SCHOVERTH. — Observații asupra genului *Limnocardium Stoliczka* (p. 205).
- D. CONSTANTINOF. — Cercetări geologice în partea de sud-vest a Munților Sebeș (p. 213).

## Şedinţa din 26 aprilie 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- V. DRAGOȘ și I. NEDELCU. — Cercetări geologice în Bazinul Orăştie (p. 243).
- R. DIMITRESCU și I. GHEORGHIȚĂ. — Studiu geologic al minei Văratic (Baia Mare)<sup>1)</sup>.
- IOANA GHEORGHIȚĂ. — Studiu calcografic al minei Văratic<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Expunere verbală.

<sup>2)</sup> Va apărea în *Dări de Seamă*, vol. XLV.



## Şedinţa din 3 mai 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- A. SEMAKA. — Flora liasică de la Anina<sup>1)</sup>.
- M. SPIRESCU. — Propuneri cu privire la notarea eroziunii solu-  
rilor levigate din regiunea deluroasă (p. 409).
- ANA CONEA, ANGELA POPOVĂΤ, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC și  
D. CÂRSTEА. — Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului  
Călmătui—Ialomița (p. 393).

## Şedinţa din 10 mai 1957

Prezidează: Dr. E. CASIMIR.

- AL. DIMITRIU. — Determinarea bioxidului de carbon din carbo-  
nați<sup>2)</sup>.
- AL. DIMITRIU. — Metodă precisă de determinare pe cale umedă  
a carbonului organic total din soluri (p. 417).

## Şedinţa din 17 mai 1957

Prezidează: Prof. G. MURGEANU.

- P. SAMSON. — Notă preliminară asupra săpăturii efectuate la  
peștera La Adam, Gura Dobrogei (reg. Constanța)<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Va apărea în *Anuarul Comitetului Geologic* vol. XXXII.

<sup>2)</sup> A apărut în *Studii și Cercetări de Chimie, Academia R.P.R.* Anul VII, nr. 3,  
p. 375—387. București, 1959.

<sup>3)</sup> Expunere verbală.



**PARTEA A DOUA**  
**TEXTUL COMUNICĂRILOR**



**Institutul Geologic al României**



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PETROGRAFICE ÎN CRISTALINUL  
MASIVULUI DROCEA<sup>1)</sup>

DE

H. SAVU

*Introducere.* Regiunea, destul de întinsă, cunoscută sub numele generic de Masivul Drocea, este alcătuită din punct de vedere geologic, după cum au arătat lucrările lui L. LÓCZY (11), S. SZENTPÉTERY (20), M. SOCOLESCU (19) și mai ales V. PAPIU (13), dintr-o serie cristalină situată în partea sa centrală și de NW și o mare masă de roce eruptive și formațiuni sedimentare mesozoice, răspândite la SW de formațiunile cristaline, peste care se admite că repauzează. Pe marginile masivului, iar spre interior pumai sub formă de petece, se aştern peste formațiunile mai vechi, depozite sedimentare și roce eruptive neogene.

O parte din formațiunile cristaline din această regiune au făcut obiectul nostru de cartare în decursul anului 1956. Ridicările de teren s-au efectuat pe diferite hărți la scara 1: 10.000 și 1: 25.000, la care, în afară de autor, a participat în perioade de timp variabile, un grup numeros de geologi (M. BORCOȘ, I. și A. HANOMOLO, M. TRIFULESCU și C. IOANIDU).

Zona cristalină a Munților Drocea, în care am făcut observațiunile pe care le vom prezenta aci, este cuprinsă între localitățile Grosii Noi, Slatina de Mureș, Mădrizești, Secaș, Mustești, Rădești, Almaș, Chisindia și Păiușeni, sate ce aparțin în parte regiunii Oradea și în parte regiunii Timișoara. Masivul Drocea, situat în partea de SW a Munților Apuseni, ar face legătura între Munții Highiș și Codru-Moma.

*Orografie.* Din punct de vedere orografic, regiunea se prezintă ca un masiv central, încununat de Vf. Drocea (837 m), în jurul căruia diverg aproape radial o serie de culmi, de obicei cu pante domoale și care pierd din înălțime cu cât se îndepărtează de vîrful principal. Pe unele dintre aceste culmi se văd cîteva vîrfuri, cum sint: Vîrful Dupla, Vf. Runcu, Vf. Bustăteiul, Vf. Ascușitu și Vf. Fagul

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 1 februarie 1957.



Popii, care au înălțimi cuprinse între 600—800 m și care gravitează în jurul vîrfului principal. În partea de W, o culme mai importantă unește Drocea cu Munții Hîghiș.

*Rețeaua hidrografică* prezintă o configurație asemănătoare reliefului, radiară, aproape toate apele principale avându-și izvoarele sub Vf. Drocea. Dintre acestea, unele (V. Grosilor și V. Slatinei) curg spre S și se varsă în Mureș, iar altele (V. Seghișorului, V. Mărască, V. Mustești, V. Rădești, V. Hurezului și V. Prundu) se îndreaptă spre N și sănătă tributare Crișului Alb.

*Istoric.* Trecind acum la istoricul cercetărilor din regiune, observăm că literatura geologică asupra șisturilor cristaline este destul de redusă. Primele date provin de la Lóczy (11) și PETHÖ (15), iar mai tîrziu M. SOCOLESCU (19) scrie despre caracterul epizonal al formațiunilor din regiune și menționează eruptionsurile hercinice, cum și faciesurile gnaisice din jurul acestora.

O lucrare mai recentă este teza de doctorat publicată de V. PAPIU (13), în care menționează pentru prima dată, o serie de șisturi cristaline mesozonale, pe care le încadrează sub denumirea de « Seria de Mădrizești », restul regiunii fiind alcătuit mai ales din roce de epizonă, cum sănătă roce cu structură blastope-litică, blastopsamitică, blastopsefitică și calcare cristaline, străbătute de intrusiuni dioritice și granitice. Contactul dintre Seria de Mădrizești și Cristalinul epizonal este anormal, deoarece șisturile mesozonale încalcă peste cele epizonale.

Mai tîrziu, A. ALDEA și T. BODIN cartează partea de W a Masivului Drocea (1), zonă peste care noi ne suprapunem cu cărtarea în colțul de NW al hărții. Acești autori descriu de asemenea formațiunile epizonale și rocele eruptive care le străbat și care dau uneori aureole de contact în șisturi.

Majoritatea autorilor menționati sănătă de părere că formațiunile din Masivul Drocea se asemănă cu cele din Munții Hîghiș și Codru-Moma, că sănătă de vîrstă carboniferă-permocarboniferă și că au fost metamorfozate în timpul mișcărilor orogene-hercine.

Rezultă de aci, că atît rocele mesozonale, considerate de unii ca o aureolă de contact a granitelor (11, 15, 19), cît și cele epizonale, au din punct de vedere al metamorfismului aceeași vîrstă și se diferențiază numai în ceea ce privește intensitatea acestuia.

### Considerații petrografice

Șisturile cristaline care intră în alcătuirea Masivului Drocea sănătă reprezentate prin roce cu grade diferite de metamorfism, care s-ar putea separa, dacă ne referim la extinderea cea mai mare, pe care o au anumite faciesuri metamorfice,



în două serii cristaline: Seria de Mădrizești, mesozonală, și o altă serie, alcătuită din roce cu un caracter preponderent epizonal, denumiri care ar include noțiunea de adâncime, în sensul zonelor de metamorfism ale lui GRUBENMANN (9), aşa cum erau de părere și autorii anteriori.

Numeroase observații de teren completate cu cercetări destul de amănunte de laborator, pe care le-am făcut, ne-au condus la concluzia că aci este vorba de două serii de roci, care "diferă între ele, atât în ceea ce privește vîrstă formațiunilor premetamorfice, cât și în ceea ce privește vîrstă fazelor de metamorfism. Pe de altă parte, în ambele serii metamorfice și mai ales în cea epizonală, se întîlnesc roce cu grade deosebite de metamorfism. De aceea, pentru a ne aprobia, poate, mai mult de realitate, considerăm că ar fi mai nimerit să desemnăm cele două serii cristaline cu denumirile de mesometamorfică și epimetamorfică, în sensul concepțiilor lui KNOPF<sup>1)</sup> și TURNER (21), fapt care ar exclude ideea de adâncime de metamorfism. Cum, însă, acești termeni nu sunt folosiți încă la noi, vom rămîne totuși la denumirile anterioare.

Pentru că cele două serii diferă între ele și ca vîrstă și înseamnă de zonele unde sunt mai larg dezvoltate, le vom considera în ansamblu, Seria de Mădrizești, mesozonală, mai veche, și Seria de Păiușeni, epizonală, mai nouă, ultima serie repauzând peste prima.

**A) Seria de Mădrizești.** În această serie includem formațiunile pe care le-a avut în vedere V. PAPIU, cînd a denumit-o ca atare. Rocele care o alcătuiesc au suferit în general un metamorfism mai accentuat. Cele mai răspîndite minerale tipomorfe sunt hornblenda, biotitul și muscovitul, asociație care justifică considerentele noastre asupra intensității metamorfice. Mai rar se întîlnesc almandinul, epidotul și zoizitul.<sup>1)</sup> În linii generale, am putea considera aceste formațiuni ca apartinînd, în cea mai mare parte, faciesului amfibolitic.

Seria de Mădrizești este străbătută de injectii de granit, pegmatite și filoane de cuarț hidrotermal, iar în apropierea limitei cu Seria de Păiușeni și sub aceasta, cum și în jurul unor zone de fractură, formațiunile mesozonale au suferit un oarecare metamorfism retrograd și milonitzări.

Această serie cristalină are o extindere mai redusă în comparație cu Seria de Păiușeni. Ea este reprezentată prin cîteva petece mai larg dezvoltate, la N de Slatina de Mureș și la W și SW de Mădrizești. Astfel, un prim petec se întinde pe V. Dupla, V. Hodoabei și V. Ungurilor, iar altul pe V. Săghisorului și afluenții acestuia, P. Cetățelei, P. Fetelei și P. Lupului.

Formațiunile mesozonale suportă în partea de N și NW Seria de Păiușeni, cu care vin în contact anormal, realizat de o mare cută culcată a formațiunilor

<sup>1)</sup> Citat după TURNER (21).



epizonaie. De sub acestea, Seria mesozonală apare în axul unui anticinal faliat, pe cursul superior al Văilor Marască, Muștești și Rădești.

În părțile de S și de E, ambele serii cristaline sunt acoperite de formațiunile Cretacicului superior, alcătuite din conglomerate roșii sau gălbui, gresii, argile și marne verzui-gălbui, mai rar calcare recifale, care vin transgresiv peste ele. De sub aceste formațiuni, la izvoarele Văii Mărască și P. Cetățelei, apar două petece mici de paragnaise injectate cu granite, care fac legătura între principalele zone de dezvoltare ale Seriei de Mădrizești.

Între formațiunile care alcătuiesc Seria de Mădrizești am putut separa următoarele tipuri de roce: paragnaise muscovitice, cuarțitite muscovitice, paragnaise biotitice, cuarțite biotitice și quartite cu epidot, calcare dolomitice marmoreene, amfibolite, serpentinite, granite, pegmatite, silexite, roce diafotitice și roce milonitizate.

*Paragnaisele muscovitice* au extinderi reduse și sunt localizate pe V. Mărască și V. Seghișorului, unde apar de sub formațiunile Seriei de Păiușeni. Ele sunt asociate de obicei cu cuarțite muscovitice. Sunt roce de culoare albă și au structură granoblastică sau granolepidoblastică, iar textura este de obicei șistoasă. La alcătuirea lor participă următoarea asociație de minerale: cuarț — albit — microclin — muscovit — apatit.

În unele din aceste roce feldspații scad cantitativ și fac astfel trecerea spre cuarțite. În altele (V. Mărască), alături de muscovit apar foarte de biotit, uneori concrescute, alcătuind paragnaise cu muscovit și biotit, care fac trecerea spre paragnaisele biotitice.

*Cuarțitele muscovitice*, care au o structură granoblastică, slab lepidoblastică, se pot întâlni mai ales pe V. Mărască și în jurul cotei 666 m, la W de aceasta.

*Paragnaisele biotitice* reprezintă roca cea mai larg răspândită între formațiunile mesozonale. Ele au culoarea cenușie-negricioasă, uneori roșcată. Structura lor este granolepidoblastică iar textura șistoasă și de multe ori rubanată. Mai rar apar între ele faciesuri care tind spre micașisturi biotitice. Aceste roce sunt alcătuite, de regulă, din următoarea parageneză de minerale: cuarț — plagioclaz — biotit ± muscovit — ± (almandin, zircon, apatit și calcit).

Plagioclazul, maclat de obicei polisintetic, are compoziția de oligoclaz cu 12% An. Foițele de biotit sunt orientate pe direcția șistozitatii și cînd apare muscovitul, se asociază și concresc. El conține incluziuni de zircon cu aureole pleocroice și acicule de rutil maclate în forma rețelei sagerului. Biotitul se transformă uneori în clorit și epidot. Pleocroismul mineralului este după N<sub>g</sub> și N<sub>m</sub> = brun, iar după N<sub>p</sub> = gălbui, și prezintă unghiul (-) 2V foarte mic, aproape 0°.



Calcitul este, în cea mai mare parte a rocelor, format mai tîrziu. În cele care vin în contact cu calcarele cristaline, el devine un mineral principal în compoziția rocei.

*Cuarțitele biotitice și cuarțitele cu epidot* sunt puțin răspândite în regiune și se prezintă sub formă de intercalații în paragnaisele cu biotit. Astfel, ele se întîlnesc pe V. Mărască, P. Cetătelei, P. Fetelei, și P. Hodoabei.

Acste roce au culori negricioase, uneori verzui sau albicioase și sunt alcătuite preponderent din cuarț și feldspat, la care se adaugă mineralele indicatoare. Uneori conținutul mai ridicat de feldspat sodocalcic face ca roca să intre în categoria cuarțitelor gnaisice.

Cele mai răspândite sunt cuarțitele cu biotit, în care ultimul mineral se asemănă cu cel din paragnaisele biotitice. Unele cuarțite cu biotit (V. Mărască) conțin o cantitate mai mare de almandin, dezvoltat sub forma de profiroblaste, care includ granoblaste de cuarț. În acest caz și roca respectivă capătă o structură porfiroblastică.

Cuarțitele cu epidot nu se întîlnesc decât spre izvoarele P. Hodoabei, la W de Vf. Drocea. În compoziția lor intră de obicei cuarțul, la care se adaugă almandinul, clinozoizitul, granule de epidot, plaje de calcit și cristale de pirită. Ultimele minerale arată că roca a fost afectată de soluțiile hidrotermale, care au urmat injecțiilor de granite, ce o străbat.

*Calcarele dolomitice marmoreene* apar de asemenea sub formă de intercalații de 1–2 m grosime, atât pe afluenții stângi ai Văii Ungurilor, cât și la SW de Mădrizești, pe V. Seghișorului, unde sunt mai larg dezvoltate.

Tinând seama de compoziția mineralologică a acestor roce, ele se pot separa în calcare dolomitice cristaline, cipoline și dolomite cu tremolit, care, în schema dată de BOWEN pentru astfel de roce metamorfozate, se pot încadra la subgradele metamorfice 1–2–3.

Dolomitele cristaline au o structură granoblastică și sunt alcătuite din cristaloblaste de dolomit izometrice, care prezintă numeroase macle. Rar apar în rocă granule fine de oxizi opaci. Dolomitele sunt larg cristalizate și au o culoare alb-cenușie.

În compoziția unor roce din această categorie, situate pe affluentul stîng al văii Ungurilor, la S de cota 601, apar foile de muscovit, iar pe V. Seghișorului se găsesc calcare cu foile mari de clorit, format pe seama unui biotit. Aceste roce reprezintă, în parte, cipoline. Pe V. Seghișorului, roce dolomitice cu biotit, care au o culoare cenușie, fac tranziția spre sisturi biotitice calcaroase, care apar ca intercalații în calcarele cu tremolit.

Pe P. Seghișorului, la Gura P. Fetelei și sub D. Dălăsașca, se întîlnesc calcare tremolitice. Aceste roce de culoare albă, ca și cele anterioare,



rezintă o structură granonematoblastică și textură șistoasă, fiind alcătuite în mare parte din cristaloblaste de dolomit, la care se asociază fibre incolore de tremolit, mult alungite după axul C. Acestea se întrețes cu carbonatul sau formează benzi alcătuite numai din tremolit, cu aspect asbestiform, în care amfibolul este orientat, de obicei, perpendicular pe direcția de șistozitate a roci.

Pe P. Seghișorului, calcarele sunt străbătute de filoane pegmatoide granitice sau de filoane de cuarț hidrotermal și impregnate cu pirită sau pistațit.

*Amfibolitele* sunt roce de culoare verde închis spre negru, care apar ca intercalații de cîțiva metri grosime, mai ales în paragnaisele biotitice. Ele au o structură granoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă următoarea parageneză mineralogică: horblendă — andezin  $\pm$  almandin  $\pm$  epidot  $\pm$  cuarț și magnetit.

Hornblendă este, de obicei, o varietate al cărei pleucroism apare după  $N_g$  = verde-albăstrui, după  $N_m$  = verde, după  $N_p$  = gălbui, iar unghiul de extincție variază între 22 și 23°. Pe P. Hodoabei însă, amfibolitele conțin o hornblendă brună în locul celei verzui-albăstrui, amfibol al cărui pleucroism este următorul:  $N_g$  = brun,  $N_m$  = brun deschis, iar după  $N_p$  = gălbui. Unghiul de extincție este de cca 26°, iar unghiul (-) 2 V destul de mare. În acest caz, roca are o textură rubanată.

Plagioclazul, care participă în amfibolite, este un andezin cu 42% An, maclat după legea albitului. Mai rar apar alături de aceste minerale, almandinul, parțial cloritizat, și plaje de magnetit, care au în jurul lor o aureolă de titanit sau de leucoxen.

În unele cazuri, amfibolitele sunt străbătute de filoane de cuarț, în jurul sau în interiorul căror s-au format pistațit și zoizit, asociate uneori cu pirită.

*Serpentinitele* sunt roce de culoare neagră, în care se văd cuiburi albe de talc. Ele apar ca intercalații de dimensiuni reduse pe P. Seghișorului și pe P. Hodoabei. Aceste roce au o structură fibroblastica sau fibrolepidoblastică și sunt alcătuite din antigorit, mai rar crizotil și foile mari de talc, la care se asociază granule sau plaje de magnetit. Mai rar se văd unele granule mici, care prin transparență sunt brun-roșcate, reprezentând probabil cromitul.

Rocele intrusive acide legate de Seria de Mădrizești sunt reprezentate prin granite, asociate cu pegmatite și filoane de cuarț hidrotermal.

*Granitele* străbat formațiunile de mesozonă ale Seriei de Mădrizești, fără să treacă însă prin Seria epizonală, care le acoperă. Ele se prezintă sub formă de injectii concordante cu paragnaisele. Cele mai multe injectii sunt răspîn-



dite pe V. Ungurilor și pe V. Dupla, dar nu lipsesc nici în restul Seriei mesozonale.

Pe V. Ungurilor și V. Dupla, injectiile metrice pînă la centimetrice sunt uneori foarte dese, astfel încît roca anteroiară, paragnaisul, este intim injectată, totul apărînd ca un fenomen de injecție lit-par-lit. În unele cazuri, injecția granitică a pătruns sub formă de lentile în paragnais, de unde se poate stabili că intruziunile se efectuau în timpul unor mișcări orogenice sau către sfîrșitul acestora.

Injectiile granitice sunt alcătuite dintr-o rocă de culoare alb-cenușie, grăunțoasă, în care se pot distinge cu ochiul liber cuarț, feldspați, biotit și muscovit, ea reprezentînd un granit cu două mice; uneori prezintă caractere de granognais.

Roca are o structură hipidiomorf-grăunțoasă, granitică, și textură de obicei masivă. În ea se observă cuarțul xenomorf, care are extincție rulantă sau este spart. Dintre feldspați, de obicei hipidiomorfi, apare unul cu structură pertitică și un plagioclaz. Feldspatul potasic include uneori clorit, care s-a format pe seama biotitului și este de obicei sericitizat. Plagioclazul, un oligoclaz cu 10—12% An, este și el parțial sericitizat sau caolinizat, iar în stare proaspătă prezintă macle după legea albitului sau albit — Karlsbad. Datorită maclelor formate din indivizi subțiri, se pot observa cazuri de torsionare a feldspatului. Mai rar apar în plagioclazi cuiburi de cristale fine de albit. Biotitul se asociază în rocă cu muscovitul, de obicei primul fiind mai abundant. Sunt și cazuri însă, cînd muscovitul participă în cantitate mai mare. În diferite injectiile, biotitul are un pleocroism variabil; ori se păstrează în culori brune, ori apare colorat în tonuri de verde închis și gălbui. De multe ori el trece în clorit. Ca minerale accesorii apar în rocă turmalină aproape idiomorfă, avînd un pleocroism în culorile brun și verde, și zirconul, care este inclus de obicei în celelalte minerale. Čalcitul este un mineral secundar, pe care-l întîlnim în compoziția acestor roci. El se asociază cu cloritul sau participă la înlocuirea unor cristale de feldspați.

Ne folosim de această ocazie pentru a descrie cîteva fenomene observate în legătură cu injectiile granitice. Am menționat mai sus injectiile intime ale granitului în paragnaise. Se observă în unele secțiuni de pe V. Ungurilor și V. Duplei, cum între două injectii mai mari, în paragnaisul cuprins între ele, pătrund injectii fine de granit, lenticulare, ale căror minerale cresc peste cele anterioare ale paragnaisului. În felul acesta se dezvoltă cristale de albit-oligo-claz și foite de biotit, de obicei mai mari decât cele obisnuite în restul roci. Aceste fenomene constituie procese de migmatitizare.

În cîteva puncte de pe V. Dupla și P. Hodoabei, intercalatiile de amfibolite sunt și ele străbătute concordant de injectii granitice. În acest caz se poate vedea o transformare gradată a amfibolitului. Transformarea începe prin sericitizarea și caolinizarea plagioclazului, iar hornblenda trece în clorit. Mai aproape de injectie nu se mai păstrează structura inițială a amfibolitului. Roca are un aspect

de corneană, este compactă și se sparge în așchii. În ea, plagioclazul a reclastizat sub forma unor cristaloblaste fine, așezate uneori în mănușchiuri, printre care se văd foițe fine de clorit. Peste toate acestea se dezvoltă, din loc în loc, cristale mai mari de plagioclazi, care ajung la 5 m/m lungime și prezintă o oarecare zonalitate și macle, a căror ordine de dezvoltare este variată. Uneori apar cuiburi de cristale idiomorfe de pirită.

Toate aceste fenomene arată că intruziunea granitelor s-a produs într-o perioadă cînd paragnaisele și amfibolitele erau aproape complet metamorfozate. Trebuie să deducem că injectiile de granite reprezintă apofizele unui corp magmatic de dimensiuni mai mari, situat în adîncime, a cărui temperatură a influențat probabil în timpul metamorfismului rocele mesozonale.

Deoarece fenomenele care se produc sub influența injectiilor granitice nu aduc transformări de temperatură înaltă, însemnează că temperatura granitelor nu a fost prea ridicată în timpul punerii lor în loc, aşa cum admit și SEMENENCO (17), SHAND (18), TURNER (21), etc. pentru unele granite.

*Pegmatitele*, în filoane, urmează granitelor, pe care le străbat. Deși termenul pegmatit este cam forțat, îl păstrăm totuși. Aci este vorba de granite filoniene pegmatoide, care, deosebit de injectiile granitice, pot străbate rocele și discordant. Aceste filoane sunt răspîndite mai ales în bazinul Văii Ungurilor, Văii Dupla și pe V. Mărască.

Cele mai multe varietăți au culoarea albă sau alb-cenușie, deoarece în anumite cazuri, atît quartul cît și plagioclazul sunt impregnați cu granule fine de minerale opace, care le dau culoarea cenușie. Mai rar se întâlnesc pegmatite roz.

În compoziția pegmatitelor albe participă quartul, microclinul și un albit cu 8% An. În cazuri mai rare apare muscovitul, asociat sau nu cu biotit, care este transformat uneori în penin. Ca minerale accesoriai găsim cristale de turmalină, apatit și într-o secțiune am putut observa magnetit.

În pegmatitele roz, care apar pe V. Dupla, se dezvoltă mai mult microclinul, cu structura în grătar sau cea de microclin pertit.

Pe P. Hodoapei, spre izvoare, apar roce pegmatoide, în care turmalina larg dezvoltată participă în cantitate foarte mare, iar pe Valea Mărască se întâlnesc pegmatite, în care găsim almandinul sub formă de cristale idiomorfe, ce pot ajunge pînă la 5 m/m diametru.

*Silexitele* sunt filoane de quart hidrotermal, care au fost puse în loc ultimele, reprezentînd manifestările finale ale activității magmatice vechi. Aceste filoane sunt alcătuite de obicei, din quart cenușiu și mai rar alb. Quartul cenușiu este impregnat uneori cu pirită și de obicei cu granule fine opace, de culoare neagră, care-i dau culoarea respectivă.



Înainte de a termina considerațiile petrografice asupra Seriei de Mădrizești, am vrea să menționăm aci un grup de roce, care au suferit un oarecare metamorfism retrograd sau numai fenomene de milonitzare. Acestea — paragnaise, amfibolite și granite — sub influența retrometamorfismului, devin mai sistoase, iar mineralele ca biotitul, hornblenda și granatul trec în clorit, în timp ce feldspații sunt sericitizați, iar cuarțul zdrobit.

Fenomenele de milonitzare sunt mai caracteristice pe linia de contact dintre seria mesozonală și cea epizonală.

**B) Seria de Păiușeni.** În această serie includem toate șisturile cristaline al căror metamorfism, considerat în ansamblu, este mult mai slab și se încadrează condițiilor epizonale.

Ca minerale indicatoare apar în majoritatea rocelor, sericitul (muscovitul), cloritul, epidotul și albital, de unde se poate vedea că seria cristalină a fost metamorfozată în condițiile subfaciesului muscovit — cloritic, din faciesul de șisturi verzi. Rocele cu aceste caractere ocupă aproape toată suprafața hărții în partea de NW și NE și se extind astfel spre localitatea Păiușeni, de la care a provenit și numele pe care l-am atribuit seriei.

Cu toate acestea, în anumite zone cu extindere redusă apar minerale ca hornblenda și cloritoidul, care aparțin la faciesuri destul de deosebite ca intensitate metamorfică și care sunt determinate, după cum vom vedea, de condiții locale de metamorfism.

Șisturile epizonale reprezentă continuarea spre E și NE a Munților Highiș de la W, deoarece există multe asemănări între rocele descrise de DAN GIUȘCĂ (5, 6, 7), V. PAPIU (13) și cele ce am constatat noi în acest sector. Ca și în Munții Highiș, în toată Seria epizonală apar intercalării de metadiabaze și este străbătută de roce intrusive, ca: metadiorite, granite și roce porfirice.

După cum se poate vedea pe hartă, Seria de Păiușeni este suportată de Seria de Mădrizești, din care remaniază unele elemente și ia contact cu aceasta, după cum am mai arătat, printr-o mare cută anticlinală culcată, care prinde sub ea, din loc în loc, un grup de roce laminate, sincrone. În partea de N și NE a hărții, această serie este acoperită de roce vulcanice neogene (andezite), care se asociază cu sedimente sarmațiene și pliocene.

După cum arată unele profile, din punct de vedere stratigrafic formațiunile Seriei de Păiușeni s-ar putea separa în două mari complexe: un complex inferior cuarțito-sernitic și un complex superior șistos-sernitic. Această separare se apropie foarte mult de clasificarea adoptată de M. PAUCĂ (14) în Codru-Moma și noi ne-am putut convinge în regiunea Băilor Moneasa, că există o asemănare petrografică între seria metamorfică superioară din această regiune și ceea ce noi separăm în Munții Drocea ca un complex superior șistos-sernitic.

În felul acesta se întărește mai mult ideea lui V. C. PAPIU, pe care o împărtășim, că formațiunile epizonale din cele două regiuni ar fi asemănătoare și nu ne îndoim că pe sub bazinul neogen scufundat al Crișului Alb există o legătură continuă între ele.

Cum însă majoritatea rocelor care alcătuiesc Seria de Păiușeni participă atât într-un complex, cât și în celălalt, vom considera formațiunile epizonale ca o serie flișoidă metamorfozată, în care, din punct de vedere petrografic, se pot separa următoarele grupe mari de roce: 1, grupul rocelor metapelitice; 2, grupul rocelor metapsamitice; 3, grupul rocelor metapsefitice<sup>1)</sup>; 4, grupul rocelor laminate; 5, grupul rocelor metaeruptive.

Referindu-ne la aria de extindere a acestora, constatăm că grupele 1 și 2 ocupă cele mai mari suprafețe. Astfel, primul grup este mai răspândit în partea de SE a regiunii și constituie roca principală a complexului superior, în timp ce al doilea se extinde mai ales în partea de NW, aparținând mai mult complexului inferior. Celelalte grupe au o răspândire mai redusă și mai mult sau mai puțin uniformă, deoarece se întâlnesc în ambele complexe.

*I. Grupul rocelor metapelitice.* În această categorie sînt cuprinse roce filitice fine, șistoase, în general sericitice, uneori cloritice, carbonatice sau cverțoase. Ele reprezintă sedimente pelitice metamorfozate. Între aceste șisturi se parăm următoarele tipuri de roce: șisturi sericitoase-cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase cu albit, șisturi cu cloritoid, șisturi carbonatice și calcaré cristaline.

*Șisturile sericito-cloritoase* alcătuiesc masa principală a formațiunilor complexului superior și sînt răspîndite mai ales în partea de SE a regiunii, în timp ce la N nu apar decît pe văile Rădești, Almaș și Prundu, unde ies de sub aglomeratele de andezite și mai rar se întâlnesc în complexul inferior. Ele sînt reprezentate prin roce șistoase, de culoare cenușie-argintie, uneori mai verzu sau violacee. Au o structură blastopelitică și textură șistoasă, uneori rubanată. În compoziția lor se menține de obicei următoarea parageneză: cuarț — sericit — clorit ± (talc — turmalină — oligist).

De obicei, participă în rocă mai mult cuarțul, sericitul și cloritul. În anumite cazuri, asocierea acestor minerale este variată și prin predominanța unuia sau altuia dintre ele, apar benzi mai sericitoase sau mai cloritoase, care dau roci o textură rubanată. Apariția în cantitate mai mare a talcului în rocă face să se formeze șisturi talcoase, de culoare argintie, care se întâlnesc mai rar, cum sînt cele de pe P. Duplei și P. Lespezilor.

<sup>1)</sup> Folosim termenii metapelitic, metapsamitic și metapsefitic, pentru a sublinia gradul slab de metamorfism la care a fost supusă Seria de Păiușeni.



Spre izvoarele văii Hurezu și pe P. Lespezilor, la limita cu formațiunile cretacic-superioare, șisturile sericitoase cloritoase trec, în partea superioară a complexului șistos-sernifitic, la un facies mai slab metamorfozat chiar decât celelalte formațiuni epizonale.

Rocele acestea sunt de obicei de culoare cenușie, uneori mai negricioasă și de multe ori au aspect de ardezii, care se separă în plăci. Uneori trec la faciesuri mai cuarțitice și alternează cu sernifite grosiere și curgeri stratificate de metadiabaze. În compoziția lor participă de asemenea cuarțul, sericitul și mult material cărbunos sau feruginos, care le dă culoarea negricioasă. Ceea ce este mai important, este faptul că în aceste roce se văd foișe mari de muscovit, mai rar biotit cloritizat și blocuri de paragnaise muscovitice de tipul acelora din formațiunile mesozonale descrise mai sus, de unde sunt remaniate toate aceste elemente. De asemenea, apar în aceste roce blocuri zdrobite din metadiabazele sincrone, care au aspectul unor elemente de șisturi verzi și reprezintă probabil un material tufogen sau aglomeratic metamorfozat. În aflorimentul de pe P. Lespezilor, se văd în aceste șisturi forme nodulare, care par să reprezinte fosile, fapt însă nesigur. Noi considerăm că rocele care aparțin acestui facies reprezintă cele mai tinere formațiuni, care alcătuiesc Seria de Păiușeni și menționăm că sub această formă sunt dezvoltate și în Munții Codru-Moma, în regiunea Moneasa.

*Şisturile sericitoase* sunt mai rar întâlnite în regiune și se prezintă sub formă de mici intercalații în șisturile sericitoase-cloritoase sau în complexul cuarțit-sernifitic. Roca de culoare albă, fin șistoasă, este alcătuită din granoblaste mici de cuarț, cu extincție rulantă, care formează în rocă lentile, ce alternează cu cele alcătuite din foișe fine de sericit și sunt orientate pe direcția de șistozitate a rociei. Apar de asemenea lentile subțiri de sideroză, mineral care, prin alterare, trece în limonit. Mai rar se întâlnesc idioblastă de zircon.

*Şisturi cloritoase cu albit* se pot vedea pe V. Dupla, unde sunt asociate cu roce efusive metamorfozate. Roca este de culoare verde, de intensități variante, în funcție de diferențele benzii din care este formată, fapt care-i dă o textură rubanată. Ea este alcătuită din cristaloblaste de albit, asociate cu granoblaste de cuarț, la care se adaugă cloritul. Mai rar se pot vedea granule de epidot și plaje de oxizi de fier opaci. După aspectul lor general, aceste șisturi reprezintă tufuri și tufite metamorfozate.

*Şisturile cu cloritoid* sunt roce de culoare cenușie sau argintie, în care apar porfiroblaste de cloritoid, tremolit asociat uneori în rozete, și cristale de oligist sau de magnetit. Astfel de roce apar ca intercalații în șisturile sericitoase cu pigmenti de oligist, din jurul Vîrfului Runcu, în zona părăielor Șchiopului.



Prundului și pe afluenții stângi, inferiori, ai Văii Rădești. Ele se asociază cu sernifite și cuarțite epizonale.

Rocele din această categorie au structură porfiroblastică și textură šistoasă, iar în compoziția lor participă următoarele parageneze de minerale: cuarț — muscovit — cloritoid — oligist (magnetit), sau cuarț — muscovit — tremolit — cloritoid — oligist.

Masa roei este alcătuită în cea mai mare parte din foițe de muscovit, care se întrețin în toate direcțiile și sănătate pigmentate cu granule de oxizi, mai rar de magnetit. Cuarțul apare în cantitate foarte mică. În masa aceasta uniformă se văd idioblaste de cloritoid maclate, care au următorul pleocroism:  $N_g$  = gălbui,  $N_m$  = verde-albăstrui și  $N_p$  = verde. Cloritoidul prezintă culori anomale de birefringență și se transformă uneori în clorit. Tremolitul este de culoare cenușie și se prezintă de asemenea sub formă de idioblastă, uneori de porfiroblastă cu conture neregulate, care cresc peste celelalte minerale și este impregnat cu granule opace de oligist.

După cum se vede, aceste parageneze sănătate destul de curioase și mai interesantă este apariția lor între šisturile epizonale slab metamorfozate. Dacă cercetăm însă literatura, constatăm că și în alte regiuni se găsesc roce epizonale care conțin unele dintre aceste minerale. Astfel, N. GHERASI (4) și G. MANOLESCU descriu în Carpații meridionali šisturi cu cloritoid, întâlnite într-o serie de roce echivalente Formațiunii de Schela, dar mai intens metamorfozate.

Este sigur că în cazul Masivului Drocea aceste parageneze care se întărează la sub-faciesul cloritoid-almandinic (21) nu sănătate legate atât de adâncimea la care au fost metamorfozate, cît de anumite condiții speciale.

Astfel, asemenea parageneze pot să apară în roce cu un conținut ridicat de  $Al_2O_3$  și  $Fe_2O_3$  și o cantitate scăzută de  $K_2O$  (21), compoziție pe care o au probabil și rocele din Drocea, dacă ținem seama de alcătuirea lor mineralologică. Pe de altă parte, temperatura și condițiile de stres sănătate furnizate aci de o zonă care a suferit cele mai mari eforturi în timpul cutărilor, mișcări care au putut crea condițiile termodinamice pentru cristalizarea, de ex. a cloritoidului, mineral tipic de stres. Prin variația condițiilor de stres, la care adaugă și influențe magmatice, explică SEMENNCO (17) apariția unor faciesuri foarte deosebite în šisturile epizonale din Saxagan, fapt care nu ar fi, poate, cu totul exclus nici în cazul nostru.

*Šisturile carbonatice* reprezintă unele roce epizonale, sericitoase, cloritoase, uneori cu albit, în compoziția cărora participă în cantități variabile carbonați de fier sau de calciu și granule opace de oligist. Ele apar de asemenea ca intercalări în complexul inferior, dar mai ales în cel superior, pe V. Dupla, în partea de sus a Văii Prundu sau pe V. Groșilor. Rocele au structură blastopelitică și textură šistoasă, uneori rubanată. În unele dintre ele, care apar pe P. Groșilor,



sideroza se prezintă sub formă de porfiroblaste idiomorfe, care cresc peste granoblastele de cuarț și le includ. De multe ori însă, carbonații se asociază în lentile scurte, alăcuite din sideroză sau calcit, înconjurate de șist sericitos-cloritos-carbonatic.

Sub influența condițiilor atmosferice carbonații din roce se altereză și în locul lor rămân goluri caracteristice, iar roca este colorată în roșu cînd carbonatul a fost de fier.

*Calcare cristaline* se întâlnesc mai rar în Seria de Păiușeni și nu putem cita decît cîteva intercalații, care se văd pe V. Mărască, V. Mustești și V. Rădești, ultima avînd o grosime de peste 100 m. Rocele sănt de culoare albă și au o cristalinitate redusă față de a celor din Seria mesozonală. Sînt alcătuite din calcit și granoblaste de cuarț, iar în partea lor inferioară apar benzi de calcar sideritice, uneori de sideroză, și sănt străbătute de filoane hidrotermale de cuarț, în jurul căror se văd cristale idiomorfe de pirită și în unele cazuri plaje de calcopirită. Trecerea de la calcar la șisturi se face prin roce ambigue, șistoase-calcaroase, care sănt un produs al variațiilor de facies în timpul sedimentării rocelor inițiale.

2. *Grupul rocelor metapsamitice.* Includem la acest punct roce care reprezintă sedimente detritice, psamitice, metamorfozate în condiții slabe de metamorfism, ca și cele metapelitice, astfel că structura lor blastopsamitică mai păstrează bine urmele structurii inițiale. Aceste roce alcătuesc masa principală a complexului inferior, răspîndit în partea de NW a hărții, și au în ele intercalații de roce metapelitice și metapsefitice, între care există tranziții gradate și curgeri interstratificate de metadiabaze. Ca și tot restul rocelor epizonale, sănt străbătute de filoane hidrotermale de cuarț și carbonați.

În cele ce urmează, vom separa o gamă întreagă de roce, aşa cum am deosebit și la rocele metapelitice și cum vom face mai departe și la cele metapsefitice. Aceste separații sănt însă, mai mult sau mai puțin, roce tip, a căror diferențiere se face pe baza dimensiunilor granoblastelor și a compoziției mineralogice. Dar, atât dintr-un punct de vedere (granulația), cât și din altul (compoziția mineralologică), există extrem de multe variații, atât între rocele din același grup, variații date de participarea relativă a diferitelor minerale în rocă, cât și între grupele însăși, datorită participării granoblastelor cu dimensiuni variate în aceeași rocă. Acestea sănt, însă, roce de tranziție în cadrul variațiilor de facies ale sedimentelor flișoide premetamorfice.

În grupul rocelor metapsamitice separăm următoarele varietăți petrografice: cuartite, cuartite feldspatice, cuartite sericitice, cuartite carbonatice, cuartite cloritice.



*Cuarțitele.* Atribuim acest termen unor roce care apar sporadic pe V. Prundu, mai jos de confluența cu P. Păiușului. Ele sunt alcătuite aproape în întregime din granoblaste de cuarț cu dimensiuni apropiate. Mai rar se văd în rocă foile de sericit sau perin, granoblaste de turmalină verde-albăstruie, zircon și granule fine de oxizi de fier opaci. Pe V. Rădești și V. Mustești se întâlnesc cuarțite fine, cenușii-negricioase, cu aspect jaspoid, care se asociază cu metadiabaze și sunt injectate de filoane de cuarț și calcit.

*Cuarțitele feldspatice* se întâlnesc mai des în regiune. Pe hartă, noi nu am separat decât pe cele mai tipice, a căror arie de răspândire este mai ales spre izvoarele Văii Prundu, pe Pîrîul Lehădiei, P. Păcurărești și P. Păiușului, în special la limita dintre complexul inferior și cel superior. Din loc în loc, ele apar și în partea de S a Văii Hurezului și rare intercalații de cuarțite feldspatice am găsit pe V. Crăciuneasa sau pe P. Groșilor.

Aceste roce reprezintă gresii feldspatice metamorfozate, care au avut compoziția grauwakelor sau a arcozelor. Cele mai feldspatice au o culoare alb-rozie sau albă, iar cînd conțin mai multe cristaloblaste de oligist, devin mai cenușii. Cele mai multe roce se compun din granoblaste de cuarț, feldspat potasic cu structura microclinului și un albit-oligoclaz cu 8–10% An, mălat după legile albit și albit-Karlsbad. În cantitate mai redusă, participă foile de sericit, clorit, sideroză, turmalină, apatit și zircon. În cîteva puncte de pe V. Prundului, cuarțitele feldspatice sunt impregnate slab cu minerale de cupru, oxizi de fier, etc., depuse acolo în timpul sedimentării roci initiale.

În cele mai multe secțiuni se observă că în jurul granoblastelor de plagioclaz se depune o zonă îngustă de material feldspatic recristalizat, care nu mai este mălat și nu mai ține seama de maclele anterioare ale acestora.

Cuarțitele feldspatice reprezintă desigur arcoze, sedimentate în condiții speciale, care au remaniat mineralele componente ale unor coruri granitice, de tipul acelora din Seria mesozonală, deoarece feldspatul potasic cu structura microclinului este apropiat pertitului din granitele acestei serii. După compoziția lor, credem că nu greșim prea mult, dacă vedem în astfel de roce origina unor paragnaise din diferitele serii mesozonale.

*Cuarțitele sericitice* fac tranziția între cuarțitele propriu-zise și șisturile citoase, uneori spre cele carbonatice. Ele sunt destul de răspîndite între formațiunile complexului inferior și de multe ori și în cel superior.

Aceste roce au de asemenea o structură blastopsamitică și textură șistoasă sau rubanată, iar în compoziția lor participă, în cea mai mare parte, granoblaste de cuarț, mai puțin sericitul și mai rar se văd sideroză, oligistul, turmalina, zirconul și apatitul.



*Cuarțitele carbonatice* participă în cantitate foarte mare în complexul inferior, dar nu lipsesc nici din complexul superior șistos. Rocele acestea au culori deosebite: alb-cenușiu, cenușiu, gălbui sau violaceu, ori sunt brun-roșcate atunci când carbonatul din compozitia lor este alterat și se transformă cu această ocazie în limonit. Ele sunt alcătuite, în cea mai mare parte, din cuarț și sideroză sau calcit, la care se asociază cristaloblaste de plagioclaz, feldspat pertitic, sericit, zircon, apatit, turmalină și granule opace de oligist. Carbonații se prezintă de obicei sub formă de plaje sau idioblaste și ocupă, de regulă, spațiile dintră mineralele anterioare, arătând prin aceasta că ei au format cimentul gresiilor premetamorfice.

În unele roce de pe V. Grosișor se evidențiază o textură rubanată, în care zone mai carbonatice alternează cu benzi mai cuartoase.

În diferite puncte din regiune se pot vedea cuarțite carbonatice, care remaniază fragmente de șisturi sericitoase, epizonale.

*Cuarțitele cloritice* sunt roce care se întâlnesc cu totul sporadic, cum sunt cele de pe Valea Crăciuneasa și Valea Hurezului. Roca este compactă ca și celelalte cuarțite, are culoarea verzuie sau verde închis și păstrează o structură asemănătoare. În compozitia acestor cuarțite participă granoblaste de cuarț, clorit, sericit, mai rar albă și granule opace de oligist. Asociațiile lenticulare de cuarț alternează cu benzi filitice și astfel, se realizează texturi rubanate. Cuarțitele cloritice reprezintă tufite metamorfozate.

3. *Grupul rocelor metaporfice.* În această categorie de roce cuprindem o serie de conglomerate grosiere, metamorfozate, care au uneori aspect de brecii cuartoase. Ele sunt sernifite, care păstrează totdeauna o structură blastoporfitică, ce amintește bine structura inițială a sedimentului. Elementele care le alcătuiesc, inițial rulate, au suferit un fenomen de cataclază și au dimensiuni de la 5 mm pînă la 10 cm. Ele sunt alcătuite mai ales din cuarț alb sau roziu, de multe ori cenușiu, de tipul celui hidrotermal din Seria mesozonală, și mai rar elemente de feldspat pegmatoid sau de granite. Un alt grup de roce pe care le remaniază sernifitele, după cum am văzut și în unele cuarțite, sunt blocuri de cuarțite cenușii grafitoase și cuarțite sericitoase, care se aseamănă cu cele din seriile epizonale din alte regiuni, cum ar fi Poiana Rusă și Carpații orientali.

Sernifitele sunt răspîndite în toată regiunea și participă la alcătuirea complexului inferior, cît și a celui superior. Cea mai mare dezvoltare a sernifitelor o găsim la izvoarele P. Hurezu și pe V. Rădești, cum și pe pîraiele din colțul de SW al hărții. Ele se prezintă ca intercalări între celelalte tipuri de roce și au grosimi de obicei de cîțiva metri, dar care pot ajunge și pînă la cîteva sute de metri.

Această grupă de roce se poate separa, după compozitia mineralologică, în următoarele tipuri: sernifite, sernifite feldspatice, sernifite sericitice, sernifite



carbonatice și sernifite cloritice. Prin această separare se observă însă că ele se asemănă mineralogic cu cuarțitele descrise mai sus și diferă de acestea mai mult în ceea ce privește dimensiunile unor compoziții. De aceea, vom da asupra lor o descriere mai scurtă. Cele mai multe sernifite sunt alcătuite din elemente de cuarț alb sau cenușiu, rotunjite și apoi cataclazate parțial, care sunt prinse într-o masă mai fină, alcătuită din cuarț cataclastic, sericit, clorit, feldspați, carbonați și granule de oligist. La multe din ele, elementele de cuarț alb au pe margini o tentă rozie, care lipsește spre interior. Secțiunile au arătat că în portiunea slab colorată elementul este fin cataclazat sub influența stresului.

Sernifitele care remaniază elementele epizonale mai caracteristice apar în special pe P. Schiopului, dar se pot întâlni și în restul regiunii.

Pe V. Dupla, P. Păiușului, V. Mărască și în alte puncte, se pot întâlni sernifite, care remaniază granoblaste mari de feldspați plagioclazi sau potasici, uneori cu structura celor din filoanele pegmatitice sau a microclinului. Unii feldspați, cu dimensiuni mai reduse, sunt recristalizați în timpul metamorfismului.

În diferite puncte din regiune, dar mai ales pe V. Dupla, se întâlnesc sernifite, ale căror elemente mai grosiere sunt prinse într-o masă alcătuită din granoblaste de cuarț, albit și mult clorit. Ele corespund cuarțitelor cloritice și reprezintă de asemenea tufite mai grosiere, metamorfozate.

Structura și compoziția sernifitelor carbonatice, în care carbonații încadrează celelalte granoblaste, arată că ele au provenit din metamorfozarea unor conglomerate cu ciment carbonatic.

*4. Grupul rocelor laminatelor.* Acest grup de roce are o răspândire mai mică, dar este de o mai mare importanță, atât prin compoziția rocelor, cât și prin poziția pe care o ocupă în spațiu. El este alcătuit dintr-o gamă de roce, sincrone celor epizonale, asemănătoare mai ales cu unele faciesuri ale rocelor mai slab metamorfozate, pe care mai sus le consideram ca cele mai tinere din Seria epizonală.

Rocele laminate stau prinse, actualmente, peste Seria mesozonală, sub cuta anticinală culcată a epizonei, de sub care apar, din loc în loc; sub formă de lentile, de la V. Dupla și pînă la V. Seghișorului. Aceste roce, care au venit transgresiv peste Seria de Mădrizești, reprezintă probabil, sedimente epicontinentale slab metamorfozate și par să se asemene cu unele roce din partea de E a Munților Apuseni, pe care R. DIMITRESCU (3) le consideră acolo ca apartinând Paleozoicului.

Din punct de vedere petrografic, ele se apropie mai mult de sernifite și cuarțite și prezintă culori verzui, violacee sau cenușii. Au structuri de obicei blastopsefite sau blastopsamitice și sunt alcătuite dintr-un material puțin sortat, cataclazat sau laminat în timpul mișcărilor orogenice, care au cutat Seria epizonală.



Sub influența forțelor de frecare ce s-au născut între Seria mesozonală și cea epizonală rocele au fost puternic zdrobite.

În aceste roce, într-o masă coarțoasă, sericitoasă sau cloritoasă, se văd elemente de cuarț, granite, paragnaise, amfibolite zdrobite și foile mari de muscovit. În aflorimentul de pe V. Dupla, cel mai caracteristic, se poate constata oarecare stratificație în ceea ce privește colorația rocelor verzui sau violacee, iar slaba sistozitate se pare că s-a produs discordant.

*5. Grupul rocelor metaeruptive.* Încadrăm la această grupă o serie de roce de tipul ortoșisturilor clorit-albit-epidotice, care reprezintă diabaze slab metamorfozate și roce intrusive, ca: metadiorite, granite, porfire, cum și o serie de filoane hidrotermale.

*Metadiabazele*, cel mai bine reprezentate în această parte a Masivului Drocea, au de obicei culori verzi și structuri blasto-ofitice sau blasto-porfirice. Ele apar pe teren sub formă de intercalații masive și reprezintă silluri sau curgeri de roe bazice efuzive, sincrone sedimentelor de geosinclinal. În compoziția lor participă plagioclazul, varietatea albit cu 8–10% An, maclat albit, albit — Karlsbad și, mai rar, după legea periclinului. Spațiile dintre cristaloblastele de plagioclaz sunt ocupate de foile de clorit, granule de pistătit plaje de oligist și, mai rar, cuarț sau pirită.

Unele dintre ele au o structură blasto-porfirică, dar păstrează aceeași compoziție mineralologică.

De multe ori, aceste roce au suferit fenomene de hidrotermalizare pe zone întinse (V. Dupla), sub influența filoanelor de cuarț hidrotermal care le străbat. Astfel, plagioclazul suferă fenomene de saussurizare, iar în cuiburile de clorit se văd idioblaste de rutil. Roca este invadată de plaje de calcit și de oligist, ultimul fiind dezvoltat mai ales pe fisurile existente.

În unele cazuri, metadiabazele sunt impregnate cu pirită, la care se asociază de multe ori și plaje fine de calcopirită.

*Metadioritele* se întâlnesc în câteva puncte din regiune, cum sunt văile Almaș, Hurezu și pe P. Lehădiei, unde se prezintă sub formă de injecții, care străbat Seria epizonală. Ele au culoarea verde, verde închis și sunt alcătuite dintr-o masă cataclastică de feldspați, clorit, uneori cuarț, în care se mai păstrează, uneori, un feldspat netransformat, care are compoziția albitului. Sub influența unor filoane hidrotermale care le străbat, metadioritele sunt parțial zeolitizate în jurul acestora.

*Granitele* apar numai sub forma unei injecții pe P. Lehădiei, unde sunt asociate cu granofire și sunt de asemenea cataclazate. În compoziția acestor roce



participă cuarț, ortoză, albit cu 8% An și clorit format pe seama biotitului, iar ca minerale accesoriei se pot vedea apatit, zircon și oxizi opaci de fier.

*Granofirele* sunt roce porfirice filoniene, care străbat granitele pe P. Lehădiei. Structura lor este porfircă și sunt alcătuite din fenocristale de albit maclat, prinse într-o masă holocrystalină, micropegmatitică, la alcătuirea căreia participă cuarț, ortoză, plagioclaz, clorit, zircon, apatit și oxizi de fier.

*Filoanele hidrotermale* care străbat concordant, mai rar discordant, toate formațiunile epizonale descrise mai sus, se pot separa, după compoziția lor, în silexite și carbonatite.

Filoanele de silexite sunt alcătuite, de regulă, din cuarț alb și uneori din cuarț fumuriu. De multe ori se observă în aceste filoane cuiburi mari de sideroză sau calcit de culori albe, gălbui sau rozii, cuiburi sau pungi de penin asociat cu foișe mari de sericit și magnetit idiomorf (P. Toii), mai rar de turmalină și plăci sau cristale destul de mari de oligist. Toate aceste minerale reprezintă, se pare, o contaminare a soluțiilor hidrotermale, în drumul lor prin stiva de șisturi. De aceste filoane sunt legate și principalele mineralizații de sulfuri complexe din Masivul Drocea.

În timpul punerii în loc a filoanelor, soluțiile au avut o temperatură destul de ridicată, deoarece rocele din jurul lor sunt impregnate uneori cu turmalină, iar foișele de sericit iau o dezvoltare mai mare, rocele apropiindu-se astfel de unele corneene.

Filoanele de carbonatite au grosimi de la cîțiva centimetri pînă la un metru, aşa cum se văd pe P. Hărjău. Ele sunt alcătuite din calcit asociat cu sideroză și oligist sau sunt străbătute de filonașe de cuarț.

### Evoluția geologică a regiunii

Referindu-ne la vîrsta Seriei de Mădrizești, constatăm că ea este mai veche decît Seria de Păiușeni. Fără a avea date precise asupra vîrstei, observăm însă că din punct de vedere al relațiilor dintre diferitele faciesuri mesozonale, deși lipsesc unele minerale de temperatură mai ridicată, această serie se asemănă foarte mult cu seriile mesozonale din Munții Semenic și din Carpații orientali, pe care le-am cercetat în anii 1954 și 1955. De asemenea, ea este probabil sincronă cu formațiunile mesozonale și granitele descrise de M. PAUCĂ la W de Munții Codru (14) și cele din jurul localității Pîncota.

Faptul că rocele din Seria de Păiușeni remaniază unele elemente care ar apartine unei epizone de tipul celei din Poiana Ruscă sau din Carpații orientali, ne face să credem că deasupra Seriei de Mădrizești trebuie să existe de asemenea



o serie epizonală, dar care este acoperită de formațiunile mai noi și care ar corespunde, probabil, cu ceea ce R. DIMITRESCU numește mai la est, Seria de Muncel (3).

În concluzie, se poate considera că Seria de Mădrizești face parte din cele mai vechi formațiuni cristaline de la noi din țară. Sîntem îndreptățiti, deci, să considerăm că la sfîrșitul Arhaicului sau începutul Paleozoicului se formase și evoluă în această zonă un geosinclinal. Actualmente nu cunoaștem aci decît o mică parte din formațiunile căror le-a dat naștere. Observăm totuși că sedimentau gresii feldspatice sau cuarțoase, din care au rezultat paragnaisele și cuarțitele muscovitice. Urmează apoi un grup de roce feldspatice, cu un conținut mai ridicat în fier și magneziu, din care au rezultat paragnaisele și cuarțitele biotitice. În timpul sedimentării acestor formațiuni se manifestă un magmatism bazic, inițial, din produsele căruia au rezultat ortoamfibolitele actuale. Spre sfîrșitul sedimentării ultimelor formațiuni se depun calcare.

Toată stiva de sedimente este metamorfozată apoi în condiții de mesozonă, în timpul unei orogeneze vechi. La începutul acestor mișcări se manifestă un magmatism ultrabazic, preorogen, ale cărui roce intrusive au dat serpentinitetele actuale. Sîncron cu aceste mișcări și spre sfîrșitul lor se manifestă un magmatism sinorogen, acid, care pune în loc injectiile de granite cu muscovit și biotit și pegmatitele, urmate apoi de filoane hidrotermale de cuarț.

Din punct de vedere tectonic, Seria de Mădrizești se comportă ca un monoclin, care are direcția N60°—40°E și căderi spre SE cuprinse între 50° și 30°, fapt care indică o serie strîns cutată sub impulsul unor eforturi care s-au efectuat de la SE.

Seria de Păiușeni este mai nouă și asupra ei diferiți autori s-au pronunțat pentru o vîrstă carboniferă. În sprîjinul faptului că ea reprezintă o serie cristalină aparte, vin elementele de roce mesozonale și epizonale remaniate, tranziția bruscă de la Seria de Mădrizești la cea epizonală, cum și observația că granitele muscovit-biotitice nu străbat niciodată formațiunile epizonale.

Date pentru a stabili o vîrstă sigură nu sînt pentru moment. Totuși, un fapt rămîne sigur și anume că ea este mai veche decît Permianul inferior, nemetamorfozat, care acoperă șisturile în Codru-Moma (14) sau la N de Highiș (6). Pe de altă parte, pe baza elementelor remaniate constatăm că ea este o serie cristalină mai nouă decît seriile metamorfice de tipul Poiana Ruscă sau Carpații orientali, cu care nu se asemănă petrografic. Așa dar, analizînd ultimele date pe care le aducem, nu putem preciza decît că Seria de Păiușeni este sincronă cu formațiunile cristaline asemănătoare din Munții Bihor, menționate de DAN GIUȘCĂ (8) și TH. KRÄUTNER (10), cel puțin cu partea mai intens metamorfozată a Formațiunii comprehensive de Schela (3, 4) și cu unele sernifite din Carpații orientali (Vatra Dornei), care stau prinse sub o serie de solzi (autorul 1955).



Noi putem considera că în timpul Paleozoicului, în partea de NW a zonei de roce mesozonale dintre Slatina de Mureş și Mădrizeşti se instalează un geosinclinal, care cuprindea probabil Munții Highiș, Drocea, Codru-Moma și Bihor, unde sedimentează o serie de tip Fliș, începînd în bază cu un complex de roce grezo-conglomeratice, cu intercalării de formațiuni pelitice și calcară, din care a rezultat complexul actual cuarțito-sernifitic. Ca o consecință a acestui tip de sedimentare sincronă unor mișcări mai mult sau mai puțin continue, se produc variații de facies, atât pe orizontală cât și pe verticală, datorită unor recurențe de sedimentare.

Mai tîrziu, în timpul sedimentării complexului al doilea, șistos sernifitic, condițiile se schimbă, căci acum predomină mai mult faciesul pelitic, de adîncime mai mare, care alternează adesea cu sedimente grosiere. Către sfîrșitul evoluției acestui geosinclinal, apele sale iau o extindere mai mare și depun peste Seria de Mădrizeşti formațiuni epicontinentale, pe care le-am descris la grupul rocelor laminate.

Existența multor faciesuri de roce cu elemente puțin sortate în Seria de Păiușeni, cât și elementele remaniate, îndreptățesc aceste considerente și nu este exclus ca ele să reprezinte materialul provenit din erodarea unor cordiliere care se ridicau în geosinclinal.

În timpul sedimentării acestor formațiuni se manifestă pe fundul geosinclinalului un magmatism bazic, inițial, care aduce curgeri de diabaze sau diabaz-porfirite și tufurile acestora. Spre sfîrșitul evoluției geosinclinalului, sub forma unui magmatism preorogen se insinuiază corporile de diorite și în parte gabbrouri, care se continuă apoi cu magmatismul sinorogen, în timpul căruia sînt puse în loc granitetele biotitice, urmate de rocele porfirice și de filoane hidrotermale de cuarț și carbonați, mineralizate.

Din punct de vedere tectonic, Seria de Păiușeni se prezintă în această parte ca un orogen cu deversare spre SE, realizat sub influența unor eforturi care s-au manifestat de la NW, deosebindu-se astfel de Seria de Mădrizeşti și prin stilul de cutare. Se formează în acest fel un vast anticlinoriu, cu direcția NE, stabilit sub altă formă și de V. PAPIU (13), în axul căruia apar formațiunile complexului inferior. În axul cutelor mai apropiate de Seria de Mădrizeşti apar formațiuni mesozonale, cum este cazul cu cea care ar porni de la V. Mărască, unde se afundă și s-ar continua spre W-SW, prin văile Mustești și Rădești, unindu-se probabil, cu petecile de roce mesozonale de la izvoarele P. Hodoabei. Contactul între cele două serii cristaline este dat de o cută epizonală culcată, care ia de multe ori aspectul unor solzi, peste care vin transgresiv, mai tîrziu, formațiunile Cretacicului superior.

În timpul acestor mișcări se produce și metamorfoza Seriei cristaline în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul muscovit-cloritic, care este predominant.



De asemenea, sînt metamorfozate slab și o parte din rocele intrusive asociate, iar Seria mezozonală este recutată și parțial diaftorizată.

Mai sus am menționat apariția unor roce cu cloritoid sau cu actinolit, care după cum se vede pe hartă, avîndu-se în vedere stilul tectonic al Seriei de Păiușeni, apar într-o zonă în care stresul a putut lua valori mari, fiind situată în fața anticlinoriului amintit. Se formează astfel în timpul mișcărilor paleozoice, tectonica inițială a Seriei de Păiușeni, care este separată de cea mezozonală printr-o discordanță unghiulară-stratigrafică.

Mai tîrziu, în timpul mișcărilor care urmează, mesozoice și neozoice, se produc o serie de fracturi, care au direcția NW sau NE. Sub influența lor iau naștere o serie de torsionări de strate, care dau direcțiile variabile, ce se văd pe hartă și modifică oarecum și contactul dintre cele două serii cristaline. La sfîrșitul Miocenului se produce scufundarea bazinului Crișului Alb, umplut cu roce eruptive și sedimente neogene și se întrerupe astfel continuitatea dintre Munții Drocea și Codru-Moma.

### Concluzii

Concluziile generale care se pot formula din această lucrare sînt următoarele:

1. Deosebit de părerile anterioare, Cristalinul Masivului Drocea este alcătuit din două serii metamorfice, Seria de Mădrizești și Seria de Păiușeni, care diferă între ele atât în ceea ce privește vîrstă formațiunilor premetamorfice, cât și în privința fazelor de metamorfism, ambele fiind rezultatul evoluției a două geosinclinale diferite.

2. În funcție de evoluția celor două geosinclinale, sincron seriei respective, se manifestă două cicluri magmatice, mai mult sau mai puțin complete.

3. Studiul petrografic indică o mare varietate de roce, determinată atât de caracterele rocelor premetamorfice, cât și de variațiile locale ale intensității de metamorfism.

### BIBLIOGRAFIE

1. ALDEA A. și BODIN T. Raport geologic asupra lucrărilor de teren din campania anului 1954. Masivul Highiș—Drocea. Arh. Com. Geol. București.
2. CLOOS H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
3. DIMITRESCU R. Raport sintetic asupra lucrărilor de cartare geologică în Munții Apuseni (regiunea Gîrda—Lupșa) 1953—1955. Arh. Com. Geol. București.
4. GHERASI N. Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Tarcu (Carpates méridionales). An. Inst. Geol. Rom. XVIII. București, 1937.
5. GIUȘCĂ D. Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea Munților Highiș. Arh. Com. Geol. București, 1946.



6. Giușcă D. Raport de activitate în campania de lucru din 1948. Arh. Com. Geol. București.
7. — Raport asupra cercetărilor geologice în masivele Vlădeasa și Hîghiș. Arh. Com. Geol. București, 1949.
8. — Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*. II. București, 1937.
9. GRUBENMANN-NIGGLI. Die Gesteinsmetamorphose. I. Berlin, 1924.
10. KRÄUTNER Th. Observations géologiques sur le Mésozoïque de l'ouest du massif cristallin de Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série du Codru et la série de Biharia. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII (1939–1940). București, 1944.
11. LÓCZY L. v. Das Kreidegebiet zwischen der Maros un der Feher Körös im Arader Komitat. *Jahresber. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1888. Budapest, 1890.
12. MANOLESCU GH. Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII. București, 1937.
13. PAPIU CORVIN V. Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, V, 1. București, 1953.
14. PAUCĂ M. Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI. București, 1941.
15. PETHÖ J. Ergänzungs-Aufnahme in den rechts- und linksuferigen Teilen des Fehér-Köröstales. *Jahresber. k. ung. geol. A. f.* 1888. Budapest, 1890.
16. SAVU H. Raport asupra cercetărilor geologice din partea centrală și de nord a masivului Drocea. Arh. Com. Geol. București, 1956.
17. SEMENENCO N. Problemele metamorfismului. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.*, nr. 5. București, 1953.
18. SHAND S. J. Roce eruptive. Cap. XV. 1947 (Trad. din 1. engleză). Centrul de Documentare Com. Geol. București.
19. SOCOLESCU M. Studii geologice și miniere în Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXVIII. București, 1940.
20. SZENTPÉTERY S. v. Ueber die Eruptivgesteine der Drócsa und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresber. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1916. Budapest.
21. TUERNER F. Dj. Evolutia metamorficeskikh parod. Moscva 1951 (trad. din 1. engleză).

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ МАССИВА ДРОЧА

Х. САВУ

(Краткое содержание)

Автор излагает в настоящей работе ряд определений, сделанных им, полевых исследованиях 1956 г. В кристаллической зоне Массива Дроча, при полевые наблюдения были пополнены лабораторными анализами.

Исследованный участок расположен в северо-западной части Гор Дроча и связывает Горы Хигиш с Горами Кодру Мома.



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

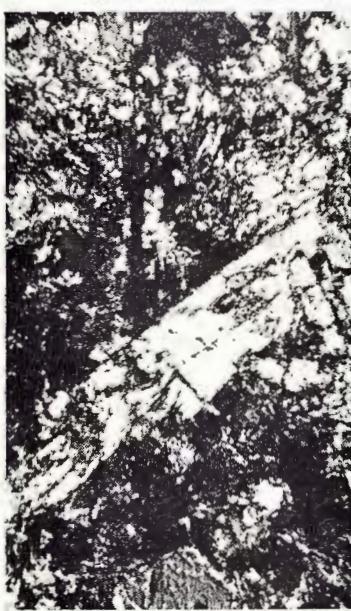
## PLANŞA I

- Fig. 1. — Paragnais cu biotit. V. Seghişor. Nic. +.  $\times 75$ .  
Fig. 2. — Calcar dolomitic cu tremolit. V. Seghişor. Nic. +.  $\times 75$ .  
Fig. 3. — Amfibolit. V. Ungurului. Nic. +.  $\times 75$ .  
Fig. 4. — Granit cu microclin. V. Ungurului. Nic. +.  $\times 75$ .

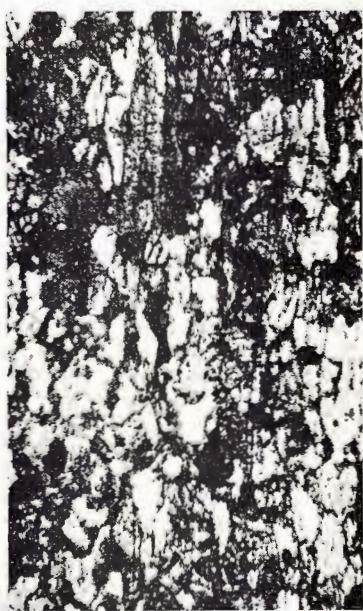




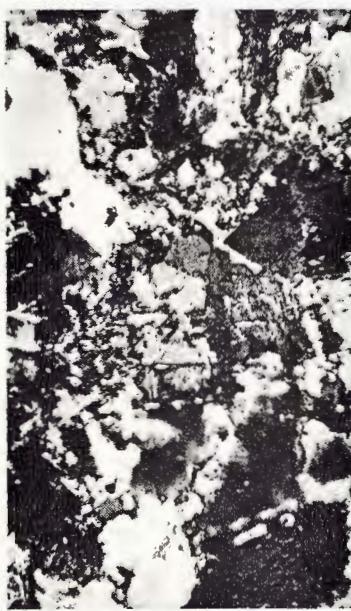
1



2



3



4

## **PLANŞA II**

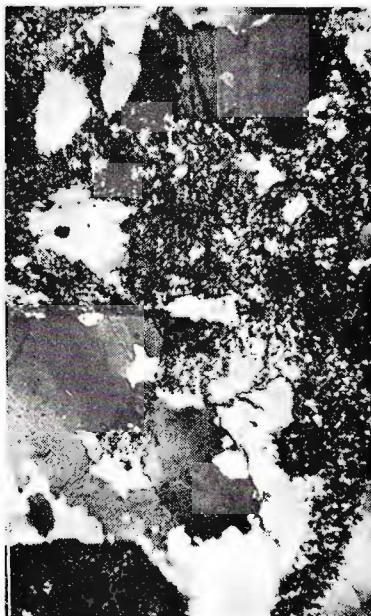


Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

- Fig. 1. — Sernifit. V. Prundului — Păiușeni. Nic. +.  $\times 75$ .  
Fig. 2. — Cuarțit feldspatic. P. Păcurărești. Nic. +.  $\times 75$ .  
Fig. 3. — řist cu cloritoid. P. Lespezilor, Groșii Noi. Nic. +.  $\times 35$ .  
Fig. 4. — Metadiabaz. V. Dupla. Nic. +.  $\times 35$ .





1



2



3



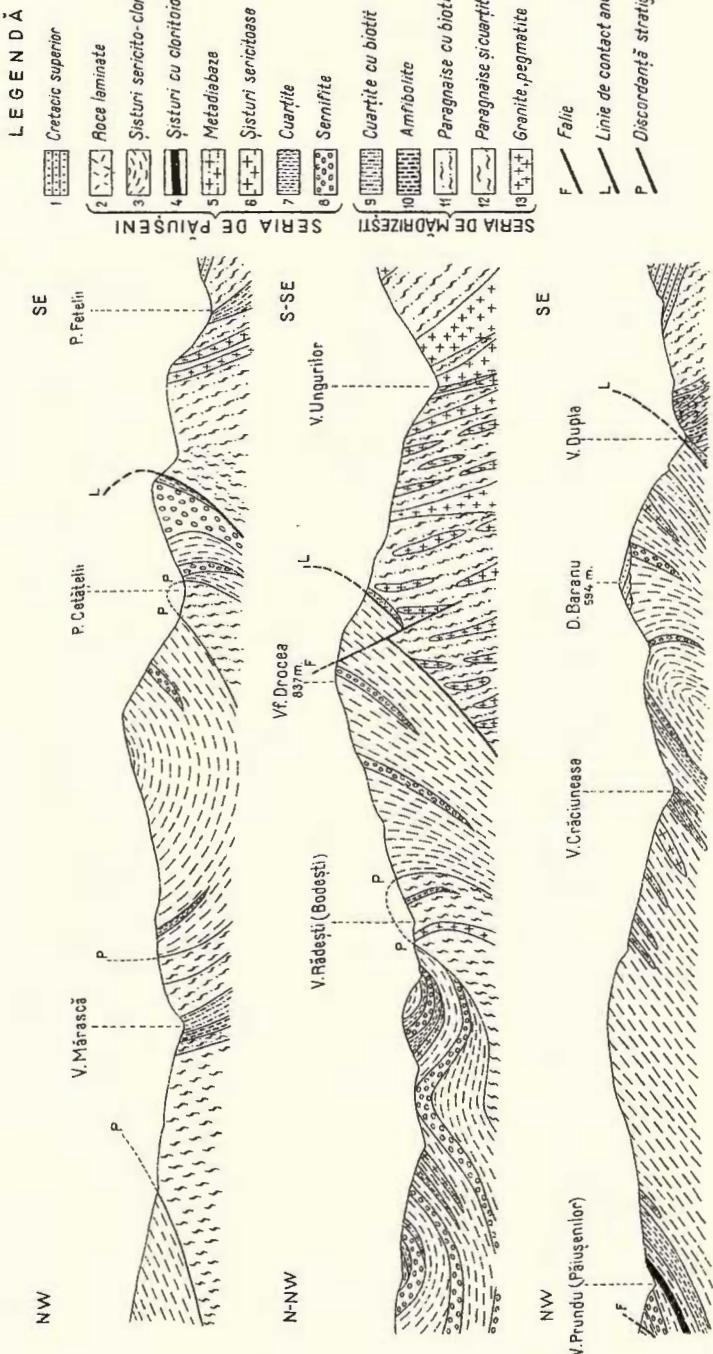
4

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIV.

H.SAVU

PROFILE GEOLOGICE IN ZONA DE CONTACT  
A SERIEI DE PĂIUȘENI CU SERIA DE MĂDRIZESTI

0 100 200 300 400 500 m.



В связи с историей прежних исследований, автор указывает, что эти исследования касались изучения мезозональных и эпизональных сланцев, которые якобы имеют тот же возраст и отличаются между собой только в отношении интенсивности метаморфизма, в смысле изометаморфических зон ГРУБЕНМАННА.

Автор, напротив, констатирует, на основании полученных полевых данных, что здесь речь идет о двух кристаллических свитах, различающихся между собой, как по возрасту дометаморфических формаций, так и по возрасту фаз метаморфизма.

Указанные выше кристаллические свиты — следующие: свита Мэдризешть и свита Пэюшень.

*а)* Свита Мэдризешть состоит из мезозональных кристаллических формаций: парагнейсов и биотитовых слюдистых сланцев, кварцитов, амфиболитов, серпентинитов и доломитовых кристаллических известняков. Все эти формации метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а в определенных зонах встречаются следы регressiveного метаморфизма.

В процессе горообразования сланцы были пересечены гранитными или пегматитовыми интрузиями и жилами гидротермального кварца.

*б)* Свита Пэюшень менее метаморфизована и в зависимости от минеральных парагенезисов, входящих в состав горных пород, автор констатирует, что она принадлежит к фации зеленых сланцев — мусковитохлоритовой подфации.

Свита Пэюшень состоит из горных пород с бластопелитовой структурой как: серицитовые хлоритовые сланцы, или сланцы с хлоритоидом и кристаллическими известняками; из пород с бластопсаммитовой структурой, главным образом из кварцитов и из метаморфизованных аркоз; породы с бластопсифитовой структурой типа метаморфизованных конгломератов — сернифиты. К ним прибавляются слабо метаморфизованные изверженные породы как: метадиабазы, метадиориты, граниты, гранофиры и жилы гидротермального кварца.

Автор дает в этой работе детальное петрографическое описание вышеуказанных горных пород, выделяя их при описании, по преобладанию различных минералов, входящих в состав пород: кварц, полевые шпаты, филлитовые минералы и карбонатные минералы.

Из соотношений существующих между двумя кристаллическими свитами автор констатирует что свита Пэюшень, менее метаморфизованная, трангрессивно залегает на мезозональной свите Мэдризешть и метаморфизована впоследствии более современной фазой метаморфизма.

Эти заключения обоснованы резким переходом между двумя кристаллическими свитами, угловым несогласием между ними, тем фактом

что более древние, граниты свиты Мэдризешть, не пересекают и свиту Пэюшень и главным образом тем что сернифиты, более молодой и менее метаморфизованной свиты, содержат, в переотложенном состоянии, частично раздробленные обломки гранита кварцитов и серого кварца из более древней мезозональной свиты.

Развитие этих двух кристаллических свит произошло в двух старых разновозрастных геосинклиналях. В начале каждой свиты осадконакопления имели место основные извержения, за которыми следовали основные или промежуточные интрузии. Во время этих двух орогенно-вых движений, приведших к метаморфизации данной кристаллической свиты, имели место характерные кислые интрузии.

Изверженные породы, как и дometаморфические осадочные породы, в пределах двух свит, приспособились в результате метаморфизма к новым условиям давления и температуры, так что в настоящее время наблюдаем две различные кристаллические свиты.

Что касается возраста этих двух кристаллических свит, автор допускает что самая древняя является как бы архейской, а более молодая — палеозойская — допермской.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

### Чертеж I

- Рис. 1. — Парагнейс с биотитом, долина Сегишпор. Ник. +. × 75.  
 Рис. 2. — Доломитовый известняк с tremolитами. Валля Сегишпор. Ник. +. × 75.  
 Рис. 3. — Амфиболиты, Валля Унгурулуй. Ник. +. × 75.  
 Рис. 4. — Гранит содержащий микроклин. Долина Унгурулуй. Ник. +. × 75.

### Чертеж II

- Рис. 1. — Сернифиты. Долина Прудулуй — Пэюшень. Ник. +. × 75.  
 Рис. 2. — Кварцитовый полевой шпат. Вершина Пэкурешть. Ник. +. × 75.  
 Рис. 3. — Сланец содержащий хлоритоид. Вершина Леспезилор, Гроший Ной. Ник. +. × 35.  
 Рис. 4. — Мэтадиабаз. Долина Дупла. Ник. +. × 35.

### Чертеж III

Геологический разрез в зоне контакта толщи Пэюшень и толщи Мэдризешть.  
 1, Верхний мел. Толща Пэюшень: 2, катаклазные породы; 3, серицито-хлоритовые сланцы; 4, сланцы содержащие хлоритоид; 5, метадиабазы, 6, серицитовые сланцы; 7, кварциты; 8, сернифиты. Толща Мэдризешть: 9, кварциты содержащие биотит; 10, амфиболиты; 11, парагнейс содержащий биотит; 12, парагнейс и кварцит, содержащие мусковит; 13, пегматитовые граниты. F, сброс; L, линия аномального контакта; P, стратиграфическое нарушение.



RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES DANS LE  
CRISTALLIN DU MASSIF DE DROCEA

PAR  
H. SAVU

(Résumé)

L'auteur présente une série d'observations faites pendant la campagne en terrain de 1956 dans la zone cristalline du Massif de Drocea et complétées par des travaux de laboratoire.

La région étudiée est située dans le NW des Monts Drocea et établit un lien entre les Monts Highiș et Codru-Moma.

En ce qui concerne l'historique des recherches antérieures l'auteur montre qu'elles ont trait aux schistes cristallins de més ozone et d'épizone, ayant tous le même âge et différant seulement par l'intensité du métamorphisme dans le sens des zones isométamorphiques de GRUBENMANN.

Contrairement à ces opinions, l'auteur constate — grâce aux données de terrain — qu'il s'agit de deux séries cristallines différentes tant en ce qui concerne l'âge des formations pré-métamorphiques que les phases de métamorphisme.

Les deux séries cristallines sont: la Série de Mădrizești et la Série de Păiușeni.

a) La Série de Mădrizești consiste en formations cristallines de més ozone, notamment: paragneiss et micaschistes à biotite, quartzites, amphibolites, serpentinites et calcaires cristallins dolomitiques. Toutes ces formations sont métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolique, et dans certaines zones on rencontre les traces d'un métamorphisme rétrograde.

Pendant l'orogenèse les schistes ont été pénétrés d'intrusions granitiques ou pegmatitiques et de filons de quartz hydrothermal.

b) La Série de Păiușeni est moins métamorphisée et, en fonction des paragnèses minérales comprises dans la composition des roches, on constate qu'elle appartient au faciès à schistes verts, à savoir au sous-faciès muscovito-chloriteux.

La Série de Păiușeni comporte des roches à structure blastopélitique, tels les schistes sériciteux, chloriteux ou les schistes à chloritoïde et les calcaires cristallins; des roches à structure blastopsammitique, en général des quartzites et des arkoses métamorphisées; des roches à structure blastospéhitique du type des conglomérats métamorphisés — les serniphites. À celles-ci s'ajoutent aussi des roches éruptives peu métamorphisées, à savoir: métadiabases, métadiorites, granites, granophyres et filons de quartz hydrothermal.

L'auteur fait une description pétrographique détaillée des roches mentionnées plus haut et, d'après la prédominance des différents minéraux qui composent les roches, les sépare en quartz, feldspaths, minéraux phyllitiques et minéraux à carbonates.

Grâce aux corrélations entre les deux séries cristallines, l'auteur constate que la Série de Păiușeni, moins métamorphisée, repose transgressivement sur la Série de Mădrizești, de més ozone, étant métamorphisée ultérieurement pendant une phase de métamorphisme plus récente.

Ces conclusions sont justifiées par plusieurs faits: différenciation évidente entre les deux séries cristallines, discordance angulaire, faciès de sédimentation et de métamorphisme différents, les granites de la Série de Mădrizești, plus anciens, qui ne pénètrent point dans la Série de Păiușeni, et surtout les serniphites plus récentes et moins métamorphisées, qui remanient des éléments partiellement écrasés de quartzites, granites et quartz gris de la série de més ozone, plus ancienne.

L'évolution des deux séries cristallines a eu lieu dans deux géosynclinaux anciens, mais d'âge différent. Au commencement de chaque série de sédimentation ont eu lieu des éruptions basiques suivies d'intrusions basiques ou intermédiaires. Pendant les deux mouvements orogéniques qui ont métamorphisé la série cristalline respective, se sont manifestées des intrusions acides caractéristiques.

Les roches éruptives aussi bien que celles sédimentaires pré-métamorphiques des deux séries, se sont adaptées, à la suite du métamorphisme, aux nouvelles conditions de pression et de température, de sorte qu'aujourd'hui on rencontre deux séries de roches cristallines distinctes.

En ce qui concerne l'âge des deux séries cristallines, l'auteur considère que la plus ancienne serait archéenne et la plus récente paléozoïque, antépermienne.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

- Fig. 1. — Paragneiss à biotite. Valea Seghișor. Nic. +.  $\times 75$ .
- Fig. 2. — Calcaire dolomitique à trémolite. Valea Seghișor. Nic. +.  $\times 75$ .
- Fig. 3. — Amphibolite. Valea Ungurului. Nic. +.  $\times 75$ .
- Fig. 4. — Granite à microcline. Valea Ungurului. Nic. +.  $\times 75$ .

### Planche II

- Fig. 1. — Serniphite. Valea Prundului — Păiușeni. Nic. +.  $\times 75$ .
- Fig. 2. — Quartzite feldspathique. Pîrful Păcurărești. Nic. +.  $\times 75$ .
- Fig. 3. — Schiste à chloritoïde. Pîrful Lespezilor, Groșii Noi. Nic. +.  $\times 35$ .
- Fig. 4. — Métadiabase. Valea Dupla. Nic. +.  $\times 35$ .

### Planche III

Coupe géologique dans la zone de contact de la série de Păiușeni et de la série de Mădrizești.

1, Crétacé supérieur. Série de Păiușeni: 2, roches laminées; 3, schistes séricito-chloriteux; 4, schistes à chloritoïde; 5, métadiabases; 6, schistes sériciteux; 7, quartzites; 8, serniphites. Série de Mădrizești: 9, quartzites à biotite; 10, amphibolites; 11, paragneiss à biotite; 12, paragneiss et quartzites à muscovite; 13, granites pegmatite. F, faille; L, ligne de contact anormal; P, discordance stratigraphique.



CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI HIDROGEOLOGICE  
ÎN REGIUNEA VĂILOR TIMIȘ ȘI BISTRA,  
ÎNTRE SLATINA-TIMIȘ ȘI OȚELUL ROȘU<sup>1)</sup>  
DE  
C. GHENEA

*Introducere.* În campania de teren a anului 1956 am avut de efectuat cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Caransebeș.

Delimitarea zonei cartate este ușor de precizat, regiunea situându-se de-a lungul Timișului, pînă la confluența lui cu rîul Bistra.

*Morfologie.* Morfologic regiunea apare ca un culoar, care în sud începe în marginea comunei Slatina-Timiș și merge de-a lungul Timișului cca 30 km, pînă la Peștera. Latura vestică a regiunii o formează versantul de E al munților Semenic, iar în ce privește latura estică, ea este o linie N—S, situată la cca 5 km E de pîrîul Timiș. Regiunea cartată mai cuprinde o zonă largă de cca 7 km de-a lungul văii Bistra, pînă în dreptul comunei Oțelul Roșu.

În regiunea studiată pot fi separate trei unități morfologice:

1. În dreptul Timișului, o zonă de coline, ale căror înălțimi ating în regiune 400—450 m;

2. În stînga Timișului, relieful înalt al munților Semenic, o unitate bine individualizată în regiunea noastră;

3. Un relief mai tînăr, care include formele sculpturale create de sistemul hidrografic al Timișului.

La ieșirea din zona muntoasă, care în S formează Cheile Armenișului, Timișul, pătrunzînd în golful Caransebeș, a săpat pe ambele maluri terase al căror număr crește spre aval. Din cercetările făcute, am separat mai multe nivele de terasă:

T<sub>1</sub> — terasa înaltă, cu altitudinea relativă de 80—100 m;

T<sub>2</sub> — terasa superioară, cu altitudinea relativă de 40—65 m;

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 15 februarie 1957.



$T_4$  — terasa inferioară, cu altitudinea relativă de 18—30 m;

$T_5$  — terasa joasă, cu altitudinea relativă de 5—10 m.

Nivelul  $T_3$  nu apare în regiunea cercetată de noi, el fiind prezent la N.

*Istoricul cercetărilor.* Primele date referitoare la geologia bazinului Caransebeș le avem de la K. PAUL, însă ele sănt foarte vagi și nu dau o indicație precisă asupra geologiei regiunii. Regiunea a mai făcut obiectul cercetărilor lui J. HALAVÁTS (3), în anul 1894 el dând date prețioase privind descrierea și răspândirea depozitelor mediteraneene de pe malul stâng al Timișului.

A urmat o perioadă lungă, în care timp nu au fost publicate date asupra geologiei zonei Caransebeș. În anul 1943, E. JEKELIUS, ocupîndu-se de întreaga regiune de SW a țării, aduce contribuții la precizarea succesiunii stratigrafice din regiunea Caransebeș.

În ultimii ani, bazinul Caransebeș a fost obiectul unor studii minuțioase întreprinse de E. POP (11), extinse și la N de Caransebeș, precum și ale lui C. ALBU (1), care a întocmit harta geologică la sc. 1: 25.000. Literatura geologică asupra regiunii mai cuprinde o comunicare preliminară a lui LIVIU ROȘCA (13), privind rezultatul unor cercetări geologice și petrografice în regiunea munților Semenic de N.

### Stratigrafia

**Sisturile cristaline.** La S de Caransebeș, rama estică a munților Semenic este alcătuită din Cristalin de Lotru, în facies mezo-, cata- și epizonal. Am întîlnit pe valea Slatina-Timiș micașisturi biotito-muscovitice, străbătute de un mic corp granodioritic. De asemenei, cuarțitele formează zone în complexul micașisturilor și le-am întîlnit pe văile Buchin, Bucosnița, Goleț. Gnaisele feldspatice, citate de L. ROȘCA (13), sănt răspîndite și constatăm prezența lor pe V. Buchin.

**Eruptivul.** Rocele cristaline din dreapta Bistrei sănt străpunse în multe locuri de o serie de porfirite care se găsesc pe V. Ohabei, V. Baia, V. Purcăreței, V. Pleșii, V. Vîrciorova. În secțiuni subțiri, roca ne-a apărut cu structură porfircică, masa microcristalină fiind foarte dezvoltată. Ca fenocristale, bine reprezentat este plagioclazul (oligoclaz), hornblenda foarte frecventă, iar biotitul prezent în cristale nealterate. Uneori se pare că în unele separații apare și cuarțul, făcînd trecerea la porfirite cuarțifere.

În malul stâng al Bistrei, în dreptul com. Otelul Roșu, fundamentalul terasei superioare a Bistrei este alcătuit din andezite piroxenice. La microscop, roca ne-a apărut cu pasta foarte alterată. Ca fenocristale, plagioclazii au arătat termenul andezin (acid) și foarte frecvent este augitul, uneori alterat. Roca are, la microscop,



o culoare ușor verzuie, din cauza cloritului reprezentat în rocă în cantitate destul de mare.

**Sedimentarul. Cretacicul.** Pe V. Cihobului și pe V. Maciova, cursuri de apă situate către limita nordică a regiunii cercetate, am găsit un calcar sedimentar cenușiu-albicios, cu unele resturi organice neidentificabile, citat de EMIL POP ca fiind de vîrstă cretacică.

În regiunea din stînga Bistrei, spre satul Var, semnalăm prezența unor conglomerate, considerate de același autor de vîrstă cretacică.

**Neogenul. Tortonianul.** Depozitele tortoniene au o răspîndire aproape continuă pe malul stîng al Timișului. În cele ce urmează prezentăm descrierea lor, în corelație cu rezultatele forajelor executate de I.S.E.M. la Balta Sărătă, în vederea explorării unor zăcăminte de lignit. Majoritatea acestor foraje au întîlnit în jurul adâncimii de 300 m fundimentul cristalin. Peste Cristalin, după cum se arată în profilele de foraje, se află un pachet de strate alcătuite din pietrișuri brecioase și nisipuri.

În regiunea cercetată de noi, am găsit în dreptul com. Slatina-Timiș, la cca 300 m S de V. Slatina-Timiș, o viroagă pe care am urmărit-o cîteva sute de metri spre W și în care Cristalinul, alcătuit aici din micașisturi, suportă un banc de cca 5 m grosime, pietrișuri și bolovănișuri brecioase, de culoare roșiatică, constituise exclusiv din roce cristaline. Din aspectul angular al fragmentelor, credem că acest depozit ar putea fi paralelizat cu pietrișurile brecioase întîlnite în forajele de la Balta Sărătă, reprezentînd baza depozitelor tortoniene din regiune.

Pe ogașul amintit, bolovănișurile și pietrișurile săn acoperite de o gresie calcaroasă albicioasă, conținînd numeroase sfârîmături de cochilii, între care am recunoscut numai *Pecten* sp. și *Conus* sp. Gresiile calcaroase trec lateral la nisipuri calcaroase albicioase, provenite din dezagregarea gresiilor calcaroase pe care le-am întîlnit la cca 150 m aval de Ogașul Steagului, stînd peste Cristalin și conținînd numeroase resturi de *Pectinide*, din care am identificat *Chlamys elegans* ANDRZ. și *Pecten leythajanus* PARTSCH.

Pe Ogașul Steagului, la marginea de S a com. Slatina-Timiș, am întîlnit aceeași gresie calcaroasă, cu numeroase resturi organice, dintre care am identificat *Chlamys elegans* ANDRZ. și *Ostrea* sp.

În V. Bucosișa, în amonte de satul cu același nume, la cca 600 m, pe fundul unui ogaș în stînga văii, am recunoscut gresia calcaroasă în care se întîlnesc frecvent exemplare de *Chlamys elegans* ANDRZ. Pe aceeași vale, se observă o trecere laterală a acestor gresii calcaroase la gresii mai fine, conținînd cristale de biotit vizibile și cu ochiul liber. Gresiile fine conțin formele: *Ostrea crassissima* LAM., *Phacoides* sp. (? *michelotii* MAY), *Psammobia* sp.



În amonte de acest afloriment valea Bucosnița este săpată într-o zonă largă de Cristalin. Totuși, la 2,5 km distanță de deschiderea menționată, am întâlnit un rest din Sedimentarul tortonian, reprezentat prin gresii calcaroase. Faptul acesta pune în evidență că, cel puțin în unele zone, linia de coastă a mării tortoniene era plasată mult mai la W decât actualul contact Tortonian/Cristalin, descris de noi. O situație analogă o găsim spre N, pe V. Cernețului, unde la cca 3 km în amonte am găsit în plină zonă cristalină o insulă de depozite sedimentare alcătuite din gresii calcaroase, cu intercalații de calcare lumașelice.

Pe interfluviul dintre valea Cernețului și V. Petroșnița, Cristalinul suportă un pachet de gresii calcaroase albicioase, din care am identificat: *Ostrea coehlear* POLI, *Corbula carinata* DUJ., *Cardita* sp., *Turritella turris* BAST., *Dentalium* sp., *Conus* sp.

În marginea sudică a satului Prisian apare un petec redus de gresii calcaroase grosiere, de culoare cenușie închisă, conținând numeroase elemente de quartite rulate. În gresii se întâlnesc resturi organice nedeterminabile, precum și formele: *Lucina dujardini* DESH., f. frecvent, *Lucina miocenica* MICH., f. frecvent, *Lucina columbella* LAMARK, *Teredo* sp., *Conus* sp., *Turritella* sp.

În forajele de la Balta Sărătă, pietrișurile brecioase suportă un banc de nisipuri de cca 40 m grosime, a căror poziție stratigrafică o considerăm echivalentă cu aceea a gresiilor calcaroase mai înainte descrise și care stau de asemenea peste pietrișurile brecioase, la Slatina-Timiș. În forajele de la Balta Sărătă, peste nisipuri se succede un banc gros de cca 150 m marne argiloase, cu două lentile de cărbuni separate prin intercalații de tufuri vulcanice. În unele foraje s-au întâlnit tufurile vulcanice și în acoperișul lentilei superioare de cărbuni. Marnele au fost atribuite, pe baze paleontologice, Tortonianului. Aceste marne pot fi paralellizate cu depozitele pelitice, care aflorează în regiunea noastră. Astfel, la marginea satului Goleț, apar la zi marne și argile negricioase, cu intercalații de cărbuni, descrise de HALAVÁTS, care au constituit în trecut obiectul unor mici exploatari. Marnele conțin impresiuni de *Corbula* sp. Aproape de confluența văii Buchin cu Timișul, se află o ivire izolată de tufuri dacitice, stînd pe Cristalin. La microscop, proba apare cu foarte multă sticlă, iar ca fenocristale predomină granulele de cuaiț. Foarte frecvent este biotitul, pe alocuri cloritizat, iar în proporție foarte redusă se găsește plagioclazul.

O poziție superioară acestor tufuri dacitice pare să ocupe un pachet de depozite sub facies litoral, care apar pe malul stîng al Timișului, la N de V. Buchin și care încep la bază prin nisipuri albicioase provenite din alterarea tufurilor dacitice. Grosimea nisipurilor este de 4–6 m. Urmează un banc de 12–15 m pietrișuri și bolovănișuri, bine rulate, alcătuite din calcare cristaline, micașisturi alterate, fragmente de gnais. Pietrișurile suportă argile marnoase, cenușii deschisi, pe o grosime de cca 5 m.



Completăm descrierea depozitelor litorale tortoniene de pe malul stîng al Timișului, arătînd că pe V. Slatina-Timiș am întîlnit, stînd peste Cristalin, o placă de calcar de Leytha cu *Clypeaster partschi* MICH. și *Helastrea* sp.

Trecînd la descrierea depozitelor tortoniene pe malul drept al Timișului, arătăm că ele apar la zi numai la Balta Sărătă. Aici Tortonianul este reprezentat prin argile marnoase, nisipoase, negrioase, cu următorul conținut paleontologic:

- Arca diluvii* LAM. (f. frecvent)
- Chlamys* cf. *Koheni* FUCHS
- Amusium cristatum* BRONN var. *Badensis* FONTANNES
- Cardium* cf. *papilosum* POLI
- Venus multilamella* LAM. (f. frecvent)
- Corbula gibba* OLIVI
- Terebra basteroti* NYST
- Chenopus uttingirianus* RISSE
- Pleurotoma* cf. *turricula* BROCC.
- Pleurotoma subcoronata* BAC.
- Cerithium affinis exdoliolum* SACCO
- Cerithium affinis Zelebori* HOERN.
- Turritells subangulata* BROCC.
- Turritella turris* BAST.
- Natica helicina* BROCC.
- Nassa restitutiana* FONT.
- Nassa hoernesii* MAY
- Dentalium badense* PARTSCH
- Cancellaria* sp.
- Helastrea* sp.

La N de Caransebeș, în V. Bistrei, depozite tortoniene apar în cîteva puncte la zi. Într-un raport nepublicat, E. POP atribuie Sarmațianului un calcar grosier albicios ce apare la N de V. Bistrei, într-o deschidere pe V. Maciova, la intrarea ei în sat. Am găsit calcarul citat de acest autor, calcar care conține rare impresiuni de resturi organice nedeterminabile. Însă, la cîteva sute de metri în aval, în mijlocul satului Maciova, am găsit o placă de calcar lumașelic cu numeroase mulaje de *Glycimeris pilosus* LAM., *Conus* sp., *Cardium* sp. Deoarece acest calcar lumașelic de vîrstă tortoniană acoperă calcarul mai înainte citat, socotim că și acesta este de vîrstă tortoniană sau, eventual, mai veche.

Pe malul stîng al Bistrei, pe pîrîul Matieșului, la cca 2 km S de Glimboca, am găsit o gresie conglomeratică friabilă, cu intercalării de tuf dacitic. Intemeiați pe prezența tufurilor dacitice, atribuim aceste depozite Tortonianului.



Mai semnalăm o apariție de Tortonian de-a lungul drumului de care dintre D. Scoarței și com. Otelul Roșu, unde am întîlnit o ivire de tufuri dacitice sub o manta deluvială. Analiza microscopică a acestor tufuri arată o compoziție microscopică asemănătoare cu cele descrise în Tortonianul din V. Buchin.

*Panonianul.* În regiunea studiată de noi, către limita vestică a depozitelor terțiare, se găsește culoarul Timișului. Eroziunea lui a pus la zi, în malul stâng, fundamentul cristalin al regiunii și depozite tortoniene. Malul drept al râului este acoperit cu aluviuni groase, sub care am întîlnit, într-un singur punct, la Balta Sărătă, depozitele tortoniene descrise mai înainte, cît și depozite pliocene.

Pe versanții afluenți din dreapta Timișului se constată exclusiv prezența depozitelor panoniene. În V. Slatina, affluent al văii Bistra, am întîlnit într-o argilă nisipoasă, un amestec de forme care caracterizează Ponțianul, cu următoarele forme remaniate din Sarmatian:

*Pirenella disjuncta* Sow.

*Pirenella picta* DEFR.

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

În consecință, trebuie să admitem că la alcătuirea regiunii din stînga Timișului iau parte Cristalinul și depozite tortoniene, iar în regiunea din dreapta Timișului participă, în plus, depozite sarmațiene și panoniene. Depozitele sarmațiene nu apar la zi în regiunea studiată de noi.

Aflorimentele întîlnite în regiunea din dreapta Timișului pun în evidență monotonia de facies a depozitelor panoniene și un conținut paleontologic foarte redus. Aceste caractere sunt comune și altor regiuni din țara noastră, unde Pliocenul sub facies panonian a fost studiat.

Depozitele panoniene sunt reprezentate în regiune prin marne și argile care au o largă extensiune și prezintă un conținut foarte redus în resturi fosile. Depozitele au înclinarea în general de cca 8° spre E, dispoziție care a contribuit ca marnele și argilele menționate să mascheze raporturile stratigrafice cu depozitele din fundament. Din această cauză, precum și din absența unor forme cu valoare stratigrafică certă, nu a fost posibil a se stabili dacă ele aparțin bazei Panonianului, sau dacă eventual trebuie să fie atribuite orizonturilor mai superioare.

Marnele cenușii închise, micaferă, apar în sudul regiunii, pe V. Sadova, unde se pot urmări de la confluența acesteia cu Timișul în amonte, pînă în dreptul comunei Sadova Nouă. Aceleași depozite le-am întîlnit spre N, pe Pîrîul Ilovei, din care am colectat: *Limnocardium* sp., *Melanopsis* sp., *Planorbis* sp.

În V. Copaciului apare o deschidere, unde, de la firul apei pe 2 m grosime, se constată prezența marnelor mai înainte menționate. V. Vălișoara taie în marne mai deschise la culoare, cu impresiuni ale genului *Congeria* și ale genului *Lim-*



*nocardium*. Pe V. Bolvașnița și V. Zlagnei, marnele panoniene nefosilifere din fundul văii suportă depozite atribuite Panonianului superior.

Faciesul argilos-nisipos al Panonianului este bine reprezentat în bazinul hidrografic din partea stângă a Bistrei, unde, pe văile Oxinului, Popii, Munteanu, Slatina, Maties, Scoarța, apar numeroase aflorimente de argile nisipoase, care de asemenea suportă nisipuri atribuite Panonianului superior. Din argilele nisipoase care apar pe V. Slatina, am recoltat următoarele forme panoniene:

*Unio* sp.

*Congeria ramphophora* BRUS.

*Congeria cf. batuti* BRUS.

*Congeria cf. ornitopsis* BRUS.

*Congeria* sp.

*Limnocardium* sp.

*Melanopsis impressa* KRAUSS

*Melanopsis fossilis* GMEL.

*Melanopsis sturi* FUCHS

*Melanopsis bouei rariispina* LÖR.

*Melanopsis inermis* HAND.

*Brothia cf. vasarhelyi* HANTK.

*Theodoxus* sp.

Peste depozitele descrise mai înainte, în deschiderile din regiune, deși puțin numeroase, am putut observa totdeauna o tranziție gradată către un complex de nisipuri care, la partea superioară, devin din ce în ce mai grosiere. De cele mai multe ori, nisipurile au o colorație roșie-ruginie, din cauza prezenței oxidului de fier. Aceste nisipuri suportă uneori un depozit de pietrișuri cu bolovănișuri, pe o grosime ce variază între 10—20 m, constituite din cuarțite, gnais, amfibolite, calcare cristaline. Peste tot unde apar, se caracterizează prin absența completă a oricărui rest organic.

*Cuaternarul*. În bazinul Caransebeș, atribuim Cuaternarului argilele galben-roșcate cu concrețiuni și depozitele de terasă. Întrucât argila roșcată acoperă terasele superioare din bazinul hidrografic al Timișului, reiese că cele mai vechi depozite cuaternare din regiune aparțin teraselor înaltă și superioară.

*Pleistocenul*. Depozitele aluvionare din alcătuirea terasei înalte nu apar la zi, fiind acoperite de deluvii groase. Prezența lor poate fi stabilită prin pietrișuri, care se întâlnesc pe pantele deluviale, ce constituie taluzul acestei terase. Studiul terasei înalte se va face în viitor, cînd vor sta la dispozitie rezultatele unor foraje de mică adîncime.



Acumulările aluvionare ale terasei superioare pot fi observate mai mult pe profile. Astfel, la N de Caransebeș, Valea Mare și-a tăiat cursul în terasa superioară a Timișului, oferind următorul profil:

Deasupra albiei pîrîului apar, pe 1 m grosime, argilele nisipoase ponțiene;

Ele suportă un banc de nisipuri și pietrișuri aluvionare, gros de 4 m, constituite din cuarțite, fragmente de pegmatite, gnaise;

La partea superioară se aşterne o pătură de argilă roșcată cu concrețiuni, pe o grosime de 1 m.

Compoziția petrografică citată este cel mai des întîlnită în acumulările aluvionare din bazinul Timișului.

Argila roșcată cu concrețiuni nu a fost citată de autorii care au studiat bazinul hidrografic al Timișului de la S de Caransebeș. În ținutul de la N de regiunea noastră, argila roșcată cu concrețiuni a fost studiată de mai mulți autori. J. HALAVÁTS (4) semnalează prezența argilei în zona de la S de Lugoj, arătînd că la V. Pai ea conține resturi de Mamifere, din care a identificat *Elephas primigenius* BLUMB. și *Equus caballus* L. Foss, forme ce arată vîrstă Pleistocen superior.

FR. SCHAFARZIK (14) a studiat-o la Tipari, Lugoj, Caransebeș, unde a constatat că peste stratele aparținînd Pontianului, apar în partea superioară argile brune cu bobovine. Nu se cunoaște roca din care a provenit această argilă, spune autorul, neexistînd fragmente de rocă netransformată. Privită cu lupa, se observă că argila este alcătuită din aggregate poliedrice.

Argila roșcată pare că ocupă un loc important în depozitele cuaternare ale Cîmpiei Panonice. O descriere a lor o dă SÜMEGYI, în 1944, studiind zona de E a Cîmpiei Panonice, teritoriul cuprins între Someș, Mureș, Tisa și flancul de W al Munților Apuseni, întemeiat pe datele reieșite dintr-un număr foarte mare de foraje. SÜMEGYI constată aici că argila cu concrețiuni stă peste pietrișuri de vîrstă Pleistocen superior, care conțin Mamifere: *Elephas primigenius* și *Rhinoceros antiquitatis*. Autorul arată că vîrsta ei trebuie deci raportată la un nivel înalt al Pleistocenului superior. SÜMEGYI arată că argila roșcată cu concrețiuni reprezintă un depozit eolian, care, depus într-o regiune de păduri cu precipitații abundente, a generat argila roșcată. În zonele mai joase și cu o climă mai aridă, din praful eolian a rezultat loess tipic. Culoarea roșcată, care le deosebește de loess, este datorită îmbogățirii în oxid de fier.

Argila roșcată cu concrețiuni a fost studiată în timpul cercetărilor noastre în bazinul Caransebeș. Aici se întîlnește pe o suprafață întinsă, acoperind ca o pătură fundamentalul regiunii. Este caracteristică depunerea acestei argile pe interfluvii și pe terasele vechi, ceea ce denotă că depunerea ei a avut loc după formarea reliefului major. Este nestratificată și aproape întotdeauna am găsit în masa ei concrețiuni fero-manganoase, acestea avînd uneori dimensiuni mari. Nu face



efervescentă cu HCl, arătând a fi lipsită de carbonați calcici. Prezența argilei cu concrețiuni pe interfluvii este semnalată de alunecările de teren care se manifestă în toate punctele unde energia de relief este mai accentuată. O astfel de zonă de pe interfluvii, în care argila cu concrețiuni apare dezvelită, datorită alunecărilor, am întîlnit în marginea de SW a satului Vălișoara. În acest punct, argila cu concrețiuni este depusă peste nisipurile panonian-superioare. Din examinarea megascopică a acestui depozit se constată prezența concrețiunilor feromanganifere sferice, al căror diametru variază între 2–6 mm. În masa argilei se întânesc agregațe poliedrice de diferite dimensiuni, care își mențin forma scurt timp după introducerea acestei argile în apă. În masa ei se găsesc dispersate fragmente colțuroase pînă la 3 mm diametru. Din acest punct am recoltat o probă pentru analiza granulometrică executată în laboratorul geotehnic al Comitetului Geologic, stabilindu-se următoarea compoziție:

Argilă (0,005 mm) . . . . .	55 %
Prafuri (0,005–0,05 mm) . . . . .	34 %
Nisipuri (0,05 mm) . . . . .	11 %

Pe terasa înaltă nu a fost posibil să facem observații asupra argilei roșcate cu concrețiuni, datorită faptului că este în cea mai mare parte acoperită de deluvii groase. În ce privește terasa superioară, se constată megascopic că pătura de depozite argiloase care acoperă interfluviile se extinde cu aceleasi caractere litologice și pe această terasă.

O problemă care ne-a preocupat în prezenta lucrare a fost stabilirea tipului genetic al argilei roșcate cu concrețiuni. Din acest punct de vedere autorii care s-au ocupat cu ea i-au atribuit origini diferite. SCHAFARZIK este de părere că argila cu concrețiuni este un produs eluvial, generat prin alterarea lateritică a argilelor ponțiene. Observăm că acest punct de vedere nu se confirmă în regiunea noastră, deoarece argilele ponțiene apar pe o suprafață redusă, iar argila cu concrețiuni acoperă în numeroase puncte nisipurile și pietrișurile Panonianului superior. Pe de altă parte, la N de zona noastră, M. DIMIAN găsește argilă cu concrețiuni peste șisturile cristaline,

I. SÜMEGYI este de părere că argila roșcată provine din prafuri eoliene depuse într-un ținut cu landșaft de pădure, unde s-au alterat ulterior, sub influența factorilor climatici. Acest autor aduce ca argument important faptul că argila cu concrețiuni se găsește răspîndită și în zonele de cumpănă a apelor. Pe de altă parte, noi remarcăm că argila cu concrețiuni are o răspîndire locală, limitată la Cîmpia Panonică și la rama acesteia, fapt care vine în contradicție cu modul de extensiune foarte largă a depozitelor eoliene. În plus, argila cu concrețiuni conține elemente grosiere, sau este chiar amestecată cu pietrișuri aparținând Pliocenului superior, fapt care infirmă ipoteza unei origini eoliene a acestui depozit.



Față de considerentele expuse, genetica argilelor trebuie să rămînă o problemă deschisă. Până la găsirea unei dovezi care să întemeieze atribuirea lor la un anumit tip genetic, noi am înclinat să considerăm argila roșcată de la S de bazinul Bistrei ca o formațiune periglaciară.

Prezența agregatelor poliedrice din masa argilei nu poate fi interpretată decât ca un efect de crioturbație, manifestată în această zonă extramorenică a glaciațiunii din Pleistocenul superior.

Pentru atribuirea unei vîrste teraselor, noi am ales ca reper stratigrafic argila cu concrețiuni, a cărei vîrstă corespunzînd unui nivel înalt al Pleistocenului superior, a fost stabilită pe baze paleontologice. Ea acoperă în regiunea noastră Pliocenul și terasele vechi — înaltă și superioară — argument pe baza căruia se poate susține, pentru aceste două terase, o vîrstă mai veche decât a argilei cu concrețiuni. În afară de aceasta, în vederea stabilirii vîrstei teraselor Timișului, am cercetat lucrările lui PÁVAY VAJNA, care a studiat sistemul de terase al Mureșului inferior. Acest autor citează prezența resturilor de *Elephas primigenius* BLUMB. și *Bison priscus* Boj. în terasa Mureșului cu altitudinea + 40 m — + 60 m, care este echiva-lentă, ca altitudine relativă, cu terasa superioară a Timișului. Fauna citată de PÁVAY VAJNA caracterizează Pleistocenul superior — glaciațiunea Würm. Față de faptul că argilele cu concrețiuni, tot de vîrstă Pleistocen superior, acoperă acumulările terasei superioare a Timișului, sănsem de părere că această terasă poate fi atribuită primului interstadial al glaciațiunii Würm. În consecință, reiese că terasa înaltă poate fi atribuită interglaciului Riss — Würm.

H o l o c e n u l . Am atribuit Holocenului depozitele aluvionare din alcătuirea terasei inferioare, care apar la zi între Slatina-Timiș și Bucușnița.

Depozitele terasei joase a Timișului nu apar la zi în regiune, ele având o extindere foarte redusă în această zonă.

Întemeiați pe considerentul că terasa inferioară și joasă sunt mai tinere ca argila cu concrețiuni, înclinăm să atribuim terasa inferioară bazei Holocenului inferior, iar terasa joasă părții superioare a Holocenului inferior. Depozitele aluvionare ale luncii Timișului și Bistrei, în care alături de fragmente de roce cristaline se întâlnesc bucăți de calcar tortoniene și marne ponțiene, le considerăm de vîrstă Holocen superior.

### Tectonica

Bazinul Caransebeș este unul din golfurile care funcționau în timpul Neogenului în regiunea de vest a țării noastre, fiind înconjurat de Cristalinul munților Banatului. Fundamentalul cristalin nu este adînc prăbușit și el pare a avea un aspect compartimentat. A fost întâlnit în forajele de la Balta Sărătă, executate pe terasa



inferioară, la 300 m adîncime, iar numai la câteva sute de metri spre W, o insulă de Cristalin aflorează la contactul terasei inferioare cu lunca Timișului. Golful este umplut în timpul Tortonianului cu ape puțin adânci, consecință fiind dezvoltarea faciesului litoral organogen, cît și prezența cărbunilor în aceste depozite. Tectonica Tortonianului nu poate fi bine clarificată pe flancul vestic al bazinului, deoarece intervin frecvente alunecări. Din cercetările lui E. POP și C. ALBU, depozitele tortoniene sunt mai strîns cutate pe flancul de E al sinclinalului, și aici intervin și falieri. Începînd din Sarmatian, partea de W a golfului a fost probabil exondată, în timp ce partea de E a acestuia s-a afundat, după cum reiese din caracterul transgresiv al depozitelor sarmațiene peste Cristalin, așa cum constată autorii mai sus citați.

În timpul Panonianului, apele revin și constituie umplutura bazinului. Pe flancul estic transgresiunea Pliocenului este evidentă prin așezarea depozitelor pliocene pe rama cristalină, dacănd celelalte formațiuni. Din pozițiile luate se constată că în regiunea cercetată de noi, depozitele pliocene înclină cu cca  $8^{\circ}$  spre E. EMIL POP remarcă asimetria accentuată a sinclinalului, deoarece în timp ce pe flancul de W înclinarea este abia  $10^{\circ}$  spre E, flancul estic are o înclinare ce variază între  $45^{\circ}$  și  $85^{\circ}$  spre W. Această asimetrie a flancurilor golfului Caransebeș ar pleda în favoarea admiterii unei deplasări spre E a zonei axiale a golfului. Într-adevăr, în partea de W a golfului, depozitele tortoniene avansează larg peste Cristalinul Semenicului, în timp ce depozitele sarmațiene se găsesc mult retrase spre E, întrucât forajele de la Balta Sărătă n-au întîlnit depozitele sarmațiene. Un singur foraj situat mai la E a întîlnit un depozit subțire conținând *Mactra*, *Tapes* și *Ervilia*, care ar marca limita extensiunii spre W a Sarmatianului. Totodată, E. POP și C. ALBU citează caracterul transgresiv al Sarmatianului peste Cristalinul munților Țarcu și Muntele Mic. O dispoziție analogă o prezintă Panonianul, care n-a fost întîlnit în forajul de la Balta Sărătă, dar care de asemenea este transgresiv pe rama de E a golfului.

Din cele expuse rezultă că zona axială a golfului. Caransebeș a început să se deplaseze spre E dintr-o zonă situată la E de Caransebeș. Prin urmare, cel puțin pînă la Caransebeș, rîul Timiș nu urmărește linia axială a golfului cu același nume.

### Considerații hidrogeologice

*Apele de adîncime.* Date în legătură cu stratele acvifere în formațiunile geologice mai vechi ne sunt oferite de forajele executate în ultimul timp în regiune. Astfel, dăm mai jos rezultatele obținute de sondele I.S.E.M., efectuate pe terasa inferioară a Timișului, la Balta Sărătă, și care au avut ca scop studiul caracteristicilor hidrogeologice din depozitele tortoniene productive.



În cele două foraje de explorare executate au fost puse în evidență mai multe orizonturi acvifere, cantonate în nisipuri și pietrișuri tortoniene, după cum urmează:

În primul foraj s-au întâlnit două orizonturi acvifere ascendentе, primul între 141—153 m de la suprafațа terenului și cu nivelul hidrostatic la 3,34 m adâncime de la suprafață, iar al doilea între 201—238 m, cu nivelul hidrostatic la 21 m adâncime de la suprafață;

În cel de al doilea foraj de explorare s-au întâlnit trei orizonturi acvifere ascendentе, cu nivele hidrostatice diferite. Primul orizont acvifer (superior) a fost întâlnit între 198—259 m de la suprafațа terenului, având nivelul hidrostatic la 20 m de la suprafață. Al doilea orizont acvifer mijlociu se dezvoltă între 251 și 259 m adâncime, iar nivelul hidrostatic s-a stabilit la 45 m de la suprafață. Pentru al treilea orizont acvifer (inferior) întâlnit în pietrișurile brecioase, între 270 m și 290 m, cercetările au stabilit că are un debit foarte redus, practic fără importanță.

Pentru stabilirea capacităților de debitare a orizonturilor acvifere, s-au efectuat pompări experimentale, obținându-se la acest din urmă foraj, pentru orizontul acvifer superior,  $Q = 119 \text{ l/oră}$  și pentru orizontul acvifer mijlociu  $Q = 10,5 \text{ l/oră}$ . Analiza apei a arătat o compoziție chimică după care apa se încadrează în limitele largi ale prescripțiilor pentru apă potabilă, fiind o apă bicarbonată, alcalină, slab clorosodică, cu urme de  $\text{H}_2\text{S}$ .

Din datele de foraje ar reieși că, pe măsură ce stratele tortoniene se afundă spre E, adică spre zona axială a bazinului, capacitatea de debitare crește.

În Pliocen, potrivit rezultatelor obținute din forajele executate la N de Caransebeș, se poate afirma că sunt cantonate mai multe strate acvifere cu nivel ascendent, care în zonele morfologic depresionare devine chiar artezian. Alimentarea acestor strate acvifere se face prin depozitele psamito-psefítice pliocene, care afloră pe flancurile golfului. În lunca Timișului, la NW de Caransebeș, forajele executate au întâlnit în depozitele ponțiene un strat acvifer superior, între adâncimile 46 și 48,70 m. Acest strat acvifer, cantonat în nisipuri mijlocii, prezintă un nivel hidrostatic artezian, cu un debit de 2 l/sec.

Un al doilea strat acvifer artezian a fost întâlnit între adâncimea 54 m și 63 m și cantonat în nisipuri cu pietriș. Debitul este de 4,5 l/sec, iar analiza chimică a indicat o apă bicarbonată, alcalino-tereoasă.

*Stratele acvifere freaticе.* Stratele freaticе din depozitele cuaternare au fost urmărite îndeaproape în timpul cercetărilor noastre de teren.

În ce privește stratele freaticе din depozitele terasei înalte și superioare, datele de suprafață și din foraje nu au putut preciza caracteristicile hidrogeologice. Stratele freaticе din terasa inferioară, joasă și luncă au fost urmărite prin



puțuri și foraje. Depozitele aluvionare din alcătuirea lor fiind acoperite cu un depozit proluvial de prafuri și nisipuri, permit bune condiții de infiltrare cu ape provenite din precipitațiile atmosferice. În terasa inferioară, nivelul hidrostatic al stratului freatic a fost întîlnit la cca 6–7 m adâncime. În aval de Caransebeș, la confluența cu V. Bistra, forajele executate pentru alimentarea cu apă au găsit pentru stratul acvifer din terasa inferioară un debit ce variază între 2,5–10 l/sec.

Această apă poate fi caracterizată hidrochimic ca fiind bicarbonată alcalino-teroasă.

Stratul acvifer din luncă are nivelul hidrostatic la cca 2 m adâncime. În forajele din lunca Timișului, la confluența acestuia cu Bistra, nivelul hidrostatic este situat la 2,50 metri. Debitul variază între 2,5–9 l/sec. Din punct de vedere chimic, această apă se caracterizează ca fiind bicarbonată, alcalino-teroasă, slab cloro-calcică.

Din cele expuse reiese că în regiune este indicată explorarea apelor de adâncime din Pliocen, cît și a celor freatic din terasele inferioare și lunca Timișului.

## BIBLIOGRAFIE

1. ALBU C. Bazinul de cărbuni Caransebeș. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII. București, 1954.
2. FERU M. și MIHAILĂ N. Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (Caransebeș – Lugoj). Comunicare șed. Com. Geol. 1957.
3. HALAVÁTS J. Die westliche Umgebung von Karansebes, *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1894. Budapest, 1897.
4. — Die Umgebung von Dognacea und Gătaia. *Erläut. zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone, hrsg. v. d. ung. geol. R. A.* Budapest, 1913.
5. JEKELIUS E. Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII. București, 1943.
6. — Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.* V. București, 1944.
7. LITEANU E. Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Studii tehn. econ.*, Seria E, nr. 4. București, 1956.
8. MACOVEI GH. Basenul terțiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. 1910.
9. MOISESCU G. Stratigrafia și fauna de Moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene, reg. Buitur – R.P.R. *Edit. Acad. R.P.R.* București, 1955.
10. PAUCĂ M. Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII. București, 1954.
11. POPP E. Bazinul neogen al Caransebeșului, între Poarta și Caransebeș. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII. București, 1954.
12. — Neogenul de la N de Caransebeș. Raport Com. Geol. 1955.
13. ROȘCA L. Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice în Semenicul de N. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII. București, 1954.
14. SCHAFARZIK F. Ueber die diluvialen bohnerzführenden Tone von Szaparyfalva. *Földt. Közl.* Budapest, 1902.
15. SÜMEGYI J. Die geologische Beschreibung ungarischer Landschaften. IV. *Földt. Közl.* Budapest, 1944.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
В РАЙОНЕ ДОЛИН ТИМИШ И БИСТРА, МЕЖДУ СЛАТИНОЙ  
ТИМИШ И ОЦЕЛУЛ РОШУ

К. ГЕНЯ

(Краткое содержание)

*Введение.* При полевых работах 1956 г. автором проведены геологические и гидрогеологические исследования в Карансебешском бассейне. В морфологическом отношении, исследуемый участок имеет вид кулуара, начинающегося с юга от окраины села Слатина Тимиш и идущего вдоль реки Тимиш, на расстоянии около 30 км, до самой деревни Пештера. Топографическая съёмка включает кроме того полосу шириной в 7 км вдоль долины реки Бистра, до деревни Оцелул Рошу.

*История исследований.* Первые сведения относительно геологии Карансебешского бассейна даны К. ПАУЛЕМ (они были опубликованы в 1874 г.). Этот участок, также, служил предметом исследований ХАЛАВАЧА в 1894 г., Е. ПОППА и К. АЛБУ.

### Стратиграфия

**Кристаллические сланцы.** К югу от г. Карансебеш, восточное обрамление Гор Семеник состоит из кристаллических образований Лотру, в мезо- ката- и эпизональной фации. Здесь выявлены биотито-мусковитовые слюдистые сланцы (Долина Слатина Тимиш), кварциты, полевошпатовые гнейсы (Д. Букин).

**Эруптив.** На правобережие реки Бистра кристаллические породы пересекаются порфиритовой свитой, которая выявляется в долинах Охаба, Бая, Пуркэрец, Плеша, Вырчера. В шлифах эта порода обладает порфировой структурой. Из фенокристаллов хорошо представлены плагиоклазы (олигоклаз), роговая обманка, биотит. На левобережье реки Бистра, против деревни Оцелул Рошу, фундамент верхней террасы, состоит из пироксеновых андезитов. Под микроскопом наблюдается почти выветренная паста породы. Фенокристаллы, плагиоклазы представлены андезином (термо- кислым). Часто встречаются также авгит, иногда выветренный.

**Осадочные отложения. Мел.** В долинах Чихоб и Мачёва, выходит на поверхность серо-беловатый осадочный известняк, с неопределёнными остатками, отнесенный Е. ПОП к мелу. На левобережье



реки Бистра следует указать на наличие конгломератов, которые вышеуказанный автор считает меловыми.

**Неоген. Тортон.** Тортонские отложения пользуются почти сплошным развитием на левобережье реки Тимиш. Ниже приводится их описание в увязке с результатами буровых работ проведенных предприятием ИСЕМ в районе Балта Сэрэта. Большинство этих буровых скважин выявили, приблизительно, на глубине в 300 м кристаллический фундамент. На кристаллическом фундаменте, как показали буровые скважины, залегает пачка пластов состоящих из брекчииевидных галек и песков. В исследуемом нами участке, против деревни Слатина Тимиш, был найден овраг, где кристаллические породы подстилают 5-метровую банку, состоящую из гравия и брекчииевидного булыжника розового цвета. На основание остроугольного вида обломков, считаем что это отложение можно сопоставить с брекчииевидным гравием, встреченным в участке Балта Сэрэта, где он является основанием тортонских отложений участка. В вышеуказанном овраге, булыжник и гравий покрыты беловатым известковистым песчаником, содержащим большое количество обломков *Pecten* sp. *Conus* sp.. По бокам известковистые песчаники переходят в беловатые, известковистые пески, образовавшиеся в результате разложения известковистых песчаников выявленных на расстоянии 150 м ниже оврага Стягул, где они содержат остатки *Clamys elegans* ANDRUS., *Pecten leythajanus* PARTSCH. Известковистые песчаники выявлены также в долине Букошица, где они содержат биотитовые кристаллы, видимые даже невооруженным глазом. В этих песчаниках были найдены *Ostrea crassissima* LAM., *Phacoides* sp. (*michelotti* Mai), *Psammobia* sp.

В буровых скважинах Балта Сэрэта, брекчииевидный гравий подстилает песчаную банку мощностью около 40 м; стратиграфическое положение этих песков считаем аналогичным с положением вышеописанных известковистых песчаников, причем они также залегают на брекчииевидных гальках в районе Слатина-Тимиш. В буровой скважине Балта Сэрэта, на песках залегает 150-метровая банка, состоящая из глинистых мергелей, с двумя угольными линзами, разделенными прослойками вулканических туфов. Эти мергели сопоставимы с пелитовыми отложениями выходящими на дневную поверхность в исследуемом нами участке. Так, на окрайне деревни Голец на дневную поверхность выходят черноватые глины и мергели с угольными прослойками. Вблизи впадения реки Букин в реку Тимиш находится изолированный выход дацитовых туфов, залегающих на кристаллических породах. Выше этих дацитовых туфов залегает пачка отложений в прибрежной фации, выявляющихся на левом берегу реки Тимиш, к северу от долины Букина и начинающихся у

основания беловатыми песками с материалом, получившимся в результате выветривания дацитовых туфов. Мощность песков составляет 4—6 м. Затем следует банка, состоящая из примерно 12—15 м гравия и хорошо окатанных глыб, подстилающих 5-метровую толщу светлосерых мергелистых глин. Дополнено описание прибрежных тортонаских отложений левобережья Тимиша. Указанием, что в долине Слатина Тимиш, на кристаллических породах, была выявлена плита — лейтовых известняков с *Clypeaster partschi* Mich., *Heliastrea*.

Переходя к описанию тортонаских отложений на правобережье Тимиша, следует упомянуть что они выходят на дневную поверхность только в участке Балта Сэрэтаэ, где они входят в состав фундамента нижней террасы. Здесь тортон представлен черноватыми мергелисто-песчанистыми глинами, со следующей фауной: *Arca diluvii* Lam., *Chlamys* cf. *koheni* Fuchs., *Amusium cristatum* BRONN. var. *badensis* FONT., *Cardium* cf. *papulosum* POLI, *Venus multilamella* LAM., *Corbula gibba* OLIVI, *Terebra basteroti* NIST., *Chenopus uttingerianus* RISSE, *Pleurotoma* cf. *turricula* BROCHI, *Pleurotoma subcornata* BAC., *Cerithium* aff. *exdoliolum* SACCO, *Turritella subangulata* BROCHI, *T. turris* BAST., *Natica helicina*, BROCHI, *Nassa restitutiana* FONT., *N. hoernesii* MAY., *Dentalium* sp., *Cancellaria* sp. *Heliastrea* sp.

Большинство вышеуказанных форм находится и в тортоне бассейна Бахна и в бассейне Буйтурь.

К северу от Карансебеша в долине Бистра уже не наблюдалось тортонаских отложений. В неопубликованной статье, Е. ПОПП относит к сармату беловатый грубозернистый известняк, выявляющийся в долине Мачева. В середине мачевского пласта нами была найдена плита ракушечного известняка с многочисленными отпечатками *Glycimeris pilosus* LAM., *Conus* sp., на основание которых следует отнести этот известняк к тортону. На левом берегу реки Бистра, у ручья Матиеш, нами был обнаружен рыхлый конгломератовый песчаник с прослоями дацитового туфа. Следует также указать выявление дацитовых туфов в участке, пересекаемом дорогой между деревней Оцелул Рошу и холмом Скоарца.

**Паннон.** На склонах правых притоков реки Тимиш выявлено наличие паннонских отложений. По долине Слатина притока реки Бистра, в песчанистой глине нами была выявлена смесь форм характерных для паннона, с *Pyrenella disjuncta* Sow. P. *picta* DEFR., *Cerithium rubiginosum* EICH. форм переотложенных из сармата. Однако сарматские отложения не выходят на дневную поверхность в исследуемом нами участке. Выходы встреченные на правобережье реки Тимиш выявляют фациальное однообразие паннонских отложений и весьма незначительное содер-



жение фауны. Отложения представленные мергелями и глинами с падением около 8° к востоку, выявляются в долинах Садова, Илова, Вэлишоара, Болвашница, Златна, с отпечатками *Lymnocardium*, *Planorbis*. *Melanopsis* sp.. Более к северу, долина Себеш врезывается в песчанистые глины с *Congeria* sp. *Lymnocardium* sp. Глинисто-песчанистая фация паннона хорошо представлена в гидрографическом бассейне левобережья реки Бистра, по долинам Оксина, Попа, Мунтяну, Слатина, Матиеш, Скоарца. Из песчанистых глин выявляющихся в долине Слатина нами были собраны: *Melanopsis impressa* KRAUSS, *M. fossilis* GMEL., *M. sturi* FUCHS, *M. bouei* *rarispina* LÖR. *M. inermis* HAND., *Brothia* cf. *vasarhelyi* *Congeria ramphophora* BRUSS., etc.

На вышеуказанных отложениях удалось отметить постепенный переход к песчанистой толще, в которой пески становятся все более и более грубозернистыми к верхам. Эти пески подстилают иногда пачку глыб и гальки мощностью от 10 до 20 м. (Дялул луй Бэлан, долина Копачулуй, Волвашница, долина Златна).

**Четвертичные отложения.** В пределах Карансебешского бассейна следует отнести к четвертичным отложениями красновато-желтую глину с конкрециями и террасовые отложения.

Плеистоцен. К северу красноватая глина была исследована ХАЛАВАЧЕМ в участке Валяпай, причем автор обнаружил в глине остатки *Mammonteus primigenius* BLUM., *Equus cabalus* L. формы указывающие на верхнеплейстоценовый возраст. ШАФАРЦИГ исследовал эту глину в Типарь, Лугож и Карансебеш. Красноватая глина играет важную роль в четвертичных отложениях Паннонской равнины и была исследована ШЮМЕГИ, который на основание фаунистических остатков, относит ее к одному из верхних горизонтов верхнего-плейстоцена. Красноватая глина Карансебешского бассейна выявлена на значительной площади и покрывает междуречья и древние террасы. Она не слоиста и почти всегда содержит ферромарганцевые конкреции. В глинистой массе выявлены полиздрические агрегаты различных размеров. Образец, отобранный на северо-западной окраине села Вэлишоара, был подвергнут гранулометрическому анализу и показал следующий состав: глина 55% пыль 34%, пески 11%. Одной из проблем интересующих нас в настояще в работе — это определение генетического типа этой глины. ШАФАРЦИГ считал что глина с конкрециями является элювиальным образованием, формировавшимся в результате латеритного выветривания почвенных глин. Эта точка зрения не подтверждается в исследуемом нами участке, где глина с конкрециями



покрывает паннонские пески во многих точках. Что касается золового происхождения (гипотеза ШЮМЕГИ), выявлено что глина с конкрециями, в нашем участке, содержит в своей массе грубозернистые элементы, или даже смешана с паннонскими гальками. Предполагается что вопрос о гнейсисе глин должен остаться открытым. Мы склонны считать красноватую глину, находящуюся южнее бассейна Бистры приледниковым образованием. Наличие полизерических агрегатов можно интерпретировать как эффект криотурбации, проявившейся в этой вне мореновой зоне оледенения в верхнем плейстоцене.

При выходе из горной зоны река Тимиш проникая в Карансебешский залив, вырезала в обоих берегах террасы, число которых возрастет вниз по течению. Из проведенных до сих пор исследований удалось выделить несколько террасовых уровней :  $T_1$  — высокая терраса, с относительной высотой 80—100 м.,  $T_2$  — верхняя терраса с относительной высотой 40—65 м.,  $T_3$  — низкая терраса с относительной высотой 5—10 м. Для определения возраста террас мы выбрали в качестве стратиграфического репера глину с конкрециями, возраст которой, соответствующий высокому уровню верхнего плейстоцена, был установлен на основание палеонтологических критерий. Она покрывает в нашем участке только древние террасы (высокую и верхнюю). Установлено что высокую террасу можно отнести к межледниковою рисс-вюрм, а верхнюю террасу — к первой фазе вюрмского оледенения.

**Голоцен.** Основываясь на представление что нижняя и низкая террасы моложе чем глина с конкрециями, автор склонен отнести нижнюю террасу к основанию нижнего голоцена, а низкую террасу — к верхней части нижнего голоцена. Аллювиальные отложения пойм рек Тимиш и Бистра установлено что имеют верхнеголоценовый возраст.

### Тектоника

Карансебешский бассейн является одним из заливов, существовавших в эоценовом времени, на западе страны. Залив наполнился в тортонаском времени неглубокими водами, в результате чего развилась прибрежная органогенная фауна, и появились угли в этих отложениях. Начиная с сарматского времени, западная часть залива по-видимому поднялась выше уровня вод, тогда как восточная часть погрузилась, как показывает трансгрессивный характер сарматских отложений, залегающих на кристаллических породах (Е. Попп, К. Албу). В паннонское время трансгрессия на восточном крыле отчетлива, так как паннон-



ские отложения образовались на кристаллическом обрамлении, маскируя таким образом остальные формации.

### Гидрогеологические соображения

*Глубинные воды.* Сведения в связи с водоносными пластами более древних геологических формаций даны двумя буровыми разведочными скважинами заложенными в Балта Сзракэ, где было выявлено несколько водоносных горизонтов находящихся в тортонаских песках и галечниках. Водоносные пласти тортонаских отложений имеют восходящий гидростатический уровень. Согласно буровым данным, полученным к северу от Карансебеша, подтверждается гипотеза что в паннонских отложениях, расположено несколько водоносных пластов с восходящим уровнем, становящихся даже артезианскими в депрессионных зонах.

*Грунтовые воды.* В пределах нижней террасы гидростатический уровень был выявлен, примерно, на 6—7 м глубине, имея дебит от 2,5 до 10 л/сек. Водоносный пласт в пределах поймы имеет гидростатический уровень на глубине 2 м, а его дебит составляет 2,5—9 л/сек.

### RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DES VALLÉES DU TIMIȘ ET DE LA BISTRA, ENTRE LES LOCALITÉS SLATINA-TIMIȘ ET OȚELUL ROŞU

PAR

C. GHENEA

(Résumé)

*Introduction.* Au cours de la campagne en terrain de 1956 nous avons effectué des recherches géologiques et hydrogéologiques dans le bassin de Caransebeș. Au point de vue morphologique la région représente un couloir qui au S commence à la limite de la commune Slatina-Timiș et continue le long du Timiș sur environ 3 km, jusqu'à la commune de Peștera. La région levée comprend également une zone large de 7 km le long de la vallée de la Bistra, jusqu'à la hauteur de la commune Oțelul Roșu.

*Historique des recherches.* Les premières données ayant trait à la géologie du bassin de Caransebeș, parues en 1874, appartiennent à K. PAUL. La région a constitué l'objet d'études de HALAVÁTS (1894), d'E. POPP et de C. ALBU.



## Stratigraphie

**Schistes cristallins.** Au S de Caransebeș, la bordure orientale des Monts Semenic est constituée par le Cristallin de Lotru à faciès méso-cata-et épizonal. On rencontre des micaschistes à biotite et muscovite (la vallée de Slatina-Timiș), des quartzites, des gneiss à feldspath (la vallée du Buchin).

**Éruptif.** Les roches cristallines situées du côté droit de la Bistra sont percées dans plusieurs endroits par une série de porphyrites qui apparaissent dans Valea Ohabei, Valea Baia, Valea Purcăreț, Valea Pleșii, Valea Vîrciorova. En coupes minces la roche accuse une structure porphyrique. Apparaissent également des phénocristaux de plagioclase (oligoclase), de hornblende, de biotite. Sur la rive gauche de la Bistra, à la hauteur de la commune d'Otelul Roșu, le soubassement de la terrasse supérieure consiste en andésites à pyroxènes. Au microscope la roche présente une pâte presque altérée. Les phénocristaux de plagioclase sont représentés par l'andésine (terme acide). L'augite est fréquente; parfois elle est altérée.

**Sédimentaire. Crétacé.** Dans Valea Cihob et Valea Maciova affleure un calcaire sédimentaire gris blanchâtre à restes organiques indéterminables, attribué par E. POPP au Crétacé. Sur le versant gauche de la Bistra, nous signalons la présence de conglomérats considérés par ce même auteur toujours crétacés.

**Néogène. Tortonien.** Les dépôts tortoniens ont une distribution presque continue sur la rive gauche du Timiș. Nous présenterons leur description en corrélation avec les résultats des forages effectués à Balta Sărătă. La plupart de ces forages ont rencontré à environ 300 m de profondeur le soubassement cristallin. Celui-ci est surmonté par un paquet de couches qui comportent des cailloutis brécheux et des sables. Dans la région étudiée, à droite de la commune de Slatina-Timiș, il y a un vallon où le Cristallin supporte un banc d'environ 5 m de graviers et de cailloutis brécheux de couleur rougeâtre. Étant donné l'aspect angulaire des fragments et la position stratigraphique, nous considérons que ce dépôt pourrait être semblable aux graviers brécheux de Balta Sărătă, représentant la base des dépôts tortoniens de la région. Dans ce vallon, les cailloutis et les graviers sont surmontés par un grès blanchâtre, calcaire, contenant beaucoup de restes de coquilles de *Pecten* sp. et de *Conus* sp. Les grès calcaires passent latéralement à des sables calcaires, blanchâtres, provenant de la désagrégation des grès calcaires rencontrés à environ 150 m en aval d'Ogașul Steagului, à restes de *Chlamys elegans* ANDRUS. et de *Pecten leythajanus* PARTSCH. Les grès calcaires apparaissent également dans Valea Bucosnita contenant des cristaux de biotite



visibles aussi à l'oeil nu. Dans ces grès on a identifié: *Ostrea crassissima* LAM., *Phacooides* sp. (? *michelotti* MAY), *Psammobia* sp.

Dans les forages de Balta Sărătă, le gravier brécheux supporte un banc de sables de 40 m d'épaisseur, dont la position stratigraphique équivaut à celle des grès calcaires décrits auparavant et qui surmontent également le gravier brécheux de Slatina-Timiș. Dans le forage de Balta Sărătă, au-dessus des sables suit un banc de 150 m de marnes argileuses à deux lentilles de charbons, séparées par des tufs volcaniques. On peut établir un parallèle entre ces marnes et les dépôts pélitiques affleurant dans notre région. Ainsi aux environs du village de Goleț, affleurent des argiles noirâtres et des marnes à intercalations charbonneuses. À proximité du confluent de la vallée du Buchin et du Timiș, il y a une occurrence isolée de tufs dacitiques reposant sur le Cristallin. Au-dessus de ces tufs dacitiques suit un paquet de dépôts à faciès littoral, qui affleurent sur la rive gauche du Timiș au N de la vallée du Buchin et commencent à la base par des sables blanchâtres avec du matériel provenant également de l'altération des tufs dacitiques. L'épaisseur des sables varie de 4 à 6 m. Suit un banc de 12—15 m de gravier et de cailloutis bien roulés, qui supportent sur 5 m d'épaisseur des argiles marneuses gris clair. Pour compléter la description des dépôts littoraux tortoniens de la rive gauche du Timiș, on signale dans la vallée de Slatina-Timiș, au-dessus du Cristallin, une plaque de calcaires de Leyta à *Clypeaster partschi* MICH. et *Heliastrea* sp.

En passant à la description des dépôts tortoniens de la rive droite du Timiș, nous mentionnons qu'ils affleurent seulement à Balta Sărătă, où ils participent à la constitution du soubassement de la terrasse inférieure. Le Tortonien y est représenté par des argiles marneuses-sablonneuses, noirâtres, accusant le contenu paléontologique suivant: *Arca diluvii* LAM., *Chlamys* cf. *koheni* FUCHS., *Amusium cristatum* BRONN. var. *badensis* FONT., *Cardium* cf. *papylosum* POLI, *Venus multi-lamella* LAM., *Corbula gibba* OLIVI, *Terebra basteroti* NIST., *Chenopus uttingerianus* RISSO, *Pleurotoma* cf. *turricula* BROCC., *Pleurotoma subcoronata* BAC., *Cerithium* aff. *exdoliolum* SACCO, *Turritella subangulata* BROCC., *T. turris* BAST., *Natica helicina* BROCC., *Nassa restitutiana* FONT., *N. hoernesii* MAY., *Dentalium* sp., *Cancellaria* sp., *Heliastrea* sp.

La plupart des formes citées sont connues dans le Tortonien du bassin de Bahna et de Buituri.

Au N de la ville de Caransebeș, dans Valea Bistrei, les dépôts tortoniens n'ont pas été signalés. Dans un rapport inédit, E. POPP attribue au Sarmatiens le calcaire grossier blanchâtre qui apparaît dans la vallée de la Maciova. Au centre du village de Maciova nous avons trouvé une plaque de calcaire lumachellique à nombreux moules de *Glycimeris pilosus* LAM. et de *Conus* sp., qui permettent d'attribuer ce calcaire au Tortonien. Sur la rive gauche de la Bistra, dans Pîrîul



Matiesăului, nous avons trouvé un grès conglomératique friable à intercalations de tufs dacitiques. Nous signalons également une apparition de tufs dacitiques sur la route qui mène de la commune d'Otelul Roșu à Dealul Scoarței.

*Pannonien.* Sur le versant droit du Timiș se développent des dépôts pannoniens. Dans Valea Slatina, affluent de la Bistra, dans une argile sablonneuse, nous avons rencontré quelques formes caractéristiques du Pannonien: *Pirenella disjuncta* Sow., *P. picta* DEF., *Cerithium rubiginosum* EICH., formes remaniées du Sarmatiens. Les dépôts sarmatiens n'affleurent pas dans cette région. Les affleurements rencontrés sur la rive droite du Timiș mettent en évidence la monotonie du faciès des dépôts pannoniens et un contenu paléontologique fort réduit. Les dépôts représentés par des marnes et des argiles à pendage de 8° vers l'E, à impressions de *Limnocardium*, *Planorbis*, *Melanopsis* sp., apparaissent dans les vallées Sadova, Ilova, Vălișoara, Bolvașnița, Zlagna. Plus au N, la vallée du Sebeș est creusée dans les argiles sablonneuses à *Congeria* sp. et à *Limnocardium* sp. Le faciès argilo-sablonneux du Pannonien est bien représenté dans le bassin hydrographique à gauche de la Bistra, dans les vallées Oxinul Popii, Munteanu, Slatina, Matiesă, Scoarța. Dans les argiles sablonneuses nous avons trouvé: *Melanopsis impressa* KRAUSS, *M. fossilis* GMEL., *M. sturi* FUCHS, *M. Bouéi rari-spina* LÖR., *M. inermis* HAND., *Brothia* cf. *vasarhelyi*, *Congeria ramphophora* BRUSS., etc.

Les dépôts mentionnés passent graduellement vers un complexe de sables, qui, à la partie supérieure sont de plus en plus grossiers. Ces sables supportent parfois un paquet de cailloutis et de graviers, dont l'épaisseur varie de 10 à 20 m (Dealul lui Bălan, Valea Copaciului, Bolvașnița, Valea Zlagna).

*Quaternaire.* Dans le bassin de Caransebeș, nous attribuons au Quaternaire l'argile jaune rougeâtre à concrétions et les dépôts de terrasse.

*Pléistocene.* Au N de la région, l'argile rougeâtre a été étudiée par HALAVÁTS à Valea Pai; cet auteur y a trouvé des restes de *Mammonteus primigenius* BLUMB, et d'*Equus cabalus* L., formes qui indiquent l'âge Pléistocène supérieur. SCHAFARZIK a étudié cette argile à Tipari, Lugoj et Caransebeș. L'argile rougeâtre joue un rôle important dans les dépôts quaternaires de la Plaine Pannonienne, étant étudiée par SÜMEGHY, qui, basé sur la faune trouvée, l'a attribuée à un niveau plus haut du Pléistocène supérieur. L'argile rougeâtre du bassin de Caransebeș occupe une surface très vaste, qui recouvre les plaines interfluviales et les terrasses anciennes. Elle n'est pas stratifiée et contient presque toujours des concrétions ferromanganeuses. On y rencontre également des agrégats polyédriques de dimensions variées. L'analyse granulométrique d'un échantillon prélevé à l'extrémité SW du village de Vălișoara révèle la composition suivante: argile



55%, poussière 34%, sables 11%. La précision du type génétique de cette argile constitue un problème important. SCHAFARZIK considère que l'argile à concrétions est un produit éluvial, commun pour l'altération latéritique des argiles pontiennes. Ce point de vue n'est pas confirmé dans notre région, car l'argile à concrétions recouvre dans beaucoup d'endroits les sables pannoniens. En ce qui concerne l'origine éolienne supposée par SÜMEGHY, nous observons que l'argile à concréctions de cette région contient de éléments grossiers ou bien elle est même mêlée aux sables pannoniens. Nous estimons que la genèse des argiles doit rester un problème ouvert. Nous sommes enclins à considérer l'argile rougeâtre d'au S du bassin de Bistra comme une formation périglaciaire. La présence des agrégats polyédriques pourrait être interprétée comme un effet de cryoturbation, manifesté dans cette zone en dehors des moraines, pendant la glaciation du Pléistocene supérieur.

Au delà de la zone montagneuse le Timiș pénètre dans le golfe de Caransebes, où les deux rives sont longées par des terrasses dont le nombre augmente en aval. Nous avons séparé plusieurs niveaux de terrasse: T<sub>1</sub>, haute terrasse, à l'altitude relative de 80 à 100 m; T<sub>2</sub>, terrasse supérieure, à l'altitude relative de 40 à 65 m; T<sub>3</sub>, terrasse inférieure, à l'altitude relative de 5 à 10 m. Pour déterminer l'âge des terrasses récentes nous avons choisi comme repère stratigraphique l'argile à concrétions, dont l'âge correspond à un haut niveau du Pléistocène supérieur, établi à l'aide des critéums paléontologiques. Elle couvre, dans notre région, seulement les terrasses anciennes (haute et supérieure). Nous considérons que la haute terrasse peut être attribuée à l'interglaciation Riss-Würm, et la terrasse supérieure à la première phase de la glaciation Würm.

H o l o c è n e. Considérant que les terrasses inférieure et basse sont plus récentes que l'argile à concrétions, nous sommes enclins à attribuer la terrasse inférieure à la base de l'Holocène inférieur et la basse terrasse à la partie supérieure de l'Holocène inférieur. Les dépôts alluvionnaires de la plaine alluviale du Timiș et de la Bistra sont d'âge Holocène supérieur.

### Tectonique

Le Bassin de Caransebes représente l'un des golfs qui fonctionnait pendant l'Eocène dans l'W du pays. Pendant le Tortonien le golfe est rempli d'eaux peu profondes, fait qui entraîne le développement du faciès littoral organogène associé à des charbons. Dès le Sarmatien, la partie W du golfe a été probablement exondée tandis que la partie E s'est affaissée, comme l'indique le caractère transgressif des dépôts sarmatiens sur le Cristallin (E. POPP, C. ALBU). Au Pannonien, la transgression sur le flanc oriental est évidente due à la disposition des dépôts pannoniens sur le bord cristallin dépassant les autres formations.



### Considérations hydrogéologiques

*Eaux de profondeur.* Les deux forages d'exploration de Balta Albă nous ont fourni des données sur les couches aquifères des formations plus anciennes, cantonnées dans les sables et les graviers tortoniens. Les couches aquifères des dépôts tortoniens accusent un niveau hydrostatique ascendant. À l'aide des résultats des forages effectués au N de la ville de Caransebeş on peut affirmer que dans les dépôts pannoniens sont cantonnées plusieurs couches aquifères à niveau ascendant qui, dans les zones dépressionnaires, deviennent même artésiennes.

*Couches aquifères phréatiques.* Dans la terrasse inférieure le niveau hydrostatique de la couche phréatique est signalé à 6—7 m de profondeur, ayant un débit de 2,5 à 10 l/sec.

Dans la plaine alluviale, le niveau hydrostatique de la couche aquifère est situé à 2 m et le débit est compris entre 2,5 et 9 l/sec.



## CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN FLIȘUL MUNȚILOR BUZĂULUI<sup>1)</sup>

DE  
ION MARINESCU

*Introducere.* Lucrarea de față reprezintă rezultatul cercetărilor geologice, efectuate în campaniile anilor 1955 și 1956 în Flișul cretacic din Munții Buzăului.

De fapt, scopul lucrărilor a fost cartarea depozitelor superficiale cuaternare. Lipsind harta geologică de detaliu a formațiunilor din fundament, am căutat să alcătuim o ridicare geologică a tuturor formațiunilor geologice. Cu această ocazie am efectuat și cîteva observații geologice-tehnice asupra traseului de cale ferată normală Întorsura Buzăului — Cheia (Vama Veche), consemnate în rapoarte.

Regiunea cercetată este delimitată la W de Culmea Blidarele, D. Cocoanele, Predeal, D. Ghilcoș, D. Cîrlanului. Limita de N este constituită de o linie care ar trece prin D. Cîrlanului, D. Taberii, D. Rezheghy, D. Coșcut, ajungînd în fundul văilor Zagonului și Dețegului. La E regiunea este limitată de o linie care ar lega D. Tistașele cu Muchia Cozma Mare și trecînd apoi prin Corongușul Mare, D. Frumos, D. Secuiului, Bota Mare, Botița, Piscul Cheii, Plaiul Crasnei, ar ajunge prin muchia Mălia — Plaiul Blojii în Poienile Sîriului.

*Istoric.* Cele mai vechi mențiuni geologice asupra regiunii cercetate aparțin lui POPESCU-VOITEȘTI și L. MRAZEC. Sușinînd existența pînzei gresiei de Sîriu, formată din gresii cenomaniene, POPESCU-VOITEȘTI semnalează tufuri și marne roșii senoniene în văile Bîscile Chiojdurilor și Buzău (21).

În anul 1921, V. SELAGIAN (23) execută două profile geologice prin regiune, semnalînd la N de Zăbrătău strate de Sinaia. De asemenea autorul menționează «petece mici» de conglomerate de Bucegi în D. Ghitei, Muntele Tătărău, Fața Crasnei, etc.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 22 februarie 1957.



La W de Întorsura Buzăului, E. JEKELIUS menționează șisturi argiloase cenușii barremiene, care au generat emanațiuni de gaze în tunelul Teliu (15).

În anul 1927, I. ATANASIU susține existența gresiilor eocene în Muntele Siriu, alături de cele cretacice (1).

Efectuând cercetări în Munții Buzăului (1933–1936), M. G. FILIPESCU ajunge la concluzia că la W de văile Crasna și Zăbrătău se dezvoltă seria marno-gresoasă conglomeratică, de vîrstă albiană, care aparține Flișului intern. Aceste depozite vin în contact anormal cu banda de șisturi negre senoniene din zona mediană care se dezvoltă pe versantul de W al Muntelui Siriu (7, 8).

Reluând cercetările în Fliș în anul 1950 (9), M. G. FILIPESCU separă șisturile negre din aşa-zisul «Fliș extern» în cinci complexe, pe care le reduce ulterior la trei: sferosideritic, șistos și gresos. După acest autor, sedimentarea Flișului extern a început cu șisturile negre (Valanginian-Cenomanian), s-a continuat cu stratele de Zagon (Cenomanian inf.-Turonian sup.) și s-a încheiat cu gresii, marne roșii și verzi cu tufite (Turonian sup.- Senonian). Peste aceste depozite stau discordant insule de gresii tip Tarcău (Paleogen) (14).

La concluzii oarecum asemănătoare ajunge și GR. POPESCU<sup>1)</sup>, cercetând V. Buzăului între Gura Siriului și Crasna. Spre deosebire de M. G. FILIPESCU, acest autor atribuie gresiilor de Siriu vîrstă senonian-eocenă, considerînd această formăție sincronă cu marnele roșii și cu stratele de Șotrile din V. Prahovei.

Cercetînd Carpații orientali la N de Covasna, I. BĂNCILĂ (3) consideră că atât șisturile negre din zona Audia, cât și cele din zona mediană, sunt de vîrstă barremian-albiană. Pe cînd cele din zona mediană suportă stratele de Siclău-Cîrnu, vracono-cenomaniene, șisturile negre din zona Audia sunt acoperite de argile roșii și verzi cu tufite (șisturile vărgate din V. Ceremușului după TEISSEYRE). Peste aceste depozite urmează gresia de Prisaca—Siriу senonian-eocenă, în zona Audia, pe cînd în zona mediană se aşază discordant stratele de Horgazu, respectiv stratele de Hangu, turonian-senoniene.

I. BĂNCILĂ este primul cercetător român care susține existența unei pînze a șisturilor negre care încalecă cu cîțiva km Flișul median (3).

### Stratigrafia

Formațiunile sedimentare din regiunea cercetată aparțin următoarelor unități ale Flișului: unitatea vest-internă, unitatea est-internă, unitatea șisturilor negre și unitatea mediană.

<sup>1)</sup> Raport geologic asupra Văii Buzăului între gura Siriului și Crasna (1952, Arhiva Comit. Geol.).



**1. Unitatea vest-internă. Bareian-Aptian.** Această serie este reprezentată în regiune prin trei faciesuri distincte: stratele de Comarnic, complexul marno-gresos și calcarele recifale urgoniene.

a) **S trate de C o m a r n i c.** Nivelul cel mai inferior al Barremian-Aptianului este ocupat de stratele de Comarnic, caracterizate prin prezența calcarelor marnoase cenușii și a calcarelor breciforme roz-brune, cu numeroase diaclaze pline cu calcit.

Se întâlnesc pe dealurile de la W și SW de Întorsura Buzăului sub formă de blocuri pînă la 10 m<sup>3</sup>, mai rar în loc.

Stratele de Comarnic au fost semnalate de M. G. FILIPESCU în 1936 (7), sub forma unei apariții izolate în Culmea Vîrșaie, careiese în fereastră tectonică de sub Albianul Flișului intern. GR. POPESCU a considerat această ivire drept o brecie sedimentară albiană (19).

După observațiile noastre rezultă că Stratele de Comarnic se dezvoltă ca o fîșie continuă din D. Vîrșaie, peste Predeal, pînă în Dosul Brădetului. O apariție izolată a fost întîlnită în Muchia Carului în fruntea liniei de încălecare « Lutul Roșu »<sup>1)</sup>.

b) **C o m p l e x u l m a r n o - g r e s o s .** Cel mai răspîndit facies al Barremian-Albianului din regiune îl constituie complexul marno-gresos. La alcătuirea acestuia iau parte argile cenușii-vinete, ce se alternează în brun, care alternează cu gresii centimetric și decimetric vinete, cu diaclaze numeroase pline cu calcit. Pe fața inferioară a gresiilor am întîlnit un Amonit nedeterminabil, urme de plante incarbonizate și numeroase Orbitoline, dintre care cităm: *Orbitolina cf. lenticularis* LAM. și *Orbitolina cf. connoidea* GROSS.

Către W, în Dealurile Brădetului și Cocoanele apar în cuprinsul complexului gresii micacee, mai grosiere, care remaniază elemente colțuroase de calcare. În văile Teliu și Dobîrlău, către depresiunea Bîrsei, în cuprinsul complexului apare gresia de Teliu, deschisă în cîteva cariere. Se caracterizează prin tăria mare, datorită conținutului de quart, și prin prezența Orbitolinelor. M. G. FILIPESCU o consideră albiană (11, 12), adică sincronă cu gresia de la Sita Buzăului.

c) **C a l c a r e l e u r g o n i e n e .** Barremian-Aptianul în facies recifal apare sub formă de mici masive constituite din calcare urgoniene. Au fost întîlnite în Muchia Blidarelor (fundul Paijului) și în V. Pietrii (Acriș).

Nicăieri nu se pot vedea clar raporturile între calcarele recifale și complexul marno-gresos sau conglomeratele aptiene. Vîrsta și originea acestor calcare a fost explicată de G. CERNEA (4) și I. BĂNCILĂ, care le consideră provenite din recifi ce au existat în Barremian-Aptian.

<sup>1)</sup> I. MARINESCU. Cercetări geologice și geologice-tehnice pe V. Buzăului Ardelean, cu privire specială asupra traseului de C. F. normală Întorsura Buzăului — Cheia. Comunic. ses. științ. Comit. Geol. Aprilie, 1956.



*Aptian superior.* Am atribuit Aptianului superior, conglomeratele de Ciucaș—Zăganu, care au o răspândire relativ redusă în regiunea cercetată. Sînt constituite din elemente rulate de calcare jurasice sau urgoniene, șisturi cristaline, cuarț, gresii grosiere, etc., și urmează în continuitate de sedimentare complexului marno-gresos. Alteori conglomeratele reprezintă trenceri laterale de facies, dezvoltate lentiliform (P. Carului, P. Roșchii, D. Blidarele).

Conglomeratele de Ciucaș—Zăganu reprezintă termenul final de sedimentare al Aptianului și apar ca insule pe înălțimi (Tilfa Mare, Tilfa Mică, Dealul dintre Acrișe). Dezvoltarea în masă se poate vedea în masivul Ciucaș—Zăganu. Lipsa unei discordanțe între complexul marno-gresos cu Orbitoline și conglomerate nu confirmă vîrstă cenomaniană atribuită de unii cercetători (11, 12).

Prezența conglomeratelor și a blocurilor mari de calcare în Flișul vest-intern alături de complexul marno-gresos amintește faciesul « Wildflysch » (Fliș activ) (4).

**2. Unitatea Flișului-intern. Albian.** La marginea de răsărit a Flișului est-intern, se dezvoltă seria curbicorticală albiană, care ia contact cu șisturile negre. În această serie apar gresii cenușii cu hieroglife calcaroase, curbicorticale, fin micacee, cu diaclaze pline cu calcit, care alternează cu marno-argile cenușii-vinete, cenușii-verzui și chiar roșii (V. Zăbrătău, Pîrîul Roșu, Crasna, V. Siriașului-Condrea). În cuprinsul seriei curbicorticale apar pelosiderite cenușii cu coajă brună (V. Chichirău, P. Bradului, V. Siriașului) și gresii micacee mai grozioare, dezvoltate lentiliform (P. Chetăg, izvorul Briceagu, P. Chichirău).

Pe P. Chetăg am recoltat un rest de *Inoceramus* aff. *concentricus* PARK, iar la Crasna un Amonit nedeterminabil.

La partea superioară a seriei curbicorticale am întîlnit o brecie conglomeratică verde de calcare jurasice și urgoniene, șisturi cristaline, cuarț, eruptiv bazic, etc. Pe V. Crasna, într-un bloc de calcar jurasic, am găsit doi Amoniți (*Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp.), iar în cimentul breciei am întîlnit *Neohibolites minimus* LIST., *Pecten viteli* PICT. et CAMP. și *Inoceramus* sp.

Existența acestei brecii albiene a fost constată direcțional pe cca 15 km, din V. Buzăului pînă în V. Siriașului. Deasupra nivelului cu brecie se termină seria curbicorticală și începe gresia de Sita—Tătaru (Vraconian).

În regiunea cercetată seria curbicorticală, care nu depășește 600 m grosime, se dezvoltă din V. Zagonului pînă la fundul Siriașului, situîndu-se cartografic între gresia de Sita—Tătaru și șisturile negre.

*Vraconian.* În continuitate de sedimentare peste Albian urmează Vraconianul reprezentat prin gresia de Sita—Tătaru. În componența seriei intră marne vinete cu gresii curbicorticale albăstrui și cu pelosiderite, în care am întîlnit o



brecie sedimentară calcaroasă. Deasupra apar bancuri de gresii micacee, albăstrui, dispuse în bancuri de 0,1–5 m, intercalate cu marno-argile cenușii.

Din seria gresoasă de la Sita Buzăului am colectat, împreună cu G.H. MOCANU, următoarea faună vraconiană: *Anisoceras armatum* (J. SOWERBY), *Puzosia communis* SPATH ((fig. 1), *Parahibolites tourtiae* WEIGN., *Inoceramus concentricus* PARK., *Neithea* sp., *Kosmatella* sp. În D. Taberii s-au găsit un exemplar și resturi de *Neohibolites ultimus* D'ORB., iar pe P. Sitei un exemplar de *Inoceramus* cf. *concentricus*. Pe P. Cremenea am găsit două exemplare de *Puzosia communis* SPATH, provenite din D. Negru, iar în marnele de pe P. Mărului (sub D. Gilma — Căciunești) am colectat *Puzosia* cf. *communis* SPATH, *Puzosia* sp. și *Neohibolites minimus* LIST. În marnele cenușii de la gura Otecului am găsit *Neohibolites minimus* LIST, *Inoceramus* cf. *concentricus* PARK., *Hamites* sp. și *Phylloceras velledae* MICH., asociatie caracteristică pentru Albianul superior. Calcarele marnoase neocomiene cu accidente silicioase remaniate în brecie conțin exemplare de *Hibolites* sp.

La partea superioară, gresia de Sita—Tătaru conține lentile de conglomerate cu elemente mari de calcare jurasică și neocomiene, sisturi cristaline, cuart, etc. (D. Gilma—Crăciunești, V. Ciumernicului, V. Buzăului). Ca vîrstă, gresia de Sita—Tătaru aparține Albianului superior și Vraconianului, trecînd chiar în Cenomanianul inferior (Întorsura Buzăului).

După I. BĂNCILĂ (3), această serie reprezintă continuarea spre S a gresiei de Cotumba, pe cînd M. G. FILIPESCU o consideră albiană și sincronă cu gresia de Teliu (11, 12).

În regiunea cercetată, gresia de Sita—Tătaru ocupă o zonă largă de peste 10 km și formează cele mai înalte vîrfuri din Flîșul est-intern (Tătaru Mare, Tătăru, Tabla Buții, Fața Crasnei, etc.) cuprinse între 1000 și 1500 m.

*Cenomanian superior — Turonian.* În aceste două etaje sunt cuprinse formațiunile de la W de Întorsura Buzăului, reprezentate prin gresii micacee, gresii calcaroase fin micacee, curbicorticale, cu calcit, conglomerate mărunte cu resturi de Inocerami și marno-argile vinete-cenușii ce trec pe alocuri la argile roșii și

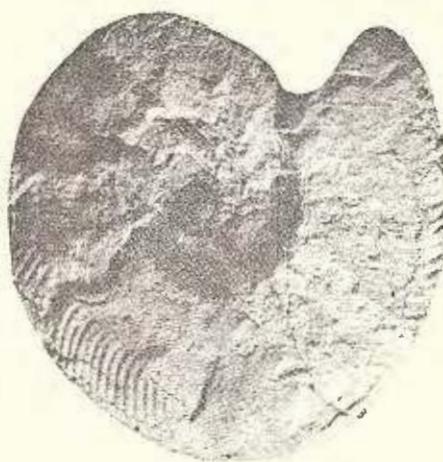


Fig. 1. — *Puzosia communis* SPATH. Vraconian. Gresia de Sita — Tătarul. Sita Buzăului raion Codlea, regiunea Brașov

verzi (vărgate). Aceste formațiuni s-au întîlnit pe văile Cîrlanu, Floroaia, Floroița și P. Brazilor, la W de Întorsura Buzăului.

Depozitele din V. Teliu, constituite din marnocalcare cenușii și roșii cu marne cenușii pătate, care apar la portalul de W al tunelului și la viaduct, aparțin Vraco-nian-Cenomanianului pe baza faunei de *Neohibolites ultimus* D'ORB., găsite de I. BĂNCILĂ și de noi.

În seria cu marno-argile vinete și gresii curbicorticale cu argile roșii, am întîlnit pe P. Hârcăoaia un exemplar de *Inoceramus* cf. *lamarcki*. În halda tunelului Teliu, de la Floroaia, am întîlnit restul unui Inoceram de talie mare (*I. salisburgensis* ?). Prezența acestui Inoceram ne face să bănuim existența Senonianului în această unitate <sup>1)</sup>). Argilele roșii turoniene apar pe văile Floroaia Mare, Floroița, P. Brazilor și Hârcăoaia, precum și lîngă biserică din Brădet. O ivire de argile roșii a fost întîlnită la Vama Buzăului între Dealurile Calvaria și Corduna Veche. Către S argilele roșii se continuă pe versantul stîng al Buzăului Mare pînă la Boncuța.

**3. Unitatea Șisturilor negre. Barremian-Albian.** Acestor etaje le corespunde seria Șisturilor negre, care se dezvoltă la marginea exterioară a Flișului est-intern.

După separațiile făcute de I. BĂNCILĂ (3) și de M. G. FILIPESCU (9, 10, 11, 12, 14), am deosebit în această serie un orizont inferior cu gresii fine calcaro-silicioase și marnocalcare sideritice, un orizont șistos în care predomină șisturi argiloase negre cu marne șistoase cenușii și un orizont superior cu gresii silicioase glauconitice (cuarțitice), dispuse în bancuri de 1–10 dm. Orizontul inferior se dezvoltă din regiunea Zagon spre N, pe cînd orizontul șistos și gresiile cuarțitice apar pe V. Bota, P. Stînei, Pîrîul cu Tină, Pîrîul Roșu și pe V. Crasnei). Gresiile cuarțitice au fost găsite și pe Vîna Măliei (V. Siriului) și în Curmătura Crasnei.

Ca vîrstă, Șisturile negre aparțin Barremian-Albianului, aşa cum a arătat I. BĂNCILĂ (3) și inițial M. G. FILIPESCU (9, 10). În ultimul timp însă, acest autor le-a atribuit vîrstă valanginian-cenomaniană, considerîndu-le ca fundament al unui aşa zis «Fliș extern». După părerea noastră, vîrsta Șisturilor negre nu poate fi coborîtă mai jos de Barremian, neexistînd argumente paleontologice conclu-dente. Din orizontul gresiilor cuarțitice din V. Bota, am extras dintr-o brecie cu granodiorit roz cîteva exemplare de *Neohibolites minimus* LIST., formă albiană. De asemenea, se observă că Șisturile negre suportă în mod normal Stratele de Bota cu faună vraconiană. Din aceste motive Șisturile negre nu pot fi considerate cenomaniene la partea superioară.

<sup>1)</sup> Cercetări ulterioare au confirmat prezența indiscutabilă a Senonianului în unitatea est-internă (« Revista Minelor » nr. 3, 1960).



Cartografic, în regiunea cercetată, șisturile negre apar împreună cu stratele de Bota, dispuse sub formă a trei fîșii orientate aproape N—S. Fîșia internă, cuprinsă între seria curbicorticală la W și gresia de Siriu la E, se dezvoltă între V. Zăbrătăului și V. Siriașului, fiind traversată de Buzău la Crasna. Fîșia mijlocie, în care șisturile negre sînt sporadice, apare în fundul Botitei și se continuă către S

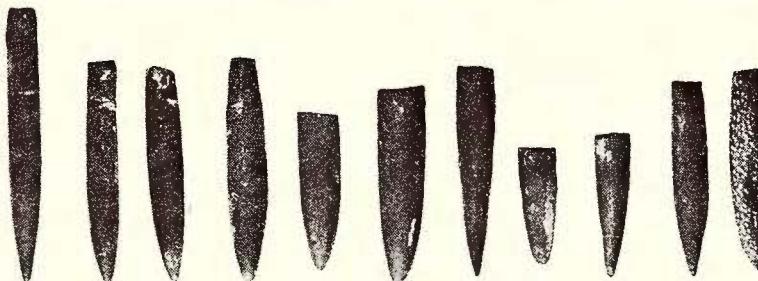


Fig. 2. — *Parahibolites tourtiae* WEIGN. Vraconian. Strate de Bota.  
Valea Bota — Zăbrătău.

pînă în fundul văii Neagra, fiind tăiată de Buzău la gura izvorului Metcu (amonte de Cheia). A treia fîșie, în care șisturile negre sînt mai bine reprezentate, a fost urmărită din fundul văilor Chimu și Bota Mare, prin afluenții Arțagului, pînă în V. Buzăului, fiind traversată de acesta în amonte de gura Arțagului.

*Vraconian*. Am atribuit Vraconianului seria stratelor de Bota, care se situează între șisturile negre (gresiile cuartitice) și gresia de Siriu. În alcătuirea litologică a Stratelor de Bota s-au întîlnit: argile roșii, verzi și cenușii, rar negre, care însotesc foarte des șisturile negre, marne cenușii ce conțin uneori elemente de calcare, granodiorite roz (V. Bota), tufite verzui (V. Siriu), gresii cenușii-verzui cu puncte negricioase și gresii micacee argintii (V. Bota, P. Crâsnita), gresii verzui cu pirită și greso-calcare cenușii, dungate pe grosime, marnocalcare cenușii și calcare cenușii cu coajă albicioasă, silicolite brune și, în fine, brecii tari cimentate cu elemente de calcare, granodiorite roz, diabaze, etc.

În stratele de Bota fauna a fost întîlnită în marnele argiloase cenușii cu elemente de granodiorite roz și în breciile tari cimentate cu calcare și granodiorite roz (16).

Pe V. Bota, dintr-o marnă brecioasă am colectat resturi de *Inoceramus* sp. și numeroase exemplare de *Parahibolites tourtiae* WEIGNER (fig. 2), iar din calcare *Inoceramus sulcatus* PARK.

S-au găsit în alte locuri (Pîrîul cu Tină, D. Roșu) brecii tari cu Neohiboliți și Inocerami. Pe P. Vîna Mălăii am întîlnit o brecie cu numeroase exemplare de *Parahibolites tourtiae* WEIGN., iar pe pîrîul din Dosul Prigonului am recoltat

fragmente de *Neohibolites minimus* LIST. Din V. Siriului (Km 10+840 pe C.F.F.), dintr-o marnă brecioasă descoperită de I. BĂNCILĂ am colectat *Inoceramus* sp. și *Neohibolites ultimoides* (SINZOV) STOLL.

Această faună arată vîrsta albian-superioară — vraconiană a stratelor de Bota. Rezultă deci că această serie este sincronă cu stratele de Cîrnu — Siclău (3) din unitatea mediană și cu gresia de Sita—Tătaru din Flișul est-intern. Nu se constată în regiune prezența unor formațiuni turonian-senoniene cu marne roșii, menționate de unii cercetători (11, 12, 19).

*Senonian-Eocen inferior.* Acestor două etaje le aparține seria gresiei de Siriu, cea mai dezvoltată formațiune din unitatea Șisturilor negre, care urmează peste stratele de Bota, vraconiene.

POPESCU-VOIȚEȘTI, care i-a dat și numele, consideră gresia de Siriu în pînză, incluzind în aceasta nu numai gresia din Masivul Siriu, ci chiar gresiile din Flișul est-intern și gresiile paleogene din Flișul Median (23). M. G. FILIPESCU (7) o consideră gresie de Tarcău, deoarece stă peste Eocenul de Șotrile în V. Siriului Mic (!?). I. BĂNCILĂ atribuie gresiei de Siriu vîrsta senonian-eocenă, considerînd-o sincronă cu gresia de Prisaca (3). GR. POPESCU a confirmat această vîrstă pe baza unui rest de Inoceram găsit în P. Milea<sup>1)</sup>. Litologic gresia de Siriu este o gresie poligenă, micacee, calcaroasă, tare și cenușie cînd este proaspătă, mai moale și verzui-oliv cînd este alterată ușor și în fine friabilă și gălbuiie cînd este foarte alterată. Pe teren gresia apare în bancuri groase, masivă (V. Buzăului, Crasna, Piscul Cheii) sau în strate subțiri (4–10 cm) cu intercalații de argile și marne în plăci (Gura Țepelușului).

În general, în seria gresiei de Siriu se poate deosebi: un orizont bazal cu bancuri de 1–10 dm grosime, cu argile roșii și marno-calcare cenușii-albicioase cu spărtură aşchioasă, un orizont cu gresii masive și microconglomeratice și un orizont superior cu gresii de 0,5–5 dm cu argile cenușii, verzi și roșii. În V. Siri-ășului, sub nivelul cu marno-calcare cenușii apare o gresie friabilă cu trovanți. Grosimea gresiei în Masivul Siriu este de cca 600 m, dar aceasta scade uneori sub 100 m (V. Dămăcușa) din cauza raporturilor tectonice și a eroziunii.

Dintre formele fosile găsite în gresia de Siriu cităm resturile de Inocerami de la Crasna și de pe văile Bota (fig. 3), Botița, Pîrîul cu Tină. În D. Siclăul Botei, într-o intercalătie de argilă verzuie, s-a găsit valva prost conservată a unui Inoceram mare, iar pe P. Vîna Mălăii am întîlnit mulajul unui *Inoceramus cf. regularis* var. *goldfussiana* D'ORB.

Se poate spune deci că gresia de Siriu reprezintă Senonianul și poate chiar Turonianul superior din unitatea Șisturilor negre, mai ales că Inoceramul

<sup>1)</sup> GR. POPESCU. Raport geologic asupra văii Buzăului, între gura Siriului și Crasna. (1952, Arhiva Comit. Geol.).





Fig. 3. — Resturi de Inocerami în gresia de Siriu. Senonian. Pîrul Botița – Zăbrătău.



din Siclăul Botei a fost întâlnit la partea superioară a seriei (cca 350 m de la bază)<sup>1)</sup>.

Deși pe teren, din cauza raporturilor tectonice, nu se poate observa clar o discordanță unghiulară între stratele de Bota și gresia de Siriu, credem că seria gresoasă acoperă transgresiv Vraconianul.

Gresia de Siriu se dezvoltă în regiunea de curbură a Carpaților pe o lungime de cca 50 km și a fost urmărită din V. Zagonului până în V. Siriului (Vîrfurile Gilma dintre Sirie și «Cota 1009»). Acest vîrf este despărțit de Gilma dintre Sirie, de argile roșii vraconiene.

**4. Unitatea Flișului median. Eocenul.** Această serie se dezvoltă la limita de E a regiunii cercetate și este reprezentată prin gresia de Tarcău cu conglomerate de Bako și strate de Secu—Plopă la partea superioară.

Gresia de Tarcău, poligenă, micacee, alterată în gălbui și dispusă în bancuri decimetrice sau metrice, cu argile verzi intercalate, a fost întâlnită în Vf. Bota Mare și în D. Secuiului. La N de acest munte gresia de Tarcău se continuă spre văile Ciresu și Bîscă Mare.

Conglomeratele de Bako, cu elemente poligene de gnais și micașisturi au fost întâlnite în fundul văii Bota Mare. Au fost descrise de I. DUMITRESCU în M. Bako (5) și de I. BĂNCILĂ la Sînzieni (3).

Stratele de Secu—Plopă, cu argile verzi și roșii uneori, apar în V. Arțagului și în fundul Chimului la partea superioară a Eocenului.

**Oligocen.** În continuitate de sedimentare urmează seria oligocenă, care începe cu un pachet de gresii micacee (orizontul inferior al gresiei de Fusaru). Acest orizont a fost întâlnit în gura Arțagului și în fundul văii Bota Mare, și este acoperit de marne cenușii intercalate cu gresii centimetrice curbicorticale, uneori disodiliforme, și cu marnocalcare sideritice (pelosiderite).

Oligocenul în facies de Krosno—Pucioasa a fost observat în V. Buzăului, de unde se continuă spre N în afluenții Arțagului, în Pîrîul cu Tină până în fundul Botei Mari.

În V. Siriului, la E de linia Șisturilor negre, se observă de asemenea un Oligocen cu argile negricioase disodiliforme.

### Tectonica

În regiunea cercetată s-a putut stabili prezența a trei mari linii de încălecare, orientate în general N—S, separând patru unități tectonice:

1) Cercetări ulterioare ne-au determinat să atribuim gresiei de Siriu vîrsta turonian-superioară — senonian (« Revista Minelor », nr. 3, 1960).



- A) Unitatea Flișului vest-intern, la W de prima linie, denumită linia « Lutu Roșu ».
- B) Unitatea Flișului est-intern, între linia « Lutul Roșu » și cea de-a doua linie, denumită « linia internă ».
- C) Unitatea Șisturilor negre, între linia internă și cea de a treia linie, denumită « linia Șisturilor negre » (Audia).
- D) Unitatea mediană, la exteriorul celei de a treia linii.

A) *Unitatea vest-internă*. Această unitate a Flișului, situată la W de linia « Lutu Roșu », cuprinde Strate de Comarnic (Barremian-Aptian), complexul marno-gresos (Barremian-Aptian) și conglomerate de Ciucas-Zăganu (Aptian superior), care aparțin unui singur ciclu de sedimentare.

În general aceste depozite prezintă înclinări spre W, ca și formațiunile ceno-manian-turoniene, cu care Barremian-Aptianul ia contact, ocupând astfel o poziție geometrică superioară. Contactul anormal întâlnit ne-a sugerat ideia unei încă-lecări a Barremian-Aptianului din Flișul vest-intern peste Cenomanian-Turonianul Flișului est-intern. S-a putut explica astfel problema apariției depozitelor calcaroase vracono-cenomaniene din V. Teliu. Aceste depozite apar situate la cote cuprinse între 650—750 m, pe cind în Culmea Virsae, în D. Cocoanele și în Muchia Cărbunăriile, apar depozite barremian-aptiene situate la cote cuprinse între 850—1050 m. Legătura între aceste depozite se face prin șeaua din D. Predeal (824 m), pe unde trece șoseaua națională. Deci, depozitele vracono-cenomaniene din V. Teliu apar înconjurate de depozite mai vechi, situate la cote superioare. Ele reprezintă astfel o apariție în fereastră tectonică, constituind o dovadă neîndoioasă în sprijinul existenței pînzei vest-interne<sup>1)</sup>). Această pînză încalcă după linia « Lutu Roșu » peste Flișul est-intern (parautohton), reprezentat prin formațiuni vracono-cenomaniene și turoniene (senoniene?).

I. BĂNCILĂ a semnalat pentru prima dată linia « Lutu Roșu » în fața Ceahlăului (3) și a figurat-o pînă la SW de Tg. Secuiesc.

În regiunea cercetată, linia « Lutu Roșu » a fost urmărită din Predeal, unde se confundă pe o mică distanță cu traseul șoselei naționale, pînă în fundul Brădetului (D. Dosul Brădetului). Din acest loc spre S, linia traversează P. Mînecelul, trece prin Muchia Carului cu strate de Comarnic, tăind diagonal Cretacicul superior cu argile roșii de la est. Mai departe de la S de gura Acrișului și pînă la Vama Buzăului, linia de încălecare este acoperită de terase și aluviuni. La Vama Buzăului, linia se situează în fața Dealului Calvaria, unde conglomeratele aptiene iau contact cu argile roșii, care apar mai sus în șea.

<sup>1)</sup> I. MARINESCU. Cercetări geologice și geologice-tehnice în zona tunelului Teliu. Comunic. ses. științ. Comit. Geol. Aprilie, 1958.



Către S linia « Lutu Roșu » traversează Buzăul Mare, trecind pe versantul stîng, unde se menține pînă la Boncuța.

Amploarea încălecării Flișului est-intern în regiunea cercetată de noi este de cca 6 km.

În concepțiile mai vechi unitatea vest-internă nu era considerată, iar depozitele de la Teliu, socotite senoniene, erau interpretate ca o apariție în fereastră tectonică, împreună cu stratele de Comarnic (7, 8, 9). În ultimul timp s-a admis existența unor digitații (superioară și inferioară) în pînza internă a Flișului. În lumina relatărilor noastre anterioare, aceste concepții nu se pot susține.

B) *Unitatea est-internă*. Unitatea est-internă, care cuprinde formațiuni albiene, vraconiene, cenomanian-turoniene (senoniene ?), este cuprinsă între linia « Lutu Roșu » de la W și linia internă de la E.

Contactul de la E, dintre unitatea est-internă și unitatea șisturilor negre, se prezintă ca o linie tectonică cu contur festonat. Pe această linie seria curbicorticală ia contact cu șisturile negre, adică cu orizontul șistos aptian, cu gresile cuarțitice albiene și cu argilele roșii vraconiene. Dat fiind vîrsta seriei curbicorticale, apropiată de aceea a șisturilor negre, se pare că linia internă este relativ apropiată de limita stratigrafică a acestor formațiuni. Acest fapt, remarcat de G. CERNEA (4) în Bucovina, arată că încălcarea Flișului est-intern nu este prea mare, iar în regiunea cercetată de noi nu depășește 1,5 km în Muchia Cătanelor. Totuși, în această porțiune pînza est-internă reușește să acopere Vraconianul roșu, venind în contact cu gresia de Siriu. Vraconianul roșu nu apare decît în V. Zagonului, unde pînza se retrage.

La S de V. Siriului, încălecarea Flișului est-intern, pare să atingă 4 km.

De remarcat că în P. Ruptura (Zăbrătau), atîț seriua curbicorticală cît și șisturile negre sunt răsturnate. În V. Buzăului, la Crasna, linia de încălcare suferă o decroșare pe circa 750 m, datorită unei falii dirijate aproape paralel cu rîul Buzău.

În cuprinsul pînzei est-interne apar o serie de anticlinale și sinclinală majore. Dintre acestea deosebim anticlinalul Sita Buzăului, format din gresii vraconiene, sinclinalul Tomoja deversat spre E la N de V. Buzăului și sinclinalul Sașilor, pe al cărui flanc de E apare seria curbicorticală.

În privința stilului tectonic am remarcat că gresia de Sita—Tătaru și Cenomanianul greso-conglomeratic se prezintă în cufe largi asimetrice sau slab deversate spre E. În schimb, seria curbicorticală albiană de pe marginea de E a unității est-interne, prezintă cufe strînse și îngrămădite în apropierea liniei interne. Pe măsură ce ne ridicăm pe coloana stratigrafică apar gresiile vraconiene; aceste cufe în armonică dispar, instalîndu-se un regim de cufe largi.



Acesta este fenomenul de dizarmonie tectonică, observat de G. CERNEA (4) în Flișul intern din Bucovina. Fenomenul se produce din cauza diferenței de elasticitate și plasticitate dintre marno-argile (elasto-plastice) și gresii (elasto-casante).

Deversarea cutelor spre E arată că au existat împingeri dinspre W, care au provocat încălcarea Flișului est-intern peste unitatea Șisturilor negre.

C) *Unitatea Șisturilor negre.* Această importantă unitate structurală este amplasată între linia internă de la W și linia de la E de încălecare a Șisturilor negre (Audia).

Linia Șisturilor negre, după care aceasta încalcă peste Oligocenul Flișului median, se prezintă cu un contur festonat. De-a lungul acestei linii Oligocenul este prins sub suprafața de încălecare a șisturilor negre.

Această linie a fost observată în fundul Găvanelor la E de D. Frumos, în izvorul Chimu și în fundul văii Bota Mare. Mai la S, în Pîrîul cu Tină, se poate observa în deschidere chiar planul de încălecare pe care gresiile cuartitice iau contact cu Oligocenul. Din acest loc, linia Șisturilor negre avansează spre S pînă la E de Vf. Botița, după care intră în V. Arțagului, menținîndu-se către fundul afluenților de pe dreapta.

În V. Buzăului linia Șisturilor negre (Audia) se poate observa în amonte de gura Arțagului.

Mărimea încălecării pînzei Șisturilor negre în regiunea cercetată este de circa 3 km. Această amploare este comparabilă cu încălecările găsite în Moldova de I. BÂNCILĂ (3), autorul pînzei Șisturilor negre.

În alcătuirea pînzei Șisturilor negre se pot deosebi anticlinale, sinclinale și mai ales cute-solzi. Cutele din șisturile negre și din seria stratelor de Bota se caracterizează prin amplitudine mică și faliere multiplă. Aceste cute, dirijate N-S și deversate către E, se încadrează în stilul alpin caracteristic Flișului.

În Cretacicul superior gresos (gresia de Siriu) din unitatea Șisturilor negre se remarcă următoarele cute și solzi:

a) Sinclinalul Bocîrnea — Tepeluș, lung de peste 10 km, se dezvoltă din V. Siriului (La Comori) pînă la N de V. Buzăului. În flancul de W, normal, prezintă o decroșare la Crasna, datorită unei falii transversale. Sub gresia de Siriu din flancul de W șisturile negre sunt răsturnate.

b) Sinclinalul Fața Cheii (Cheia) se observă în V. Buzăului, avînd o falie pe flancul de W, care-l laminează la N și S de rîul Buzău, transformîndu-l în solz.

c) Sinclinalul Gîlma dintre Sirie, lung de peste 1 km, se prezintă deversat spre E cu flancul de W inversat.

d) Sinclinalul «cota 1009» se dezvoltă la SE de Gîlma și se prezintă deversat spre E. Pe V. Siriului Mare, în capătul de SE al Muntelui Siriu,



se observă trei cute faliate axial, care dispar către N, pierzîndu-și flancul dinspre W prin faliere.

Dintre solzii de la N, pe V. Buzăului remarcăm solzul Peștelui, solzul Rîșnița—Coronguș, solzul Botița și solzul «Cota 1054»; toate aceste elemente structurale își păstrează flancul de E.

La contactul de la W dintre gresia de Siriu, în poziție normală, și șisturile negre cele mai interne, răsturnate, există un accident tectonic, după care gresia s-a desprins probabil de pe șisturile negre.

*D) Unitatea mediana.* La E de linia de încălecare a șisturilor negre se dezvoltă unitatea mediană a Flișului, care la rîndul ei încalcă peste unitatea marginală (5,3), constituind deci un parautohton pentru șisturile negre.

Oligocenul de pe marginea internă a unității mediane reprezintă flancul de E al unui sinclinal (gura Arțagului) prins sub pînza șisturilor negre. În fundul văii Bota Mare, șisturile negre încalcă peste Eocenul superior din flancul de W al anticlinalului Arțagul, situat la E de sinclinalul gura Arțagului.

În concluzie, asupra pînzelor Flișului din regiune se pot afirma următoarele:

a) Primele mișcări care au efectuat depozitele Flișului au fost cele meso-cretacice.

b) Pînza vest-internă a început să se formeze după depunerea Cretacicului superior, adică la începutul Paleogenului (fazele laramică și pireneană), iar mișcările au continuat și la sfîrșitul Paleogenului (faza savică).

c) Pînza șisturilor negre a început să se formeze tot la începutul Paleogenului, dar nu a depășit pînă în Miocenul superior stadiul unei bolți anticlinale (3). Abia în Tortonianul superior (faza stiriacă) șisturile negre au atins stadiul de pînză.

d) Pînzele Flișului din regiunea cercetată sănăt lipsite de flancul invers. Interesant este stilul lor, care marchează înrădăcinarea succesivă spre W a unităților, fapt remarcat de I. BĂNCILĂ (3) mai la N.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului, *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București, 1928.
2. BĂNCILĂ I. Evoluția ideilor asupra tectonicei Carpaților Orientali, *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXVII, București, 1944.
3. — Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secția Biologie, Șt. agric. Geol.—Geogr.* VII, 4, București, 1955.

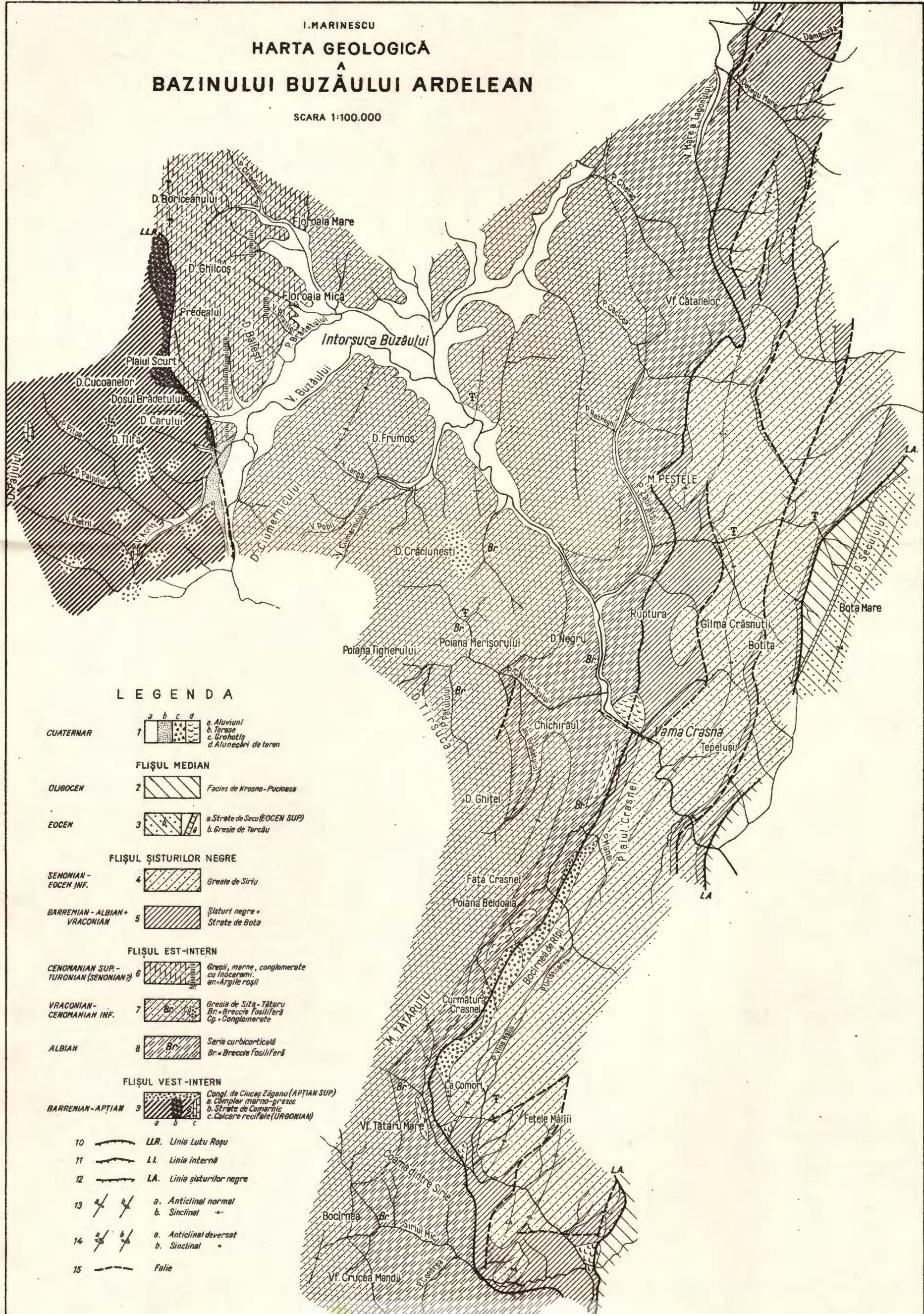


I. MARINESCU

# HARTA GEOLOGICĂ

## BAZINULUI BUZĂULUI ARDELEAN

SCARA 1:100.000



4. CERNEA G. Flișul intern între Moldova și Bistrița. *An. Comit. Geol.*, XXIV, București, 1952.
5. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Comit. Geol.*, XXIV, București, 1952.
6. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între Teleajen și Doftana (teză), *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București, 1936.
7. — Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et de Bîrsa Mică. *Bul. Lab. Mineralog.*, II, București, 1937.
8. — Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic—Bîrsa Mare (Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIII, București, 1940.
9. — Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstelor șisturilor negre din zona mediană a Flișului Carpaților Orientali. *Comun. Acad. R.P.R.*, II, 90, București, 1952.
10. — Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 2, București, 1952.
11. — Contribuții la orizontarea Cretacicului în Flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 8, București, 1955.
12. — Vîrsta argilelor roșii de pe versantul de E al Ceahlăului. *Rev. Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Nat.*, nr. 11, București, 1956.
13. — Contribuții la separarea în orizonturi stratigrafice a Cretacicului din Flișul extern, cuprins între văile Teleajen și Uzu. *Bul. șt. Acad. R.P.R., secția Geol.-Geogr.*, T. 2, nr. 1, București, 1957.
14. GRIGORAȘ N. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Comit. Geol.*, XXVIII. București, 1955.
15. JEKELIUS E. Raport asupra unor observații geologice în tunelul Teliu, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București, 1930.
16. MARINESCU I. Asupra unei brecii din Flișul Munților Buzăului *D. S. Comit. Geol.*, XLIII (sub tipar).
17. MURGEANU G. și PATRULIU D. Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi *Bul. șt. Acad. R.P.R., secț. Geol.-Geogr.* T. 2, nr. 1, București, 1957.
18. PATRULIU D. Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de E). *D. S. Comit. Geol.* XXXVI, București, 1952.
19. POPESCU GR. Asupra unei brecii cu blocuri din Flișul cretic de pe V. Prahovei *Bul. șt. Ac. R.P.R., Secț. Șt. Biol., agron., geol. și geogr.*, VI, 2, București, 1954.
20. — Contribuții la stratigrafia Flișului cretic din V. Prahovei și V. Buzăului, *St. și Cercet. Acad. R.P.R.*, nr. 3—4, București, 1958.
21. POPESCU-VOIȚEȘTI I. și MRAZEC L. Contribuții la cunoașterea pînzelor Flișului carpatic din România, *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București, 1911.
22. PREDA D. Pînza conglomeratelor de Zăganu. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* IV. București, 1939.
23. SELAGIAN V. Raport asupra regiunii văii Cremenii (Buzăul Mic — Crasna, Muntele Siriului, Nehoi și Mlăjet), *D. S. Inst. Geol. Rom.*, X, București, 1927.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВО ФЛИШЕВОЙ  
ЗОНЕ ГОР БУЗЭУ  
ИОН МАРИНЕСКУ

(Краткое содержание)

При полевых работах 1955—1956 гг. был исследован флиш, расположенный на верховьях реки Бузэу в пределах Трансильвании.

Осадочные образования исследуемого района принадлежат следующим единицам: внутреннему западному флишу, восточному внутреннему флишу, флишу черных сланцев и срединному флишу.

В пределах западного внутреннего флиша, к юго-западу от поворота Карпат, в районе Бузэу выявляются слои Комарник с диаклазированными известняками, мергелисто-песчаниковый комплекс и песчаник Таркэу с орбитоидами, относящимися к баррему-апту. Ургонские рифовые известняки выявляются спорадически в виде небольших массивов (Вырфу Пиетрий, днище долины Папжа). Конгломераты Чукаш-Зэган завершают цикл осадконакопления и относятся к верхнему альту.

Самыми древними отложениями восточного внутреннего флиша, выходящими на поверхность являются песчаники и глины волнистой свиты. Эта свита располагается на внешней окраине восточного внутреннего флиша на контакте с черными сланцами.

Собранная фауна (*Inoceramus* aff. *concentricus* PARK., *Pecten vitellii* Ристет и САМРІСНЕ, *Neohibolites minimus* List.) указывают на альбский возраст.

Выше волнистой свиты следует песчаник Сита-Тэтару вражонского возраста, расположенный к западу между Сита Бузэулуй и изгибом Карпат. В этой толстой свите мощностью около 600 метров были встречены формы: *Anisoceras armatum* (J. SOWERBY), *Puzosia communis* SPATH, *Parahibolites tourtiae* WEIGN., *Inoceramus concentricus* PARK., *Neitheia* sp. *Kosmatella* sp. У основания свиты выявляется, верхний альб, указанный, формами: *Phylloceras velledae* Mich., *Inoceramus* cf. *concentricus* PARK., *Neohibolites minimus* List., *Hamites* sp. К верхам песчаник Сита-Тэтару переходит в нижний сеноман.

В продолжение осадконакопления, сверх песчаника Сита Тэтару развивается мергелисто-песчаниковая формация с красными глинами и конгломератами с иноцерамами. Эта формация развивается, к западу от изгиба Карпат, вдоль контакта с западным внутренним флишем. Остатки крупных иноцерамов по всей вероятности указывают и на наличие сенона.



На внешней окраине восточного внутреннего флиша развиваются и отложения флиша черных сланцев. Самые древние из них принадлежат баррему-альбу и представлены песчаниковым горизонтом с сидерито-известковистыми мергелями, сланцевым горизонтом и горизонтом кварцитовых песчаников. Во всех горизонтах были встречены глинистые сланцы, а из кварцитовых песчаников были взяты экземпляры *Neohibolites minimus* List.

Черные сланцы подстилают полосатые глины, красно-зеленые с брекчиями и содержат обломки розовых гранодиоритов, именуемых слоями Бота. Их возраст-враконский, согласно многочисленным экземплярам *Parahibolites tourtiae* WEIGN., *Neohibolites ultimoides* (SINZOW) STOLL., *Inoceramus sulcatus* PARK., и остаткам небольших иноцерамов.

Самые новые отложения флиша черных сланцев представлены песчаником Сириу. На основание остатков собранных иноцерамов (Долина Бота, Долина реки Бузэу) и отпечатка *Inoceramus cf. regularis* var. *goldfussiana* d'ORB, автор приписал этой свите сенонский возраст.

В верхней части песчаник Сириу может быть выделен к нижнему эоцену. Мощность свиты не превышает 400 м. Между слоями Бота и песчаником Сириу, по всей вероятности, был перерыв осадконакопления.

Выявленные образования срединного флиша, относятся к эоцену и олигоцену и развиты в восточной оконечности исследуемого участка.

Эоцен представлен свитой песчаника Таркэу где был выявлен горизонт конгломератов Бако (Гора Бота Маре). В верхней части был выявлен горизонт слоев Секу с зелеными глинами.

Олигоцен следует нормально и выявляется в фации Красно-Фусару. Он отличается наличием песчаника Фусару и серых мергелей с переслаивающимися пелитосидеритами.

В тектоническом отношении в пределах исследуемого района было выявлено наличие трех крупных линий нарушений, выявляющих четыре крупные структурные единицы:

а) единицу западного внутреннего флиша к западу от линии надвига Луту Рошу.

б) единицу восточного внутреннего флиша между линией «Луту Рошу» и «внутренней линией»

в) единицу черных сланцев между «внутренней» линией и линией «черных сланцев».

г) среднюю единицу, расположенную в наружной части линии «черных сланцев».

Образования западного внутреннего флиша надвинуты на верхнemеловые отложения в пределах восточного внутреннего флиша. Доказа-

тельством надвига является наличие тектонического окна в долине Телиу, где выявляются красные и серые известковистые мергели с *Neohibolites ultimus* d'ORB.

Последние представляют более внутреннюю боковую фаацию песчаника Сита-Тэтару. Вдоль линии «Луту Рошу» исчезают красные глины и известковистые песчаники с иноцерамами в пределах восточного внутреннего флиша.

Единица восточного внутреннего флиша надвинута по внутренней линии, на отложения единицы черных сланцев.

Таким образом альбская волнистая свита приходит в контакт с различными образованиями единицы черных сланцев.

К югу от полян Сириу внутренняя линия отмечает резкое возвышение (около 4 км), приводящее к сужению единицы черных сланцев со слоями Бота и песчаником Сириу.

В восточной внутренней единице появляются нормальные или опрокинутые к востоку синклинали и антиклинали.

Единица черных сланцев расположена восточнее внутреннего флиша. В свою очередь эта единица надвинута на срединную единицу расположенную более к востоку, находясь в контакте последовательно либо с олигоценом, либо с эоценом, вдоль линии черных сланцев.

В пределах единицы черных сланцев были выявлены нормальные и опрокинутые складки, а также складки-чешуи, среди которых укажем: синклиналь Бокырня-Цепелуш, синклиналь Фаца Кейй, переходящую в складку-чешую, синклиналь Гылма, синклиналь «Кота 1009», чешую Пештеле, чешую Рыжница — Коронгуш, чешую Ботицей, чешую Дялул Фрумос и чешую Дэмэкуша-Децег.

К востоку от линии надвига черных сланцев (Аудия) развивается единица срединного флиша.

Все эти четыре единицы флиша последовательно внедряются с востока к западу.

Отношения надвига связаны с меловыми (австрийскими и субгерцинскими) и палеогеновыми (новыми ларамийскими, пиренейскими, савскими и стирийскими) движениями.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И КАРТЫ РИСУНКИ

Рис. 1. — *Puzosia communis* SPATH. Враконский подъярус. Песчаник Сита-Татарул. Сита Бузэулуй, округ Кодля, обл. Сталин.



Рис. 2. — *Parahibolites tourtiae* WEIGN. Вранконский подъярус. Слои Бота. Долина Бота-Забрэтэу.

Рис. 3. — Остатки иноцерамов в песчанике Сириу. Сенон. Пырыул Ботица-Забрэтэу.

## КАРТА

Геологическая карта бассейна реки Бузеул Ардеян.

Четвертичный приод: 1а, наносы; 1б, террасы; 1с, обломки; 1д, скользящие оползни; Срединный флиш. Олигоцен: 2, фация Красна-Пучоаса; Эоцен: 3а, слой Секу (Верхний эоцен). 3б, песчаник Таркэу. Флиш Черных Сланцев. Сенон-эоцен ниж.: 4, песчаник Сириу; Барремский—альбский + вранконский яруса: 5, Черные сланцы + слой Бота. Восточный внутренний флиш. Верхний сеноман-турон (Сенон?): 6, песчаник, мергель, конгломераты содержащие ископаемые иноцерамы; 7, красные глины; вранконский-нижне-сеноманский ярусы; 8, песчаник Сита-Татарул; 9г, брешь изобилующая ископаемыми; 9д, конгломерат; Альб: 10, волнистая серия; 11, брешь изобилующая ископаемыми. Западный внутренний флиш. Баррем-Апт: 9, конгломераты Чукаш — Зэгану (Верхний апт); 9а, мергелисто-песчанистый комплекс; 9б, слой Комарник; 9с, рифовый известняк (ургонский ярус), 10, линия Красной глины; 11, внутренняя линия; 12, линия Черных Сланцев; 13а, нормальная антиклиналь; 13б, нормальная синклиналь; 14а, опрокинутая антиклиналь; 14б, опрокинутая синклиналь; 15, сброс.

## RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LE FLYSCH DES MONTS DE BUZĂU

PAR

I. MARINESCU

(Résumé)

Durant la campagne de terrain 1955—1956 nous avons étudié le Flysch du bassin supérieur du Buzău Ardelean.

Les formations sédimentaires de la région étudiée appartiennent aux suivantes unités: Flysch W-interne, Flysch E-interne, Flysch des Schistes noirs et Flysch médian.

Dans le Flysch W-interne, situé au SW d'Intorsura Buzăului, apparaissent des couches de Comarnic constituées par des calcaires diaclasés, un complexe marno-gréseux et le grès de Teliu (à Orbitolines) qui appartiennent au Barrémien-Aptien. Les calcaires récifaux urgoniens apparaissent sporadiquement comme de petits massifs (Valea Pietrii, la partie supérieure de Valea Paijului). Les congolomérats de Ciucăș—Zăganul achèvent le cycle de sédimentation et appartiennent à l'Aptien supérieur.

Les plus anciens dépôts du Flysch W-interne qui affleurent sont les grès et les argiles de la série curbicorticale. Cette série se trouve sur la bordure extérieure du Flysch E-interne au contact des Schistes noirs.



Les fossiles trouvés (*Inoceramus* aff. *concentricus* PARK., *Pecten vitelli* PICTET et CAMPICHE, *Neohibolites minimus* LIST.) démontrent qu'ils sont d'âge albien.

Sur la série curbicorticale repose le grès de Sita—Tătaru, d'âge vraconien et situé plus à l'W, entre Sita Buzăului et Intorsura Buzăului. Dans cette série, épaisse d'environ 600 m, on a trouvé les formes suivantes: *Anisoceras armatum* (J. SOWERBY), *Puzosia communis* SPATH, *Parahibolites tourtiae* WEIGN., *Inoceramus concentricus* PARK., *Neitheia* sp., *Kosmatella* sp. Dans la partie inférieure de cette série apparaît aussi l'Albien supérieur, confirmé par les formes: *Phylloceras velleae* MICH., *Inoceramus* cf. *concentricus* PARK., *Neohibolites minimus* LIST., *Hamites* sp. Vers la partie supérieure le grès de Sita—Tătaru présente une transition au Cénomanien inférieur.

En continuité de sédimentation, au-dessus du grès de Sita — Tătaru se développe la formation marno-gréseuse à argiles rouges et conglomérats à Inocérames. Cette formation se développe à l'W d'Intorsura Buzăului, tout le long du contact avec le Flysch W-interne. Les restes d'Inocérames de grande taille semblent indiquer aussi la présence du Sénonien.

Sur la bordure externe du Flysch E-interne se développent les dépôts du Flysch des Schistes noirs. Parmi ces dépôts les plus anciens appartiennent au Barrémien-Albien et sont représentés par un horizon gréseux à marno-calcaires sidéritiques, par un horizon schisteux et par un horizon à grès quartzitiques. Dans tous les horizons on a trouvé des schistes argileux, noirs, et des grès quartzitiques on a récolté des exemplaires de *Neohibolites minimus* LIST.

Les Schistes noirs supportent les argiles bariolées rouge vert à brèches, qui contiennent des éléments de granodiorites de nuance rose, dénommés couches de Bota. D'après les nombreux exemplaires trouvés de *Parahibolites tourtiae* WEIGN., *Neohibolites ultimoides* (SINZOW) STOLL, *Inoceramus sulcatus* PARK. et les restes de petits Inocérames, on leur a attribué l'âge vraconien.

Les plus récents dépôts du Flysch des Schistes noirs sont représentés par le grès de Siriu. Dû aux restes d'Inocérames récoltés (Valea Bota, Valea Buzăului) et à un moulage d'*Inoceramus* cf. *regularis*, var. *goldfussiana* D'ORB. nous avons attribué à la série l'âge sénonien.

La partie asupérieure du grès de Siriu pourrait appartenir à l'Éocène inférieur. L'épaisseur de la série ne dépasse pas 600 m. Entre les couches de Bota et le grès de Siriu il paraît exister une lacune de sédimentation.

Les formations du Flysch médian rencontrées appartiennent à l'Éocène et à l'Oligocène et se développent dans l'extrémité E de la région étudiée.

L'Éocène est représenté par la série du grès de Tarcău, dans laquelle on a reconnu le niveau des conglomérats de Bako (Mont de Bota Mare). Dans la partie supérieure on a rencontré l'horizon des couches de Secu à argiles vertes.



L'Oligocène suit en continuité de sédimentation et apparaît en faciés de Krosno—Pucioasa. Il est caractérisé par la présence du grès de Fusaru et des marnes grises à intercalations de pélosidérites.

Au point de vue tectonique, on a établi dans la région étudiée la présence de trois grandes lignes de dislocation qui mettent en évidence quatre unités structurales:

a) L'unité du Flysch W-interne, développée à l'W de la ligne de chevauchement «Lutu Roșu»;

b) L'unité du Flysch E-interne, située entre la ligne «Lutu Roșu» et la ligne «interne»;

c) L'unité des schistes noirs, localisée entre la ligne «interne» et la ligne «des Schistes noirs»;

d) L'unité médiane, située à l'extérieur de la ligne «des Schistes noirs».

Les formations du Flysch W-interne chevauchent les dépôts appartenant au Crétacé supérieur du Flysch E-interne. La preuve du chevauchement est l'existence d'une fenêtre tectonique dans Valea Telui, dans laquelle apparaissent des marnocalcaires rouges et gris à *Neohibolites ultimus* d'ORB. Ceux-ci représentent un faciès latéral plus interne du grès de Sita—Tătaru. Le long de la ligne «Lutu Roșu» les argiles rouges et les marno-grès à Inocérames du Flysch E-interne disparaissent.

• L'unité du Flysch E-interne chevauche, d'après la ligne interne, les dépôts de l'unité des Schistes noirs.

Ainsi la série curbicorticale albienne prend contact avec diverses formations de l'unité des Schistes noirs.

Au S de Poienile Siriului, la ligne interne marque un avancement net (d'environ 4 km) qui détermine l'étrécissement de l'unité des Schistes noirs à couches de Bota et grès de Siriu.

Dans l'unité E-interne apparaissent des synclinaux et des anticlinaux asymétriques ou déveisés vers l'E.

L'unité des Schistes noirs est située à l'E du Flysch interne. À son tour, cette unité chevauche l'unité médiane située plus à l'E, prenant contact successif, le long de la ligne des Schistes noirs, soit avec l'Oligocène, soit avec l'Éocène.

Dans l'étendue de l'unité des Schistes noirs on a remarqué des plis normaux et déversés, ainsi que des plis-failles, dont nous citons: le synclinal Bocîrnea—Țepeluș, le synclinal Fața Cheii qui passe dans un pli-écaille, le synclinal Gilma, le synclinal de «la cote 1009», l'écaille de Peștele, l'écaille Rîjnița—Coronguș, l'écaille de Botița, l'écaille de Dealul Frumos et l'écaille Dămăcușa—Deteg.

A l'E de la ligne de chevauchement des Schistes noirs (Audia) se développe l'unité du Flysch médian.

Toutes ces quatre unités du Flysch s'enracinent successivement de l'E vers l'W.

Les rapports de chevauchement sont dus aux mouvements crétacés (austriques et subhercyniens) et à ceux paléogènes (laramiens, pyrénéens, saviques et styriens).

## EXPLICATION DES FIGURES ET DE LA CARTE

### FIGURES

Fig. 1. — *Puzosia communis* SPATH. Vraconien. Grès de Sita-Tătarul. Sita Buzăului, district Codlea, région Brașov.

Fig. 2. — *Parahibolites tourtiae* WEIGN. Vraconien. Couches de Bota. Valea Bota-Zăbrătau.

Fig. 3. — Restes d'Inocérames dans le grès de Siriu. Sénonien. Pîrîul Botița-Zăbrătau.

### CARTE

Carte géologique du bassin de Buzău Ardelean.

Quaternaire: 1 a, alluvions; 1 b, terrasse; 1 c, éboulis; 1 d, glissement de terrain. Flysch médian. Oligocène; 2, Faciès Krosno—Pucioasa; Éocène: 3 a, couches de Secu (Éocène sup.); 3 b, grès de Tarcău. Flysch des Schistes Noirs. Sénonien — Éocène inf.: 4, grès de Siriu; Barrémien—Albien + Vraconien: 5, Schistes Noirs + couches de Bota. Flysch est-interne. Cénomanien sup. — Turonien (Sénonien ?): 6, grès, marnes, conglomérats à Inocérames; ar, argiles rouges; Vraconien — Cénomanien inf.: 7, grès de Sita—Tătaru; Br, brèche fossilière; Cg, conglomérat; Albien: 8, série curbicorticale; Br, brèche fossilière. Flysch ouest-interne. Barrémien—Aptien: 9, conglomérats de Ciucăș—Zăganu (Aptien sup.); 9 a, complexe marno-gréseux; 9 b, couches de Comarnic; 9 c, calcaires récifaux (Urgonien). 10, ligne de Lutul Roșu; 11, ligne interne; 12, ligne des Schistes Noirs; 13 a, anticinal normal; 13 b, synclinal normal; 14 a, anticinal déversé; 14 b, synclinal déversé; 15, faille.



OBSERVAȚII ASUPRA STRUCTURII GEOLOGICE  
A REGIUNII BAŞPUNAR—CAMENA—CEAMURLIA DE SUS  
(DOBROGEA)<sup>1)</sup>

DE

O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ

Între Hamangia (Baia) și Bașpunar, depozitele cretacic-superioare din Bazinul Babadag stau discordant peste formațiuni mult mai vechi, intens cutate. În general, direcția acestor structuri vechi este nord-vestică ( $N\ 30^{\circ}\text{---}50^{\circ}W$ ), spre deosebire de cea vest-nord-vestică a depozitelor cretacic-superioare. Ca urmare a acestei dispoziții diagonale transgresive a Cretacicului superior, structurile mai vechi sunt în mare parte acoperite, reapărind în mod izolat spre NW în împrejurimile localității Atmagea.

Cercetările anterioare au arătat că această regiune este constituită din șisturi cristaline, șisturi verzi, Devonian, Formațiunea de Carapelit, Triasic, porfire și Cretacic superior. Dintre cercetătorii anteriori menționăm pe K. PETERS (1866), V. ANASTASIU (1898), R. PASCU (1904), L. MRAZEC (1912), G. MACOVEI (1912—1934), C. MOTĂȘ (1913), I. SIMIONESCU (1913—1914), D. CĂDERE (1921—1924), D. I. BUJOR (1936—1937). În ultimii ani s-au întreprins și cercetări geofizice (ȘT. AIRINEI, R. BOTEZATU).

### Stratigrafia

**Fundamentul bazinului.** Șisturile cristaline apar în axul unui anticlinal de șisturi verzi, pe o zonă lungă de cca 17 km și lată de aproximativ 2 km, de la N de Ceamurlia de Sus și pînă la Bașpunar, unde sunt acoperite transgresiv de depozite senoniene.

Șisturile cristaline sunt constituite din micașisturi cu biotit, muscovit și granați, șisturi cuarțitice cu biotit sau cu muscovit, cuarțite cloritice, amfibolite,

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 1 martie 1957.

gnaise, pegmatite și, sporadic, sernifite (Camena). În lungul anticinalului se observă o variație petrografică, cuartitele micacee fiind înlocuite cu amfibolite pe măsură ce ne depărtăm de Bașpunar.

La microscop amfibolitele apar alcătuite, în cea mai mare parte, din hornblendă, la care se adaugă granule colțuroase de cuarț, calcit și feldspați plagioclazi.

Amfibolitele sunt masive sau șistoase și alternează cu șisturi cuartito-muscovitice sau cu micașisturi. Acestea din urmă conțin biotit, muscovit și cuarț, la care se adaugă granați și oxizi de fier. Granulele de cuarț au dimensiuni medii de 0,010—0,004 mm. Pe măsură ce scade cantitatea de mice în favoarea cuartului se trece la șisturile cuartitice cu muscovit sau cu biotit. Aceste șisturi cuartitice au o structură granolepidoblastică și o textură slab șistoasă și sunt constituite din cuarț, feldspat plagioclaz acid (albit-oligoclaz), biotit în mare parte cloritizat și muscovit, pe lîngă care mai apar zoizit, epidot, rutil, oxizi de fier. Spre Bașpunar micașisturile și șisturile cuartitice alternează cu bancuri și strate de cuarțite de culoare verzuie. La microscop se observă că predomină cuartul (70%), apoi clorit (un biotit cloritizat) (15—20%) și sericit.

În zonele axiale ale anticinalului, în partea lui de NW, printre micașisturi apar intercalații subțiri de gnaisse oculară cu feldspați roz și frecvențe lentele de cuarț de diferite mărimi; gnaisele și amfibolitele sunt considerate ca ortoroce.

În ceea ce privește originea acestor șisturi cristaline, părerile diferă de la un autor la altul.

*Șisturile verzi* au fost urmărite numai pe o zonă restrînsă; cu toate acestea s-au observat anumite variații petrografice. În complexul șisturilor verzi se pot deosebi două varietăți, una gresoasă și alta șistoasă, care alternează. La microscop se observă că șisturile verzi grezoase (grauwacke) au o structură clastică (psamitică), fiind alcătuite din cuarț, clorit, puțin sericit, plagioclaz acid (albit-oligoclaz), epidot, calcit, zircon, limonit, zoizit. Cuarțul (20—65%) apare în granule cu contur neregulat și are extincție ondulatorie. Dimensiunile sunt cuprinse între 0,08—0,10 mm și 0,2—0,5 mm. Plagioclazul apare maclat polisintetic și constituie pînă la 10% din masa rociei; uneori este ușor sericitizat, unghiul de extincție fiind în medie de 10°, și corespunzător unui plagioclaz cu 13% An (oligoclaz acid). Cloritul (15—16%) apare în lamele sau aglomerări, fiind însoțit uneori de puțin sericit. Celelalte minerale sunt în cantități mult mai mici. Șisturile verzi fine conțin aceleași minerale, însă de dimensiuni mici; de cele mai multe ori la microscop nu se poate distinge decât o masă formată din cuarț și clorit. În unele varietăți predomină sericitul față de clorit. S-a observat că sericitul și cloritul alcătuiesc benzi care alternează cu benzile de cuarț, dând rociei o textură fin șistoasă. Roca să-ar putea numi filit sericitos (peste 50% sericit). În anumite zone varietățile grezoase au impregnații de malachit.



Între Șisturile verzi și șisturile cristaline pare a exista o trecere gradată. Astfel se observă cum, pe măsură ce Șisturile verzi se îmbogățesc în lamele mari de muscovit și biotit, trec treptat la șisturi cristaline. În această zonă se găsesc șisturi cu biotit cloritizat, muscovit și sericit, șisturi cloritoase care trec la micașisturile din zona de șisturi cristaline. În zona de trecere abundă oxizii de fier. Aceleași minerale apar și în șisturile cristaline și în Șisturile verzi: cuarț, clorit, sericit, muscovit, biotit, apoi granați, zoizit, magnetit, rutil, apatit (foarte rar). Cantitatea lor variază destul de mult. În această zonă se află zăcămîntul de pirită cupriferă și magnetit de la Altîn Tepe.

Șisturile verzi apar și pe flancurile de NE ale anticlinalului de cristalin, însă mai mult în partea unde acesta se scufundă pe înclinare.

Cercetările de pînă acum au arătat că Șisturile verzi reprezintă produsele unui metamorfism slab de epizonă al unor roce sedimentare și, parțial, al unor efuziuni bazice.

Vîrsta lor probabilă este precambriană sau cambriană, aşa cum au presupus G. MURGOCI, I. ATANASIU (1940). Asupra acestei probleme vom reveni în altă lucrare.

*Paleozoicul inferior*, reprezentat prin filite, calcare și șisturi sericito-cloritoase, apare pe o mică suprafață la Bechir Ciair și Diolmic Bair. Cele mai frecvente sunt rocele verzi, foarte asemănătoare cu Șisturile verzi de la S. La microscop apar constituite din cuarț, sericit, clorit, plagioclaz. Structura este granolepidoblastică. La varietățile mai grezoase plagioclazii sunt mai abundenți, ajungînd pînă la 30%. Structura varietăților grezoase este clastică.

În Bechir Ciair mai apar cuarțite albe, în bancuri groase, calcare cenușii în strate subțiri și filite cenușii-albicioase, asemănătoare cu anumite roce din regiunea Priopcea, considerate acolo ca devoniene. Este probabil însă că în munții Măcinului o mare parte din rocele considerate ca devoniene să fie mai vechi, iar Devonianul inferior fosilifer de la Bujore să apară în sinclinal. Mai vechi ca Devonianul inferior trebuie să fie și filitele și cuarțitele din Bechir Ciair.

Prezența rocelor de lîngă Camena atribuite Devonianului a fost semnalată de G. MACOVEI (1912). Mai tîrziu D. CĂDERE (1921) le-a descris mai amănunțit, arătînd asemănarea cuarțitelor, filitelor și calcarelor cu rocele devoniene din Priopcea. Tot el remarcă asemănarea rocelor verzi, grêzoase și fine, cu Șisturile verzi.

Paleozoicul inferior din Bechir Ciair este considerat ca fiind capătul sudic al zonei Bochlugea din regiunea Taița.

*Formațiunea de Carapelit* apare în împrejurimile Camenei, fiind constituită din conglomerate, gresii și șisturi. Astfel, pe versantul de SW al dealului Bechir



Ciair, peste orizontul filitos al Paleozoicului inferior stau conglomerate verzui, roșii-violacee. Elementele lor provin, în cea mai mare parte, din rocele paleozoice din apropiere: roce verzi, cuarțite și calcare roșietice și sănt, în general, nerulate sau puțin rulate. Materialul este dispus haotic. Sortarea slabă, elementele nerulate și compoziția lor arată că s-au format pe loc, din rocele din vecinătate. D. CĂDERE a arătat (1921) că rocele verzi care se găsesc remaniate în conglomerate provin din apropiere și nu din Șisturile verzi de la S, astfel că nu pot constitui un argument în favoarea ideii remanierii Șisturilor verzi în Formațiunea de Carapelit. D. ROTMAN (1915) menționează că și în munții Măcinului conglomeratele din Formațiunea de Carapelit remaniază roce din fundamentul apropiat.

Tipul grezos al acestei formațiuni apare în Ortames Bair și Ceacmak Culac la E de Camena, apoi în satul Camena și la NW de el, stînd peste orizontul conglomeratic. Rocele caracteristice acestui tip sănt gresile fine cenușii sau violacee, în strate de 15–20 cm, în alternanță ritmică cu șisturi satinate verzui-cenușii-violacee, fine, sau șisturi grezoase, uneori curbicorticale.

Tipul filitos al Formațiunii de Carapelit apare pe pîrîful Camena, în amonte de satul Camena, și ca iviri mai mici în amonte de mînăstirea Uspenia și între Jmralnica și Copas Culac. El este constituit din șisturi verzui, fine. La microscop se observă o masă de bază alcătuită din granule fine de cuarț și calcit (pînă la 50% din masa rocei). Cloritul, și mai rar sericitul, apar sub formă de mici paiete.

Vîrsta probabilă a acestei formațiuni este carboniferă, prin asemănare cu faciesul de Culm din Europa centrală.

*Triasicul* este reprezentat prin calcare cenușii ce apar între Bașpunar, Teche Ciair, Sacar Bair și ca mici iviri mai ales la E sub formă de strate groase de 5–60 cm, străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcit. La microscop apare numai o masă de calcit recristalizat.

Acste calcare au fost atribuite de către prof. G. MACOVEI, Devonianului, pe baza asemănării lor cu unele calcar din Devonianul din munții Măcinului. Poziția lor stratigrafică între Formațiunea de Carapelit și Liasic, precum și absența unor asociații de roce caracteristice pentru Devonian (cuarțite, filite), îndreptățesc atribuirea lor la Triasic cu care prezintă afinități petrografice.

*Liasicul* a fost identificat pe P. Camena și pe malul stîng al pîrîului Teche Ciair ca mici iviri ale unui complex format din gresii cenușii cu urme de plante și cu pete limonitice, calcare cenușii, conglomerate și microconglomerate cenușii-gălbui cu elemente de porfire, cuarț, șisturi verzi. Pe P. Camena apar microconglomerate cu gresii cuarțitice. În acest complex, atât în Teche Ciair cât și pe pîrîul Camena, s-au găsit numeroși Belemniti de tipul *Passalotheutis*, *Entolium aff. frontalis* DUMORTIER, precum și resturi de Inocerami



și Crinoide. Această faună, deși nu se pretează unor determinări mai precise, indică Liasicul, probabil Liasicul mediu. Remarcăm asemănări petrografice cu Liasicul dintre Frecătei și Poșta, descris de G. MACOVEI.

Acest complex era atribuit Cretacicului superior pe P. Camena în timp ce în Teche Ciair era considerat ca aparținând Formațiunii de Carapelit, deși nu prezenta afinități petrografice cu aceasta.

*Porfirele de Camena* apar de la dealul Cara Burum pînă în apropiere de Bașpunar pe o lungime de 17 km și pe o lățime maximă de aproximativ 2 km. Dezvoltarea cea mai mare o au în împrejurimile satului Camena. D. CĂDERE, care a studiat aceste porfire, le consideră în general ca porfire cuartifere, efuzive și hipoabisale, reprezentate prin microgranite, microgranite-aplito, granofire, felsofire și vitrofire, însotite de filoane.

Porfirele apar în legătură cu linia tectonică Bașpunar—Camena. Faptul că în conglomeratele liasice se găsesc remaniate elemente de porfir arată că ele sunt anteliasice. D. CĂDERE le consideră și antetriasice. Porfirele străbat șisturile cristaline, șisturile verzi, Formațiunea de Carapelit și calcarele triasic-medii, fiind probabil de vîrsta triasic-superioară.

*Cretacicul superior* este reprezentat prin Cenomanian, Turonian și Senonian inferior.

*Cenomanianul* apare în regiunea de la N de Camena și S de Caugagia (dealurile Bechir Ciair, Ceacmak Bair, Bel Bair), fiind format din conglomerate și lumașele conglomeratice în grosime de 10–30 m. Conglomeratele au ciment grezos-calcaros și elemente de 1–2 cm, alcătuite din cuart, șisturi verzi, porfire.

În aceste depozite s-a întîlnit următoarea faună:

- Exogyra haliotidea* Scw.
- Exogyra digitata* (Scw.)
- Pecten (Neithaea) aequicostatus* LAMK.
- Serpula* sp.
- Pleurotomaria* sp.

Fauna aceasta nu este concluzivă pentru precizarea unui etaj, formele fosile fiind de facies și cunoscute în regiunile clasice atât în Cenomanian cât și în restul Cretacicului superior. G. MACOVEI (1934) a considerat aceste conglomerate și lumașele ca cenomaniene pe baza formei *Exogyra columba*. Este însă probabil că ele reprezintă un facies litoral heterocron în legătură cu dispoziția transgresivă a diversilor termeni ai Cretacicului superior. În regiunea de la N de Camena conglomeratele sunt probabil turoniene.



**T u r o n i a n u l.** Existența Turonianului în Bazinul Babadag a fost presupusă de către I. SIMIONESCU (1913) și G. MACOVEI (1934) datorită continuității dintre Cenomanian și Senonian. După I. SIMIONESCU, Seria de Dolojman cuprindea Turonianul și Senonianul.

Turanianul este reprezentat la partea inferioară prin calcare grezoase gălbui, ușor friabile, în strate de 1–2 m, cu intercalății de calcare gălbui, fine, în plăci, uneori rubanate. Trecerea între roce se face gradat. În calcarele grezoase la microscop apare o masă de bază calcaroasă, impregnată cu oxizi de fier, la care se adaogă material terigen (25–30%) alcătuit mai ales din granule de cuarț. Resturile organice constau din spiculi de Spongieri și Globigerine conservate în limonit. În calcarele grezoase gălbui se întâlnesc Inocerami, printre care *Inoceramus labiatus* SCHLOTH., care indică o vîrstă turonian-inferioară.

În continuitate de sedimentare urmează un pachet de calcare alb-cenușii, grezoase, cu numeroase vine de calcit și concrețiuni limonitice și silicioase. Grosimea stratelor este de 5–10 cm, mai rar 50 cm, iar suprafața de strat este neregulată. La microscop roca apare constituită din trei componente principale: masa de bază calcaroasă, resturi organice și granule de cuarț. La acestea se adaogă cantități variabile de glauconit.

Fauna indică o vîrstă turonian-medie și superioară:

*Inoceramus lamarcki* PARK.

*Inoceramus* cf. *carpathicus* SIM.

*Inoceramus waltersdorffensis* ANDERT

*Gaudriceras* sp.

În regiunea aceasta depozitele turoniene apar în ridicarea anticinală Slava Rusă pe ambele maluri ale pîriului Slava, între Slava Rusă și Caugagia.

**S e n o n i a n u l i n f e r i o r** a fost separat de G. MACOVEI (1934) pe baza faunei bogate de la Caugagia. El urmează în concordanță peste Turonian în părțile centrale ale Bazinului Babadag, în timp ce în zonele de margine (de ex. între Camena și Başpunar) Senonianul inferior este transgresiv peste fundamentul hercinic și kimmeric. În aceste locuri Senonianul prezintă faciesuri mai grosiere, spre deosebire de faciesul marnos-calcaros din centrul bazinului.

În regiunea Başpunar – Slava Rusă Senonianul este reprezentat prin calcare grezoase gălbui, dure, în strate de 20–60 cm, cu silificieri brune și concrețiuni grezoase. La microscop apar constituite dintr-o masă de bază calcaroasă, în unele locuri înlocuită cu silice, material detritic cuarțos (10–20%) și resturi organice (Textularii, Globigerine, spiculi de Spongieri). În împrejurimile Caugagiei aceste calcare alternează cu calcare grezoase albe, uneori și marne gălbui formînd ritmuri continui de 40–60 cm.



Fauna întâlnită și determinată de noi la Caugagia și în alte părți indică o vîrstă senonian-inferioară:

- Micraster cortestudinarium* GOLDFUSS  
*Barroisiceras* cf. *haberfelsneri* v. HAUER  
*Gaudriceras mite* v. HAUER  
*Puzosia le marchandi* de GROSS.  
*Inoceramus* cf. *subpercostatus* ANDERT  
*Inoceramus sublabiatus* MÜLLER

Cuaternarul este reprezentat prin depozite loessoide, aluviuni și depozite proluviale. Depozitele loessoide care ocupă versanții și patul văilor sunt constituite din loess și loess resedimentat, în care se găsesc fragmente de roce din fundament.

### Tectonica

**Tectonica fundamentului.** În regiunea Ceamurlia de Sus, Camena, Bașpunar, fundamentul flancului sudic aparține celor două mari unități tectonice: Zona Șisturilor verzi și Zona paleozoică a Măcinului.

După cum am arătat mai sus, șisturile cristaline dintre Bașpunar și Ceamurlia de Sus apar în axul unui anticlinal: anticlinalul Bașpunar – Ceamurlia de Sus. El se individualizează începând de la E de Ciamurlia de Sus, unde se află periclinul lui sud-estic și se continuă spre NW până la Bașpunar, unde este acoperit de coperța cretacic-superioară de platformă. Din această cauză continuarea lui spre NW este discutabilă; totuși nu este exclus ca el să se prelungă în zona șisturilor cristaline din regiunea Ac Punar (Mircea Vodă), Megina. În regiunea periclinală anticlinalul este simetric (normal), iar în regiunea dintre Camena și Bașpunar se aplacă treptat către NE, încălcind peste depozitele triasice și chiar liasice, planul de încălecare înclinând cu 60° spre SW.

Paleozoicul de la Camena aparține zonei paleozoice a munților Măcinului. Structural el formează un anticlinal reprezentat numai prin flancul său normal. Sinclinalul este paralel cu anticlinalul din zona de Șisturi verzi. Umplutura lui este alcătuită din depozite triasice și liasice, care sunt încălate în tot lungul dezvoltării lor de către Șisturi verzi și șisturi cristaline, planul de încălecare având înclinări de 60°–80°. De-a lungul acestei linii au apărut porfirele de la Camena. Recent ȘT. AIRINEI (1955) a studiat în detaliu comportarea geofizică a acestei falii, confirmând existența ei.

Această linie tectonică (linia Peceneaga-Camena) a fost observată inițial de L. MRAZEC și R. PASCU (1912) și descrisă apoi de G. MACOVEI (1912). Acești autori au considerat că există o puternică încălecare a Șisturilor verzi împreună cu șisturile cristaline oblic peste structurile Dobrogei de nord. Din observațiuni



reiese însă că, cel puțin în regiunea Bașpunar-Camena, structurile Dobrogei de nord sunt paralele cu cele ale Șisturilor verzi.

**Tectonica Cretacicului superior.** Cretacicul superior din Bazinul Babadag, având în vedere grosimea relativ mică (200—250 m), faciesurile și tectonica lui, este un depozit de platformă. El formează cute largi, ușor înclinate ( $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ ), orientate WNW, suprapuse discordant și puțin oblic peste structurile fundamentului.

Printron-o ridicare anticlinală între Slava Rusă și W Caugagia, bazinul cretacic-superior se subdivide în două sinclinală dispuse în culisă. Sinclinalul de la W de această ridicare (sinclinalul Bașpunar—Uspenia) este asimetric. Flancul sudic este alcătuit numai din depozite senonian-inferioare, care transgredează direct peste fundament, iar axul sinclinalului este deplasat mult spre S față de centrul bazinului. În ridicarea axială estică apar și depozite turoniene. La E de ridicarea Slava Rusă se află brachisinclinalul Caugagia—Jurilofca ce rămâne deschis spre Marea Neagră. Înlinările flancurilor au în medie  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ , flancul sudic fiind mai slab dezvoltat, și cuprinde depozite turoniene și senoniene treptat transgresive.

## BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de S și estul Cîmpiei Române. *Bul. științ. Acad. R.P.R.*, VII, 1955.
2. ANASTASIU V. Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Terrains secondaires. Thèse. Paris, 1898.
3. BUJOR V. I. Die Kristallinen Schiefer der Mittleren Dobrogea. *Neues Jahrb., Abh. B, Abt. A.* Stuttgart, 1936.
4. — Beiträge zur Petrographie der Mittleren Dobrogea. III. Die Grünschieferzone. Berlin, 1937.
5. CĂDERE D. M. Rocele eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, București, 1921—1924.
6. MACOVEI G. Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga — Camena. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București, 1912.
7. MACOVEI G., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XV, București, 1934.
8. MOTĂS C. I. Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altın Tepe, ein Beispiel der Epigenese. *Disertation*, Berlin, 1913.
9. MRAZEC L. Asupra liniei de încălecare Peceneaga — Camena. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București, 1912.
10. PASCU R. Studii geologice și miniere în jud. Tulcea. București, 1914.
11. PETERS K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha, 1866.
12. SIMIONESCU, I. Le Néocrétacé de Babadag. *Bull. Sect. Sci. Acad. Roum.*, II, 1913—1914.



## ЗАМЕТКИ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА БАШПУНАР-КАМЕНА-ЧАМУРЛИЯ ДЕ СУС (ДОБРУДЖА)

О. МИРЕУЦЭ И Е. МИРЕУЦЭ

(Краткое содержание)

В этой работе дается ряд замечаний о верхнем меле и его фундаменте на восточном склоне Бабадагского Бассейна.

Фундамент верхнего мела состоит из зеленых сланцев и мезозональных кристаллических сланцев, палеозойских, мезозойских отложений и порфиров типа Камена.

*Стратиграфия.* Кристаллические сланцы выявляются в ядре антиклинали, состоящей из зеленых сланцев, к которым они постепенно переходят. В их составе преобладают амфиболиты, хлоритовые или серicitовые кварциты, слюдистые сланцы, гнейсы и пегматиты. Зеленые сланцы (докембрийские или кембрийские) состоят из филлитов и грауваковых песчаников, в которых, в результате слабого метаморфизма, глинистый материал превратился в хлорит и серицит.

Палеозой представлен двумя свитами: нижняя (силур?) с серицито-хлоритовыми филлитами, белыми кварцитами, известняками и верхняя (Карапелитовая Формация) залегающая несогласно. Карапелитовая формация имеет в низах зеленоватые и лиловые конгломераты (с элементами переотложенными из нижней свиты), затем серые грауваковые песчаники, местами красноватые, и зеленоватые, фиолетовые сатинированные филлиты. Предполагаемый возраст этой формации — нижне-карбоновый.

Нижний мезозой состоит из среднетриасовых серых известняков, а также, из песчаников и микроконгломератов с *Passalotheulis*, *Entolium* и т.д. Лейасового возраста.

Между Каменой и Теке Чайр появляется крупная дайка порфиров долейасового возраста.

Верхний мел несогласно залегает на более древних структурах. На окрайне бассейна встречаются прибрежные разновозрастные конгломераты, связанные с различными трансгрессиями верхнего мела. В низах турона находятся песчаниковые известняки с *Inoceramus labiatus* Schlotn. (нижний турон), а в верхах и согласно залегают белые песчаниковые известняки (средний и верхний турон). В краевых зонах нижний сенон залегает трансгрессивно на фундаменте. Преобладающими



породами являются песчаниковые, крепкие желтоватые и белые известняки, с кремниевыми стяжениями и с *Micraster cortestudinarium* GOLD-FUSS, *Barroissiceras*, etc.

*Тектоника.* Доверхнемеловой фундамент смят в сжатые складки, изоклинальные, слегка опрокинутые к СВ и ориентированные C303—C45° 3. В северной части зоны зеленых сланцев находится антиклиналь, ядро которой состоит из кристаллических сланцев. Более к северо-востоку в районе Камена, палеозойские и нижнемезозойские отложения образуют синклиналь, из которой сохранилось только нормальное крыло. Между антиклиналью зеленых сланцев и палеозойско-мезозойской синклиналью наблюдается надвиг (линия Печенига-Камена), выявленный Л. МРАЗЕКОМ и Р. ПАСКУ (1912) и детально описанный Г. МАКОВЕЕМ (1912). На линии надвига появились Каменские порфирьи.

Верхний мел образует широкие складки, ориентированные ЗСЗ, несогласно и немного косо наложенные на структуры герцинского и киммерийского фундамента.

---

OBSERVATIONS SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA  
RÉGION BAŞPUNAR—CAMENA—CEAMURLIA DE SUS (DOBROGEA)

PAR

O. MIRĂUTĂ et E. MIRĂUTĂ

(Résumé)

---

Cet ouvrage comprend quelques observations sur le Crétacé supérieur et sur le soubassement du flanc méridional du Bassin de Babadag.

*Stratigraphie.* Le soubassement du Crétacé supérieur est constitué par des Schistes verts et des schistes cristallins de mésozone, des dépôts paléozoïques, mésozoïques et des porphyres de Camena.

Les schistes cristallins apparaissent dans le noyau d'un anticlinal de Schistes verts, par rapport auxquels ils présentent des passages graduels. Dans leur constitution prédominent les amphibolites, les quartzites chloriteux et sériciteux, les micaschistes, les gneiss et les pegmatites. Les Schistes verts (Précambrien ou Cambrien) sont constitués par des phyllites et des grès (grauwacke), dans lesquels, dû à un faible métamorphisme, le matériel argileux s'est transformé en chlorite et en séricite.



Le Paléozoïque comprend deux séries: l'une, inférieure (Silurien?), à phyllites sériciteuses-chloritiques, à quartzites blancs et à calcaires, et l'autre, supérieure (Formation de Carapelit), qui repose en discordance sur la première. La Formation de Carapelit présente à la partie inférieure des conglomérats verdâtres et violacés (à éléments remaniés de la série inférieure), des grès (grauwacke) gris, par endroits rougeâtres, et des phyllites satinées verdâtres, violacées. L'âge probable est attribué au Carbonifère inférieur.

Le Mésozoïque inférieur est constitué par des calcaires gris appartenant au Trias moyen, des grès et des microconglomérats à *Passalotheutis*, *Entolium*, etc. d'âge liasique.

Entre les localités de Camena et de Teche-Ciair apparaît un grand dyke à porphyres anté-liasiques.

Le Crétacé supérieur repose en discordance sur les structures plus anciennes. Sur le bord du bassin on rencontre des conglomérats littoraux, hétérochrones, dus à la transgression des divers termes du Crétacé supérieur. À la partie inférieure du Turonien il y a des calcaires gréseux à *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. (Turonien inférieur) et à la partie supérieure, en continuité de sédimentation, suivent les calcaires gréseux, blancs (Turonien moyen et supérieur). Dans les zones marginales, le Sénonien inférieur est transgressif sur le soubassement. Les roches prédominantes sont les calcaires gréseux jaunâtres et blancs, durs, à silicifications et à *Micraster cortestudinarium* GOLDFUSS, *Barroissiceras*, etc.

*Tectonique.* Le soubassement anté-crétacé supérieur accuse des plis serrés, synclinaux, légèrement déversés vers le NE et orientés N30°W—N45°W. Dans la partie septentrionale de la zone des Schistes verts il y a un anticlinal à noyau de schistes cristallins. Plus au NE, dans la région de Camena, les dépôts appartenant au Paléozoïque et au Mésozoïque inférieur forment un synclinal qui ne présente que le flanc normal. Entre l'anticlinal des Schistes verts et le synclinal paléozoïque-mésozoïque il existe un chevauchement (la ligne de Peceneaga—Camena) établi par L. MRAZEC et R. PASCU (1912) et étudié en détail par G. MACOVEI (1912). Le long de la ligne de chevauchement ont apparu les porphyres de Camena.

Le Crétacé supérieur forme de larges plis à direction WNW, superposés d'une manière discordante et un peu obliquement sur les structures du soubassement hercynien et cimmérien.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE TEHNICE  
ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI CALCAROS DE LA BANPOTOC<sup>1)</sup>  
DE  
GOGU PÂRVU

**Generalități.** Zăcămîntul care face obiectul lucrării de față este situat pe malul drept al Mureșului, la circa 7 km N de orașul Simeria. El ocupă culmea și botul dealului Răchitașu, care se desprinde din ramura sudică a Munților Metaliferi, dezvoltîndu-se spre sud pînă în șoseaua raională Simeria — Hărău. Roca ce se exploatează aci este cunoscută în literatura geologică existentă sub numele de «calcare și tufuri calcaroase de Banpotoc», după numele satului Banpotoc, care se află în imediata apropiere a zăcămîntului.

Date referitoare la geologia zăcămîntului cercetat s-au publicat încă din anul 1907, de către dr. MORITZ v. PÁLFY (5), care face ridicări geologice pe malul drept al Mureșului, între Geoagiu, Hărău și Săcărîmb. El consideră calcarele de la Banpotoc de aceeași vîrstă cu calcarele de la Geoagiu — Rapolt, adică aluviene.

În 1928 RADU PASCU (7) face o sistematizare a carierelor din România, pe județe, în care menționează carierele de la Banpotoc și dă unele date asupra tufurilor calcaroase pe care le consideră diluviene.

În 1937 T.P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU (1) reiau cercetările geologice în regiune, însă nu menționează tufurile și calcarele de la Banpotoc.

În 1952, la cererea Ministerului Metalurgiei, EM. PROTOPOPESCU-PACHE (8) face un studiu amănunțit asupra zăcămîntului calcaros, deosebind în cuprinsul acestuia două sectoare: sectorul calcarelor compacte, pe care le consideră de origine sedimentară, precipitate prin acțiunea organismelor calcarogene din ape calzi liniștite și puțin adînci, și sectorul travertinelor, depuse din izvoare termale bicarbonatace. D-sa consideră calcarele compacte de aceeași vîrstă cu calcarele cristaline din partea de nord a zăcămîntului, care au fost metamorfozate odată cu sedimentele din care au rezultat șisturile cristaline.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 martie 1957.



Un an mai tîrziu, în 1953, geologul N. LUPEI (4) face o reambulare a hărții 1:20.000 și dă unele date asupra zăcămîntului, tot în ipoteza lui EM. PROTOPO-PESCU-PACHE.

### Geologia zăcămîntului

Zăcămîntul calcaros de la Banpotoc repauzează pe un fundament cristalin, alcătuit din șisturi sericitoase, sericito-cloritoase, cloritoase, și filite. Ca facies petrografic acest fundament aparține masivului Poiana Ruscă, de care se separă prin bazinul Deva—Simeria.

Șisturile constituente sunt puternic frămîntate, uneori mărunt încrăite, direcția generală a șistozității fiind NE—SW cu căderi spre SE.

Raportul dintre fundament și zăcămînt este net vizibil, acesta din urmă mulînd rigurosu relieful format pe fundamentul cristalin.

În general, zăcămîntul are forma unui evantai uriaș cu deschiderea îndreptată spre valea rîului Mureș. El ocupă o suprafață apreciabilă și se prezintă sub formă de bancuri puternice compacte sau poriacee, care prin resturile de faună și floră pe care le conțin ne indică vîrstă cuaternară (holocenă). Astfel au fost găsite oase și coarne de Cervide, frunze de *Populus* sp., *Phagus* sp., *Salix* sp., etc.

În cuprinsul acestor calcare s-a observat că structura, textura și rezistența rorei diferă de la un punct la altul și, ca urmare a acestui fapt, a fost posibilă cartografierea a trei tipuri de roce calcaroase: calcare compacte, travertine și tufuri calcaroase recente.

**C a l c a r e   c o m p a c t e** ocupă partea superioară a dealului Răchitașu, dezvoltîndu-se în deosebi pe versantul de SW al acestuia. Calcarul apare la zi în deschiderile naturale și în fronturile carierelor existente, prezentînd o structură compactă și o culoare alb-gălbuiie, cu tonuri uneori roșcate, acestea fiind în funcție de abundența locală a oxizilor de fier.

Aspectul compact al roei dispără cu adîncimea, roca devenind către profunzime din ce în ce mai poriacee.

La microscop, elementul constitutiv al roei — calcita — prezintă în general un aspect impur, datorită aglomeratiilor de substanțe amorfe de natură feruginoasă. Aceste impuriități subliniază conturul romboedric al cristalelor sau se concentrează în centrul lor, imprimînd, pe alocuri, secțiunii un aspect globular. Dimensiunile cristalelor de calcit variază între 0,04—0,2 mm. Uneori apar vacuole neregulate ca formă, precum și secțiuni în tulpini sau ramuri de plante.

Materialul detritic este cu totul sporadic, fiind reprezentat prin rare și izolate cristale de cuarț angular de 0,02—0,2 mm, cu extincții onduloase.

**T r a v e r t i n e l e** apar ca o continuare spre sud a calcarelor compacte. Ele se întind de la poalele dealului Răchitașu pînă în șoseaua raională Simeria —



Hărău, unde dispar, luîndu-le locul aluiunile cuaternare ale văii Mureșului. Petece strînse de travertin mai apar pe firul văilor Valea Mică și Banpotoc.

Macroscopic roca apare amorfă, puternic vacuolară și de culoare albă, cu tonuri ușor gălbui sau roz. Pe pereții vacuoletelor se formează uneori mici îngrămadiri de cristale de calcit, transformînd vacuola într-o adevărată geodă.

La microscop calcita criptocristalină recristalizează în mică parte, formînd plaje neregulate, cu structură microgranulară mozaicată. Vacuolele frecvente sunt neregulate și variate ca dimensiuni, prezintînd pe pereții lor cruste alcătuite din mici cristale de calcit.

Materialul detritic este reprezentat prin mici cristale angulare de cuart, de 0,04—0,08 mm, precum și din rare lamele de muscovit.

Tufele calcaroase au o dezvoltare restrînsă și se întîlnesc pe firul văii Valea Mică, sub formă de cruste recente sau ceva mai vechi, ce se continuă cu mici întreruperi pînă în apropierea satului Banpotoc. Crustele au grosimi cuprinse între 0,50—1 m și sunt suportate fie de petece de travertin existente pe firul văii Valea Mică, fie direct de șisturile cristaline din fundament. Adesea travertinele care sunt acoperite de aceste cruste apar la zi sub formă de mici ferestre. În general, ele se prezintă cu un caracter puternic vacuolar pînă la cavernos. Au culoarea galben murdar din cauza materialului argilos pe care-l conțin și au o rezistență foarte mică la compresiune.

**Geneza zăcămîntului.** Din observațiile de teren reprezentate pe hartă și în profile, precum și din observațiile asupra forajelor MIMC (vezi planșă), care se executa la data cercetării, au fost posibile următoarele constatări:

Tipul de calcar compact de pe dealul Răchitașu și travertinele din partea de sud a acestuia sunt situate la o altitudine cuprinsă între 410—360 m, travertinele de pe Valea Mică fiind situate la o altitudine mult inferioară acestora;

Din foraje și din fronturile de carieră s-a observat că, pe verticală, calcarul compact prezintă în partea inferioară o trecere gradată spre travertine, astfel că limita inferioară a calcarelor compacte corespunde cu limita superioară a travertinelor (fig. 1);

Niciodată calcarul compact nu stă direct peste fundamentul cristalin, acest lucru observîndu-se numai la travertine, care stau totdeauna peste zona de alterație a fundamentului (fig. 2);

Travertinele prezintă uneori o vagă stratificație, aceasta evidențîndu-se prin așezarea orizontală alungită a vacuoletelor (fig. 3).

Observațiile de mai sus ne-au determinat să admitem că depunerile zăcămîntului calcaros de la Banpotoc au luat naștere în urma depunerii prin precipitare a carbonatului de calciu din apele izvoarelor bicarbonatace care veneau din partea de nord a zăcămîntului. Aceste izvoare reprezentau manifestările mofe-

tice ale eruptiilor sarmatiene si pliocen-inferioare de la Săcarîmb — Barza, care în drumul lor spre suprafață au dizolvat calcarele cristaline întâlnite. În condițiile de temperatură și presiune de la suprafață aceste ape pierzind bioxidul de carbon, au depus carbonatul de calciu sub formă de travertine și calcare compacte.

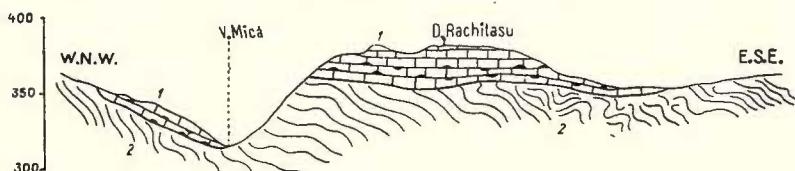


Fig. 1. — Secțiune geologică transversală prin zăcămîntul calcaros de la Banpotoc.

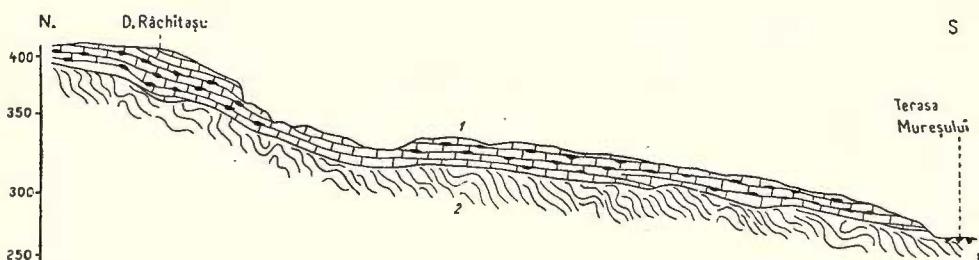


Fig. 2. — Secțiune geologică longitudinală prin zăcămîntul calcaros de la Banpotoc.

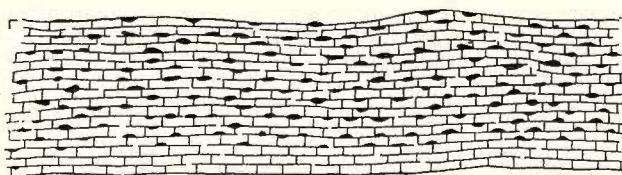


Fig. 3. — Dispoziția orizontală alungită a vacuolelor în travertinul din cariera Banpotoc.

Tot din observațiile de mai sus reiese că depunerile nu au avut un caracter continuu, ele efectuîndu-se în mai multe cicluri. În primul ciclu s-au depus travertinele și calcarele compacte situate pe culmea și botul dealului Răchitașu. În cadrul acestui ciclu s-au depus întîi travertinele. Vacuolele existente în travertine sănt formate pe seama resturilor de floră și faună întâlnite de apele bicarbonatate pe suprafața ante-reliefului. Aceste resturi vegetale și animale au fost calcificate în mare parte numai la suprafață. Pe seama golorilor dintre resturile animale și vegetale și pe seama golorilor interne s-au format vacuolele actuale.

Peste acest prim strat de calcar vacuolar nemaexistînd resturi de floră și faună, depunerea s-a făcut sub formă de calcar compact.

Depunerea calcarului compact ar constitui a doua fază a primului ciclu. Micile vacuole care se mai constată uneori în masa calcarului compact se datoresc, în cea mai mare parte, bulelor gazoase rezultate din însăși procesul de precipitație și, în mică parte, unor mici resturi vegetale, aduse de apele izvoarelor.

După primul ciclu de depunere a urmat un timp în care apele izvoarelor bicarbonatace au încetat să mai depună, sau depunerile au fost de proporții foarte mici.

Acțiunea erozivă a apelor a continuat intens, astfel că văile s-au adâncit și largit. Depunerile de travertine și calcare compacte au rămas astfel izolate pe D. Răchitașu, flancat de două văi nou formate.

Izvoarele bicarbonatace reluindu-și activitatea, au început să depună carbonatul de calciu pe văile nou formate; exemplu Valea Mică. Depunerile de pe această vale formează un al doilea ciclu. În acest ciclu, factorii determinanți în depunerea carbonatului de calciu: timpul, termalitatea și debitul izvoarelor, precum și procentul în  $\text{CO}_2$ , au fost mult mai reduși decât în primul ciclu. Acest lucru se deduce comparând grosimile și întinderile depunerilor calcaroase din cele două cicluri de depunere.

Trebuie menționat că al doilea ciclu de depunere își începe activitatea tot cu travertine. După depunerea travertinelor ciclul a fost întrerupt, întrucât în cuprinsul lui nu se mai întâlnesc calcare compacte.

Mai recent, s-au ivit izvoare bicarbonatace intermitente, care au depus la partea superioară a travertinelor din ciclul al doilea, o crustă de tuf calcaros cavernos, cu un conținut argilos apreciabil. Cavernele acestui tuf mai păstrează încă resturile de plante calcificate.

Într-o cascadă de pe Valea Mică se văd tufuri calcaroase recente, care înglobează trunchiuri întregi de copaci calciați. Tulpinele, ramurile, frunzele și uneori resturile de faună — cochilii de Lamelibranchiate — sunt prinse în tufuri în dezordine, ceea ce denotă că acest material a fost adus în epociile cu precipitații abundente și a barat valea în punctul de dezvoltare a tufurilor.

Depunerile actuale de tufuri sunt foarte reduse ca suprafață și grosime și se datoresc unor mici izvoare carbonatace situate pe firul văii Valea Mică.

**Condiții de zăcămînt.** Activitatea post-vulcanică se manifestă și azi în regiune, printr-o serie de izvoare carbonatace, dintre care unele depun în faza actuală slabe cruste calcaroase pe firele de iarbă sau pe crengi. Un asemenea izvor se află în partea de nord a satului Banpotoc. Debitul său este destul de mare, fapt care a determinat captarea lui. S-a mai întîlnit asemenea izvoare pe firul văii Valea Mică, către amonte, și pe firul văii Banpotoc.

După cum s-a amintit, zăcămîntul calcaros de la Banpotoc ocupă partea superioară a dealului Răchitașu și se continuă spre sud în evantai. El se

rezintă sub forma unei mase calcaroase, alcătuite din bancuri puternice, cu grosimi cuprinse între 4—20 m. În general, bancurile de calcar sunt orizontale și străbătute uneori de fisurații cu direcții variabile. Pe fisurații, roca suferă un intens proces de alterație, din cauza apelor superficiale care se infiltrează, depunând pe pereții acestora adevărate cruste feruginioase.

La partea superioară, zăcământul prezintă o zonă de alterație groasă de 1—2 m. Peste această zonă, uneori stau lehmuri roșcate sau argile gălbui-cenușii, cu grosimi de peste 5 m.

Zona de alterație, lehmurile și solul, acolo unde există, formează descoperta zăcământului, care în unele puncte depășește 10 m grosime.

Placa de travertin se prezintă fragmentată în blocuri mari denivelate între ele și deplasate unele față de altele. Distanța între ele ajunge pînă la 6—10 m, spațiul fiind colmatat cu material argilos. Denivelarea și deplasarea acestor blocuri este un fenomen recent și s-a realizat prin alunecarea acestora pe pantă, pe un substrat argilos provenit din alterarea Cristalinului.

În cuprinsul zăcământului nu s-au întîlnit izvoare, deși există goluri care indică o circulație a apei în trecut.

**Fenomene carstice.** Atât în sectorul calcarelor compacte, cât și în cel al travertinelor, s-au întîlnit cavități circulare de întinderi considerabile. În interiorul acestora s-au acumulat materiale de umplutură, constituite din argile cu elemente alterate de Cristalin și sol. Aceste cavități sunt vechi doline. La data cercetării, în frontul carierei nr. 4 s-a putut observa o asemenea dolină tipică, de forma riguros exactă a unei pîlnii cu diametrul la suprafață de 2 m, îngustîndu-se la partea inferioară pînă la 15 cm. Adîncimea dolinei depășește 5 m.

Asemenea fenomene, de proporții mai mari, se mai întîlnesc în partea de nord a sectorului calcarelor compacte și în partea de nord a sectorului travertinelor, în imediata apropiere a carierei Mărjăria.

### Caracteristicile fizico-mecanice

În scopul determinării în laborator a caracteristicilor fizico-mecanice ale travertinului și calcarului compact de la Banpotoc, s-a abatut cu explozivi o cantitate de rocă din care s-a cioplit un număr de calupuri. Din acestea, s-au confectionat prin tăiere și slefuire, epruvete în formă de prisme, cuburi și forme speciale, pentru determinarea rezistențelor la eforturi de compresiune, încovoiere, forfecare, etc. Aceste caracteristici au fost determinate prin încercări de laborator, conform STAS 730—49, după care s-a încercat o încadrare a travertinului și calcarului compact în diferite grupe și categorii ale clasificărilor existente.



### 1. Caracteristicile fizico-mecanice ale travertinului

#### a) Caracteristicile fizice

Greutatea specifică medie . . . . .  $\gamma_m = 2,704 \text{ g/cm}^3$

Greutatea volumetrică medie . . . . .  $\gamma_{am} = 2,265 \text{ g/cm}^3$

valori după care roca se încadrează în categoria rocelor grele.

Compactitatea medie . . . . .  $C_m = 82,27\%$

Porozitatea medie . . . . .  $n_m = 17,73\%$

valori din care reiese că roca se încadrează (după M. M. PROTODIACONOV) în clasa *b* a rocelor compacte cu fisuri mari și a rocelor cavernoase sau foarte poroase;

Absorbția de apă la presiuni și temper-

ratură normală . . . . .  $A_n = 1,87 - 3,37\%$ ,

Absorbția prin fierbere . . . . .  $A_f = 4,07 - 7,37\%$

Saturația la umezire normală . . . . .  $N_r = 14,27\%$

Saturația prin fierbere . . . . .  $N_f = 30,17\%$

valori, după care roca se încadrează în grupa rocelor cu un procent de absorbție redus.

#### b) Caracteristicile mecanice

Din punct de vedere al perforării și abatării, travertinul studiat face parte din categoria rocelor cu un coeficient de tărie, *f*, cuprins între 4—5, adică:

$$f = \frac{1}{100} R_c$$

în care:

$$R_c = 274 \text{ kg/cm}^2$$

deci:

$$f = \frac{1}{100} 274 = 2,74$$

adică se încadrează (după M. M. PROTODIACONOV) în categoria *V-a*, a rocelor semi-tari.

Încercările la compresiune s-au efectuat pe cuburi de  $5 \times 5 \times 5 \text{ cm}$ , în stare uscată, saturată și după îngheț-dezgheț, aplicîndu-se sarcina atît paralel cît și perpendicular pe stratificație.

Rezistența medie la compresiune perpendicular pe stratificație:

În stare uscată . . . . .  $R_{cm} = 274 \text{ kg/cm}^2$

În stare saturată . . . . .  $R_{sm} = 186 \text{ kg/cm}^2$

După îngheț-dezgheț . . . . .  $R_{tn} = 182 \text{ kg/cm}^2$

și paralel cu stratificația:

În stare uscată . . . . .  $R_{cm} = 291 \text{ kg/cm}^2$



Rezistența medie la întindere:

În stare uscată . . . . .	$R_{tm} = 28 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{ts} = 16 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț-dezgheț . . . . .	$R_{tf} = 13 \text{ kg/cm}^2$
Coeficient de înmuiere . . . . .	= 24,20%
Coeficient de gelivitate . . . . .	= 33,60%

valori din care reiese că travertinul se comportă ca rocă semi-tare, cu o rezistență la compresiune relativ redusă, iar din punct de vedere al gelivității, ca o rocă cu un coeficient de gelivitate redus.

Rezistența la încovoiere la distanța între repere de 10 cm:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 89 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 87 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț-dezgheț . . . . .	$R_{ff} = 85 \text{ kg/cm}^2$

Rezistența la încovoiere la distanța între repere de 20 cm:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 72 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 70 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț-dezgheț . . . . .	$R_{ff} = 70 \text{ kg/cm}^2$

Rezistența la forfecare:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 62 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 47 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț-dezgheț . . . . .	$R_{ff} = 61 \text{ kg/cm}^2$

valori care mențin travertinul în categoria rocelor semi-tari-tari.

## 2. Caracteristicile fizico-mecanice ale calcarului compact

### a) Caracteristicile fizice

Greutatea specifică medie . . . . .	$\gamma_m = 2,722 \text{ g/cm}^3$
Greutatea volumetrică medie . . . . .	$\gamma_{am} = 2,498 \text{ g/cm}^3$

valori după care calcarul compact se situează în categoria rocelor grele;

Compactitatea medie . . . . .	$C_m = 92,38\%$
Porozitatea medie . . . . .	$nm = 7,62\%$

rezultate după care calcarul compact se încadrează în clasa *a* a rocelor compacte destul de poroase.

Absorbția de apă la presiune și temperatură normală . . . . .	$A_n = 0,46 - 1,66\%$
Absorbția prin fierbere . . . . .	$A_f = 1,02 - 1,82\%$
Saturația la umezire normală . . . . .	$N_r = 11,30\%$
Saturația prin fierbere . . . . .	$N_f = 18,00\%$



rezultate după care roca se încadrează în grupa rocelor cu un procent de absorbție redus.

### b) Caracteristicile mecanice

Din punct de vedere al perforării și abatării, calcarul compact face parte din categoria rocelor cu un coeficient de tărie,  $f$ , cuprins între 8—10, adică:

$$f = \frac{1}{100} R_c$$

în care:

$$R_c = 976 \text{ kg/cm}^2$$

deci:

$$f = \frac{1}{100} 976 = 9,76$$

încadrîndu-se după clasificarea lui M. M. PROTODIACONOV în categoria III—III-a, a rocelor tari compacte.

Încercările la compresiune s-au efectuat, ca și la travertin, pe cuburi de  $5 \times 5 \times 5$  cm, în stare uscată, saturată și după îngheț—dezgheț. Rezistența la compresiune a calcarelor compacte este mult superioară rezistenței la compresiune a travertinelor, ea fiind:

În stare uscată . . . . .	$R_{cu} = 976 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{cs} = 786 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț—dezgheț . . . . .	$R_{cf} = 503 \text{ kg/cm}^2$

rezultate după care calcarul compact se comportă ca o rocă tare.

Rezistența medie la întindere:

În stare uscată . . . . .	$R_{tu} = 61 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{ts} = 52 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț—dezgheț . . . . .	$R_{tf} = 52 \text{ kg/cm}^2$

Rezistența medie la încovoiere la distanța între repere de 10 cm:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 138 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 121 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț—dezgheț . . . . .	$R_{ff} = 115 \text{ kg/cm}^2$

Rezistența medie la încovoiere la distanța între repere de 20 cm:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 112 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 104 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț—dezgheț . . . . .	$R_{ff} = 98 \text{ kg/cm}^2$

Rezistența la forfecare:

În stare uscată . . . . .	$R_{fu} = 105 \text{ kg/cm}^2$
În stare saturată . . . . .	$R_{fs} = 82 \text{ kg/cm}^2$
După îngheț—dezgheț . . . . .	$R_{ft} = 78 \text{ kg/cm}^2$
Coeficient de înmuire . . . . .	= 19,90%
Coeficient de gelivitate . . . . .	= 25,71%



Interpretîndu-se valorile de mai sus, s-a ajuns la concluzia că calcarul compact se comportă ca o rocă tare, cu o rezistență la compresiune apreciabilă și cu un coeficient de gelivitate aproximativ redus.

**Concluzii.** Întrucît resursele de roce utile pe care le oferă zăcămîntul sunt foarte mari, cerințele de material de construcție sau ornamentație interioară și exterioară pot fi satisfăcute, ori cît de mari vor fi. Înînd seama de datele fizico-mecanice, se recomandă ca roca să fie utilizată îndeosebi în lucrări monumentale sau de ornamentație. Aceasta se recomandă cu atît mai mult cu cît roca se comportă foarte bine la dăltuire și șlefuire.

În ceea ce privește exploatarea zăcămîntului, aceasta se poate face prin orice metode, deoarece roca este destul de rezistentă, unghiul de taluz putînd atinge  $90^{\circ}$ , fără nici un pericol. De asemenea, transportul se poate face cu ușurință întrucît calea ferată este relativ aproape de zăcămînt.

## BIBLIOGRAFIE

1. GHÎȚULESCU T. P. et SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métalifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București, 1941.
2. HALAVÁTS J. Der geologische Bau der Umgebung von Deva. *Jahresber d. kgl. ung. geol. Anst. für.* 1903.
3. KOCH A. Az Aronyhegy Közste as ásvanyai. *M. tud. Akad. mattern. tud. Közl.* 1878.
4. LUPEI N. Raport geologic asupra regiunii Banpotoc. 1952.
5. PÁLFY M. v. Der geologische Bau der rechten Seite des Marostales in der Umgebung von Algyógy. *Földt. Közl.* XXXVII. 1907.
6. —. Der rechte Ufer des Marostales, in der Umgebung von Algyógy. *Jahresber d. k. ung. geol. A. f.* 1907. Budapest, 1909.
7. PASCU R. Carierele și apele minerale din România. Jud. Hunedoara. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. și econ.* VI, fasc. 11. București, 1932.
8. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Raport geologic asupra calcarului de la Banpotoc. 1952.

## ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ БАНПОТОК

ПЫРВУ ГОГУ

(Краткое содержание)

В настоящем докладе даны результаты инженерно-геологических исследований в районе Банпоток-Дева, проведенные автором в 1956 г. Целью этих исследований были поиски известнякового месторождения четвертичного возраста Банпоток.



## DETALII LITOLOGICE LA SECȚIUNILE GEOLOGICE DIN FIG.1,2 (TEXT)

F.1		F.2		F.3		F.4	
Adâncimea Față de N.M. foraj	Coloana Litologică	Descriere Litologică	Grosime N.M. foraj	Adâncimea Față de N.M. foraj	Coloana Litologică	Descriere Litologică	Grosime N.M. foraj
403 0.00			403.00 0.00	1	Sol brun roscat	Sol brun	1
402.65 1.35	1.35		401.00 2.00	2	Sol brun - roscat zona degradată	Sol brun - roscat	1
				2	Argilă slab-nisip	Calcar degradat	2
				3	Calcar compact	Travertin alb	3
336.70 6.50	5.15	alb - gălbui	396.00 7.00	5.00	Calcar compact alb - gălbui	Travertin deg.	4
				4	Calcar compact alb - gălbui	Calcar compact alb - gălbui	4
392.00 11.00	5.65		383.70 13.30	6.30	Calcar compact alb - gălbui cu pete cenuzii	Travertin + sisi. Brecie	5
386.45 16.65	5.85		384.20 18.80	5.90	Calcar compact alb - gălbui	Argilă nisipastă cenuzie	6
				6	Calcar vacuolar alb - gălbui	Calcar vacuolar alb - gălbui	6
379.25 23.75	6.90			7		Brecie elem. calc cristaline	7
378.25 24.75	3.00			8		Sisturi cristaline	8
378.45 31.05	3.25						

В пределах этого месторождения по строительно-текстурным признакам было возможно выделение трех типов известковистых пород: плотных известняков, травертина и молодых известковых туфов.

Подстилающий фундамент состоит из эпизональных кристаллических сланцев. Учитывая стратиграфическое соотношение между тремя указанными типами известковых пород — с одной стороны —, а с другой стороны — соотношение между этими типами и фундаментом, были сделаны общие выводы о происхождении известкового месторождения. Считают что месторождение образовалось в результате осаждения углекислого кальция из бикарбонатных источников, причем осаждение имело место в двух циклах: в течении первого цикла образовались травертины с полостями, а в течении второго цикла образовался плотный известняк.

В геотехнической лаборатории Геологического Комитета были определены физико-механические свойства плотного известняка и травертина, а из полученных результатов были сделаны выводы о возможностях использования этой горной породы в строительстве.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖА

### РИСУНКИ

Рис. 1. — Поперечный геологический разрез, пересекающий залежь известняка в Банпотоке.

Рис. 2. — Продольный геологический разрез, пересекающий залежь известняка в Банпотоке.

Рис. 3. — Продольное горизонтальное расположение вакуол (пустых пространств в травертине каменоломни Банпотока).

### ЧЕТРЕЖ

F. 1: 1, красновато-бурая почва; 2, деградированная зона; 3 желтовато-белый плотный известняк; 4, желтовато-белый плотный известняк с серыми пятнами; 5, желтовато-белый плотный известняк; 6, желтовато-белый известняк с вакуолами; 7, брешь; 8, кристаллические сланцы.  
 F. 2: 1, красновато-бурая почва; 2, песчанистая глина; 3, желтовато-белый плотный известняк; 4, желтовато белый плотный известняк с красновато-серыми пятнами; 5, желтовато-белый плотный известняк; 6, желтовато-белый известняк с вакуолами; 7, брешь, содержащая кристаллы известняка; 8, кристаллические сланцы.  
 F. 3: 1, почва бурая; 2, деградированный известняк; и 3, бурый травертин; 4, деградированный травертин; 5, брешь травертина—сланцы; 6, серая песчаная глина.  
 F. 4: 1, бурая почва; 2, красноватая глина с серыми пятнами; 3, деградированный известняк; 4, желтовато белый плотный известняк; 5, желтовато-белый травертин с вакуолами; 6, брешь, 7, кристаллические сланцы.



## RECHERCHES GÉOLOGIQUES TECHNIQUES SUR LE GISEMENT CALCAIRE DE BANPOTOC

PAR  
G. PÎRVU

(Résumé)

Dans cette étude l'auteur présente les résultats des recherches géotechniques effectuées en 1956 dans la région de Banpotoc— Deva. Le but était la prospection du gisement calcaire quaternaire de Banpotoc.

Dans le cadre de ce gisement, sur des critéums structuraux et texturaux on a pu lever trois types de roches calcaires, notamment: calcaire compact, travertin et tuf calcaire récent.

Le soubassement, qui supporte ces calcaires est constitué par les schistes cristallins de l'épizone. En tenant compte du rapport stratigraphique de ces trois types calcaires et du rapport de ces types avec le soubassement, on est arrivé à des conclusions générales sur la genèse du gisement calcaire. Le gisement est le résultat de la précipitation du carbonate de chaux des sources bicarbonatées, en deux cycles: le premier cycle dépose le travertin vacuolaire et le second cycle, le calcaire compact.

Dans le laboratoire géotechnique on a déterminé les caractéristiques physico-mécaniques du calcaire compact et du travertin et à l'aide des résultats obtenus l'auteur a tiré des conclusions sur l'emploi de cette roche dans les constructions.

### EXPLICATION DES FIGURES ET DE LA PLANCHE

#### FIGURES

Fig. 1. — Coupe géologique transversale à travers le gisement calcaire de Banpotoc.

Fig. 2. — Coupe géologique longitudinale à travers le gisement calcaire de Banpotoc.

Fig. 3. — Disposition horizontale allongée des vacuoles dans le travertin de la carrière de Banpotoc.

#### PLANCHES

F. 1: 1, sol brun rougeâtre; 2, zone dégradée; 3, calcaire compact blanc jaunâtre; 4, calcaire compact blanc jaunâtre à taches grises; 5, calcaire compact blanc jaunâtre; 6, calcaire vacuolaire blanc jaunâtre; 7, brèche; 8, schistes cristallins. F. 2: 1, sol brun rougeâtre; 2, argile sableuse; 3, calcaire compact blanc jaunâtre; 4, calcaire compact blanc jaunâtre à taches gris rougeâtre; 5, calcaire compact blanc jaunâtre; 6, calcaire vacuolaire blanc jaunâtre; 7, brèche à éléments de calcaire cristallin; 8, schistes cristallins. F. 3: 1, sol brun; 2, calcaire dégradé; 3, travertin brun; 4, travertin dégradé; 5, brèche de travertin + schiste; 6, argile sablonneuse grise. F. 4: 1, sol brun; 2, argile rougeâtre à taches grises; 3, calcaire dégradé; 4, calcaire compact blanc jaunâtre; 5, travertin vacuolaire blanc jaunâtre; 6, brèche; 7, schistes cristallins.



CERCETĂRI EXPERIMENTALE ASUPRA ROCELOR  
CARBONATATE ÎN SCOPUL PROIECTĂRII  
CONSTRUCȚIILOR HIDROTEHNICE<sup>1)</sup>

DE

LAZĂR F. LAZĂR

**I. Introducere**

Pentru proiectarea, executarea și exploatarea construcțiilor hidrotehnice în regiuni carstice, sînt necesare cercetări speciale asupra carstului și a rocelor carstificate. Volumul și gradul de detaliu al acestor cercetări variază în funcție de importanța construcției, de fază de proiectare și de complexitatea condițiilor geologice tehnice ale regiunii.

În cazul barajelor cu presiune hidrostatică mare, cercetările geologice tehnice asupra carstului trebuie completate cu lucrări experimentale de laborator pentru studiul solubilității rocelor carbonatate și al acțiunii apelor lacului de acumulare asupra acestora. Aceste lucrări experimentale devin o sarcină principală a cercetărilor în fază proiectului tehnic, și experiențe de orientare în această problemă, în cazul unor condiții complicate, se fac și în fază sarcinii de proiectare.

Cercetările experimentale de laborator, care alcătuiesc obiectul prezentei lucrări, au fost executate de noi în cadrul cercetărilor geologice tehnice complexe pentru alegerea zonei de amplasare a două baraje din U.R.S.S. (5).

Unul din baraje a fost construit pe cursul inferior al Nîprului, în zona calcarelor neogene. Calcarele au o poziție aproape orizontală și o grosime de 30—40 m. Ele stau concordant peste depozitele Sarmațianului inferior, constituite din argile nisipoase și nisipuri fine argiloase impermeabile.

Ca vîrstă, calcarele aparțin Sarmațianului mediu și superior, Meotianului și Pontianului. Compoziția litologică a calcarelor este foarte neomogenă. În grosimea lor se întâlnesc următoarele varietăți de calcare: microcristaline, oolitice,

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 15 martie 1957.



marnoase, grezoase, organogene și brecioase. După compozitia mineralogică, rocele carbonatate cuprind următoarele varietăți: calcare dolomitice, slab dolomitice și calcare aproape pure. Calcarele sunt puternic carstificate și erodate. Formele carstice cele mai frecvente sunt cavernele. În grosimea calcarelor pot fi separate 3–5 zone cavernoase, cu un coeficient de filtrație care uneori depășește 100 m/z.

În malul drept, calcarele sunt acoperite de argile brun-roșcate aparținând Pliocenului superior, peste care urmează depozite loessoide cuaternare, iar în malul stîng de nisipuri și depozite loessoide de terasă.

Cel de al doilea baraj este construit pe cursul inferior al rîului Ufa, într-o regiune cu o dezvoltare apreciabilă a rocelor carbonatate, aparținând Permianului inferior. Acestea formează un masiv puternic, fiind caracterizate printr-o compozitie litologică foarte variată.

În grosimea lor pot fi separate varietăți de calcare coraligene bituminoase, microcristaline, organogene, oolitice, marnoase, și dolomite oolitice. După compozitia mineralogică, rocele carbonatate cuprind calcare slab și puternic dolomitice și calcare și dolomite aproape pure. În zona barajului rocele carbonatate sunt puternic fisurate și carstificate. Fenomenele carstice au o largă dezvoltare atât la suprafață, cât și în adâncime. La suprafață, carstul se manifestă prin numeroase doline, văi și văugi seci, rîuri care dispar și numeroase izvoare carstice. În adâncime, fenomenul carstic cuprinde următoarele forme morfologice: peșteri, avene canale și numeroase goluri carstice de diferite forme și dimensiuni. Răspândirea mare a fenomenelor carstice presupune o permeabilitate accentuată a rocelor carbonatate din zona barajului și provoacă pierderi importante de apă prin infiltrarea laterală și pe sub baraj.

Prezența acestor condiții geologice tehnice complexe a impus executarea unor serii de lucrări experimentale necesare furnizării datelor pentru calculul stabilității construcțiilor proiectate.

Prin executarea acestor experiențe au fost urmărite obiectivele:

- a) Stabilirea gradului de solubilitate a rocelor carbonatate;
- b) Influența proprietăților fizice asupra solubilității acestora;
- c) Acțiunea corosivă a apelor din lacurile de acumulare asupra rocelor solubile;
- d) Stabilirea vitezei de dizolvare a rocelor, pentru determinarea vitezei de dezvoltare a carstului.

## II. Metodica lucrărilor experimentale

În laborator au fost executate experiențe pe 40 probe de roce carbonatate, ale căror analize chimice sunt redate în tabloul 1.



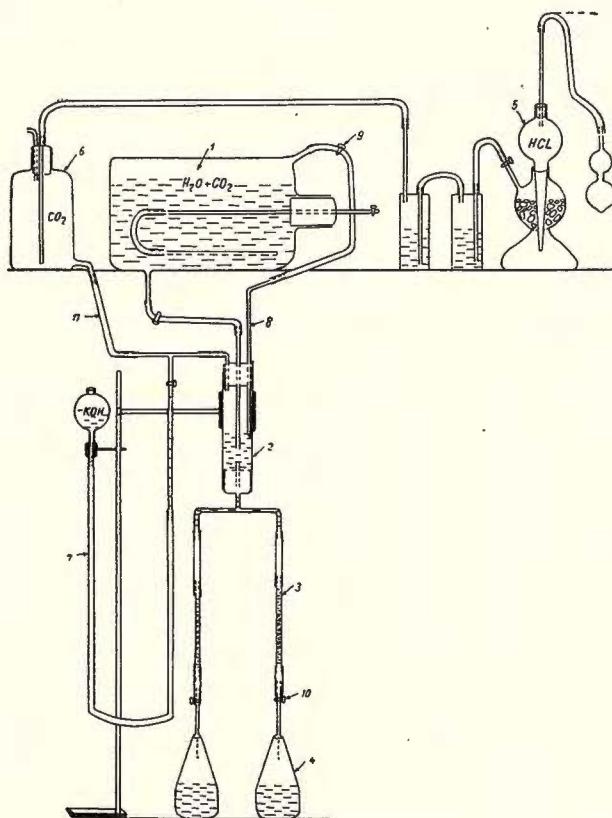
TABLOUL 1

Nr. probei	Analiza chimică a rocelor carb., în %, în stare uscată								Conținutul în carbonați %	Conținutul dolomitului față de suma carbonațiilor %
	CaO	MgO	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	Reziduul insolubil	Pierderi la calcinare	Umidi- tate la 105°C	Suma		
1	54,88	0,59	0,50	lipsă	0,96	42,84	0,32	100,09	96,27	2,70
2	49,10	0,54	0,90	»	9,46	39,36	lipsă	99,36	89,00	2,50
3	52,00	0,80	0,64	»	5,02	41,36	0,20	100,02	94,16	3,70
4	51,14	0,56	1,26	»	5,34	40,80	0,16	99,26	92,50	2,60
5	50,39	3,15	0,68	»	2,02	42,64	0,38	99,26	96,18	14,40
6	53,68	0,88	0,82	»	2,22	42,68	lipsă	100,28	97,24	4,00
7	50,06	0,75	0,34	»	8,88	39,72	»	99,75	90,53	3,40
8	51,52	1,05	0,82	»	4,02	41,52	0,38	99,31	94,09	4,80
9	50,90	0,47	0,68	»	6,86	40,52	0,32	99,75	91,89	2,15
10	53,51	0,21	0,42	»	2,42	43,32	0,28	99,16	97,04	0,96
11	54,70	0,80	0,36	»	1,24	42,58	0,38	100,06	98,08	3,70
12	53,68	0,08	0,16	»	2,36	42,44	0,20	98,92	96,20	0,36
13	51,62	1,09	1,26	»	3,80	42,18	0,30	100,25	94,89	5,00
14	51,68	0,33	1,18	»	4,06	41,16	0,32	98,73	93,17	1,52
15	54,88	0,66	0,18	»	1,24	42,94	0,18	100,08	98,48	3,10
16	52,81	0,45	0,60	»	3,96	41,50	0,16	99,48	94,76	2,10
17	52,49	0,48	0,62	»	3,02	41,84	lipsă	98,45	94,81	2,20
18	52,09	2,14	0,18	0,15	1,00	43,16	»	98,72	97,39	9,80
19	43,52	6,37	0,18	0,38	5,30	43,74	0,16	99,65	93,63	29,20
20	21,36	13,58	0,68	0,68	32,36	31,34	0,20	100,20	66,28	62,10
21	34,40	15,20	0,62	0,19	5,92	43,48	0,02	99,83	93,08	69,50
22	53,78	1,31	0,38	0,24	1,00	43,24	0,08	100,03	98,33	6,00
23	49,07	3,60	0,72	0,19	4,20	42,24	0,08	100,10	94,91	16,50
24	22,42	7,92	2,64	0,71	26,04	38,23	1,30	99,26	69,57	36,20
25	51,73	1,30	0,24	3,25	2,82	40,27	lipsă	99,61	93,30	5,90
26	54,87	0,70	0,16	0,17	0,60	43,72	0,20	100,42	99,29	3,20
27	16,14	11,20	1,48	0,25	46,00	25,40	0,04	100,51	52,74	51,30
28	51,95	2,37	0,56	0,28	0,76	43,46	0,16	99,54	97,78	10,80
29	32,62	18,90	0,34	0,36	0,94	46,36	0,04	99,56	97,88	86,00
30	46,58	5,61	0,36	0,26	4,36	42,74	0,08	99,99	94,93	25,60
31	32,87	15,78	0,24	0,52	6,48	43,68	lipsă	99,57	92,33	72,00
32	33,33	19,02	0,64	0,33	0,64	45,97	»	99,93	98,32	87,00
33	31,14	21,15	0,12	0,19	0,56	46,91	»	100,07	99,20	96,50
34	30,30	21,01	0,14	0,14	1,48	46,68	»	99,75	97,99	96,00
35	40,85	8,35	0,35	0,41	7,90	41,38	0,24	99,48	90,58	38,30
36	48,44	5,02	0,20	0,25	1,66	43,67	0,96	100,20	97,13	23,00
37	39,79	7,27	0,56	0,33	11,28	40,20	0,28	99,71	87,26	33,20
38	44,84	8,69	0,26	0,33	1,20	44,07	lipsă	99,39	97,60	39,80
39	50,05	2,03	0,12	0,26	4,20	42,76	0,12	99,54	94,84	9,30
40	53,72	1,39	0,20	0,15	1,48	42,89	0,08	99,91	98,00	6,30
41	54,10	1,20	0,08	0,23	0,40	43,71	lipsă	99,72	99,01	5,50



Din aceste probe au mai fost executate secțiuni subțiri pentru studiul microscopic, greutatea specifică, volumul specific și umiditatea naturală. Greutatea specifică a rocelor studiate variază între 2,66—2,86. Umiditatea este neînsemnată, nedepășind 2,21%. Porozitatea a fost determinată prin calcul după greutatea și volumul specific, variind între limitele 2,21—34,28%.

Pentru executarea lucrărilor experimentale a fost utilizată instalația din figura de mai jos.



Schema instalației pentru studiul solubilității rocelor carbonatate.

În rezervorul ①, umplut în prealabil cu apă distilată, se creează un curent de  $\text{CO}_2$  de la aparatul Kipp ⑤. Pentru realizarea unei dizolvări mai accentuate a gazului  $\text{CO}_2$ , acesta este trecut printr-un tub de sticlă cu mai multe orificii, așezat în partea inferioară a rezervorului ①.

Din rezervor ①, apa acidulată pătărunde în cilindrul de distribuție ②, în care se păstrează un nivel constant de apă cu ajutorul tubului de sticlă ⑧ și al robi-



netului ⑨. Apa acidulată trece apoi prin tuburile de sticlă ③ și se filtrează printre granulele de rocă ale probelor studiate. La partea inferioară a acestor tuburi au fost fixate filtre.

Apa filtrată se colectează în baloanele Erlenmeyer ④. Cu ajutorul robinetelor ⑩ se menține o viteză constantă de curgere a apei.

Viteza de curgere a apei prin tuburile cu rocă se determină cu formula

$$V = \frac{Q}{F}, \quad F = \frac{\pi d^2}{4} \quad (1)$$

unde:

$Q$  = debitul de apă în  $\text{cm}^3/\text{min.}$ ,

$F$  = suprafața tubului în  $\text{cm}^2$ ,

$d$  = diametrul tubului în cm,

$V$  = viteza de curgere a apei în  $\text{cm/min.}$

Cantitatea  $\text{CO}_2$  liber în apă din sticla ① se determină prin titrare în prezența fenolftaleinei și a soluției N/10 de NaOH (7).

Într-un balon Erlenmeyer se măsoară exact 100 ml apă. Se adaugă 0,5 ml soluție de sare Seignette 30% și 0,5 ml soluție de fenolftaleină spirtoasă 0,1% și se titreză cu soluție NaOH N/10 pînă la apariția unei culori roz pal, care să nu dispare în decurs de 5 minute.

Prin aceasta, 1,0 ml NaOH N/10 corespunde cu 22 mg  $\text{CO}_2$  liber. Calculul  $\text{CO}_2$  liber se face cu formula (7):

$$x = \frac{V \cdot n \cdot 22 \text{ mg}}{V_1} 1000 \quad (2)$$

unde:

$x$  = cantitatea  $\text{CO}_2$  liber în  $\text{mg/l}$ ,

$V$  = cantitatea de soluție NaOH întrebunțată, în mg,

$n$  = normalitatea soluției NaOH,

$V_1$  = volumul de apă în flacon, în ml.

Pentru control s-au făcut două sau trei determinări.

Este necesar să amintim că în timpul experiențelor spațiul liber din cilindrul de distribuție ② este plin cu  $\text{CO}_2$ , care vine din sticla ⑥ prin tubul ⑪. Sticla ⑥ comunică pe de o parte cu aparatul Kipp, iar pe de altă parte cu atmosfera exterioară.

Din cilindrul de distribuție,  $\text{CO}_2$  trece în rezervorul ① prin tubul de sticlă ⑧. În felul acesta, pe măsură ce volumul de apă din rezervorul ① scade, spațiul rămas liber se completează cu  $\text{CO}_2$ .

Aplicarea acestei metode ne-a permis să păstrăm o concentrație relativ constantă a  $\text{CO}_2$  în apă în timpul experienței.

Puritatea gazului  $\text{CO}_2$  din sticla ⑥ se determină cu ajutorul instalației ⑦. O pîlnie cu soluție 40% KOH lucrează după principiul sifonului cu un tub de



stică gradat, de capacitate 100 cm<sup>3</sup>, prevăzut cu robinet. Cantitatea de CO<sub>2</sub> în cm<sup>3</sup> absorbită de soluția KOH, repartizată la volumul total al tubului, dă puritatea gazului CO<sub>2</sub>. În timpul experienței, puritatea CO<sub>2</sub> a variat între limitele 93—98%.

Pentru stabilirea gradului de solubilitate a rocelor studiate se iau probe din filtrat, de regulă odată pe zi, în care se determină suma sărurilor luate în soluție.

Suma sărurilor conținute în filtrat se determină după cantitatea ionilor HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, aceasta, pentru că în cazul nostru ionii CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> lipsesc.

Determinarea ionilor HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> se face prin titrarea a 100 ml din filtrat cu o soluție N/10 n de HCl în prezența metil-oranjului.

Calculului ionilor HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> se face cu formula (7):

$$x = \frac{V \cdot n \cdot A}{V_1} \cdot 1000 \quad (3)$$

unde:

x = cantitatea HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> în mg/l,

n = normalitatea soluției HCl,

A = cantitatea HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, corespunzătoare 1,0 ml HCl în funcție de titrul soluției în mg,

V = cantitatea de soluție consumată în ml,

V<sub>1</sub> = volumul probei filtratului în ml.

Este necesar să amintim că în toate experiențele a fost utilizată o probă de marmoră, care a jucat rolul unui etalon al rezultatelor obținute. În timpul experiențelor, proba de marmoră s-a aflat în aceleași condiții cu probele de rocă studiate.

### III. Determinarea gradului de solubilitate al rocelor

Pentru intensificarea procesului de dizolvare al rocelor în condițiile de laborator, am utilizat probe de rocă sfărîmată și apă cu un conținut ridicat de CO<sub>2</sub>.

Rezultatele experiențelor executate de P. N. BUTÎRIN (1) arată că presiunea pînă la 50 at. nu intensifică procesul dizolvării CaCO<sub>3</sub> și MgCO<sub>3</sub> din calcare, în cazul cînd întreaga cantitate de CO<sub>2</sub> se găsește în stare dizolvată. Solubilitatea CaCO<sub>3</sub> și MgCO<sub>3</sub> crește odată cu presiunea numai în cazul cînd se găsește CO<sub>2</sub> liber în mediul încorajător al apei.

În cazul nostru, CO<sub>2</sub> liber este, de regulă, în întregime dizolvat în apă, fapt pentru care am renunțat la presiune.

În aceste experiențe, conținutul CO<sub>2</sub> liber în apa distilată a variat între limitele 400—540 mg/l. Pierderile în CO<sub>2</sub> în timpul experiențelor au variat între 4—20 mg/l.

Roca a fost luată în granule cu  $\phi = 0,5$ —1,5 mm, în cantitate de 5 gr. În același timp au fost expuse șapte tuburi cu probe de rocă și un tub cu probă de marmoră. Înainte de experiență, probele de rocă au fost bine spălate într-un curent de apă distilată.



Viteza de curgere a apei prin tuburile cu probele de rocă în timpul experienței a fost constantă — 6,8 m/24 ore. Prin fiecare probă de rocă au trecut cca 3 litri apă acidulată.

După experiență, probele de rocă au fost uscate și cîntărîte. Prin diferența dintre greutatea dinainte și după experiență am determinat greutatea de rocă dizolvată.

În timpul experiențelor temperatura filtratului a variat în limitele temperaturii mediului ambient.

Rezultatele acestor experiențe sunt redate în tabloul 2.

TABLOUL 2

Nr. crt	Nr. probei	Conținutul mediu $\text{HCO}_3^-$ în filtrat mg/1	Greutatea probei înainte de exp. g	Greutatea probei după experiență g	Pierderi în greutate în timpul exp. g
1	34 1)	482	5,00	4,50	0,50
2	29 1)	436	5,00	4,34	0,66
3	33 1)	544	5,00	4,20	0,80
4	7	804	5,00	4,15	0,85
5	38	961	5,00	4,10	0,90
6	37	995	5,00	4,07	0,93
7	35	980	5,00	4,07	0,93
8	8	1009	5,00	4,04	0,96
9	2	997	5,00	4,03	0,97
10	21	939	5,00	4,03	0,97
11	32 1)	556	5,00	4,02	0,98
12	30	1049	5,00	4,00	1,00
13	16	995	5,00	3,97	1,03
14	36	990	5,00	3,96	1,04
15	14	1021	5,00	3,91	1,09
16	41	733	5,00	3,90	1,10
17	31 1)	719	5,00	3,69	1,31
18	11	712	5,00	3,53	1,47
19	28	690	5,00	3,50	1,50
20	24	709	5,00	3,49	1,51
21	9	816	5,00	3,45	1,55
22	1	790	5,00	3,41	1,59
23	5	841	5,00	3,38	1,62
24	39	820	5,00	3,35	1,65
25	22	736	5,00	3,34	1,66
26	13	846	5,00	3,29	1,71
27	10	817	5,00	3,29	1,71
28	15	883	5,00	3,26	1,74
29	4	831	5,00	3,04	1,96

1) dolomite.



Viteza relativă de dizolvare a rocelor a fost calculată de noi prin comparație cu viteza de dizolvare a probei de marmoră. Pentru aceasta, cantitatea medie a sărurilor luate în soluție sub formă de  $\text{HCO}_3^-$  din probele de rocă au fost raportate la cantitatea medie a sărurilor luate în soluție din proba de marmoră.

Datele comparative ale acestor experiențe sunt redate în tabloul 3, alături de analizele chimice și studiul microscopic al rocelor. Analiza acestor rezultate ne permite să facem următoarele constatări:

a) Toate probele de dolomit se situează în partea superioară a tabloului 3, având viteza de dizolvare mai mică decât a marmorei, luată ca unitate;

b) Toate probele de calcar s-au dizolvat mai intens decât marmora, viteza relativă de dizolvare a acestora fiind mai mare decât unitatea.

Este necesar să amintim însă că solubilitatea rocelor carbonatare studiate de noi nu depinde direct de conținutul procentual al mineralelor din rocă. Astfel, de exemplu, eșantionul nr. 38, care conține 39,73% dolomit, s-a dizolvat mai intens decât eșantionul nr. 1, care conține numai 2,65% dolomit.

Acest exemplu, cît și multe altele, arată că procesul dizolvării rocelor carbonatare depinde în mare măsură nu numai de compoziția lor mineralologică, ci și de proprietățile fizice ale rocelor (structura, compactitatea, etc.).

Studiul complex al rocelor cercetate de noi ne permite să tragem următoarele concluzii:

1. Rocele cu structură oolitică și pseudo-oolitică sunt cele mai greu solubile. Viteza relativă de dizolvare a dolomitelor variază între 0,6–0,8, iar a calcarelor, între 1,1–1,3.

2. Calcarele organogene au o viteza relativă de dizolvare medie, care variază în limite mari, între 1,0–1,35.

3. Calcarele microgranulare recristalizate au o viteza relativă de dizolvare, care variază între 1,39–1,52.

4. Cel mai intens solubile sunt calcarele microgranulare cu conținut de material grezos, de exemplu eșantionul nr. 2, cu viteza relativă de dizolvare 1,65.

5. Transformările ulterioare ale rocelor influențează dizolvarea lor în felul următor: recristalizarea, porozitatea și cavernozitatea microscopică măresc viteza de dizolvare, în timp ce prezența pigmentilor formați din oxizi de fier și dolomitizarea micșorează viteza de dizolvare a rocelor.

Viteza mare de dizolvare a calcarelor microgranulare, și în special a acelor recristalizate, se datorează prezenței unei mari suprafețe specifice de dizolvare a lor. Se știe că solubilitatea rocelor crește odată cu mărirea gradului de disperșiune (4).



TABLOUL 3

Nr. crt	Nr. probei	Descrierea microscopică a rocelor	Porozitatea %	Conținutul în minerale		Reziduu insolubil %	Pierdere de greutate după exp. g.	Viteză relativă de dizolvare
				CaCO <sub>3</sub>	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>			
1	34	Dolomit oolitic, cimentul grezos, puternic pigmentat cu oxizi de fier, bogat în caverne . . .	19,02	1,87	96,06	1,48	0,50	0,60
2	29	Dolomit microcristalin, echigranular, cu fisuri și caverne în proporție de 20—25% . . . . .	11,25	11,26	86,43	0,94	0,66	0,70
3	31	Dolomit microgranular, puternic pigmentat cu oxizi de fier, poros. Conține 10—12% resturi de organisme . . . . .	13,53	19,45	72,18	6,48	1,31	0,80
4	32	Dolomit oolitic, oolitele ating 1—2 mm. Roca este puternic cavernoasă . . . . .	34,28	12,23	86,96	0,64	0,98	0,81
5	33	Dolomit microgranular, bogat în caverne . . . . .	33,56	3,04	96,67	0,56	0,80	0,87
6	21	Calcar microgranular, dolomitizat, cu pigmenti de fier, cavernos .	15,27	23,59	69,53	5,92	0,97	0,90
7	24	Şist marnos, cu structură granulară, puternic pigmentat, cu oxizi de fier . . . . .	25,36	20,32	36,24	26,04	1,51	0,92
8	41	Marmoră cristalină albă, compactă, aproape fără pori . . . . .	1,17	93,48	5,45	0,40	1,14	1,00
9	28	Calcar organogen, detritic, dolomitizat. Materialul detritic ocupă 35% din masa sa. Roca este puternic cavernoasă . . . . .	14,20	86,74	10,84	0,76	1,50	1,02
10	5	Calcar pseudo-oolitic, recristalizat, cu ciment format din cristale de calcit în proporție de 25—30%	11,74	82,02	14,40	2,02	1,62	1,12
11	22	Calcar organogen, ușor dolomitizat, cu ciment din calcit (25—30%)	6,98	92,63	5,99	1,00	1,66	1,16

Tabloul 3 (urmare)

Nr. crt	Nr. probei	Descrierea microscopică a rocelor	Porozitatea %	Conținutul în minerale		Reziduu insolubil %	Pierdere de gr după exp. g	Viteza relativă de dizolvare
				CaCO <sub>3</sub>	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>			
12	1	Calcar pseudo-oolitic, cu structură microgranulară și ciment cristalinizat din calcită . . . . .	11,62	96,38	2,65	0,96	1,59	1,17
13	30	Calcar organogeno-detritic. Materialul detritic ocupă 45–50%, puternic pigmentat cu oxizi de fier, poros . . . . .	15,13	69,14	25,62	4,36	1,00	1,17
14	11	Calcar pseudo-oolitic, recristalizat, inechigranular, pigmentat cu oxizi de fier . . . . .	6,06	95,56	3,64	1,24	1,47	1,18
15	35	Calcar microgranular, recristalizat, ușor pigmentat cu oxizi de fier. Conține resturi de organisme 20–25% și material grezos 5–8% . . . . .	18,85	52,11	38,21	7,90	0,93	1,20
16	4	Calcar microgranular, bogat în fisuri și caverne. În fisuri, roca este dolomitizată . . . . .	15,08	89,76	2,57	5,34	1,96	1,27
17	8	Calcar microgranular, recristalizat, cu fisuri și caverne . . . . .	8,62	89,29	4,77	4,02	0,96	1,27
18	13	Calcar oolitic, puternic recristalizat, cu ciment de calcită 25–30% .	9,56	89,34	5,00	3,80	1,71	1,30
19	9	Calcar organogeno-detritic, recristalizat, cavernos . . . . .	23,22	89,59	2,12	6,86	1,55	1,32
20	37	Calcar organogeno-detritic. Materialul detritic ocupă 70–75%. Roca este dolomitizată și slab pigmentată cu oxizi de fier .	8,52	52,91	33,21	11,28	0,93	1,35
21	39	Calcar organogeno-detritic, puternic pigmentat cu oxizi de fier. Conține 45–50% resturi de organisme . . . . .	7,62	84,22	9,25	4,20	1,65	1,38



Tabloul 3 (urmare)

Nr. crt	Nr. probei	Descrierea microscopică a rocelor	Porozitatea %	Conținutul în minerale		Reziduu insolubil %	Pierdere-a de greutate după exp. g	Viteza relativă de dizolvare
				CaCO <sub>3</sub>	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>			
22	16	Calcar microgranular, recristalizat. Roca este bogată în fisuri și caverne . . . . .	14,39	93,06	2,04	3,96	1,03	1,39
23	36	Calcar microgranular, ușor pigmentat cu oxizi de fier, poros, puțin fisurat . . . . .	9,39	73,98	22,97	1,66	1,04	1,46
24	38	Calcar microgranular, puternic recristalizat. Conține 30–35% resturi de organisme . . . . .	9,46	58,40	39,73	1,20	0,90	1,46
25	10	Calcar microgranular, slab dolomitizat și pigmentat cu oxizi de fier	7,78	94,88	0,98	2,42	1,71	1,47
26	7	Calcar grezos, recristalizat, inechigranular, pigmentat cu oxizi de fier . . . . .	12,91	87,39	3,41	8,88	0,85	1,48
27	14	Calcar microgranular, slab dolomitizat și recristalizat. Conține 15–20% resturi organice. Este slab pigmentat cu oxizi de fier	15,24	91,34	1,51	4,06	1,09	1,48
28	15	Calcar microgranular, recristalizat, cu vinișoare de calcită, puternic cavernos . . . . .	30,11	96,18	3,03	1,24	1,74	1,52
29	2	Calcar grezos, slab dolomitizat, inechigranular. Conține granule de cuarț pînă la 17% . . . . .	6,89	86,19	2,50	9,46	0,97	1,65

Este necesar să amintim că în toate experiențele s-a observat o micșorare continuă a vitezei de dizolvare a rocelor. Acest fenomen se explică pe de o parte, prin aceea că la începutul experiențelor suma sărurilor luate în soluție din rocă este mărită datorită dizolvării particulelor fine, care aderă pe suprafața granulelor probei de rocă. Pe de altă parte, viteza de dizolvare a rocelor se micșorează datorită formării rețelei de corodare pe fețele cristalelor (4) și peliculei din reziduul insolubil, care împiedică dizolvarea cristalelor.



Pentru studiul mai detaliat al influenței compoziției mineralogice a rocelor carbonatace asupra vitezei lor de dizolvare am executat o experiență de lungă durată cu patru probe de rocă. Experiența a durat 30 zile. Prin fiecare probă au trecut cca 15 l apă acidulată. Conținutul mediu de  $\text{CO}_2$  liber în apă a fost de 435 mg/l.

Caracteristicile acestor probe sunt date în tabloul 4.

TABLOUL 4

Nr. crt	Nr. probei	Greut. specifičă g/cmc	Porozitatea %	Conținutul mineralelor %		Reziduu insolubil %	Lungimea coloanei de rocă cm		Pierdere în greut. după experiență	
				$\text{CaCO}_3$	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$		înainte de experiență	după experiență	g	%
1	15	2,69	30,11	96,18	3,03	1,24	7,2	1,2	4,67	93,4
2	27	2,76	25,00	0,99	51,13	46,00	6,5	6,1	2,68	53,6
3	29	2,86	11,25	11,26	86,43	0,94	6,5	1,5	3,77	75,4
4	41	2,71	1,17	93,48	5,45	0,40	5,7	0,3	4,72	94,4

Din tabloul 4 rezultă că probele de rocă reprezintă: calcar pur (proba nr. 15), dolomit slab calcaros (proba nr. 29), dolomit puternic argilos (proba nr. 27) și marmoră (proba nr. 41).

Viteza de curgere a apei prin tuburile cu probele de rocă a fost constantă, 9,3 m/24 ore.

În pl. I, fig. 1 sunt prezentate curbele variației conținutului de substanțe solubile în filtrat în timpul experienței. Punctele reprezintă cantitatea de rocă dizolvată în mg/24 ore calculată după cantitatea de  $\text{HC}_3$ .

După 24 ore concentrația filtratului a fost 348 mg pentru proba nr. 15, 298 mg pentru proba nr. 41, 136 mg pentru proba nr. 29 și 205 mg pentru proba nr. 27. Prin urmare, proba nr. 15 de calcar pur se dizolvă de 2,56 ori mai intens decât proba nr. 29 de dolomit.

Curbele dizolvării arată o scădere însemnată a conținutului de săruri dizolvate în filtrat, în special pentru proba nr. 15 și marmora (pl. I, fig. 1 și 2). Acest lucru se explică prin aceea că, datorită solubilității ridicate, volumul de rocă se micșorează continuu (pl. I, fig. 3).

După 9—10 zile, în tuburile cu probele nr. 41, 27, 29 și mult mai redus în nr. 15, la suprafața probei s-a format o peliculă constituită din particule de rocă dezagregată (aduse în starea unei mase făinoase).



După ce prin probe au trecut 6,5 l apă acidulată, condițiile experienței au fost schimbată.

Cu ajutorul robinetelor, am creeat un curent puternic de apă în tuburile cu probele nr. 27, 29 și 41, a cărui curgere turbulentă a îndepărtat pelicula formată din particule măcinante la probele nr. 27 și 41.

După aceasta, probele nr. 27 și 41 au fost puse tot timpul în condițiile de curgere laminară a apei și curbele lor de dizolvare repetă prima fază a experienței.

În tubul cu proba nr. 29, ca urmare a formării unui strat mai gros de rocă dezagregată, am provocat un curent puternic de apă la fiecare 24 ore. Ca urmare, curba arată la început o creștere a dizolvării, iar mai departe variază în limite neînsemnate până la sfîrșitul experienței (pl. I, fig. 1 și 2).

Rezultatele acestei experiențe sunt date în tabloul 5.

TABLOUL 5

Nr. crt	Nr. probei	Cantitatea de rocă luată în soluție mg		Reziduu nedizolvat mg	Pierderi la spălare mg
		CaCO <sub>3</sub>	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>		
1	15	4649	—	330	21
2	41	4560	—	280	160
3	27	—	2511	2320	169
4	29	—	2967	1230	803

După terminarea experienței, probele de rocă se caracterizează prin următoarele particularități:

Proba nr. 15 s-a redus în volum de 6 ori. Reziduul rămas nedizolvat reprezintă o masă făinoasă de culoare gri murdar. Nu s-au observat granule întregi de rocă. Studiul acestui material sub microscop, în lichide de imersiune, arată că masa principală constă din elemente de argilă și material carbonatat — reziduu insolubil.

Proba nr. 41 — marmoră — s-a redus în volum de 19 ori. Reziduul nedizolvat a fost format dintr-o masă făinoasă brună, cu cîteva granule de rocă albă. Dimensiunile acestor granule, în comparație cu formele lor inițiale, au fost reduse.

Proba nr. 29 s-a redus în volum de 4,3 ori. Reziduul nedizolvat a fost reprezentat prin făină dolomitică, cu o mulțime de pete de oxidare. Nu se pot observa granule nedistruse. Sub microscop, în lichide de imersiune, masa principală constă dintr-o mulțime de cristale de dolomit foarte mici într-o rocă carbonată.

Separarea făinei dolomitice a avut loc ca rezultat al dizolvării calcitului conținut în rocă, aşa cum arată și lucrările lui N. V. RODIONOV și N. V. SOLOVIOV (9, 10, 12).



Proba nr. 27, care a conținut 46% reziduu insolubil, s-a redus în volum numai de 1,06 ori. În afară de o peliculă subțire formată din elemente foarte mici (prăfoase) care acoperea partea superioară a probei de rocă, nici o altă distrugere a granulelor nu s-a observat. Aproape toate granulele de rocă au rămas întregi. Probabil că dizolvarea rocei s-a făcut numai prin pori.

Rezultatele acestei experiențe arată clar importanța și rolul compozitiei minerologice asupra procesului de dizolvare. În afară de aceasta, experiența arată posibilitatea formării făinei dolomitice, ca rezultat al dizolvării calcitului din dolomitele calcaroase.

#### IV. Studiul acțiunii corozive a apei lacului de acumulare asupra rocelor carbonataate

În scopul cercetării acțiunii corozive a apei lacului de acumulare asupra rocelor, am executat cîteva experiențe, în care apa utilizată a avut compozitie chimică apropiată de aceea a apelor din rîu.

Soluția a fost pregătită prin dizolvarea sărurilor corespunzătoare în apa distilată. Cantitatea acestor săruri a fost calculată după conținutul în mg-echiv. a ionilor din apa rîului. Datorită conținutului redus de Mg în apa rîului, în soluția noastră acesta a fost înlocuit prin Ca.

În soluția astfel pregătită s-a determinat prin titrare conținutul  $\text{HCO}_3^-$  și  $\text{CO}_2$ . Conținutul  $\text{CO}_2$  în soluție a fost în medie 45 mg/1, iar  $\text{HCO}_3^-$  — 195 mg/1.

Instalația și metodica de lucru au rămas în principiu aceleași.

Pentru lacul de acumulare al barajului de pe rîul Ufa au fost experimentate patru probe: nr. 24, 34, 36 și 41.

Rezultatele acestei experiențe sunt date în tabloul 6 A.

În pl. II, fig. 1 sunt reprezentate curbele variației conținutului  $\text{HCO}_3^-$  din filtrat în funcție de timp.

Pentru lacul de acumulare al barajului de pe rîul Nipru au fost experimentate următoarele probe: nr. 2, 12, 13 și 41.

Prin titrare s-a stabilit că soluția pregătită conține 172 mg/1  $\text{HCO}_3^-$  și 80 mg/1  $\text{CO}_2$  liber.

Rezultatele acestei experiențe sunt date în tabloul 6 B.

În pl. II, fig. 2 sunt date curbele variației conținutului  $\text{HCO}_3^-$  din filtrat în funcție de timp.

Rezultatele acestor experiențe arată că dizolvarea rocelor carbonataate în apa distilată ce conține săruri naturale crește simțitor.

Creșterea solubilității  $\text{CaCO}_3$  în soluțiile diferitelor săruri în apa distilată este menționată și în lucrările cercetătorilor P. N. BUTÎRIN, E. B. STERNINA, E. V. FROLOVA și N. M. STRAHOV (1, 13, 14, 15).



TABLOUL 6

Nr. crt	Nr. probei	Lungimea coloanei de rocă în cm		Cantitatea medie a $\text{HCO}_3'$ infiltrat mg/l	Pierderi în greutate a probei după exp. mg	Viteza relativă de dizolvare a rocelor	
		înainte de experiență	după experiență			Apă distilată + $\text{CO}_2$	Apă distilată + săruri
A	1	24	6,8	91	310	0,92	1,65
	2	36	5,2	102	360	1,46	1,85
	3	34	6,4	9	20	0,60	0,16
	4	41	5,7	55	150	1,00	1,00
B	1	2	5,5	298	1040	1,65	1,39
	2	12	5,6	247	930	—	1,15
	3	13	6,2	257	980	1,30	1,20
	4	14	5,7	214	790	1,00	1,00

În lucrările experimentale efectuate de P. N. BUTIRIN (1) se menționează, de exemplu, că solubilitatea calcitei din calcare în soluție 0,5 molară de NaCl este de 2 ori mai mare decât în apa distilată, iar în soluție 2,0 molară, de 4 ori. Dar creșterea solubilității magneziului din aceleași calcare în soluții de NaCl este neînsemnată.

N. M. STRAHOV (13) arată că solubilitatea  $\text{CaCO}_3$  crește sub influența NaCl numai în cazul cînd NaCl se găsește în cantități reduse (pînă la 7–8%), iar la concentrații mari solubilitatea  $\text{CaCO}_3$  scade.

Scăderea solubilității  $\text{CaCO}_3$  prin creșterea concentrației NaCl în soluție este motivată de E. B. STERNINA și E. V. FROLOVA (15) prin micșorarea solubilității  $\text{CO}_2$ , provocată de prezența NaCl.

Influență mult mai puternică asupra solubilității  $\text{CaCO}_3$  exercitată sărurile:  $\text{NaSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  și  $\text{MgSO}_4$ . Prin creșterea concentrației acestor săruri în soluție, solubilitatea  $\text{CaCO}_3$  crește neconitenit (13).

Este necesar să amintim că în aceste experiențe, cu excepția probei nr. 12, am studiat probe de rocă ale căror viteze relative de dizolvare au fost cunoscute dinainte.

Rezultatele obținute ne permit să tragem următoarele concluzii:

1. Viteza relativă de dizolvare a rocelor în apă de soluție se deosebește net e aceea a experiențelor anterioare. Rocele carbonatate permiene se caracterizează printr-o creștere a vitezelor relative de dizolvare, cu excepția probei nr. 34 dolomit, la care aceasta scade mult. Viteza relativă de dizolvare a calcarilor neogene în apă, ce conține săruri naturale, dimpotrivă se micșorează. Acest



fenomen se datorește conținutului ridicat de gips în soluția de apă întrebuințată.

2. Curbele variației în timp a conținutului  $\text{HCO}_3'$  în filtrat, în aceste experiențe, nu mai indică o scădere accentuată a dizolvării. Aceasta se explică prin dizolvarea lentă a granulelor de rocă, deci prin reducerea neînsemnată a volumului de rocă în timpul experienței.

## V. Viteza dezvoltării carstului

În scopul stabilirii vitezei de dezvoltare a fenomenelor carstice, am executat o serie de experiențe asupra probelor de rocă în formă de cilindru și prismă.

În aceste experiențe am urmărit obiectivele de mai jos:

1. Stabilirea gradului de solubilitate al rocelor în stare naturală, în apa ce conține  $\text{CO}_2$  liber în aceeași cantitate în care acesta se găsește în apele lacului de acumulare.

2. Stabilirea gradului de dezagregare al rocelor, adică reducerea volumului rocelor în procesul dizolvării în apă saturată cu  $\text{CO}_2$ .

a) *Experiențe cu probe în formă de cilindru.* Aceste experiențe au fost efectuate în următoarele condiții: proba de rocă în formă de cilindru cu  $\varnothing 7$  cm și lungimea 10 cm a fost perforată în centru cu un diametru de 2 cm. Cu ajutorul unor dopuri de cauciuc, probele au fost legate cu tuburile ③ ale instalației noastre (vezi figura)

Au fost experimentate patru probe în timp de șase zile. Prin fiecare probă a trecut 3 litri apă acidulată, cu un conținut de 46 mg/1  $\text{CO}_2$  liber, și viteza constantă, 9,3 m/zi. Suprafața de contact a roci cu apa, determinată prin calcul, a fost de cca  $34 \text{ cm}^2$ .

Rezultatele acestei experiențe sunt date în tabloul 7.

TABLOUL 7

Nr. crt	Nr. probei	Porozitatea roci %	Conținutul mediu $\text{HCO}_3'$ în filtrat mg/l/zi	Viteza relativă de dizolvare a rocelor
1	27	25,00	48	0,58
2	30	15,13	108	1,30
3	31	13,53	65	0,78
4	41	1,17	83	1,00

În pl. II, fig. 3 sunt date curbele variației în timp a conținutului de  $\text{HCO}_3'$  în filtrat.



În această experiență, conținutul carbonațiilor luați în soluție variază în limite foarte mici. Astfel, pentru proba nr. 27, conținutul ionilor  $\text{HCO}_3^-$  în filtrat reprezintă 53–41 mg/l pe zi, pentru proba nr. 30, 124–100 mg/l pe zi, iar pentru proba nr. 31, 77–59 mg/l pe zi.

Curbele variației în timp a conținutului  $\text{HCO}_3^-$  în filtrat arată o scădere neînsemnată a dizolvării (pl. II, fig. 3).

După experiență, probele au fost sparte. Pe suprafața de contact a rocei cu apa s-a observat un strat subțire de dezagregare, format din particule foarte fine — reziduu insolubil.

b) *Experiențe cu probe în formă de prismă.* Aceste experiențe au fost executate în următoarele condiții. Din eșantioanele de rocă au fost tăiate prisme cu dimensiunile  $1 \times 1 \times 2$  cm. Fiecare prismă a fost introdusă într-un tub de sticlă cu  $\varnothing = 19$  mm și așezată în centrul lui pe un alt tub de sticlă cu  $\varnothing = 9$  mm și înălțimea 20 mm, aşa fel ca prisma să nu fie în contact cu pereții tubului mare. Aceste tuburi au fost puse în legătură cu instalația noastră, care în principiu a rămas aceeași. În același timp au fost cercetate trei prisme de rocă și una de marmoră.

Înainte de experiență prismele au fost spălate cu apă distilată, apoi uscate la  $105^\circ\text{C}$  și cîntărite. După experiență au fost uscate și recîntărite.

Prin diferența greutății înainte și după experiență am determinat pierderea în greutate a prismelor de rocă, ca rezultat al dizolvării lor. Prin calcul a fost determinată pierderea de volum a probei față de cel inițial, care a fost  $2 \text{ cm}^3$ .

Raportul dintre volumul pierdut de rocă și cel pierdut de marmoră ne-a dat viteza relativă de dezagregare a rocei.

Fiecare experiență a durat trei zile, iar prin fiecare tub cu rocă au trecut cca 3 litri apă acidulată, avînd 475–530 mg/l  $\text{CO}_2$  liber în soluție și o viteză constantă de 5 m/z.i.

Rezultatele acestor experiențe sunt redate în tabloul 8. În acest tablou, proble de rocă sunt așezate în ordinea creșterii vitezelor relative de dezagregare.

După cum se vede din tabloul 8, viteza de coroziune a probelor de dolomit este mai mică decît a marmorei. Ele ocupă partea superioară a tabloului și au o viteză de dezagregare cuprinsă între 0,54–0,96.

Probele de calcar se situează în partea inferioară a tabloului 8, avînd o viteza relativă de dezagregare cuprinsă între limitele 1,05–1,55.

Rezultatele acestor experiențe arată că, deși apa acidulată întrebuițată de noi a avut un conținut mare de  $\text{CO}_2$  liber, suma medie a sărurilor luate în soluție este de numai 100 mg/l pentru probele de calcar și 75 mg/l pentru probele de dolomit. Pierderea în volum a rocelor după experiență este de 1,85–5,47% pentru dolomite și 3,85–6,31% pentru calcare.



TABLOUL 8

Nr. crt	Nr. probei	Greutatea probei în stare uscată la temp. 105°C		Suma totală a ionilor $\text{HCO}_3^-$ în filtrat mg	Pierdere în greutate a probei după experiență mg	Pierdere în volum a probelor după experiență		Viteza relativă de deza- gregare a rocelor
		înainte de experiență	după experiență			$\text{cm}^3$	%	
1	34 1)	4,9872	4,8628	205,9	0,1244	0,0460	2,30	0,54
2	27 1)	4,3208	4,1294	243,0	0,1914	0,0693	3,46	0,61
3	33 1)	3,3106	3,2056	148,0	0,1050	0,0370	1,85	0,70
4	29 1)	5,4214	5,2394	234,5	0,1820	0,0640	3,20	0,93
5	31 1)	4,4482	4,1571	345,5	0,2911	0,1094	5,47	0,96
6	5	5,1568	4,9100	311,6	0,2468	0,0890	4,45	1,05
7	26	6,1080	5,8544	321,8	0,2536	0,0930	4,65	1,09
8	30	4,8260	4,4836	404,5	0,3424	0,1263	6,31	1,12
9	9	4,7214	4,4576	359,0	0,2638	0,0970	4,85	1,40
10	14	4,7530	4,5458	296,0	0,2072	0,0770	3,85	1,45
11	15	3,3796	3,0908	390,5	0,2888	0,1070	5,35	1,55
12	2	4,5388	4,4176	324,0	0,2212	0,0820	4,10	1,55

1) Dolomit.

Aceste rezultate arată clar că și în condiții naturale, unde conținutul de  $\text{CO}_2$  liber în apele subterane este de numai 15—40 mg/l și nu depășește 150 mg/l (6), dezvoltarea procesului carstic are o viteză foarte mică.

Prin urmare, dezvoltarea golorilor carstice în masivele rocelor carbonatare, ca rezultat al dizolvării acestora, nu reprezintă nici un pericol pentru stabilitatea construcțiilor hidrotehnice.

## VI. Calculul practic al volumului de rocă luat în soluție din zona infiltrației active în perioada exploatarii unei hidrocentrale

Construcțiile hidroenergetice amplasate în regiuni carstice sunt expuse la pierderi de apă din lacul de acumulare, datorită curentilor de infiltratie laterală și pe sub baraj.

Infiltratia activă din zona barajului exercită o acțiune distructivă asupra rocelor solubile. Această acțiune se manifestă prin dizolvarea rocelor carbonata (sufoziune chimică) și prin antrenarea particulelor fine de rocă (sufoziune mecanică). Dezvoltarea carstului ca rezultat al dizolvării rocelor solubile, după cum am arătat, se produce cu o viteză foarte mică și nu influențează stabilitatea construcției. Mult mai periculoasă este sufoziunea mecanică. Ea provoacă spă-



rea materialului de umplere a golurilor carstice și deci creșterea considerabilă a pierderilor de apă din lacul de acumulare.

Acțiunea simultană a acestor procese duce însă la reactivarea mult mai rapidă a golurilor carstice preexistente.

Pentru a ilustra acțiunea corozivă a curenților de infiltratie, dăm mai jos un calcul aproximativ al volumului de rocă ce va fi luat în soluție în perioada exploatarii hidrocentralei de la Nipru, la care se produce o infiltratie laterală.

Lungimea medie a liniilor echipotențiale stabilite prin metoda similitudinii electro-hidrodinamice este:  $L_1 = 2211,5$  m pentru malul stîng și  $L_2 = 2187,5$  m pentru malul drept (5).

Lungimea totală a zonei de infiltratie activă este apreciată de noi la 3000 m.

Grosimea calcarelor prin care va avea loc infiltratie curenților de apă este de 31 m în malul stîng și de 36 m în malul drept. Prin urmare, volumul total al rocelor carbonatate din zona infiltratiei active este:  $V = 441,900,000 \text{ m}^3$ .

Debitul total al curentului de apă din infiltratie laterală este:  $Q = 900 \text{ l/sec}$  sau  $Q = 80,525,000 \text{ l/zi}$  (5).

Pentru calculul cantității de rocă luată în soluție am luat un grad de solubilitate al rocelor carbonatate, apreciat după conținutul mediu al ionilor  $\text{HCO}_3^-$  în filtrat, din experiențele cu probele de rocă în formă de prismă. Este necesar să amintim că pentru condițiile naturale, această valoare este condiționată.

Conținutul mediu al ionilor  $\text{HCO}_3^-$  în filtrat este de 110 mg/l/zi. Prin recalculare la rocă obținem pentru gradul de solubilitate:  $a = 0,09 \text{ g/l CaCO}_3$  pe zi.

Cantitatea totală de rocă luată în soluție de curenții de infiltratie laterală s-a calculat cu formula:

$$G = Q \cdot a \quad (4)$$

în care:

$G$  = cantitatea de rocă luată în soluție, în g/zi,

$Q$  = debitul curenților de infiltratie, în l/zi,

$a$  = gradul de solubilitate a rocelor, în g/l/zi.

Introducind datele de mai sus în formula (4) se obține:

$$G = 7,24 \text{ t/zi} \text{ sau } G = 2,640 \text{ t/an.}$$

Volumul total de rocă luată în soluție  $V$  a fost calculat cu formula:

$$V = \frac{G}{\delta} \quad (5)$$

în care:

$\delta$  = greutatea volumetrică a rocelor carbonatate luată de noi în valoare medie 2,3 g/cm<sup>3</sup>.



Înlocuind datele de mai sus în formula (5) obținem:

$$V = 1148 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Prin urmare, în perioada exploatarii hidrocentralei (200 ani), din grosimea calcarelor situate în zona infiltrării active va fi luat în soluție un volum de 229.600 m<sup>3</sup> rocă carbonată. Dacă raportăm însă această cantitate la volumul total al rocelor carbonatați situate în zona infiltrării active, obținem o valoare de 0,05%. În realitate, această valoare nu are nici o importanță practică.

Pentru a ilustra viteza dezvoltării carstului în regiunea barajului de pe Nipru, pe 1000 ani, dăm mai jos coeficientul de activitate al procesului carstic (8), calculat cu formula:

$$A = \frac{v \cdot 1000}{V} \cdot 100 \quad (6)$$

în care:

$A$  = coeicientul de activitate al procesului carstic, în %,

$v$  = volumul de rocă carbonată luat în soluție de curenții de infiltrare, în m<sup>3</sup>/an,

$V$  = volumul total al rocelor carbonatați din zona barajului.

Înlocuind datele de mai sus în formula (6) obținem:

$$A = \frac{1148 \cdot 1000}{441.900.000} \cdot 100 = 0,26\%.$$

Din aceste calcule rezultă că în perioada exploatarii construcțiilor hidroenergetice, formarea și dezvoltarea de noi goluri carstice, precum și largirea celor existente, se produc cu o viteză neînsemnată și nu pot periclită stabilitatea acestor construcții.

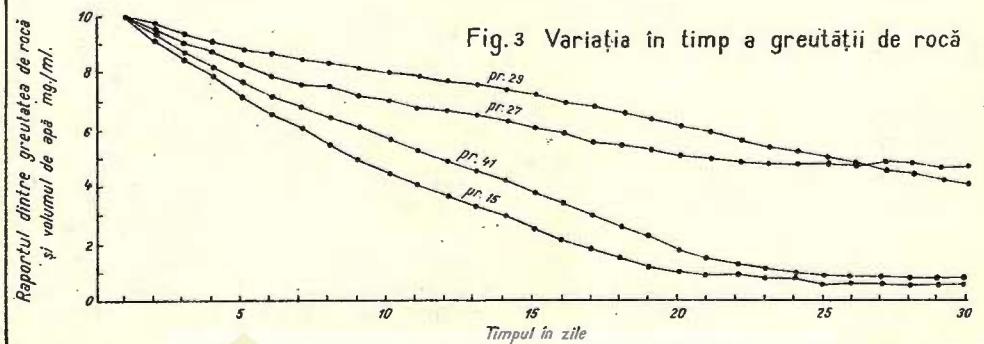
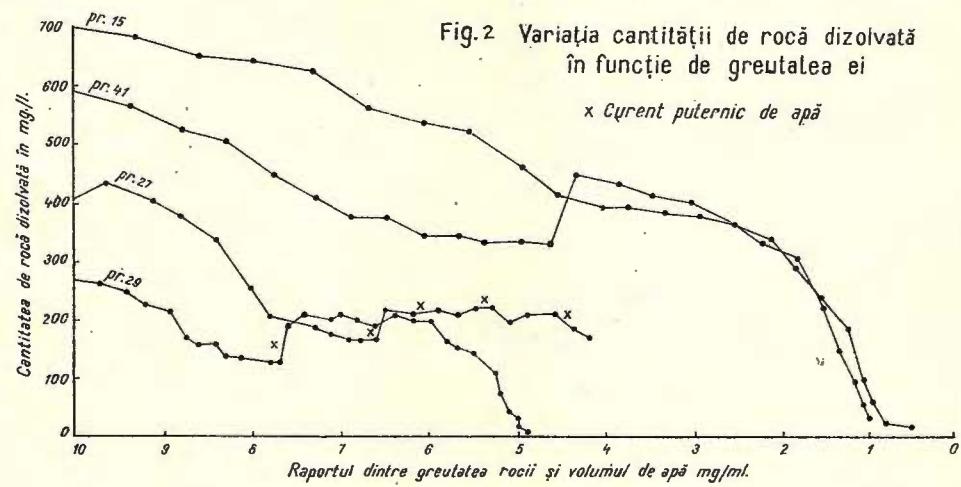
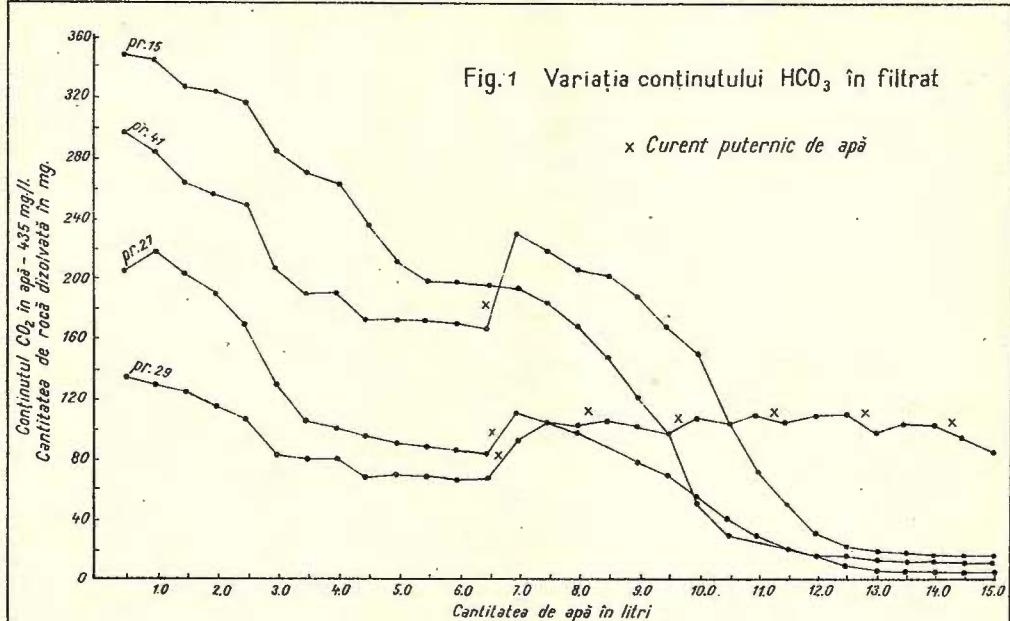
## VII. Concluzii și recomandări

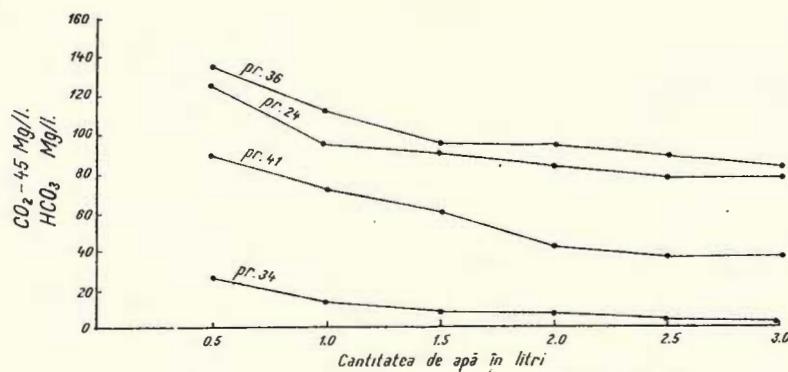
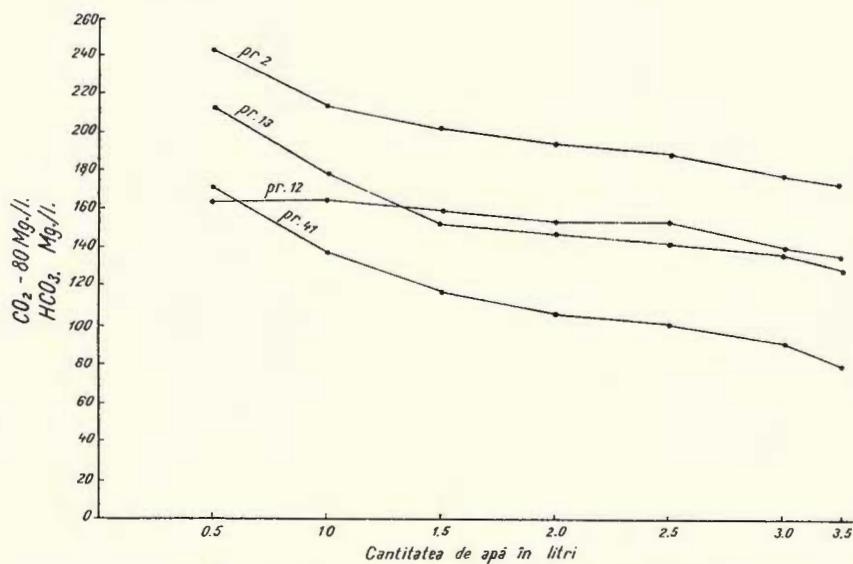
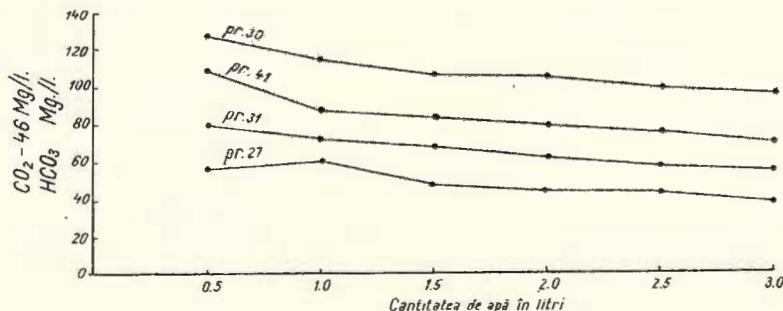
Rezultatele acestor lucrări experimentale ne permit să tragem o concluzie practică foarte importantă.

Pentru proiectarea construcțiilor hidrotehnice în regiuni carstice, pericolul principal îl prezintă numai golurile carstice preexistente. De obicei, aceste goluri sunt colmatate cu material afinat, rezultat din dezagregarea rocelor carbonatați, precum și cu material depus de apele de infiltrare.

De aceea, se impune studiul detaliat al condițiilor de dezvoltare a fenomenelor carstice, starea lor actuală și legile de răspândire a golurilor carstice în zona de amplasare a barajului.





Fig.1 Variația conținutului  $\text{HCO}_3$  în filtratFig.2 Variația conținutului  $\text{HCO}_3$  în filtratFig.3 Variația conținutului  $\text{HCO}_3$  în filtrat

Acest studiu complex va permite alegerea celor mai eficace procedee de combatere a carstului, prin executarea perdelelor antifiltrante, care fac posibilă exploatarea acestor construcții în condițiuni normale.

Presiunea hidrodinamică a apei din lacul de acumulare dă naștere curenților de infiltratie lateral și pe sub baraj. Acești curenți de infiltratie ating uneori viteze mari și pot duce la antrenarea materialului afinat din gălurile carstice. Această sufoziune mecanică poate lua naștere, în primul rînd, în zonele de ieșire a curenților de infiltratie, unde aceștia pot atinge viteze mari.

În legătură cu aceasta, se recomandă executarea unei rețele de sondaje de observație, amplasate în zonele de ieșire a curenților de infiltratie, în care să se facă observații periodice asupra compozitiei chimice a apei și asupra vitezei de curgere a curenților de infiltratie. Această metodă permite stabilirea din timp a punctelor cu infiltrări active și proiectarea măsurilor de combatere a acestora.

## BIBLIOGRAFIE

1. BUTIRIN P. N. Cercetări de laborator asupra dizolvării și coroziunii calcarelor din defileul Cerkansk. *Trud TNIGRI*, ed. 40. Leningrad — Moscova, 1936.
2. IAKUŠOVA A. F. Carstul și construcțiile hidrotehnice. *Carstovedenie*, ed. 4. Molotov, 1948.
3. — Carstul și importanța lui practică. *Gheografghiz*. Moscova, 1950.
4. KUZNEȚOV V. D. Cristale și cristalizare. *Gostehnizdat*. Moscova, 1953.
5. LAZĂR F. L. Studiul geologic tehnic al carstului pentru construcțiile hidroenergetice. • *Disertație. NIS, MGRI*. Moscova, 1955.
6. PRIKLONSKI V. A. și LAPTEV F. F. Proprietățile fizice și compozitia chimică a apelor subterane. *Gosgheolizdat*. Moscova — Leningrad, 1949.
7. REZNİKOV A. A. și MULIKOVSKAIA E. P. Metodele de analize a apelor subterane. *Gosgheoltehizdat*. Moscova, 1954.
8. RODIONOV N. V. Cîteva date cu privire la viteza dezvoltării carstului în rocele carbonatate. *Trud lab. ghidrogheol. prob.*, vol. IV. Moscova, 1949.
9. — Caracteristica geologică tehnică a făinei dolomitice. *Disertație. NIS, MGRI*. 1939—1943.
10. — Studiul făinei dolomitice. *Trud lab. ghidrogheol. prob.*, vol. VI. Moscova, 1949.
11. SOKOLOV D. S. Carstul și problemele studiului său pentru construcțiile hidrotehnice. *Ghidroteh. stroitel*, Nr. 7. Moscova, 1947.
12. SOLOVIOV N. V. Cercetări asupra originei făinei dolomitice din regiunea barajului de la Kuibîșev. *Doklad Akad. Nauk*. Vol. XXX, Nr. 6. Moscova, 1941.
13. STRAHOV N. M. Faciesurile calcaro-dolomitice ale bazinelor actuale și vechi. *Trud Inst. gheolog. nauk*, ed. 124. Nr. 45. Moscova, 1951.
14. STERNINA E. B. Despre dizolvarea sărurilor greu solubile. *Izv. sekt. fiziko-himices. analiza*, vol. XIX. Moscova, 1949.
15. — și FROLOVA E. V. Despre dizolvarea calcitului în prezența  $\text{CO}_2$  și  $\text{NaCl}$ . *Izv. sekt. fizikohimices. analiza*, vol. XXI. Moscova, 1952.



# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД С ЦЕЛЬЮ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Л. Ф. ЛАЗЭР

(Краткое содержание)

Лабораторные экспериментальные исследования, являющиеся объектом настоящей работы проводились в процессе сводного геологического исследования с целью выбора зоны для сооружения двух плотин, одной в неогеновых известняках, другой в пермских известняках и доломитах (5).

**Методика экспериментальных работ.** Для проведения экспериментальных работ применялась установка показанная на рис. 1.

В баке ① наполненном предварительно дистилированной водой создается сильный поток  $\text{CO}_2$  от прибора Киппа ⑤.

Из бака (1) подкисленная вода проникает в распределительный цилиндр ②, где поддерживается постоянный уровень при помощи стеклянной трубки ⑧ и крана ⑨. Подкисленная вода переходит затем через стеклянные трубы ③ и фильтруется через зерна породы исследуемой пробы. В нижней части этих трубок установлены фильтры. Профильтрованная вода собирается в колбах Эрленмейера ④. При помощи кранов ⑩ поддерживается постоянная скорость течения воды.

Количество свободной  $\text{CO}_2$  в воде бака ①, определяется путем титрирования в присутствии фенолфталеина и 0,1 нормального раствора  $\text{NaOH}$  (7).

Во время опытов свободное пространство в распределительном цилиндре ②, наполнено  $\text{CO}_2$ , приходящим из бутылки ⑥, через трубку ⑦.

Из распределительного цилиндра,  $\text{CO}_2$  переходит в бак через трубку (8). Таким образом по мере снижения уровня воды в баке (1), остающееся свободное пространство, пополняется  $\text{CO}_2$ .

Применение этого метода позволило нам сохранять в воде бака во время опытов относительно постоянную концентрацию  $\text{CO}_2$ .

Для определения растворимости, исследуемых горных пород, берутся пробы фильтрата, как правило один раз в день, в которых сумма солей взятых в раствор, определяется по количеству ионов  $\text{HCO}_3^-$ , путем титрирования раствором 0,1 п.  $\text{HCl}$  в присутствии метилоранжа.

Во всех опытах применялась мраморная проба игравшая роль эталона для полученных результатов.



**Определение растворимости горных пород.** При этих опытах подвергались растворению образцы пород в измельченном состоянии-частицы 0,5—1,5 мм — в навеске 5 граммов. Содержание свободной  $\text{CO}_2$  в дистилированной воде колебалось в пределах 400—540 мг/л. До опыта пробы горных пород тщательно промывались в потоке дистилированной воды.

Скорость течения подкисленной воды, во время опытов, была постоянной — 6,8 м/сутки, причем для каждой породы проходило около 3,1 л подкисленной воды.

После опыта пробы горных пород сушились и повторно взвешивались. По разности веса определялось растворенное количество горной породы. Относительная скорость растворения горных пород подсчитывалась по сравнению со скоростью растворения мраморной пробы взятой как эталон.

Комплексное исследование горных пород позволило авторам сделать следующие выводы:

1) Известняки и доломиты оолитового строения очень трудно растворяются (относительная скорость растворения доломитов колеблется в пределах 0,6—0,8, а известняков — в пределах 1,1—1,3).

2) Органогенные известняки обладают средней скоростью растворения от 1,02 до 1,35.

3) Микрозернистые, перекристаллизованные известняки обладают относительной скоростью растворения в пределах 1,39—1,52.

4) Самыми легкорастворимыми являются микрозернистые известняки, содержащие песчаниковый материал, как например проба № 2 имеющая скорость растворения 1,65.

5) Вторичные преобразования горных пород имеют влияние на их растворение следующим образом: перекристаллизация, пористость и кавернозность (ноздреватость) повышают скорость растворения, тогда как наличие пигментов, состоящих из окислов железа и доломитизация, уменьшают скорость растворения.

**Исследования в связи с коррозионной деятельностью вод водохранилищ и ее влияние на карбонатные породы.** Для исследования коррозионной деятельности вод водохранилищ, были проведены, опыты при которых использованная вода, имела химический состав близкий к составу речной воды.

Раствор изготавлялся путем растворения соответствующих солей в дистилированной воде. Количество этих солей было подсчитано по содержанию в мг. эквив. ионов речной воды. После добавления всех

необходимых солей раствор хорошо взбалтывали и из него брали пробы для определения содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3'$ .

Установка и методика работы остались принципиально неизменными.

1) Относительная скорость растворения известняков и доломитов пермского возраста в воде раствора возрастает по отношению к скорости растворения тех же проб в подкисленной воде.

2) Относительная скорость растворения неогеновых отложений в воде раствора наоборот уменьшается. Это явление связано с повышенным содержанием гипса в применяемом водном растворе.

**Скорость развития карста.** Для определения скорости развития карста были проведены опыты с образцами горных пород в виде цилиндров и призм. Целью этих опытов было следующее:

1) Определение растворимости горных пород в природных условиях состояниях, в воде содержащей свободное  $\text{CO}_2$  в том же количестве в каком  $\text{CO}_2$  находится в воде водохранилища.

2) Определение степени разрушенности горных пород, т.е. сокращение объема горных пород в процессе растворения в воде насыщенной  $\text{CO}_2$ .

3) Первая серия опытов проводилась с цилиндрическими пробами ( $\varnothing - 7$  см и высотой — 10 см), в которых было пробурено в центре отверстие диаметром в 2 см. Через каждую пробу было пропущено 3 л. подкисленной воды с содержанием 46 мг/л свободного  $\text{CO}_2$  и с постоянной скоростью — 9,3 м/сутки.

Содержание растворенных карбонатов составляло 41—124 мг/л в сутки.

Вторая серия опытов проводилась с призматическими пробами с размерами 1 см  $\times$  1 см  $\times$  2 см.

Перед опытом эти призмы устанавливались под поток дистилированной воды, затем осушивались при 105°Ц и взвешивались. После опыта они были осушены и вновь взвешены.

По разности веса было определено количество растворенной горной породы. Затем было подсчитано сокращение объема по отношению к первоначальному объему — 2 куб. см.

Отношение между потерянным объемом горной породы и объемом потерянным мрамором указало относительную скорость разрушения горной породы. Каждый опыт длился 3 дня, причем, для каждой трубки, израсходовалось около 3,1 л подкисленной воды имеющей 475—530 мг/л свободного  $\text{CO}_2$  в растворе и постоянную скорость — 5 м/сутки.

Результаты этих опытов показывают что несмотря на то что подкисленная вода обладала большим содержанием свободного  $\text{CO}_2$ , средняя



сумма растворенных солей составляет лишь 100 мг/л для проб известняков и 75 мг/л для доломитовых проб. Сокращение объема проб после опыта составляет 1,85—5,47% для доломитов и 3,85—6,31% для известняков.

Это значит что в естественных условиях, когда содержание свободного  $\text{CO}_2$  в подземных водах составляет лишь 15—40 мг/л и не превышает 150 мг/л (6), развитие карстовых явлений обладает очень малой скоростью. Следовательно развитие карстовых полостей в толщах карбонатных пород, как результат их растворения, не оказывает никакой опасности для заложения гидротехнических сооружений.

Для проектирования гидротехнических сооружений в карстовых районах, главной опасностью являются только ранее существующие карстовые полости. Как правило эти полости полны рыхлым материалом от разрушения карбонатных пород, а также материалом отложенным фильтрационными водами.

В связи с этим следует провести детальное исследование условий развития карстовых явлений, их нынешнего состояния и закономерностей распространения карстовых полостей в зоне пред назначенной для заложения плотины.

Эти комплексные исследования позволяют выбрать самые эффективные средства для борьбы против карста, путем возделывания противофильтрационных полос, позволяющих эксплуатировать эти сооружения в нормальных условиях.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА И ЧЕРТЕЖЕЙ

### РИСУНОК

Схема Установки для изучения растворимости карбонатных пород.

### ЧЕРТЕЖИ

#### Чертеж I

Рис. 1. — Кривые изменения содержания растворенных веществ в фильтрате.

Рис. 2. — Кривые изменения количества выносимой породы в зависимости от уменьшения её веса.

Рис. 3. — Изменение во времени веса породы.

#### Чертеж II

Рис. 1—3. Кривые изменения содержания  $\text{HCO}_3^-$  в фильтрате во времени.

Изменение содержания  $\text{HCO}_3^-$  в фильтрованном продукте.

RECHERCHES EXPÉIMENTALES SUR LES ROCHES CARBONATÉES  
EN VUE DE LA PROJECTION DES CONSTRUCTIONS  
HYDROTECHNIQUES

PAR  
L. F. LAZĂR

Les recherches expérimentales de laboratoire, qui constituent l'objet de cet article, ont été effectuées dans le cadre de l'étude géologique technique d'ensemble pour choisir la zone d'emplacement de deux barrages, dont l'un dans les calcaires néogènes et le second dans les calcaires et les dolomies permiens.

*Méthodique des travaux expérimentaux.* Pour l'exécution des travaux expérimentaux nous avons utilisé l'installation de la figure reproduite à la p. 110.

Dans le réservoir ① rempli au préalable d'eau distillée on introduit un courant de  $\text{CO}_2$  produit par l'appareil Kipp ⑤.

Du réservoir, l'eau acidulée pénètre dans le cylindre de distribution ②, où le niveau se maintient constant à l'aide du tuyau de verre ③ et du robinet ⑨. L'eau acidulée passe par les tuyaux de verre ③ et filtre à travers les grains de roche des échantillons étudiés. À la partie inférieure de ces tuyaux ont été fixés des filtres. L'eau filtrée est reçue dans les ballons Erlenmeyer ④. À l'aide des robinets ⑩ on assure la vitesse constante de l'écoulement de l'eau.

La détermination de la quantité de  $\text{CO}_2$  libre contenue dans l'eau du réservoir ① est obtenue par le titrage en présence de la phénolphthaléine et d'une solution 0,1 n de NaOH (7).

Au cours des expériences l'espace libre du cylindre de distribution ② est plein de  $\text{CO}_2$  qui vient du flacon ⑥ par le tuyau ⑪.

Du cylindre de distribution, le  $\text{CO}_2$  passe dans le réservoir ① par le tuyau ⑧. Ainsi, suivant que le volume d'eau du réservoir diminue, l'espace resté libre est complété par le  $\text{CO}_2$ .

Par cette méthode nous avons réussi à maintenir durant les expériences, une concentration relativement constante en  $\text{CO}_2$  dans l'eau du réservoir.

Pour établir le degré de solubilité dans les roches étudiées on prend des échantillons du filtrat, en général une fois par jour, dans lesquels on détermine le total des sels de la solution d'après la quantité des ions de  $\text{HCO}_3$  par un titrage avec une solution 0,1 n de HCl en présence du méthyle-orange.

Dans toutes les expériences on a utilisé un échantillon de marbre, qui a joué le rôle d'échalon des résultats obtenus.

*Déterminations du degré de solubilité des roches.* Dans les expériences on a utilisé une quantité de 5 gr. de roche à grains de 0,5—1,5 mm de diamètre. La



teneur en  $\text{CO}_2$  libre dans l'eau distillée a varié de 400-540 mg/l. Avant l'expérience, les échantillons de roches ont été bien lavés dans un courant d'eau distillée.

Pendant l'expérience la vitesse d'écoulement de l'eau acidulée a été constante, 6,8 m/24 heures, à travers chaque échantillon passant environ 3 litres d'eau acidulée.

Après l'expérience, les échantillons de roches ont été séchés et pesés encore une fois. À l'aide de la différence de pesanteur on a déterminé la quantité de roche dissoute. La vitesse relative de dissolution des roches a été évaluée par comparaison avec la vitesse de dissolution de l'échantillon de marbre pris comme étalon.

De l'étude complexe des roches se détachent les conclusions suivantes:

1. Les calcaires et les dolomies à structure oolithique sont le plus difficilement solubles (la vitesse relative de dissolution des dolomies varie de 0,6 à 0,8, et celle des calcaires de 1,1 à 1,3).

2. Les calcaires organogènes ont une vitesse relative de dissolution moyenne allant de 1,02 à 1,35.

3. Les calcaires microgrenus recristallisés ont une vitesse relative de dissolution variant de 1,39 à 1,52.

4. Les plus solubles sont les calcaires microgrenus à matériel gréseux, par exemple l'échantillon n°. 2, dont la vitesse relative de dissolution est de 1,65.

5. Les transformations ultérieures des roches influencent la dissolution, à savoir: la recristallisation, la porosité et la présence des cavernes augmentent la vitesse de dissolution, tandis que les pigments formés par les oxydes de fer et la dolomitisation la diminue.

*Étude de l'action corrosive de l'eau du lac d'accumulation sur les roches carbonatées.* Afin de connaître l'action corrosive de l'eau du lac d'accumulation sur les roches, on a effectué des expériences dans lesquelles l'eau utilisée avait une composition chimique presque égale à celle des eaux de rivière.

La solution a été préparée par la dissolution des sels dans l'eau distillée. La quantité des sels a été évaluée à l'aide de la teneur en ions (exprimée en mg équiv.) dans l'eau de la rivière. Dans la solution ainsi préparée on a déterminé par titrage la teneur en  $\text{HCO}_3^-$  et en  $\text{CO}_2$ .

L'installation et la méthode de travail ont été, en principe, les mêmes.

À l'aide des résultats obtenus on a tiré les conclusions suivantes:

1. La vitesse relative de dissolution des calcaires et des dolomies permiens dans l'eau de solution augmente par rapport à la vitesse de dissolution des mêmes échantillons dans l'eau acidulée.

2. Par contre, la vitesse relative de dissolution des calcaires néogènes dans l'eau de solution diminue. Ce phénomène est dû à la teneur élevée en gypse dans la solution d'eau utilisée.



*Vitesse du développement du karst.* Pour établir la vitesse de développement des phénomènes karstiques on a effectué des expériences sur les échantillons de roche en forme de cylindre et de prisme. Par ces expériences l'auteur a poursuivi les objectifs suivants:

1. Détermination du degré de solubilité des roches en état naturel dans l'eau qui contient la même quantité de  $\text{CO}_2$  libre que les eaux du lac d'accumulation.

2. Détermination du degré de désintégration des roches, c'est-à-dire la réduction du volume des roches au cours du processus de dissolution dans l'eau saturée en  $\text{CO}_2$ .

3. La première série d'expériences a été effectuée sur des échantillons cylindriques ( $d = 7 \text{ cm}$  et  $h' = 10 \text{ cm}$ ) perforés au centre sur 2 cm de diamètre. Chaque échantillon a été traversé par 3 litres d'eau acidulée ayant 46 mg/1  $\text{CO}_2$  libre et une vitesse constante de 9,3 m/jour.

La teneur des carbonates entraînés par la solution a varié de 41 à 124 mg/1 par jour.

La deuxième série d'expériences a été effectuée sur des échantillons prismatiques de  $1 \text{ cm} \times 1 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$ .

Avant l'expérience on a introduit les prismes dans un courant d'eau distillée; ensuite ils ont été séchés à  $105^\circ\text{C}$  et pesés encore une fois. Après l'expérience les échantillons ont été séchés et pesés de nouveau.

La différence de pesanteur a permis la détermination de la quantité de roche dissoute. On a évalué ensuite la perte de volume de l'échantillon par rapport au volume initial de  $2 \text{ cm}^3$ .

Le rapport entre le volume de roche perdu par l'échantillon et celui perdu par le marbre représente la vitesse relative de désagrégation de la roche. Chaque expérience a duré 3 jours, et à travers chaque tuyau ont passé environ 3 litres d'eau acidulée ayant 475—530 mg/1  $\text{CO}_2$  libre en solution et une vitesse constante de 5 m/jour.

Les résultats de ces expériences démontrent que, malgré la haute teneur en  $\text{CO}_2$  libre dans l'eau acidulée utilisée, la somme moyenne des sels entraînés dans la solution atteint seulement 100 mg/1 pour les échantillons de calcaire et 75 mg/1 pour les échantillons de dolomie. La perte de volume des échantillons après l'expérience varie de 1,85% à 5,47% pour les dolomies et de 3,85% à 6,31% pour les calcaires.

Cela signifie qu'en conditions naturelles, là où la teneur en  $\text{CO}_2$  libre dans les eaux souterraines est seulement de 15—40 mg/1 et ne dépasse point 150 mg/1 (6), le développement des phénomènes karstiques accuse une vitesse très réduite. Par conséquent, le développement des cavernes karstiques dans les massifs des roches carbonatées, comme résultat de la dissolution de ces dernières, ne saurait être un péril pour la stabilité des constructions hydrotechniques.



Pour la projection des constructions hydrotechniques dans les régions karstiques, ce danger principal réside seulement dans les cavernes karstiques pré-existantes. En général, ces cavernes sont colmatées par du matériel friable résulté de la désagrégation des roches carbonatées et du matériel déposé par les eaux d'infiltration.

C'est pourquoi s'impose l'étude détaillée des conditions de développement des phénomènes karstiques, leur état actuel et les lois de distribution des cavernes karstiques dans la zone d'emplacement du barrage.

Cette étude complexe permet de choisir les procédés les plus efficaces pour combattre le karst, par la création de rideaux antifiltrants qui rendent possibles l'exploitation de ces constructions en conditions normales.

## EXPLICATION DE LA FIGURE ET DES PLANCHES

### FIGURE

Schème de l'installation pour l'étude de la solubilité des roches carbonatées.

### PLANCHES

#### Planche I

Fig. 1. — Variation du contenu en  $\text{HCO}_3'$  dans le produit filtré.

Fig. 2. — Variation de la quantité de roche dissoute en fonction de son poids.

Fig. 3. — Variation en temps du poids de la roche.

#### Planche II

Fig. 1—3. — Variation du contenu en  $\text{HCO}_3'$  dans le produit filtré.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE  
ÎN REGIUNEA TROAŞ—PÎRNEŞTI DIN MASIVUL  
DROCEA<sup>1</sup>

DE  
H. SAVU

*Introducere.* Zona din Masivul Drocea cercetată de noi în anul 1955 este situată în jurul satelor Troaş și Pîrneşti, localități care aparțin regiunii Timișoara.

Principalele ape care străbat această parte a Munților Drocea sînt: P. Troașului, cu afluenții săi mai importanți, P. Galșei și P. Tisei, iar mai la W, P. Pîrnești, ape care curg toate spre S și se varsă în Mureș.

Din punct de vedere morfologic, regiunea este alcătuită dintr-o serie de dealuri, mai înalte în partea de N, unde depășesc 700 m și pierd gradat din altitudine cu cît se situează mai la S.

*Istoric.* Dintre autorii anteriori, care s-au ocupat tangențial și de porțiunea cartată de noi în acest an, cităm mai întîi pe L. v. LÓCZY (9), care deosebește aci diabaze și porfire, roce care au aceeași vîrstă, probabil jurasică. Mai tîrziu T. v. SZONTTHAG (15) separă de asemenea diabaze și porfire, ultimele fiind asemănătoare cu granitele de la Săvîrșin, pe care le străbate. El menționează că nu a găsit relații directe între porfire și Cretacicul inferior, reprezentat prin gresia carpatică, astfel că nu poate preciza vîrsta lor. După acest autor, centrul erupțiunilor de porfire s-ar situa în împrejurimile localității Pîrnești.

În anul 1928, S. v. SZENTPÉTERY (14), ocupîndu-se de regiunea Săvîrșin, cartează și partea de S a zonei noastre. Acest autor separă diabaze și spilite, mai vechi decît calcarul jurasic (Dogger), iar în privința porfiritelor și porfirelor, pe care le întîlnește pe V. Gomilelor, admite două ipoteze: fie că ele au început, în timpul Cretacicului inferior, ciclul magnetic ce a dat mai tîrziu, în Cretacicul superior, masa grano-diorit-granitică de la Săvîrșin, fie că aceste roce au venit în faze magmatische deosebite. Ajunge însă la concluzia că această problemă nu

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 29 martie 1957.



se poate rezolva acum, dar trece toate rocele leucocrate și dioritele la banatite, a căror vîrstă ar fi cretacic-superioară. Acest autor prezintă o serie de analize chimice din rocele întîlnite în regiune, cu scopul de a stabili o provincie magmatică ce ar cuprinde rocele din Banat și din Bihor, cu care ocazie constată că « grano-sienit-porfirul » și « micro-dioritul » nu se asemănă întocmai cu rocele din regiunile amintite.

În 1944, M. SOCOLESCU (12) menționează melafire și calcarele jurasice de la Troaș, care stau sub Cretacicul inferior și apar în solzi, iar asupra întregului « geosinclinal al Mureșului » admite unele cute, care s-au format în faza de mișcări chimerice noi. Porfirele cuarțifere din regiune aparțin, după acest autor, tot banatitelor.

În anul 1953, V. PAPIU (11) publică lucrarea sa asupra masivului Drocea, în care separă diabazele și gabbrourile, care au erupt înaintea calcarelor de Stromberg, dar admite că unele dintre diabaze au venit și în timpul Cretacicului inferior. Porfirele din regiune ar apartine banatitelor, dar susține că ele nu străbat niciodată Cretacicul superior. Autorul menționează unele blocuri de roce cu cuarț, prinse în aglomeratele de diabaze. De asemenea, descrie amănuințit formațiunile jurasice și cretacice de pe rama de NW a hărții noastre și stabileste că, în Portlan-dianul superior, regiunea a fost exondată pentru moment.

Mai menționăm că pe harta maghiară la scara 1: 500.000 toate filoanele de porfire sunt considerate mesozoice, dar mai vechi decât banatitele *s. str.*

### Considerații geologice

Din punct de vedere geologic, regiunea cartată de noi se situează în partea centrală a unității geologice cunoscută în literatură sub numele de Munții Drocea, pe al căror amplasament a funcționat în timpul Mesozoicului « geosinclinalul Mureșului ». (10) Ea este alcătuită, în cea mai mare parte, din eruptionsi bazice, străbătute de eruptionsi intermediare, alcaline și acide, care suportă împreună, în partea de NW a hărții, formațiuni jurasice și cretacice, cu care alternează uneori la baza acestora din urmă.

Urmărind o idee încă din anul 1953, am verificat și am putut stabili în anii 1954 și 1955, că eruptionsile ante-cretacice din această regiune aparțin la două serii eruptive distincte, care corespund la două perioade de activitate magmatică mai importante, pe care le vom denumi, în funcție de timpul mișcărilor de orogeneză chimerice noi, seria eruptionsilor ante-chimerice și seria eruptionsilor chimerice noi. De aceea, vom trata formațiunile din această regiune în lumina celor constatate și le vom separa.: *A)* seria eruptionsilor ante-chimerice (ofiolitice) și *B)* seria eruptionsilor chimerice noi și formațiunile sedimentare asociate.



**A) Seria eruptiunilor ante-chimerice (ofiolitice).** Această serie eruptivă este alcătuită mai ales din diabaze și gabbrouri, care reprezintă un magmatism inițial (13) și este pusă în loc la începutul evoluției geosinclinalului. În timpul evoluției acestui magmatism, magma simatică din adâncime se diferențiază slab de la bazic spre acid, astfel că, în timp, se pot distinge trei stadii mai importante. Dar, deoarece aceste probleme vor fi tratate în altă lucrare, ne vom mărgini aici să menționăm pe scurt rocele care aparțin seriei respective din zona cercetată, roce ce se încadrează în grupa ofiolitelor.

Primele eruptiuni, incipiente, care vin pe fundul geosinclinalului, sînt reprezentate prin: diabaze, diabaze porfiritice sau sticloase, separate uneori sub formă de pillow-lava, la care se adaugă diabaze amigdaloide, anamesite, aglomerate, tachilitice și, mai rar, mici siluri de diabaze cu olivină.

Între formele mai sticloase, se separă unele tipuri de roce cu structuri radiare sau arborescente, variolitele, care alcătuiesc o fîșie, ce se întinde de la Vf. Pleșu spre SW, prin V. Galșei, pînă în V. Tisei și se afundă la NW sub formațiunile sedimentare, unde suportă jaspurile supradiabazice<sup>1)</sup>. Mai spre SE, pe V. Gomilelor, apar de asemenea astfel de roce, peste care stau aceleași jaspuri, cu intercalații de tufuri și curgeri de lave din seria eruptivă următoare, toate fiind prinse într-un sinclinal strivit, care înclină spre SE. Aceste roce sticloase aparțin primului stadiu de evoluție al magmei simatice din adâncime.

În stadiile următoare de evoluție ale magmei bazice, sînt puse în loc siluri de diabaze mai grăunțoase, hipabisice, dintre care cele mai tîrzii și mai acide sînt diabaze cu quart, parțial albitezate. Ele alcătuiesc un vast anticlinal cuprins între localitățile Troaș și Pîrnești, care se continuă pe direcție atât la NE, cât și la SW de aceste localități.

O dată cu aceste eruptiuni, sînt puse în loc gabbrouri și diorite cuartifere pegmatoide, care apar pe coasta vestică a vîrfului « Cota 514 ».

Într-o privire generală asupra eruptiunilor acestei serii, constatăm că între rocele efuzive nu se disting coșuri vulcanice; eruptiunile s-au produs sub formă de curgeri submarine întinse și sub formă de siluri, care aveau loc probabil în lungul unor linii orientate pe direcția axială a geosinclinalului și care aveau aproximativ direcția E—W. La produsele efuzive se întîlnesc de obicei structuri ofitice și, mai rar, alte varietăți structurale, grefate însă pe structura ofitică.

**B) Seria eruptiunilor chimerice noi și formațiunile sedimentare asociate.** Un studiu detaliat asupra formațiunilor sedimentare din Masivul Drocea a prezentat, în anul 1953, V. PAPIU (11). În timpul cercetărilor noastre de teren, am observat în « faciesul estic », în care se încadrează regiunea

<sup>1)</sup> Denumire atribuită de V. PAPIU (11).

pe care o prezentăm, o repetare constantă a formațiunilor. Pe un fundament de curgeri și aglomerate de diabaze și porfirite diabazice, se continuă sedimentarea jaspurilor roșii cu Radiolari, care au uneori intercalații de oxizi de mangan, și trec în partea superioară la jaspuri verzui sau cenușii, în care se intercalează tufuri biotitice sau aglomerate de roce acide, alcaline și bazice. În unele porțiuni, jaspurile stau peste aglomerate și curgeri de mafafe, care străbat seria erupțiunilor ante-chimerice.

Jaspurile sunt răspândite pe rama de SE a formațiunilor sedimentare, sau apar de sub acestea în axele unor anticlinale, în timp ce în zona erupțiunilor seriei anterioare ele nu se mai găsesc decât în axele unor sinclinale, strâns cutate și sănt asociate cu aceleași erupțiuni chimerice noi.

Pe rama de SE a formațiunilor sedimentare, deasupra sau alternând cu jaspurile, apar din loc în loc calcare roșcate sau cenușii, calcare cu elemente eruptive, calcare oolitice și numai în anumite puncte și calcare recifale, uneori silicificate. În aceste roce se observă uneori resturi de fosile puternic diagenizate, care reprezintă Corali, Lamellibranchiate, Gasteropode, etc.

Remarcăm că recifii calcaroși, unde apar, se asociază cu erupțiuni bazice sau alcaline, care alcătuiesc strato-vulcani. Calcarele recifale se găsesc uneori acoperite de curgeri de lave și aglomerate vulcanice, de unde rezultă că vulcanii pe care se instalau recifii își reluaau din cînd în cînd activitatea.

Vîrsta portlandiană a calcarelor a fost stabilită de L. v. LÓCZY (9), M. SOCOLESCU (12) și apoi V. PAPIU (11), prin asemănare cu alte calcare din regiune, unde au putut determina o faună caracteristică. Jaspurile roșii din baza recifilor calcaroși pot să reprezinte etajele inferioare Portlandianului, deoarece pe Vf. Cîrligatului și pe P. Șindrilarul Mic se asociază cu ele calcare roșcate sau cenușii, compacte, care în munții Trăscăului, sănt considerate ca fiind oxfordiene sau kimmeridgiene (5, 7). Partea superioară a recifilor se pare că aparține mai mult Cretacicului inferior, deoarece calcarele și produsele vulcanice alternează cu marnele acestuia.

Asociate cu formațiunile amintite mai sus, apar de obicei unul sau mai multe orizonturi de roce cu aspect conglomeratic, alcătuite din blocuri mari de calcare jurasică cu elemente eruptive, jaspuri, blocuri de porfirite și spilite, oligofire, ortofire și, uneori, sticle vulcanice verzi. De cele mai multe ori, cimentul acestei formațiuni este alcătuit din tufuri biotitice sau aglomerate fine de porfirite și de spilite. Această formațiune credem că reprezintă produsele exploziilor vulcanilor sincroni, care-și reluaau activitatea și aruncau în mare lavă, blocuri de roce eruptive din coșul vulcanic și parte din masa recifilor formați între timp pe conurile vulcanice, rezultând astfel rocele pe care noi le vom denumi « aglomerate poligene ». Interpretarea pe care o dăm este susținută mai ales de faptul că aglomeratele poligene apar la nivele diferite, au dimensiuni variate din punct



de vedere al granulației și al extinderii lor și se găsesc atât între formațiunile jurasice, cât și în baza celor cretacice, care vin peste ele, dar totdeauna stau în apropierea stratovulcanilor, unde sunt mai larg dezvoltate. Niciodată ele nu remaniază elemente străine, cum ar fi, de exemplu, blocuri de diabaze, de cuarț, sau de sisturi cristaline.

O altă observație importantă pe care o facem este și aceea că, în timp ce în unele dintre aglomeratele poligene se întâlnesc ca elemente eruptive spilitele, (V. Pietroasă), în cele de la obârșia Văii Cobîrlcagelor găsim oligofire și ortofire, iar în aglomeratele situate la izvoarele pîraielor Omagului, Crăciun și Carpenului apar porfirite, porfire și porfire cuartifere.

Așadar, aglomeratele poligene conțin elementele eruptive specifice pe care le aruncau în mare vulcanii din apropiere, în timpul cînd se depuneau.

Calcarele cu elemente eruptive din apropierea strato-vulcanilor, sau din zonele mai îndepărtate (V. Luncșorului), conțin și elemente specifice pentru orizonturi diferite. Pe V. Luncșorului, în zona cu depunerile de oxizi de mangan, se intercalează în jaspuri calcare cu elemente de porfire cuartifere, ca: fragmente de rocă cu fenocristale de cuarț corodate, cristale de plagioclazi acizi sparte, ortoză și biotit. Pe P. Omagului se găsesc calcare cu elemente de ortofire, în care se văd cristale de ortoză, titanit, biotit și oligoclaz. Calcarele de pe V. Pietroasă conțin fragmente de spilite și de oligofire.

Datele noastre sunt principal în concordanță cu ideile cercetătorilor anteriori, L. v. LÓCZY și V. PAPIU, dar diferă în ceea ce privește detaliile; primul autor consideră calcarele cu elemente eruptive « tufuri în sens geologic », iar în legătură cu « conglomeratele cu ciment tufogen », ambii autori admiteau existența unor erupțiuni de diabaze sincrone.

O idee mai exactă asupra activității vulcanice vechi din această regiune poate să o dea strato-vulcanul situat la izvoarele Pîrîului Cobîrlcage, pe V. Tisei, deschis printr-o carieră din care s-au scos calcare recifale. Strato-vulcanul este înconjurat de depozite cretacic-inferioare. Pe vîrful lui repauzează aglomerate poligene, alcătuite din blocuri de calcare recifale, felsite, ortofire, oligofire și sticle vulcanice, peste care zace o mare placă de calcar recifal, îngropată în aglomerate poligene. Peste aceasta vin tufuri și curgeri de oligofire, care se intercalează lateral, între primele depozite cretacic-inferioare.

În regiunea cercetată de noi apar mai mulți strato-vulcani, pe care-i vom descrie în cele ce urmează.

În jurul vîrfului « La Poieni », și mai ales în partea de E a acestuia, apar jaspuri roșii, care stau peste diabazele seriei anterioare și conțin intercalării de calcare jurasice și curgeri de oligofire, iar pe vîrf suportă calcare jurasice recifale.

Mai la W se situează vîrful « Piatra Albă », înconjurat de asemenea de depozite cretacice. Pe coasta de SE a acestuia apar alternanțe de jaspuri roșii și calcare jurasică, care, pe vîrf, sunt de asemenea recifale.



La S de acești strato-vulcani, pe V. Galașa, P. Moldovescul Mare și P. Moldovescul Mic, se întâlnesc curgeri și aglomerate de spilite, tufuri și aglomerate biotitice, intercalate între jaspuri roșii sau între jaspuri cenușii și calcare. Oligofirele și spilitele se prezintă aci sub formă de curgeri situate în baza Cretacicului inferior și reprezintă probabil produsele vulcanice ale strato-vulcanilor de mai sus.

Vf. Cîrligatului, acoperit de depozite cretacice, reprezintă de asemenea un strato-vulcan. Pe coasta de E a acestuia în P. Șindrilarul Mic și P. Șindrilarul Mare, cum și pe V. Pietroasa, apar de asemenea curgeri de spilite, separate și ele sub forma de pillow-lava, limburgite, curgeri și aglomerate de oligofire, la un loc cu ortofire și blocuri de calcare jurasice, care sunt intercalate între jaspuri sau între bancuri de calcare cu elemente tufogene. Aceleași aglomerate poligene apar și la S de acest vîrf, la izvoarele Pîrului Cobîrloage, cum am arătat mai sus.

La SW, pe V. Tisa, apar trei nivele de aglomerate și tufuri de porfire, ortofire și oligofire, intercalate între jaspuri roșii cu oxizi de mangan. Puțin mai sus, pe vale, între jaspurile cenușii de deasupra acestora, se văd nivele foarte subțiri de tufuri biotitice, cimentate cu material jaspoid, în care apar și Radiolari.

Vîrfurile cuprinse între izvoarele Pîrului Crăciun, Pîrului Omagului și Pîrului Carpenului, affluent al Văii Luncșorului (Pîrnești), reprezintă de asemenea părți dintr-un strato-vulcan mai mare, ale cărui curgeri de lave și piroclastite de porfire cuartifere, porfire, ortofire, oligofire, felsite și spilite, se asociază cu jaspuri roșii și cenușii, cum și cu calcare jurasice. Unele produse piroclastice sau efuzive acide sunt intercalate și în primele orizonturi marnoase-calcaroase ale Cretacicului inferior, de sub care ies în axele unor cute anticlinale.

<sup>i</sup> La SE de localitatea Troaș, pe V. Gomilelor, la 1,5 km de la intrarea văii, apare în malul drept al acestuia un coș vulcanic, format în cea mai mare parte din oligofire, menționate și de SZENTPÉTERY (14). La S, pe malul stîng al văii, se desenează un sinclinal strivit, care stă înclinat spre SE și este prins între aglomerate și curgeri de diabaze. Acesta are în ax jaspuri roșii și cenușii, cu intercalări de tufuri cu biotit, care alternează cu curgeri de spilite, oligofire, porfirite trahiandezitice și tholeite.

Pe o linie NE—SW care începe de la localitatea Vărădia și merge pînă la localitatea Troaș, seria ofiolitică este străbătută de un roi de filoane și dyke-uri de roce, care sunt corespondentele hipabisice ale varietăților petrografice acide și alcaline de mai sus.

Regiunea de la W și SW de harta noastră este străbătută de asemenea de filonașe de melafire, care trec și prin gabbrourile și formele mai acide, dioritele cuartifere, din prima serie de eruptionsi.

Astfel de eruptionsi au avut loc și în partea de E a Masivului Drocea. Astfel, aparate vulcanice, filoane și dyke-uri asemănătoate celor de la Troaș și Pîrnești,



am întâlnit la N de Toc, la Ilteu, în jurul localităților Pietriș, Roșia Nouă, Almășel și Almaș-Săliște, zone cartate de noi în anii 1951–1954. Și aici, ele străbat ofiolitele și se intercalează între jaspuri sau între depozitele sedimentare jurasic-superioare, sau cretacic-inferioare.

În zonele mai îndepărtate, cuprinse între strato-vulcanii descriși în regiunea Troaș – Pîrnești, lipsesc atât curgerile de lave și aglomeratele poligene grosiere, cât și calcarele recifale. În aceste porțiuni apar jaspuri roșii cu oxizi de mangan și sisturi argiloase roșii, care au slabe intercalații de calcare roșcate și nivele subțiri de aglomerate de roce bazice, alcaline și acide, tufuri biotitice și curgeri de lave spilitice, aşa cum se întâlnesc pe V. Pietroasa, V. Tisa și V. Luncșorului.

În partea superioară, jaspurile roșii trec la jaspuri cenușii-negricioase, cu intercalații de calcare cenușii și calcare cu elemente eruptive, apoi la marne silicioase, în care se intercalează calcare și calcare marnoase.

Odată cu marnele silicioase, care au uneori slabe intercalații de calcare detritogene, în care se remarcă elemente remaniate din rocele preexistente, se trece la formațiunile Cretacicului inferior, Valanginian-Hauterivian, în faciesul stratelor de Sinaia, alcătuit din bancuri de calcare gresoase cu elemente eruptive remaniate, marne cenușii sau verzui, calcare cenușii și, mai rar, conglomerate poligene, cu elemente remaniate din formațiuni anterioare, toate fiind străbătute de diaclaze umplute cu calcit.

Aceste formațiuni acoperă strato-vulcanii formați la sfîrșitul Portlandianului și începutul Cretacicului inferior. Relieful vulcanic a făcut ca să găsim la același nivel depozite de vîrstă diferită, care încurcă mult separarea formațiunilor, acestea fiind complicate apoi și de mișcările orogenice ulterioare.

După cum arată și elementele vulcanice care se întâlnesc între depozitele cretacice, activitatea vulcanică se continuă și în prima parte a Cretacicului inferior. De aceea, între izvoarele Văii Luncșorului, Pîrfului Omagului și Pîrfului lui Crăciun, strato-vulcanul descris mai sus aduce la suprafață noi lave și piroclastite de porfire și porfire cuartifere. Curgerile de lave și tufurile mai noi ale acestui vulcan alternează cu primele bancuri de depozite cretacic-inferioare sau le remaniază, respectiv le ia ca enclave, aşa cum se poate vedea pe P. Carpenului sau P. Plotunului.

Un fapt important trebuie să remarcăm aci și anume că în partea superioară a acestui strato-vulcan nu se mai formează recifi coraligeni; aceștia rămân doar în baza conului vulcanic. Noua situație arată că în timpul Cretacicului inferior, fundul mării era aici la o adâncime mai mare, iar ultimii vulcani, care aduceau acum lave acide, nu mai ajungeau în apropierea suprafeței apei, unde ar fi putut viațui Coralii.

Ipoteza aceasta este confirmată de altfel și de faciesul de Fliș al depozitelor cretacic-inferioare.



Pentru a întregi tabloul formațiunilor sedimentare din regiune, menționăm aci bazinul sedimentar neogen situat în jurul localității Pîrnești, între depozitele căruia apar intercalații cărbunoase și tufuri, cum și petecele de pietrișuri de terasă, care se întâlnesc la E de această localitate.

### Evoluția geologică a regiunii

Activitatea vulcanică ce a dat naștere seriei eruptive ofiolitice, începe să se manifesteze de la începutul formării geosinclinalului, moment a cărui vîrstă nu se poate preciza, din lipsa sedimentelor mai vechi decât cele ale Jurasicului superior. Totuși, putem spune că această activitate magmatică ar fi început la sfîrșitul Triasicului și a durat pînă la începutul Jurasicului superior. Spre sfîrșitul acestei perioade de timp, încep să se sedimenteze, deasupra erupțiunilor bazice, jaspurile supradiabazice, care continuă să se depună, în funcție de mediul marin, pînă la începutul Cretacicului inferior.

În prima parte a Jurasicului superior se fac simțite probabil și primele mișcări ale fazei de orogeneză chimerice noi, care influențează starea generală a geosinclinalului și determină începutul activității magmatische sincrone. Deoarece zona axială a geosinclinalului este cutată și prinde în axele sinclinalelor formate jaspuri și produse vulcanice jurasic-superioare — cretacic-inferioare, iar depozitele de Fliș lipsesc, trebuie să deducem că, sub influența mișcărilor chimerice noi, care ar forma o fază pregătită a orogenezei meso-cretacice, axul geosinclinalului se ridică lent în această regiune, formîndu-se unele cufe, aşa cum sunt menționate și în partea de E, în Munții Metaliferi (5). Datorită acestei mișcări, aria geosinclinalului se separă în două bazine, unul la S și altul la N, în zona pe care o prezentăm, bazine în care se sedimentează depozitele de Fliș ale Cretacicului inferior. Acestea din urmă încep apoi să se scufunde treptat, aşa cum remarcă și V. PAPIU (11). În funcție de aceste condiții, în unele porțiuni Cretacicul inferior este transgresiv, în altele se găsește în continuitate de sedimentare cu Jurasicul superior, iar în altele lipsește.

În acest timp se manifestă activitatea vulcanică ce a dat seria de erupțiuni chimerice noi, ai cărei strato-vulcani se intercalează în depozitele sincrone. Vîrfurile conurilor vulcanice ajungeau treptat în zona din apropierea suprafeței apei — 0—40 m, unde în perioade de liniște vulcanică, se instalau recifi, după care se relua activitatea vulcanică, ce distrugea recifii și parte din conul vulcanic, fenomenul continuându-se alternativ pînă în prima parte a Cretacicului inferior, cînd marea devine din ce în ce mai adîncă.

Produsele de explozie ale acestor vulcani dădeau aglomeratele poligene cu ciment tufogen și curgerile de lave; aglomeratele și tufurile se depuneau sub



formă de strate, cînd erupeau sub apă, sau haotic, atunci cînd eruptiă avea loc subaerian.

Unii vulcani apăreau probabil chiar sub formă de insule vulcanice, pe marginile cărora se dezvoltau recifii coraligeni.

Studiul activității vulcanice arată un magmatism recurrent în această regiune și este probabil cauza pentru care D. IACOB (5) admitea la E de Zam, unde predomină melafirele și porfiritele, că porfirele au venit înaintea « diabazelor cu textură fluidală ».

Din punct de vedere cronologic, seria de eruptiuni chimerice noi se poate separa în două complexe distincte:

*a)* un complex melafir-porfiritic, ale cărui vulcanite reprezentate prin melafire, porfirite cu augit, porfirite cu hornblendă și porfirite cu biotit, se situează în baza calcarelor de Stramberg de la Almaș-Săliște;

*b)* un complex de eruptiuni mixte, în care participă tholeite, limburgite, porfirite, spilite, oligofire, porfirite trahianezitice, ortofire, porfire și porfire cuartifere, cum și unele corespondente hipabisice ale acestora, a cărui punere în loc s-ar situa în baza Cretacicului inferior.

După sedimentarea Cretacicului inferior se manifestă faza de orogenează austrică și mai tîrziu cea laramică, mișcări care afectează întreg geosinclinalul și clădesc tectonica principală a acestuia. Datorită acestor mișcări, produsele eruptiunilor chimerice noi sunt cutate odată cu depozitele sedimentare sincrone.

### Considerațiuni petrografice

Tinînd seama de caracterele petrografice ale vulcanitelor din seria de eruptiuni chimerice noi, precum și de succesiunea acestora, le vom împărți în felul următor: 1, grupa rocelor bazice și intermediare; 2, grupa spilitelor și a rocelor alcaline; 3, grupa rocelor acide.

1. *Grupa rocelor bazice și intermediare* este alcătuitoră din melafire, tholeite, limburgite, porfirite bazaltice cu olivină, porfirite cu augit, porfirite cu hornblendă și porfirite cu biotit.

*Melafirele* sunt roce de culoare neagră, de tipul bazaltelor și au structură porfirică, iar textura lor este masivă, uneori fluidală. Ele sunt alcătuite din sticlă aproape opacă, impregnată cu oxizi de fier, în care apar microcristale de plagioclazi sau de augit. Fenocristalele sunt reprezentate printr-un labrador cu 58% An, foarte rar zonat, și augit. Unele roce prezintă amigdale umplute cu zeoliți, clorit, calcit și silice radiară.

*Tholeitul*, un alt tip de rocă din această grupă, este un melafir intersertal, care conține puțină stică și este alcătuit din fenocristale de plagioclaz, olivină și augit. Plagioclazii sănt maclați după legea albitului sau Albit-Karlsbad și au compoziția de labrador cu 51% An. Olivina se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, transformate de obicei în bowlingit, iar augitul este slab violaceu și, mai rar, idiomorf. Alături de aceste minerale, se observă uneori plaje de oxizi de fier.

*Limburgitele* sănt roce de culoare verde închis, a căror structură este profică-intersertală, structură dată de fenocristalele de olivină și de augit, care stau prinse într-o masă pîsloasă de cristale alungite de augit titanifer, orientate diferit, între care apare și stică impregnată cu granule opace de oxizi. Cele mai multe fenocristale sănt reprezentate printr-o olivină parțial serpentinizată sau înlocuită cu clorit, talc, oxizi de fier și calcit. Fenocristalele de augit sănt mai rar alungite și se prezintă de obicei scurte și idiomorfe.

*Porfiritele bazaltice cu olivină* sănt roce afanitice, de culoare neagră și au structură porfirică. În pasta lor, alcătuită din stică, microlite de plagioclaz, augit și granule de oxid de fier opace, apar fenocristale de plagioclazi, augit și olivină. Plagioclazul are compoziția de labrador cu 60% An, iar augitul este slab zonat, titanifer și formează uneori grupări de cristale. Fenocristalele de olivină sănt idiomorfe și pe fisurile care le străbat se formează de regulă idingsit și serpentină. Unele porfirite bazaltice de la Almaș-Săliște, care vin mai tîrziu, se asemănă cu acestea din punct de vedere structural, dar lipsesc din ele fenocristalele de olivină.

*Porfiritele cu augit* sănt varietăți de roce andezitice, mai ales filoniene, care au o culoare cenușie, uneori mai negricioasă, și structură porfirică. Ele sănt alcătuite dintr-o pastă înțesată cu microlite de plagioclaz, microlite de augit și magnetit, în care plutesc fenocristale de augit și de plagioclaz. Plagioclazul are compoziția de andezin-labrador, cu 50% An și trece spre margine la o zonă cu 39% An. Fenocristalele de augit sănt slab titanifere, zonate și parțial transformate în clinoclor și calcit.

*Porfiritele cu hornblendă* au o culoare cenușie deschisă și în pasta lor se văd fenocristale orientate de hornblendă brun-verzuie. Roca are textură fluidală și este alcătuită din pastă cu reziduu vitros, microlite de plagioclaz și granule de oxizi de fier în care plutesc fenocristale de hornblendă și de andezin, cu 33% An.



*Porfiritele cu biotit*, o altă varietate andezitică, au de asemenea o textură fluidală. În pasta sticloasă, de culoare cenușie, apar fenocristale de plagioclaz zonat și de biotit. Compoziția plagioclazului variază între 36 și 27% An. Biotitul este idiomorf și include mici cristale de apatit sau de oxizi de fier. Pasta sticloasă, fluidală, conține microcristale de plagioclaz, apatit și magnetit.

Tot aici adăugăm și felsitele, roce de culoare albă sau cenușie, care sunt alcătuite dintr-o pastă criptocristalină sau sticloasă, în care se observă, rar, un fenocristal de oligoclaz, sau o foită de biotit.

2. *Grupa spilitelor și a rocelor alcaline*. Includem aici atât spilitele, al căror plagioclaz este albitizat, cât și rocele în a căror compoziție participă minerale potasice. Adoptând această grupare convențională, în ea ar fi cuprinse spilite, albitofire, oligofire, porfirite trahiandezitice, ortofire și porfire granosienitice.

*Spilitele* sunt roce de culoare cenușie-verzuie, uneori negricioasă, care au structura porfirică și textura masivă sau fluidală. Fenocristalele sunt reprezentate printr-un plagioclaz idiomorf, maclat, care are compoziția de albit-oligoclaz cu 7–12% An, și de augit, de asemenea idiomorf. Acesta din urmă este de multe ori pleocroic, în culori verzui. Pasta roci este alcătuită din puțină sticlă, impregnată uneori cu multe granule de oxizi de fier, devitrificată sau cloritizată. În pastă se văd microcristale de albit sau de augit. Ca și la melafire, se observă în spilite mandule umplute cu zeoliți, clorit, cuarț sau calcit, care fac ca o analiză chimică să nu reprezinte întocmai chimismul rocei respective.

*Oligofirele* sunt roce de culoare cenușie sau verzuie, a căror structură este porfirică, iar textura destul de variată; la cele mai multe, aceasta are un caracter trahitic sau fluidal, în timp ce la altele ea este apropiat doleritică sau bostonitică. Astfel de roce au fost descrise de SZENTPETÉRY (14) ca oligoclaz-porfirite. Între fenocristale apar cele de plagioclaz și, mai rar, de augit. Plagioclazul este maclat și are compoziția de oligoclaz cu 15% An, dar trece uneori la un albit cu 10% An și tinde astfel să reprezinte *albitofirele*, roce ce pot să intre și în categoria spilitelor. La altele însă, apare între fenocristale ortoza și, în acest caz, rocele respective fac tranziția spre porfiritele trahiandezitice. Pasta oligofirelor nu conține decât foarte rar sticlă; de obicei, ea este alcătuită din microcristale de albit, albit-oligoclaz, orientate sau nu. Afără de plagioclaz, care constituie masa principală a pastei, mai apar foite de clorit și granule de epidot, sau cuarț secundar. În unele cazuri, apar în pastă amigdale umplute cu cuarț sau cu zeoliți și clorit. La cîteva tipuri de oligofire, pasta este alcătuită de asemenea din microcristale de oligoclaz, foarte fine și alungite, dar sunt aşezate în mănușchiuri, iar ca feno-

cristale nu apar decât cele de augit verzui, alungite după axul C, asemănătoare acelora din limburgite.

*Porfiritele trahiandezitice* sănt roce de culoare cenușie sau neagră, în care se văd, cu ochiul liber, fenocristale de ortoză. Acest mineral are o structură micro-pertitică. Alături de ortoză apar și fenocristale de oligoclaz cu 15—25% An, augit verzui și foarte rar o hornblendă brună, parțial resorbită. Pasta orientată, de multe ori fluidală, conține puțină sticlă și este alcătuită de obicei din microcristale de oligoclaz, cristale de apatit, zircon și granule de oxid de fier.

*Ortofirele*, care fac parte din aceeași grupă, sănt roce de culoare rozie sau cenușie, în a căror pastă fină apar fenocristale de ortoză, biotit și mai rar de plagioclazi. Ortoza are o structură micropertitică, iar plagioclazul este un albítoligoclaz cu 10% An. Biotitul se prezintă în foile, care trec uneori la clorit și includ epidot. Pasta este criptocristalină și apar în ea cristale de apatit, zircon și mult titanit.

*Porfirele granosienitice*, descrise de SZENTPETÉRY (14) ca grano-sienit-porfir, reprezintă formele hipabisice ale acestui tip de rocă. Ele diferă de ortofire numai prin faptul că au o pastă holocrystalină, alcătuită din cristale panallotrimorfe de feldspați, care inglobează fenocristale de ortoză, de plagioclazi și de biotit.

În unele varietăți apare în locul biotitului un augit verzui, rocele tinzind în acest caz spre porfire monzonitice (V. Brumii) și fac legătura cu tranhiandzitele menționate mai sus.

Uneori se observă în pasta porfirelor alcaline mici cuiburi de cuarț secundar, care influențează defavorabil analiza chimică.

3. *Grupa rocelor acide*. Încadrăm aici porfirele, porfirele cuarțifere și corespondentele lor hipabisice: porfirele grandioritice și porfirele granitice.

*Porfirele și porfiritele cuarțifere* au o culoare rozie sau alb-rozie și structură porfircă, iar textura lor este fluidală. Pasta este alcătuită din sticlă de culoare roșcată, sau se prezintă criptocristalină și include fenocristale de plagioclazi și, mai rar, de cuarț, ortoză, biotit, uneori și de hornblendă verzuie, sau de augit verzui. Unele dintre aceste roce conțin o cantitate foarte mică de fenocristale de cuarț și datorită acestui fapt, ele s-ar situa într-o poziție apropiată de ortofirele de mai sus. La formele sticioase apar în rocă spații umplute cu cuarț secundar, cuarțină fibroasă, sau zeoliți radiari.

*Porfirele granodioritice*, corespondetele filoniene, hipabisice, ale porfirelor, au o pastă holocrystalină formată din cristale fine de ortoză, plagioclazi și cuart.



*Profirele cuartifere* au de asemenea o culoare roșcată sau alb-rozie. Ele au o structură porfirică și textură masivă. În unele cazuri apar în rocă forme amigdaioide, umplute cu cuarț secundar. În pasta acestor roce apar fenocristale mai mari de cuarț, corodate de magmă și fenocristale de ortoză sau de plagioclazi. Ortoza este de obicei pertitică, dar în unele aglomerate ea prezintă caracterele sanidinului și este maclată după legile de Karlsbad sau de Bavenno. Mai rar, apare în porfirele cuartifere și biotitul.

Pasta roci este criptocristalină și, în unele cazuri, granofirică, uneori micropegmatitică sau sferulitică. În ultimul caz, aceste roce au caracter de aplite.

*Porfirele granitice* au pasta holocrystalină, iar compoziția generală a roci rămîne aceeași, ele reprezentând formele hipabisice ale porfirelor cuartifere.

### Considerațiuni chimice

În tabloul 1 dăm cîteva analize chimice ale unor roce din regiune:

TABLOUL 1

Roce Oxizi	1	2	3	4
	Diabaz V. Saturanilor	Spilit V. Pietroasa	Trahiandezit V. Gomilelor	Granosienitporfir D. Dosul Mare
SiO <sub>2</sub>	47,70	44,87	55,6	62,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	14,57	15,86	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,10	4,5	3,32	2,03
FeO	4,30	3,2	4,62	1,92
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,2	1,0	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,04	0,013	0,27
MnO	0,45	0,26	0,185	0,08
CaO	12,30	11,9	4,2	1,75
MgO	2,28	4,7	4,3	1,08
S	0,07	urme	urme	0,11
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,32	4,4	4,77
K <sub>2</sub> O	0,36	0,46	2,3	6,24
H <sub>2</sub> O – 105°	1,21	0,77	0,5	1,00
H <sub>2</sub> O + 105°		2,25	2,2	0,20
CO <sub>2</sub>	0,63	7,5	0,67	—

Analiza nr. 1 este dată după V. PAPIU (11) și reprezintă un diabaz din prima serie de erupțiuni.

Analizele nr. 2 și 3 au fost executate recent de chimist E. VOLANSCHI (1957).

Analiza nr. 4 este dată după S. V. SZENTPÉTERY (14) și reprezintă un porfir granosientic.



Analiza nr. 2 conține o cantitate mare de oxid de calciu, care, în cea mai mare parte, este dat de calcitul ce umple amigdalele din rocă și corespunde unui conținut de asemenea ridicat în  $\text{CO}_2$ . De aceea, ea nu poate fi folosită în proiecțiile pe diferite diagrame. Cu toate acestea, se observă că  $\text{Na}_2\text{O}$  este mai ridicat decât în diabaz.

În general, se observă o creștere a alcaliilor în seria de roce pe care o prezentăm aici, față de diabaze.

În tabloul 2 prezentăm valorile parametrilor Niggli ai acestor roce.

TABLOUL 2

Nr.	<i>qx</i>	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fn</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fn</i>	Tipul de magmă
1	-4	124	23	37	33	7	.06	.22	.89	gabbro-dioritică
2	+4	144	22	34	34	10	.07	.53	1	?
3	-1	167	28	39	13	17	.25	.50	.33	dioritică spre yogoit-mon-zonitică ±
4	+6	238	39,5	20,5	7	33	.46	.30	.34	grano-sienitică

Valorile parametrilor roci din seria de erupțiuni mai vechi (analiza nr. 1) arată că ea se încadrează într-o magmă gabbrodioritică, ce aparține grupului de magme gabroice ale unei provincii calco-alcaline.

Celelalte trei analize (nr. 2, 3, 4) reprezintă roce din seria de erupțiuni chimerice noi și anume: complexul din baza Cretacicului inferior. Pentru analiza nr. 2, un spilit, nu avem posibilitatea de a stabili tipul de magmă respectiv, deoarece în rocă există o cantitate prea mare de carbonat de calciu, clorit, zeolit și cuart secundar, sub formă de mandule, care au influențat analiza chimică. Menționăm doar că valoarea *alk* este mai mare decât la diabazul din seria ofiolitică și se datorizează în special cantității de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Trahiandezitul se proiectează pe diagrama *k* — *mg* în cîmpul magmelor alcali-calcice și anume în jurul unei magme dioritice, dar după unele caracteristice se apropie de magmele yogoit-monzonitice, în special de un trahiandezit din Highwood Mts, dar este mai bogat în  $\text{Na}_2\text{O}$  decât acesta, roca fiind albitizată.

Porfirul granosienitic se înserează bine într-o magmă granosienitică din seria alcali-potasică și se apropie foarte mult de un pulaschit de la Lokobé — Madagascar (3).

Cu toate că cele două roce se înscriu în două serii de magme, remarcăm valoările *c/fm* = 0,33 și 0,34, care apropie foarte mult cele două tipuri petrografice.

SZENTPÉTERY, analizând porfirul granosienitic, constată că între rocele din Banat (banatite) și cele din Bihor nu se găsesc termeni asemănători. El avea



## **EXPLICATIA PLANSEI**



Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Porfir cuartifer. Aglomerate de porfire în baza Cretacicului inferior, pe P. Carpenului. Nicoli +.  $\times 25$ .

Fig. 2. — Oligofir. Curgere de lavă în baza Cretacicului inferior pe V. Pietroasă. Nicoli +.  $\times 40$ .

Fig. 3. — Spillit. Curgere de lavă între jaspurile roșii de pe P. Ghebosului. Nicoli +.  $\times 25$ .

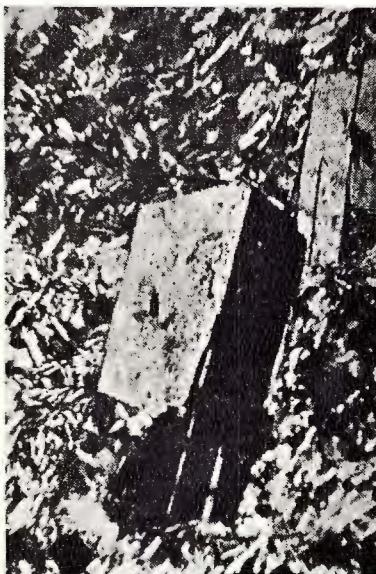
Fig. 4. — Limburgit. Curgere de lavă între jaspurile cenușii de pe Vf. Cîrligatului. Nicoli +.  $\times 75$ .



H. SAVU. Geologia regiunii Troaș — Pîrnești



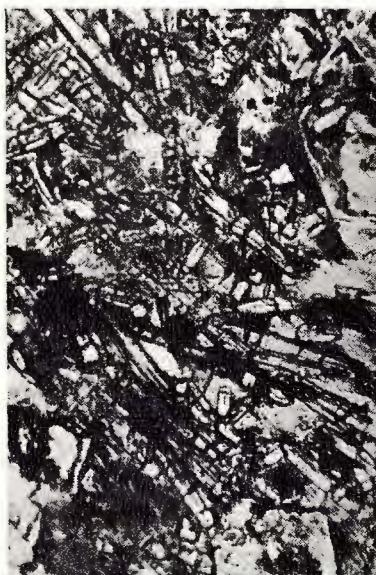
1



2



3



4

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIV.



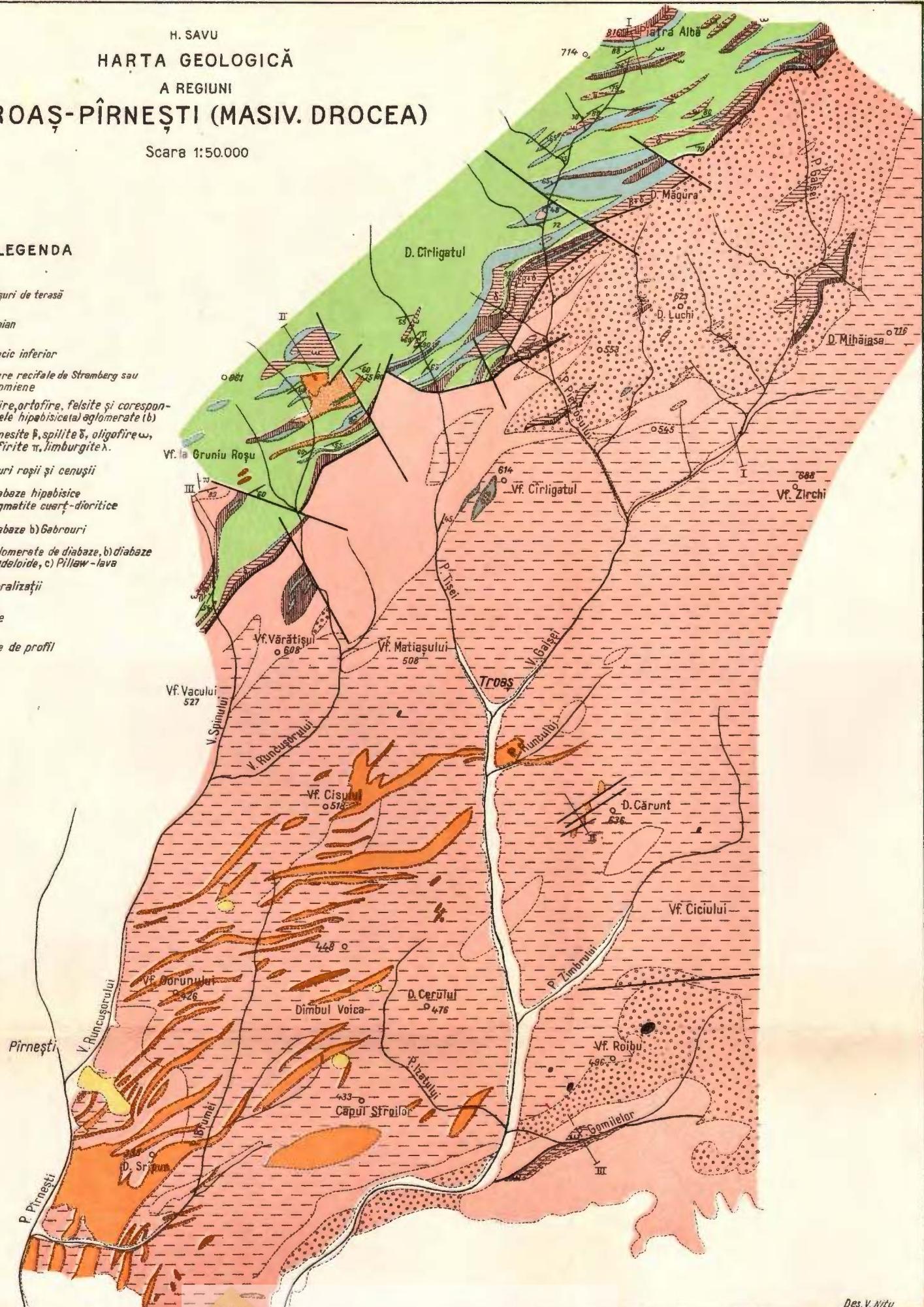
Institutul Geologic al României

H. SAVU  
**HARTA GEOLOGICĂ**  
 A REGIUNII  
**TROAȘ-PÎRNEȘTI (MASIV. DROCEA)**

Scara 1:50.000

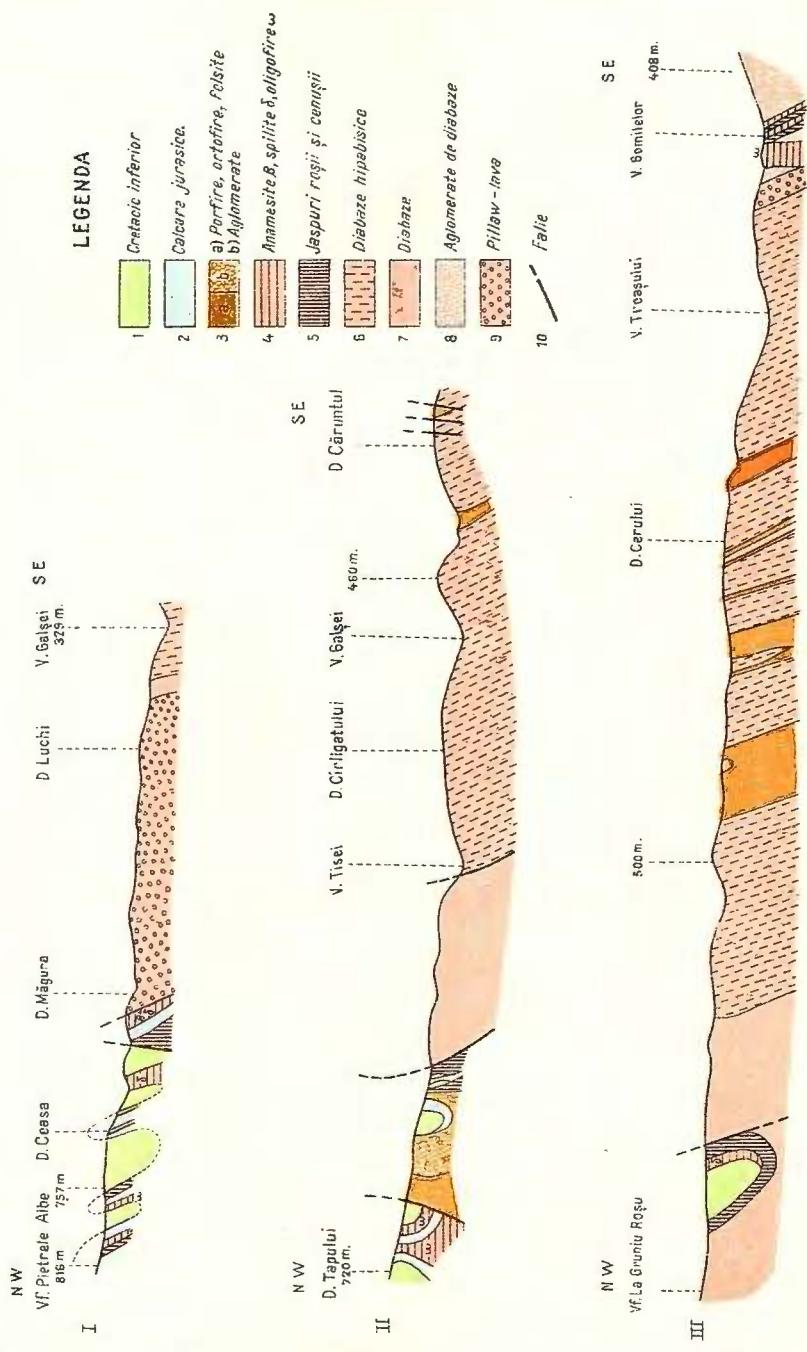
**LEGENDA**

- 1 Pietrișuri de terasă
- 2 Panonian
- 3 Cretacic inferior
- 4 Calcare recifale de Stromberg sau neocomiene
- 5 a Porfire, ortofire, felsite și corespondentele hipabisicale/aglomerate (b)
- 6 Anamesite  $\beta$ , spilite  $\delta$ , oligofire  $\omega$ , porfirite  $\pi$ , limburgite  $\lambda$ .
- 7 Jaspuri roșii și cenușii
- 8 a Diabaze hipabisice  
b) Pegmatite cuarț-dioritice
- 9 a) Diabaze b) Gabrouri
- 10 a) Aglomerate de diabaze, b) diabaze amigdaloide, c) Pillow-lava
- 11 Mineralizații
- 12 Fălie
- 13 Linie de profil



## PROFILE GEOLOGICE ÎN REGIUNEA TROAȘ-PÎRNESTI (DROCEA)

H. SAVU



atunci perfectă dreptate, deoarece, după cum se dovedește acum, rocele în cauză au vîrstă diferite și au luat naștere în alte condiții.

Toate aceste date au demonstrat că între rocele din complexul de erupțiuni mixte, în afara de faptul că au o vîrstă apropiată, dovedită geologic, există între ele și înrudiri chimice, ca și petrografice.

În linii mari, constatăm că regiunea cartată de noi aparține unei provincii calco-alcaline, cu tendințe spre una alcalină.

Aruncînd o privire generală asupra evoluției magmatismului regiunii, constatăm, în cadrul seriei de erupțiuni antechimerice, relația diabaz cu olivină — diabaz — diabaz cuartifer, care corespunde și rocelor de adâncime, peridotite — gabbrouri — diorite cuartifere și este caracteristică în diferențierea magmelor bazice ale unei provincii calco-alcaline.

În seria a doua, chimerică nouă, observăm însă două complexe de erupțiuni. Primul complex are evoluția sa, care pleacă de la bazalt și ajunge la porfirite cu biotit. La cel de al doilea complex distingem însă două serii de relații și anume:

a) O serie compusă din bazalt — andezit — dacit — riolit, caracteristică de asemenea unei provincii calco-alcaline;

b) O serie alcătuită din bazalt — limburgit — spilit — oligofir — trahian-dezit — trahit, care se încadrează în seria magmelor alcali-potasice (2).

Aceste considerente arată că suntem aci în fața unui caz de diferențiere mixtă, în care se distinge, pe de o parte, o linie de diferențiere pură și, pe de alta, o fracțiune derivată, al cărui centru alcalin mai important este situat în regiunea Troaș — Pîrnești — Temeșești.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Curs de geologie generală. Fenomene magmatice. Partea I. București, 1948.
2. BARTH T. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
3. BEGER P. J. u. NIGGLI P. Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, 1923.
4. CLOOS H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
5. GHÎȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. Étude géologique minière des Monts Métalifères. *An. Ins. Geol. Rom.*, vol. XXI. București, 1941.
6. IACOB D. Contribuții la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metaliferi. *Studii și cercet. șt. Acad. R.P.R. Fil. Cluj*, 3—4, An. IV. 1953.
7. ILIE D. M. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXI. București, 1940.
8. JOHANSEN A. A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, 1937.
9. LÓCZY L. Das Kreidegebiet zwischen der Maros und der Fehérkörös im Arader Komitat. *Jahresber. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1888. Budapest, 1890.
10. MACOVEI G., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVI. București, 1933.



11. PAPIU CORVIN V. Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, tom. V, nr. 1. București, 1953.
12. SOCOLESCU M. Les affleurements de minerais de la région Vața–Șoimuș–Buciava–Săvîrșin–Zam. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, tom. XXXIII. București, 1940.
13. STILLE H., Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin, 1940.
14. SZENTPÉTERY S. v. Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocsa Gebirges. *A m. kir. Földt. Intezet Evkönive*. Vol. XXVII. Budapest, 1928.
15. SZONTTHAGH T. v. Geologische Studien am rechten Ufer des Marosflusses bei Tötvárad-Govasdia (Com. Arad), sowie an der linken Seite der Maros in der Umgebung von Batta-Belotincz-Dorog-Zabalca (Com. Krasso-Szörény und Temes). *Jahresber. kgl. ung. geol. Anst. f. 1891*. Budapest, 1893.
16. — Geologiai tanulmányok a Maros folyó jobb felén Soborsin es Baja Körnijeken *Földt. Közl.* vol. XXIV. Budapest, 1890.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ТРОАШ-ПЫРНЕШТЬ В МАССИВЕ ДРОЧА.

Х. САВУ

(Краткое содержание)

В этой работе автор излагает результаты своих исследований проведенных в 1953 г., в окрестностях местностей Троаш и Пырнешть, в пределах Массива Дроча, горного хребта, расположенного между реками Муреш и Кришул Алб.

В геологическом отношении район состоит из изверженных пород и мезозойских осадочных отложений. Из них автор исследовал в особенности петрографию мезозойских изверженных пород и устанавливает отношения между этими извержениями и верхнеюрскими-нижнемеловыми осадочными отложениями.

Изверженные породы являются результатом магматической деятельности связанный с развитием мезозойской геосинклинали, существовавшей на месте Гор Дроча.

Среди этих извержений автор выделяет две крупные изверженные свиты, связанные с развитием мезозойской геосинклинали, возраст которых он относит к фазе новокиммерийских движений:

а) ряд докиммерийских извержений, указывающих на первоначальный магматизм (13) и состоящих из пород оphiолитового типа как: вариолитов, тахилитов, миндалевидных диабазов, диабазов, кварцевых диабазов, габбро, кварцевых габбро и пегматоидных кварцевых диоритов.



Установлено что в процессе формирования этой изверженной свиты глубинная основная магма эволюирует от основного к кислому составу, причем последним магматическим продуктом являются пегматоидные кварцевые диориты.

б) Ряд новокиммерийских извержений, связанных с верхнеюрскими орогеновыми движениями, от которых взято автором и наименование этой изверженной свиты.

Большая часть труда посвящена последним извержениям, почти неизвестным до сих пор, или же относимым частично к банатитам, частично, к офиолитам более древней свиты.

Они представлены преимущественно вулканическими породами, экструзивными или эфузивными, к которым иногда присоединяются жилы и дайки или же вулканические жерла, состоящие из целого ряда ультраосновных, основных, промежуточных, щелочных и пр. пород.

Эфузивные вулканические продукты залегают между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, образуя стратовулканы, продукты которых — пирокластиты и лавы — относятся к различным петрографическим типам.

Осадочные отложения этой зоны представлены яшмами, иногда с туфогенным материалом или прослойкой мергелей, и туфов, мергелей и известковистых мергелей. На различных уровнях главным образом вокруг стратовулканов, осадочные отложения содержат туфовые прослои, агломераты и лавовые потоки различных типов изверженных пород.

Известковистые рифы развившиеся с портландского времени (8, 10, и 17) до первой части нижнего мела, обычно ассоциированы со стратовулканами, в экструзивных продуктах которых они как бы погребены или покрыты их лавами.

Среди образований стратовулканов часто встречаются породы конгломератового облика, именуемые нами полигенными агломератами, причем они представляют продукты взрыва вулканов, на конусах которых были расположены рифы мезозойского моря. В составе этих агломератов наблюдаются обломки основных вулканических пород, спиллитов, ортофиров, фельзитов, порфиров и обломки различных размеров из рифовых известняков, причем все заключено в туфогенной материнской породе.

Появление спиллитов и остальных основных пород этой изверженной свиты приводило прежних авторов к заключению что основные — докиммерийские — извержения продолжались до самого основания нижнего мела.

В туфогенных известняках, как и в известковистых мергелях с вулканическим материалом, часто встречаются кристаллы ортоза,



плагиоклаза, сфена, биотита и обломки различных вулканических пород как порфиров, ортофиров, и спилитов. Даже в сходных образованиях Пыренешть, в которых внедрены полоски, состоящие из окислов марганца, были выявлены такие изверженные элементы.

В исследуемом районе автором был выявлен ряд стратовулканов и для того чтобы получить лучшее представление об их строении, здесь дается описание одного из них. Этот стратовулкан вскрыт в верхней части, карьером, расположенным севернее Троаш, вблизи главного гребня Гор Дроча. Стратовулкан окружен нижненемеловыми отложениями. Верхняя часть вулканического аппарата состоит из полигенных агломератов, содержащих порфиры, фельзиты, ортофиры, олигофиры, порфириты и вулканические стекла к которым присоединяются обломки рифовых известняков. Сверх них залегает мощная плита рифового известняка, погребенная среди полигенных агломератов, а затем следуют туфы и олигофировые потоки. Последние внедряются по бокам среди первых мергелистых отложений нижнего мела.

Все описанные осадочные и изверженные образования были смяты в складки во время средненемеловых движений.

Жильные и гипабиссальные формы этих извержений пересекают все типы горных пород прежней офиолитовой свиты.

Учитывая отношения между новокиммерийскими вулканитами и мезозойскими осадочными отложениями, автор разделяет эти извержения на два комплекса: 1) мелафиро-порфиритовый комплекс, расположенный у основания штрабергских известняков района и 2) комплекс смешанных извержений, состоящих из толеитов, лимбургитов, олигофиров, ортофиров, порфиров, кварцевых порфиров и пр., расположенных у основания нижнего мела.

Далее автор дает петрографическое описание всех дифференциатов находящихся в пределах новокиммерийских извержений, и наконец дано несколько химических анализов для некоторых из этих пород.

После рассмотрения отдельных особенностей химизма горных пород на основание этих анализов, автор приходит к заключению, что этот район относится к халько-щелочной провинции, с тенденцией к щелочным магмам. Для последнего комплекса новокиммерийских извержений допускается что он формировался в результате процесса смешанной дифференциации.

Верхнёюрские — нижненемеловые извержения относятся автором к новокиммерийским движениям, имевшим место в пределах района. Он допускает что в начале юрского времени в мезозойской геосинклинали имели место значительные основные — офиолитовые извержения. Ново-



киммерийские движения изменили затем условия развития глубинной магмы и обусловили появление и развитие фазы извержений, синхронных с этими движениями, причем эта фаза довольно разнообразна в петрографическом и химическом отношениях.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

Рис. 1. — Кварценосный порфир. Порфировые агломераты у основания нижнего мела в долине Пырыул Карпенулуй. Ник. + .

Рис. 2. — Олигофир. Поток лавы у основания нижнего мела в долине Пыстроваса. Ник. + .

Рис. 3. — Спилиты. Поток лавы среди красной яшмы. в долине Пырыул Гебосулуй. Ник. + .

Рис. 4. — Лимбургиты. Поток лавы среди серой яшмы на вершине Вырфул Кыргигатулуй. Ник. + .

Геологический разрез в области Троаш-Пырнешть (Дроча).

1, Нижний мел; 2, юрские известняки; 3а, порфиры, ортофиры, полевые шпаты; 3б, агломераты; 4, апамезиты  $\beta$ , спилиты  $\delta$ , олигофиры  $\omega$ , порфириты  $\pi$ , лимбургиты  $\lambda$ ; 5, красная и серая яшма; 6, гипабиссальные диабазы; 7, диабазы; идиабазы; 8, агломераты диабазов; 9, пилловлава; 10, сброс.

## КАРТА

Геологическая карта области Троаш—Пырнешть (Массив Дроча).

1, террасовый гравий; 2, Понносский ярус; 3, нижний мел; 4, рифовые известняки неокома в Штеремберге; 5, порфиры, ортофиры, фельзиты (а), и соответствующие гипабиссальные агломераты (б); 6, анамезиты  $\beta$ , спилиты  $\delta$ , олигофиры  $\omega$ , порфириты  $\pi$ , лимбургиты  $\lambda$ ; 7, красная и серая яшма; 8а, гипабиссальные диабазы; 8б, кварце-диоритовые пегматиты; 9а, диабазы; 9б, габбро; 10а, диабазовые агломераты; 10б, миндалевидные диабазы, 10с, пилловлава; 11, минерализация; 12, сброс; 13, линия среза.

## RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION TROAŞ—PÎRNEŞTI DU MASSIF DE DROCEA

PAR

H. SAVU

(Résumé)

L'auteur expose les résultats des recherches effectuées en 1955 aux environs des localités Troaş et Pîrneşti, dans le Massif de Drocea, chaîne montagneuse comprise entre le Mureş et le Crişul Alb.



Au point de vue géologique, la région comporte des roches éruptives et des dépôts sédimentaires mésozoïques. L'auteur étudie surtout la pétrographie des roches éruptives mésozoïques et établit la corrélation entre ces roches et les dépôts sédimentaires d'âge Jurassique supérieur et Crétacé inférieur.

Les roches éruptives représentent les produits de l'activité magmatique en rapport avec l'évolution du géosynclinal mésozoïque qui a fonctionné sur l'emplacement des Monts de Droeza.

Dans le cadre de ces éruptions l'auteur sépare deux grandes séries éruptives qui se sont manifestées pendant la phase du plissement cimmérien récent:

a) Une série d'éruptions anté-cimmériennes, qui représente un magmatisme initial et comporte des roches ophiolitiques telles: des variolites, des tachylites, des diabases amigdaloides, des diabases, des diabases quartzifères, des gabbros, des gabbros quartzifères et des diorites quartzifères pegmatoïdes.

On constate que pendant la mise en place de cette série éruptive, le magma basique de profondeur passe de la phase basique à celle acide, le dernier produit magmatique étant les diorites quartzifères pegmatoïdes.

b) Une série d'éruptions cimmériennes récentes, en rapport avec les mouvements orogéniques du Jurassique supérieur, dont l'auteur a même pris le nom accordé à cette série éruptive.

La plus grande partie du travail comporte l'étude des éruptions récentes presque inconnues jusqu'à présent ou attribuées en partie aux banatites et en partie aux ophiolites de la série plus ancienne.

Elles sont représentées surtout par des roches volcaniques, extrusives ou effusives, auxquelles s'ajoutent parfois des filons ou des culots volcaniques, constitués par toute une gamme de roches ultrabasiques, basiques, intermédiaires, alcalines et acides.

Les produits volcaniques extrusifs et effusifs sont intercalés entre les dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé-inférieur, constituant des strato-volcans dont les produits (pyroclastites et laves) appartiennent à divers types pétrographiques.

Les dépôts sédimentaires de cette zone sont représentés par des jaspes, des jaspes à matériel tufogène, des calcaires récifaux, souvent avec du matériel volcanique ou des intercalations de marnes et de tufs, des marnes et des marnocalcaires. Dans les différents niveaux, surtout autour des strato-volcans, les dépôts sédimentaires contiennent des intercalations de tufs, des agglomérats et des coulées de lave des différents types de roches éruptives.

Les récifs calcaires, qui se sont développés à partir du Portlandien (8, 10, 12) jusque dans la première moitié du Crétacé inférieur, s'associent, en général, aux strato-volcans. Les produits extrusifs de ces derniers cachent des récifs calcaires.



Parmi les formations des strato-volcans on rencontre souvent des roches d'aspect conglomératique, que nous avons dénommées agglomérats polygènes étant donné qu'elles représentent les produits d'explosion des volcans, sur les cônes desquels se sont installés les récifs de la mer mésozoïque. Dans la composition de ces agglomérats on rencontre des éléments de roches volcaniques basiques, des spilites, des orthophyres, des felsites, des porphyres et des fragments de différentes dimensions de calcaires récifaux, le tout pincé dans une matrice tufogène.

L'apparition des spilites et des autres roches basiques de cette série éruptive a souvent déterminé les auteurs antérieurs à considérer que les éruptions basiques, antécimmériennes, auraient continué jusqu'au Crétacé inférieur.

Dans les calcaires tufogènes et dans les marnocalcaires à matériel volcanique on rencontre souvent des cristaux d'orthose, de plagioclase, de sphène, de biotite et des fragments des différentes roches volcaniques telles les porphyres, les orthophyres, les oligophyres et les spilites. Même dans les formations similaires de Pîrnești, intercalées de bandes d'oxydes de manganèse, on rencontre des éléments éruptifs.

Dans la région étudiée, l'auteur rencontre une série de strato-volcans et pour donner une idée plus exacte de leur structure, il fait la description suivante: Le strato-volcan-type est ouvert à la partie supérieure par une carrière située au N de la localité Troaș, à proximité de la crête principale des Monts de Drocea. Le strato-volcan est entouré de dépôts du Crétacé inférieur, tandis que la partie supérieure de l'appareil volcanique est constituée par des agglomérats polygènes à porphyres, felsites, orthophyres, oligophyres, porphyrites et verres volcaniques, auxquels s'associent des calcaires récifaux. Cet ensemble est surmonté par une grande plaque de calcaire récifal ensevelie sous les agglomérats polygènes, auxquels se succèdent des tufs et des coulées d'oligophyres. Ces dernières sont intercalées latéralement entre les premiers dépôts marneux du Crétacé inférieur.

Toutes les formations sédimentaires et éruptives présentées par l'auteur se sont plissées durant les mouvements mésocrétacés.

Les formes filoniennes et hypabyssales de ces éruptions passent à travers toute la gamme de roches de la série ophiolitique antérieure.

Tenant compte des relations entre les volcanites cimmériennes récentes et les dépôts sédimentaires mésozoïques, l'auteur divise ces éruptions en deux complexes: un complexe mélaphyre-porphyritique, situé à la partie inférieure des calcaires de Stramberg de la région, et un complexe d'éruptions mixtes, constituées par des tholéites, des limburgites, des oligophyres, des orthophyres, des porphyres, des porphyres quartzifères, etc., situé à la base du Crétacé inférieur

En continuation, l'étude présente la description pétrographique de tous les produits de différenciation magmatique dans le cadre des éruptions cimmériennes récentes et à la fin quelques analyses chimiques de ces roches.



Après la discussion de quelques caractéristiques du chimisme des roches, fournies par ces analyses, l'auteur conclut que la région appartient à une province calco-alcaline, avec une tendance vers le magma alcalin.

Pour le dernier complexe des éruptions cimmériennes récentes on admet qu'il est le résultat d'un processus de différenciation mixte.

Les éruptions d'âge jurassique-supérieur et crétacé-inférieur sont rapportées par l'auteur aux mouvements cimmériens récents de la région. Il admet qu'au début du Jurassique dans le géosynclinal mésozoïque ont eu lieu d'importantes éruptions basiques-ophiolitiques. Les mouvements cimmériens récents changent ensuite les conditions de l'évolution du magma en profondeur et déterminent l'apparition et le développement de la phase d'éruptions synchrones de ces mouvements, phase assez variée du point de vue pétrographique et chimique.

### EXPLICATION DES PLANCHES

Fig. 1. — Porphyre quartzifère. Agglomérats de porphyres à la base du Crétacé inférieur dans Pîrul Carpenului. Nic. +.

Fig. 2. — Oligophyre. Coulée de lave à la base du Crétacé inférieur dans Valea Pietrosă. Nic. +.

Fig. 3. — Spilite. Coulée de lave parmi les jaspes rouges de Pîrul Ghebosului. Nic. +.

Fig. 4. — Limburgite. Coulée de lave parmi les jaspes gris de Vîrful Cîrligatului. Nic. +.

Coupes géologiques dans la région Troaș — Pîrnești (Drocea).

1, Crétacé inférieur; 2, calcaires jurassiques; 3a, porphyres, orthophyres, felsites; 3b, agglomérats; 4, anamésites  $\beta$ , spilites  $\delta$ , oligophyres  $\omega$ , porphyrites  $\pi$ , limburgites  $\lambda$ ; 5, jaspes rouges et gris; 6, diabases hypabyssiques; 7, diabases; 8, agglomérats de diabases; 9, pillow lava; 10, faille.

### CARTE

Carte géologique de la région Troaș—Pîrnești (Massif de Drocea).

1, graviers de terrasse; 2, Pannonien; 3, Crétacé inférieur; 4, calcaires récifaux de Stramberg ou néocomiens; 5, porphyres, orthophyres, felsites et correspondants hypabyssiques (a), agglomérats (b); 6, anamésites  $\beta$ , spilites  $\delta$ , oligophyres  $\omega$ , porphyrites  $\pi$ , limburgites  $\lambda$ ; 7, jaspes rouges et gris; 8a, diabases hypabyssiques; 8b, pegmatites quartz-dioritiques; 9a, diabases; 9b, gabbros; 10a, agglomérats de diabases; 10b, diabases amigdaloides; 10c, pillow-lava; 11, minéralisation; 12, faille; 13, ligne de coupe.



DATE NOI CU PRIVIRE LA CORELAREA MIOCENULUI<sup>1)</sup>  
DE  
I. C. MOTAŞ

**Introducere.** Revizuirile stratigrafice făcute în regiunile-tip sînt de natură să redeschidă problemele de corelare în toate celealte regiuni.

Este bine cunoscut faptul că odată cu revizuirea corelării se redeschide și problema nomenclaturii. Acesta este și principalul motiv pentru care denumirile stratigrafice de circulație largă au putut cădea în desuetudine, după cum au fost introdusi și termeni stratigrafici noi.

După cum în taxonomia paleontologică se pornește de la specimenul-tip și se respectă regula priorității, tot așa în nomenclatura stratigrafică se pornește de la regiuni- și depozite-tip, respectînd aceeași regulă de prioritate, fără a se neglijă contextul istoric al ideii de bază a autorului care a stabilit prima dată acea diviziune. Este ceea ce se înțelege prin principiul tipologiei.

În stratigrafiile locale au fost utilizate uneori denumiri care de la primele paraleлизări propuse s-au păstrat ca atare, chiar după ce în regiunea-tip ele au căpătat o altă acceptiune, și lucrul acesta a fost de natură să îngreueze corelarea. De multe ori asemenea termeni sînt păstrați de noi, nu atît pentrucă ne sînt utili sau comozi, ci mai mult din cauza greutății cu care se poate ține pasul cu revizuirile survenite în regiunea-tip. Mai trebuie subliniat un lucru, acela că în nomenclatura stratigrafică bine aplicată, înglobarea a două sau mai multe unități într-o unitate mai cuprînzătoare nu însemnează totdeauna desființarea denumirilor anterioare, ci poate numai să circumscrie aplicabilitatea acestora.

Mai multe lucrări recente pun din nou în discuție subdivizarea și corelarea Miocenului, din regiuni ca: Podolia, Galitia, Slovacia, Ungaria, Bazinul Mării Nordului, Bazinul Acvitaniei și altele.

În nota de față prezentăm date noi din Bazinul Acvitaniei și Bazinul Mării Nordului, urmînd ca ulterior să punem în discuție celealte regiuni enumerate și să dezbatem mai pe larg felul cum se pun problemele la noi în țară.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 5 aprilie 1957.



Bazinul Acvitaniei constituie una din regiunile-tip pentru stratigrafia Miocenului. Acolo au fost stabilite la vremea lor Acvitanianul (MAYER-EYMAR 1857) și Burdigalianul (DEPÉRET 1892). Depozitele marine din Acvitania se coreleză perfect cu terenurile care au servit lui LYELL (1833) pentru stabilirea Miocenului (depozitele din colinele Superga de lîngă Turin în nord-vestul Italiei). Miocenul marin din Acvitania se îndințează cu faciesurile continentale care conțin faunele de Mamifere tipice pentru Neogenul regiunii holartice europene. De asemenea, Bazinul Acvitaniei mijločește în Neogen legătura provinciei mediteraniene cu cea boreală a domeniului holartic, prin regiunea atlantică.

La rîndul său, Bazinul Mării Nordului mijločește legătura dintre cele două provincii prin Moravia și Bazinul Vienii și deci indirect cu o mare parte din regiunea intra- și extracarpatică.

Iată de ce revizuiri stratigrafice făcute în regiuni- tip ca acestea sînt de natură să redeschidă problemele de corelare din toate celelalte regiuni.

**Bazinul Acvitaniei.** În Bazinul Acvitaniei s-a constatat încă din 1948, pe baza studiului faunelor, că falunele de Saubrigues, trecute anterior la Tortonian, aparțin de fapt Burdigalianului, reprezentînd un facies mai de adîncime al acestuia. Ulterior s-a ajuns la concluzia că Acvitanianul și Burdigalianul, aşa cum fuseseră definite la vremea lor, constituie două stadii particulare de tip litoral ale unuia și aceluiași etaj, ele reprezentînd numai două faciesuri de coastă ale transgresiunii de la începutul Miocenului.

În consecință, ele au fost reunite într-un etaj unic, pentru care s-a propus denumirea de Girondian (VIGNEAUX, MAGNE, VEILLON, MOYES 1954).

Depozitele care au servit la vremea lor ca tip pentru Acvitanian și Burdigalian sînt formațiuni depuse în vecinătatea mai mult sau mai puțin imediată a limitei de extensiune a apelor marine, putînd avea uneori și un caracter recifal marcat. Imediat ce se trece de la depozitele de coastă la cele mai de adîncime, apar mici variații în faună, atîț pentru Acvitanian cît și pentru Burdigalian. Acvitanianul păstrează în genere un caracter laguno-salmastru, adesea heterogen, în timp ce Burdigalianul, ceva mai omogen, prezintă un tip marin mai accentuat, lipsit de intercalații lagunare.

De la limita presupusă a transgresiunii miocene timpurii către W, adică spre adîncime, se trece la o sedimentație care tinde spre uniformitate, reprezentată prin « Stratele verzi » (Couches vertes du Miocène).

Stratele verzi, cuprinse între Stampian marin în bază și greso-calcare helvetiene la partea superioară, sînt un complex puternic de nisipuri fosilifere, ușor argiloase, foarte glauconitice, care admit și cîteva episoade argiloase de grosimi variabile. Fauna lor, bogată în Bryozoare, Foraminifere, Ostracode și cîteva Moluște mici, nu prezintă în ansamblu, de jos în sus, modificări notabile, căre



să permită separarea în Acvitanian și Burdigalian. Faciesul de Strate verzi a fost observat cu aceleași caractere în numeroase foraje, iar corelarea faunelor a permis atașarea lor la Burdigalian.

Acvitanianul și Burdigalianul pot fi separate deci numai la limita extensiunii marine miocene și în particular în zona de coastă, unde au fost stabilite la vremea lor tipurile celor două diviziuni. Separarea nu se mai poate face îndată ce ne depărțăm de vechiul țărm.

Girondianul cuprinde deci un facies litoral și de coastă (falunele clasice), un facies ceva mai adânc de tranziție (falunele de Saubrigues și St. Jean de Marsacq) și un facies neritic de adâncime (Stratele verzi ale Miocenului).

Faciesul de Strate verzi a putut fi recunoscut în foraje atât în zona de coastă cât și în zona de tranziție (Salles—Lavignolle, St. Magne).

Tranziția între faciesurile Girondianului poate fi urmărită atât în foraje cât și la zi. În adevară, în cuprinsul Stratelor de Villandraut—Gamachot și a Stratelor de Noaillant-la-Sabotte (=depozitele tip ale Acvitanianului — MAYER), se găsesc falune marine cu *Melongena cornuta* AG., *Conus aquitanicus* MAYER, *Semifusus carinatus* GRAT., *Spondylus*, *Chama*, etc., adică facies burdigalian între calcare lacustre de apă dulce, marne și falune salmastre (P. LUBET, 1949).

Acvitanianul și Burdigalianul se definesc prin urmare ca două ansambluri de facies litoral, care corespund, primul, fazei transgresive inițiale maxime cînd linia de țărm era oscilantă și constant « contrariată » de intercalării laguno-lacustre; iar al doilea, cu stabilirea unui regim marin mai stabil dar cu o arie ceva mai restrînsă. Faciesul de coastă al Girondianului (falunele clasice) trece spre E în formațiunea salmastră și apoi lacustră care constituie Calcarele de Agenais cu fauna acvitaniană de Mamifere de la Laugnac (de tip St. Gérand-le-Puy). Girondianul împreună cu Helvetianul (falunele de Salles) se leagă cu formațiunile continentale ale Molasei de Armagnac și cu cele din marginea Pireneilor, care conțin faunele de Mamifere de la Romieu, Sausan, Simorre și St. Gaudens, adică faunele tipice ale Burdigalianului, Vindobonianului și Sarmațianului. Acestea li se adaogă fauna pontiană din ligniții de Orignac.

**Bazinul Mării Nordului.** Aici avem de-a face cu o serie marină relativ monotonă, care ține de la Oligocen la Pliocen inclusiv. Primul termen al Miocenului, etajul de Vierland, a fost controversat. Fauna lui cuprinde un procent mare de forme oligocene nordice, dar fără legătură cu faunele Oligocenului superior german. Un mic număr din aceste forme sunt însă comune cu cele din Girondianul bazinului Acvitaniei. K. GRIPP a repartizat în 1915 acest nivel la Miocenul inferior. DOLLFUS îl repartizează la Acvitanian, pe considerentul că acest termen este trecut în clasificarea lui HAUG, la Miocen. În 1925 KAUTSKY, pe baza

faunei, asimilează etajul de Vierländ cu Burdigalianul. În 1940 SORGENFREI, comparînd fauna cu aceea din Miocenul inferior din Ungaria, îl trece din nou la Acvitanian. Termenul următor, etajul de Hemmoor (nisipuri glauconitice fosilifere), a fost corelat de KAUTSKY cu Helvețianul. Aici apar 22% forme comune cu ale Burdigalianului din Acvitania, precum și specii comune cu Helvețianul din Touraine. Faptul că se găsesc și specii comune cu cele din falunele de Saubrigues și St. Jean de Marsacq, socratite la acea vreme tortoniene, a făcut pe KAUTSKY să assimileze etajul de Hemmoor cu Helvețianul. Această corelare nu se bazează atât pe faună, prea puțin deosebită de aceea a etajului de Vierländ, cît pe considerentul că etajul de Hemmoor încadrat între depozite de apă dulce cu cărbuni, constituie un ritm de sedimentare separat. Deoarece s-a dovedit că falunele de Saubrigues și St. Jean de Marsacq sunt mai vechi decât Helvețianul și deoarece fauna etajului de Hemmoor are legături mai strînse cu aceea a Girondianului (faciesul de falune) decât cu aceea a Helvețianului, se justifică corelarea etajului de Hemmoor cu Girondianul și anume cu partea superioară. Subdiviziunile de Vierländ și Hemmoor revin deci Girondianului și tocmai imposibilitatea de a stabili o limită precisă între Aquitanian și Burdigalian face oportună utilizarea acestei denumiri și în bazinul Mării Nordului.

Mai reiese de aci că legătura între Marea Nordului și sud-vestul Franței, precum și schimbul de faune a intervenit mai de vreme decât se credea și aceasta este în acord cu faptul că în partea superioară a Girondianului de la Bordeaux apar sporadic forme nordice.

Cercetările biostratigrafice detaliate întreprinse de W. HINSCH permit o corelare mai precisă a Miocenului superior și Pliocenului inferior din bazinul Mării Nordului.

Termenii superiori Girondianului din Bazinul Mării Nordului sunt etajul de Dingden-Reinbeck și Seria argilelor micaferă (Glimmerton).

În etajul de Dingden-Reinbeck formele caracteristice ale etajului de Hemmoor dispar, fiind înlocuite prin forme proprii Mării Nordului, care apoi se dezvoltă în tot Glimmerton-ul pînă în Pliocen. Se justifică deci assimilarea etajului de Dingden-Reinbeck cu Helvețianul. Persistența unei forme de *Cardita* la baza Glimmerton-ului ar arăta că Helvețianul se ridică ceva mai sus, însă o limită cu Tortonianul nu poate fi stabilită. Glimmerton-ul, cu faciesul său monoton de argile și nisipuri glauconitice, ține deci de la Helvețian pînă la Pontian inclusiv, cuprinzînd Tortonianul și Sarmatianul. Prezența unui dintre de *Hipparrion gracile* către partea superioară a Glimmerton-ului justifică această corelare.

Subdiviziunile Glimmerton-ului se coreleză astfel: subetajul de Lüneburg corespunde cu partea superioară a Anversianului din Belgia și Olanda. Ambele au același grup caracteristic de Moluște, care lipsește în Anversianul inferior și în etajul de Dingden-Reinbeck.



Etajul de Langfeld corespunde cu Miocenul superior din regiunea Peel. La partea inferioară a etajului de Langfeld se găsesc fosile care apar prima oară în Tortonian.

Etajul de Gramm nu-și găsește un echivalent marin cunoscut în Europa, însă apariția anumitor Gasteropode permite o apropiere cu etajul de Yorktown din America de Nord (Virginia, Maryland și Carolina).

Speciile caracteristice ale etajului de Sylt, făcind trecerea între cele din Gramm și cele din Coralline Crag, justifică corelarea Syltului cu Messinianul superior (în concepția lui MAYER-EYMAR), adică aproximativ cu nivelul corespondent Ponțianului.

Ca o consecință, limita Miocen/Pliocen se situează aproximativ între etajele de Gramm și Sylt (în concepția germană și est-europeană) sau între Sylt și Scaldisian (în concepția franceză și nord-americana).

\* \* \*

Reiese din cele expuse mai sus, că datele noi obținute în Bazinul Acvitanei, odată cu preciziunile privind rangul stratigrafic al Acvitanianului și Burdigalianului, au fost de natură să precizeze mai bine și limita Oligocen/Miocen. Lucrul acesta a impus reconsiderarea corelărilor din bazinul Mării Nordului.

Subliniem că precizarea rangului stratigrafic al Acvitanianului și Burdigalianului în cadrul etajului Girondian nu este o simplă chestiune de acoladă cu caracter mai mult sau mai puțin arbitrar.

În lumina noilor cercetări Acvitanianul și Burdigalianul își păstrează valoarea crono-stratigrafică (time-stratigraphic unit), acolo unde aceste diviziuni se diferențiază prin caracterele lor lito- și biofaciale. Ele însă, după părerea noastră, nu-și mai păstrează întru totul valoarea geo-cronologică (geo-chronologic unit). Socotim de aceea că noul termen de Girondian, aşa cum a fost definit și care cuprinde partea superioară a Acvitanianului (MAYER) și Burdigalianul (DEPÉRET), constituie o unitate crono-stratigrafică și geo-cronologică valabilă pentru corelări la scară mare. Termenul Girondian poate fi aplicat mai ales pentru complexele sau regiunile în care ansamblul caracterelor lito- și biofaciale, paleogeografice, diastrofice, etc. nu permit stabilirea cu precizie a unei limite Acvitanian/Burdigalian, în cadrul Miocenului inferior.

Așa cum am amintit la început, cercetări recente au condus la reconsiderarea locului în scara stratigrafică a unor complexe terțiare din Slovacia, Ungaria, etc. Cele mai importante dintre acestea sunt: Stratele cu *Pectunculus* din Bazinul Carpathic, socotite ca tipice pentru Chattian, repartizate Miocenului inferior; Schlierul cu *Batysiphon* și *Cyclammina* din bazinul intralpin, socotit înainte helvetian, repartizat Burdigalianului; localitatea Grund, socotită anterior tipică pentru Helvetian și care revine acum Tortonianului, etc.

Reținem deci în rezumat, că noile rezultate survenite în regiunile-tip consideră pe de o parte Acvitanianul ca un facies al Burdigalianului, desemnându-le ca Girondian (VIGNEAUX, MAGNE, VEILLON, MOYES, 1954), iar pe de altă parte consideră Chattianul ca un echivalent de vîrstă al Acvitanianului (Szöts, 1956).

Asemenea reconsiderări sănt de natură să schimbe valoarea stratigrafică pentru corelările la scară mare a unor faune ca cele de la Saubrigues, Hemmoor, Grund, etc.

În problemele de corelare este absolut necesar să se țină pasul cu revizuirile survenite în regiunile-tip, și de aceea am socotit oportuna nota de față.

\* \* \*

Socotim că și pentru țara noastră se impune restudierea faunelor clasice ale Miocenului și reconsiderarea scărilor stratigrafice locale în lumina datelor noi.

Și la noi se redeschide problema Acvitanianului și Burdigalianului și aceea a limitei Oligocen/Miocen. Ca o consecință trebuie reconsiderate și chestiunile privind Helvetianul și Tortonianul.

Chiar dacă în momentul de față faunele de la noi sănt poate încă insuficient analizate, întrevedem posibilitatea utilizării termenului Girondian pentru complexe ca Stratele de Cornu din Muntenia, Stratele de Gura Văii din Oltenia, eventual Stratele de Coruș și Chechiș din Transilvania, etc. (vezi tabelul anexat).

Prin reanalizarea faunelor de la noi și în lumina datelor recente din regiunile tip amintite, se întrevede, eventual, și o nouă corelare a depozitelor din Bazinul Petroșani, partea inferioară a suitei din Bazinul Bahna, etc. Cît privește corelarea Stratelor de Zimbor și de Sîn Mihai, aceasta se leagă de problema limitei Miocen/Oligocen, ca și de problema însăși a Oligocenului.

Asupra unora din aceste chestiuni vom reveni însă mai pe larg cu alt prilej.

## BIBLIOGRAFIE

1. *Congr. Géol. Int.*, 1952. Sec. XII. Fasc. XV, Alger 1954.
2. FALLOT E. Note sur l'Aquitaniens, dans la vallée du Gua-Mort, aux environs de Saint Morillon et de Cabanac (Gironde). *Ex. des Proc. Verb. Soc. Linnéenne*, p. I—XII, Bordeaux. Déc. 1889.
3. GRIPP K. u. MAGNE A. Neues zur Gliederung des Miozäns in Westeuropa. *N. Jb. Geol. Paläont.* H. 6. p. 273—284. Stuttgart, 1956.
4. HEDBERG H. D. Time-Stratigraphic classification of sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* V. 59, nr. 5, p. 447—462, 1948.
5. HINSCH W. Leitende Molluskengruppen im Obermiozän und Unterpliozän des östlichen Nordseebeckens. *Geol. Jahrb.* Bd. 67, p. 143—194. Hannover, 1953.
6. *Int. Geol. Congr.* 1948. Part. IX, Sec. H. The Pliocene-Pleistocene boundary, London, 1950.



# NCERCARE DE CORELARE A NEOGENULUI ПЫТКА СОПОСТАВЛЕНИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ESSAI DE CORRÉLATION DU NÉOGENE

Dans nos séries de corrélation Miocène.

1) *Classificatie francese* – Французское разъяснение – *Classification française* –

#### 2) Classificatie germani - Немецката подразделение – Classification allemande –

<sup>3)</sup> Principalele limite ale Neogenului după Mammifere—Границы Неогена по млекопитающим—Principales limites du Néogène d'après les Mammifères—

mitte Pliocene-Pleistocene după W.B.Wright - W-  
 и мит Плиоцен-Плеистоцен по : R. Taech - T-  
 mitte Pliocene-Pleistocene d'après Van der Vlaardt-V-

[fide V. der Wierck - 1948 -]

Fauna tip *Pikarmi*  
Fauna tip *Rossili*

7. *Int. Geol. Congr.* 1948: Part XI, Sec. K. The Correlation of continental vertebrate-bearing rocks. London, 1951.
8. LUBET P. Les faciès du Chattien et de l'Aquitaniens dans la basse vallée du Ciron (Gironde). *Bull. Soc. Géol. France*. 5ème série, t. 19, p. 75—84, 1949.
9. MEZNERICS-CSEPREGHY I. Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geologica*, IV, 2. Budapest, 1956.
10. — und SENEŠ JÁN. Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh., 1957, 1, p. 1—13, Stuttgart, Februar 1957.
11. SENEŠ JÁN. Bemerkungen zur Stratigraphie des Untermiozäns der Südslowakei auf Grund neuer Forschung in Mitteleuropa. *Geol. Sbornik*. VII, Bratislava, 1956.
12. Tratatele clasice ale lui CH. LYELL, A. de LAPAPPARENT, E. HAUG, E. KAYSER, W. SALOMON și M. GIGNOUX.
13. VIGNEAUX M. et MAGNE A. Position du falun de Saubrigues (Landes) dans l'échelle stratigraphique. *C.R. Ac. Sc. Paris*, T. 232, Nr. 20, p. 1860—1861, Paris, 1951.
14. VIGNEAUX M., MAGNE A., VEILLON, M. et MOYES J. Aquitanien et Burdigalien. *C. R. Ac. Sc. Paris*, T. 239, Nr. 14 p. 818—820. Paris, 1954.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ В СВЯЗИ С КОРРЕЛЯЦИЕЙ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

И. К. МОТАШ

(Краткое содержание)

Настоящее сообщение интересует румынских исследователей в связи с главными изменениями, произошедшими за последние 10 лет в подразделении миоцене, а также в сопоставлении его с такими же отложениями западной и восточной Европы.

Эти изменения обусловили и изменение стратиграфического значения для некоторых типичных фаун и выдвигают новые возможности сопоставлений миоценовых отложений Румынии.

Подчеркивая значение Аквитанского бассейна и бассейна Северного Моря для сопоставлений в широком масштабе, автор предлагает пересмотреть место уделяемое в стратиграфии аквитанскому и бурдигальскому ярусам и дает краткий комментарий к жирондийскому ярусу.

Аквитанский бассейн является типичной областью, почти идеальной, для корреляции в широком масштабе. Здесь были установлены впервые аквитанский и бурдигальский ярусы.



Морские отложения области Бордо могут быть сопоставлены с такими же отложениями области Суперга (Италия), которые служили Лайелю, (1833) для установления миоценового отдела.

Аквитанский бассейн связывает западную часть бассейна Средиземного моря с бассейном Северного моря. Последний, связанный с Средиземноморскими областями и через Моравию и Словакию, может быть использован и для установления сопоставлений с Приатлантической областью Северной Америки.

На основание этого был проведен обзор новых сопоставлений, установленных в областях Бордо, Ганновера и Шлезвиг-Гольштейна.

Подчеркивается также, что континентальные отложения Аквитании содержат типичную неогеновую фауну млекопитающих, считающихся классическими для неогена европейской голоарктической области.

По мнению автора, аквитанский ярус (Майер-Эймар, 1857 г.) и бурдигальский ярус (Депере, 1892 г) сохраняя свое значение хроностратиграфических единиц для области или комплекса, где они обособляются с лито-фациальной и биофациальной точек зрения, теряют свое значение как гео-хронологические единицы.

Жирондский ярус (Виньо, Мань, Вейльон, Моиес, 1954 г.), являющийся не только хроно-стратиграфической единицей, сам по себе может служить основой для корреляции в широком масштабе, в особенности для комплексов и областей, в которых совокупность особенностей (лито-и био-фация, палеогеография, диастрофизм и др.) не допускает проведения точной границы между аквитанским и бурдигальным ярусами.

Для румынского миоцена необходимо пересмотреть корреляцию для слоев Корну в Мунтении) Гура Вэй в Ольтении), слоев Коруш, Кекши, Гида Салва в (Трансильвании), бассейнов Валя Жиулуй, Бахна и.т.д., а также проблемы в связи с гельветскими и тортонаскими отложениями.

Следует также пересмотреть и значение слоев Зимбор и Сын Михай (в Трансильвании) в связи с разграничением палеоген-неогена и в связи с проблемой олигоцена,

Автор допускает возможность применения термина Жирондский для слоев Корну, Гура Вэй и.т.д.

Приложенный чертеж является попыткой систематизировать корреляции неогена согласно последним данным.



NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA CORRÉLATION  
DU MIOCÈNE

PAR

I. C. MOTAŞ

(Résumé)

La présente note attire l'attention des spécialistes roumains sur les principaux changements des dernières dix années, concernant la subdivision et la corrélation du Miocène de l'Europe occidentale et centrale. Ces changements, entraînant des modifications de valeur stratigraphique pour certaines faunes typiques, offrent de nouvelles modalités de corrélation pour le Miocène de Roumanie. En soulignant l'importance des bassins d'Aquitaine et de la Mer du Nord pour les corrélations à grande échelle, l'auteur développe la question du rang stratigraphique de l'Aquitanién et du Burdigalien, en faisant un bref commentaire sur le Girondien. Le bassin d'Aquitaine constitue une région-type presque idéale pour les corrélations à grande échelle. C'est ici qu'ont été établis pour la première fois l'Aquitanién et le Burdigalien; les dépôts marins de la région de Bordeaux sont corrélables à ceux de Superga (Italie), qui ont servi à LYELL (1833) comme type du Miocène. Ce bassin établit la liaison entre la Méditerranée occidentale et le bassin de la Mer du Nord, qui, à son tour, étant en relation avec les régions méditerranéennes (à travers la Moravie et la Slovaquie), peut être utilisé également pour des corrélations avec le domaine atlantique de l'Amérique du Nord. C'est pourquoi les nouvelles corrélations établies dans les régions de Bordeaux, de Hanovre et de Schleswig-Holstein sont passées en revue.

On souligne aussi que les dépôts continentaux de l'Aquitaine offrent les faunes de Mammifères classiques pour le Néogène de la région holartique européenne.

Selon l'opinion de l'auteur, l'Aquitanién (MAYER-EYMAR, 1857) et le Burdigalien (DEPÉRET, 1892), tout en gardant leur valeur d'unités chrono-stratigraphiques (time-stratigraphic unit) dans les régions ou dans les complexes où ils manifestent une individualité lithologique et biofaciale, ils perdent en échange leurs rangs d'unités géo-chronologiques (geo-chronologic unit). Le Girondien (VIGNEAUX, MAGNE, VEILLON, MOYES, 1954), unité à la fois chrono-stratigraphique et géo-chronologique, est seul utilisable pour les corrélations à grande échelle, applicable aussi et surtout pour les complexes et les régions où l'ensemble des caractères (litho- et biofacies, paléogéographie, diastrophisme, etc.) ne permet pas une séparation rigoureuse entre l'Aquitanién et le Burdigalien.



Pour le Miocène de Roumanie, deviendrait nécessaire une réconsidération de la corrélation des Couches de Cornu (Munténie), des Couches de Gura Văii (Olténie), des Couches de Coruș, de Chechiș, de Hida, de Salva (Transylvanie), pour le bassin de Valea Jiului, de Bahna, etc., ainsi qu'une réconsidération des problèmes relatifs à l'Helvétien et au Tortonien, la réconsidération des Couches de Zimbor et de Sîn Mihai (Transylvanie) pour la limite Paléogène/Néogène, ainsi que le problème de l'Oligocène. L'auteur admet déjà la possibilité d'utiliser le terme Girondien pour les Couches de Cornu, les Couches de Gura Văii, etc. Le tableau annexe constitue un essai de systématiser les corrélations du Néogène d'après les données récentes.



## CONSIDERAȚII ASUPRA VÎRSTEI ȘI ORIZONTĂRII STRATELOR CU CĂRBUNI DINTRE VĂILE TOPOLNIȚA ȘI COȘUȘTEA<sup>1)</sup>

DE

P. NIȚĂ PION

Cercetările executate în anii 1955 și 1956, au avut ca scop cartarea și prospecțiunea zăcămintelor de lignit din partea de NW a Olteniei (zona cuprinsă între Topolnița și Coșuștea), pe o suprafață de aproximativ 250 km<sup>2</sup>.

Pentru executarea acestor lucrări a fost necesară cartarea detailată a depozitelor pliocene, cu precădere cartarea zonelor unde cercetătorii anteriori figurau sau citau iviri de lignit.

Concomitent s-a impus consultarea întregii bibliografii referitoare la zăcămintele de lignit dintre Motru și Dunăre, precum și lucrările referitoare la vîrsta formațiunilor purtătoare de cărbuni.

Primele studii geologice asupra regiunii datează de la GR. ȘTEFĂNESCU (1882, 13), după care urmează studiile lui M. DRĂGHICEANU (4) și G. M. MURGOȚI (8) publicate în 1885 și 1907.

În anul 1914, I. ARGETOIAIA (1) studiind etajele Pliocenului din Oltenia, menționează că pe V. Boerească se întâlnesc nisipuri albe cu o grosime de aproximativ 80 m, sub care citează prezența unor strate de lignit. Același autor citează din Dacian *Viviparus bifarcinatus* BRUS. și Unionizi triunghiulari. Pentru Levantin sunt citate formele *Unio condai*, *Viviparus slavonicus* BIELZ și *Melanopsis*.

În 1923 apare lucrarea « Zăcăminte de lignit din Pliocenul Olteniei » de H. GROZESCU, în care se citează începuturi de exploatare pe V. Copcii și la Rovinarii de Jos. Acest autor, menționează pe V. Copcii, numeroase iviri de lignit în alunecările din amontul văii, cu grosimi cuprinse între 2—2,5 m; de asemenea la Husnicioara, în gura Ogașului lui Ibrahim, fără a indica grosimea acestora; la Roșia, pe V. Govodarva (1 m grosime) și la Gîrbovățul (probabil Gîrbovățul de Sus), unde stratul de lignit, în grosime de 2 m, apare intercalat în nisipuri galbene. Ultimele iviri, sunt citate la Ciovîrnășani, în Ogașul Fîntîna Popii și

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 12 aprilie 1957.



Ogașul lui Puriană, (două strate de lignit de 0,50 și 0,30 m) și pe V. Perilor, unde lignitul poate atinge grosimi de peste 2 m. Ivirile descrise mai sus, au fost atribuite Dacianului, care este considerat concordant peste Ponțian și că suportă, de asemenea concordant, depozite levantine, existând din punct de vedere faunistic o continuitate, care începe odată cu Meotianul. În Levantin, același autor citează ivirile de la Peri, V. Pietrii și Borogea. La Peri și V. Pietrii nu se menționează la zi strate de lignit, iar la Borogea pe V. Cervenitei, se întâlnește un strat de lignit gros de 50 cm, intercalat în nisipuri.

În 1942, M. G. FILIPESCU, (5) publică o hartă geologică a regiunii subcarpatice a Olteniei de NW, (scara 1:300.000) completată cu datele lui G. M. MURGOCĂ și I. ARGETOAIĂ, pe care figurează toate subdiviziunile Pliocenului. În Dacian, autorul descrie în bază nisipuri galbene, alternând cu prundișuri mărunte, cu stratificație încrucișată, peste care stau marne galbene și negre, cărbunoase, cu strate de lignit și uneori intercalații subțiri de tuf vulcanic.

Acest orizont este acoperit cu marne cărbunoase și marne șistoase, alternând cu nisipuri albe și nisipuri cărămizii feruginoase, peste care stau marne galbene și cenușii cu intercalații de nisipuri și conglomerate. Autorul recoltează din Dacian forme de *Prosodacna* sp. și *Viviparus* sp., atribuind totodată stratelor de lignit aceeași vîrstă.

N. ONCESCU și TH. JOIA (9) consideră depozitele dintre V. Dunării și V. Jiului că aparținând Pliocenului superior (Levantinului), alcătuit din marne și nisipuri, cu două strate de lignit separate printr-un pachet de 100 m steril.

Orizontul inferior cu lignit este reprezentat, după TH. JOIA, prin ivirile de la Gîrbovățul de Sus (două aflorimente, reprezentând un strat gros de 1,70 m și la 10 m deasupra, un strat de 1 m grosime) și Husnicioara, la gura Văii lui Ibrahim, unde au fost găsite bucăți de 10 cm diametru. Orizontul superior, este reprezentat prin ivirile din amontul Văii Văcărescu, lîngă satul Valea Boerească, unde apar fragmente; la Priboești, la Crovul lui Drăgoi și Știubeiul lui Basarab (1 m grosime); pe V. Govodarva în punctul D. Roșia, la Malovăț în obîrșia Văii Mari, în locul denumit « Nămoale » (1,70 m grosime) și în V. Copcii. Aici a fost exploatat, pînă în anul 1925, un strat care aflorează numai într-un ogaș la capătul rambleului fostei linii Decauville.

La V. Boerească și SE de Malovăț, TH. JOIA (7) admite existența Ponțianului, iar Levantinul este considerat concordant și transgresiv peste Ponțian, acoperind întreaga regiune.

Autorii N. ONCESCU și TH. JOIA nu admit existența ligniștilor dacieni în regiune, pe considerentul că nu sunt cunoscute fosile caracteristice care să justifice această vîrstă. După cum rezultă din datele cercetătorilor anteriori, problema vîrstei ligniștilor nu a fost rezolvată, existând deosebiri importante în concepțiile autorilor sus citați.



### Stratigrafie

Depozitele care intră în constituția geologică a regiunii aparțin Miocenului, Pliocenului și Cuaternarului.

*Miocenul* este reprezentat prin partea sa superioară și anume prin Sarmațian.

*Sarmațianul* este alcătuit în bază, prin depozite conglomeratice care apar pe V. Gîrdei, sub Dealul Govora, la NW de Malovăț, cu înclinări între  $35^{\circ}$ — $50^{\circ}$  spre SE. Cimentul calcaros al conglomeratelor prinde elemente de Cristalin, care variază ca dimensiuni între 3—15 cm. Din cauza lipsei de faună vîrstă sarmațiană a depozitelor a fost atribuită pe criterii stratigrafice geometrice, ele suportând depozite greso-calcaroase și nisipoase cu *Congeria novorossica* SINZ.

*Pliocenul* este bine dezvoltat în regiune, fiind reprezentat în întregime.

*Meotianul* ocupă suprafețe restrânse la NE de Malovăț, sub Dealul Govorei, fiind alcătuit dintr-o succesiune de nisipuri (în bază) cu intercalații de gresii, calcare oolitice și conglomerate. Din calcarele oolitice, interstratificate în nisipurile albe, cît și din gresiile care uneori îmbracă un caracter lumașelic, s-a determinat *Congeria novorossica* SINZ., formă caracteristică pentru partea superioară a etajului. Stratele Meotianului au direcții de N  $45^{\circ}$ — $55^{\circ}$  E și înclinări spre SE cuprinse între  $25^{\circ}$ — $45^{\circ}$ .

*Ponțianul* stă discordant și trangresiv peste depozitele meotiene și este alcătuit din nisipuri argiloase cenușii, compacte, cu o faună caracteristică.

În urma executării a numeroase profile, s-a constatat că Ponțianul este alcătuit din următoarele orizonturi:

1. Un orizont argilos compact, în bază, gros de aproximativ 30 m, din care s-a determinat *Paradacna abichi* R. HOERN., *Viviparus neumayri neumayri* BRUS., *Dreissena rostriformis* DESH. și *Velenciennius annulatus* ROUSS.

2. Un orizont mediu, gros de 35—40 m, constituit din argile nisipoase cenușii și vinete, cu intercalații de nisipuri galbene, cu *Paradacna retowskii* ANDR., *Didacna subcarinata placida* ȘTEFĂNESCU, *Caladacna steindachneri* BRUS., *Phyllicardium planum planum* DESHN., *Dreissena rostriformis* DESH. și *Valenciennius annulatus* ROUSS.

3. Un orizont superior, gros de 25—30 m, constituit din argile nisipoase cenușii-verzui și galbene, în care au fost identificate două intercalații de lignit, de 0,10 și 0,40 cm. În acest orizont, predomină forma *Phyllicardium planum*



*planum* DESH. de diferite talii, în următoarea asociatie: *Didacna subcarinata subcarinata* DESH., *Caladacna steindachneri* BRUS., *Viviparus achantinoides* DESH., *Viviparus neumayri* BRUS., *Valenciennius annulatus* ROUS., *Dreissena rostriformis* DESH., *Limnocardium mayri* var. *multicostata* HOERN. și *Limnocardium subsquamulosum* ANDR.

Grosimea totală a depozitelor ponțiene nu depășește 120 m.

*Dacianul*, alcătuit în bază din nisipuri galbene, de cca 25 m grosime, suportă un nivel lumașelic de 0,50—1 m, în care s-a întîlnit următoarea faună: *Prosodacna rumana* FONTANNES, *P. munieri* STEF., *Viviparus neumayri popescui* COB., *Dreissenomya aperta* DESH., *Phyllicardium planum planum* DESH. și *Dreissena rostriformis* DESH., care se întâlnesc atât în Ponțian cât și în baza Dacianului, ceea ce denotă un caracter de tranziție. Nivelul lumașelic suportă nisipuri cenușii-gălbui, fin micacee, în grosime de 20 m (V. Spulba), sau nisipuri argiloase cenușii, uneori galbene sau albe, cu o intercalație de 60 cm lignit (V. Puținéii, V. Chiojmei, Valea Mare).

La partea lor superioară, apare primul strat de cărbune (3 m). Acesta, la rîndul său, suportă nisipuri argiloase vinete-verzui, galbene sau cenușii (25 m), cu intercalații subțiri de lignit (1—2 cm), după care urmează alte două strate de lignit (1 și 2,20 m). Din acoperișul acestor strate s-au putut determina forme de *Viviparus argesiensis* STEF., *Prosodacna* sp. și *Viviparus* sp.

La partea superioară, Dacianul este reprezentat prin argile vinete și un strat de lignit de 0,60 m grosime, cu o intercalație argiloasă de 0,40 m. Din culcușul acestui strat s-au determinat forme de: *Theodoxus slavonicus* BRUS., *Theodoxus koslinskii* PORUMBARU, *Hyriopsis krejci* WENZ., *Emericia rumana* TOURNOUER., forme asociate cu o faună de tranziție către Levantinul inferior, reprezentată prin: *Pisidium iassense* COB., *Lithoglyphus acutus* BRUS., *Melanopsis pterochila* BRUS.

Prezența stratelor cu *Unio pristinus pristinus* BIELZ și *Psilunio craiovensis* TOURNOUER, (lîngă Priboești și Valea Lunca) peste stratele cu *Theodoxus slavonicus* BRUS., confirmă succesiunea normală Dacian superior — Levantin inferior.

Grosimea stratigrafică a depozitelor daciene nu depășește 120 m.

*Levantinul* se dezvoltă într-un facies pelitic și grosier conglomeratic. În depozitele lui predomină nisipuri cenușii sau galbene și prundișuri silicioase, stratificate încrucișat. Subordonat, conțin nivele de argile nisipoase cenușii și vinete cu filme argiloase și intercalații de nisip, precum și patru strate de lignit.

Din Levantin au fost recoltate forme de: *Unio pristinus pristinus* BIELZ, *Viviparus mammatus* STEF., *Viviparus desmaniana* BRUS., *Viviparus bifarcinatus*



*stricturatus* NEUM., *Psiluno munieri* ȘTEF., *Psilunio craiovensis* TOURNOUER, *Theodoxus koslinskii* PORUMBARU, *Melanopsis bergeroni* SABBA.

Pe marginea de W a regiunii, între Valea Copcii și Valea Spulba, nisipurile sînt invadate de prundișuri și pietrișuri silicioase cu grosimi pînă la 25 m.

*Cuaternarul*. În afară de formațiunile citate mai sus, se întîlnesc în regiunea cercetată și depozite cuaternare formate din material aluvionar (terase), din care s-a putut determina *Planorbis planorbis* LINNÉ *Pomatias consulatum* ROSSMÄSSLER și *Helix* sp.

Din punct de vedere tectonic, depozitele mio-pliocene, care alcătuiesc marginea de nord a zonei pliocene, constituie un monoclin orientat NE—SW, cu înclinări cuprinse între 2°—17° SE.

Ușoare reveniri la orizontală fac ca depozite mai vechi (daciene) să apară sub formă de petece pe văile cu eroziune mai puternică (Valea Căprăreasă, Priboești, malul drept al Coșuștei). Aproape de izvoarele Văii Vîrtoapelor, depozitele pontiene prezintă mici cute, care au luat naștere probabil datorită unor mișcări de împingere de la sud la nord.

În timpul Meotianului superior, au loc mișcări de basculă, confirmate prin discordanță unghiulară a acestuia față de Ponțianul inferior (sub dealul Govora).

O altă discordanță unghiulară a fost sezisată între depozitele levantin-inferioare, alcătuite din nisipuri cu intercalații argiloase, și Levantinul superior, reprezentat prin prundișuri (Oprănești — Valea Boierească).

Disolcații de mare ampoare nu se cunosc în regiune, ci numai fracturi cu importanță redusă (Valea Vîrtoapelor), afectînd depozite pontiene și daciene. În estul regiunii, și anume pe Valea Seliștea, fracturi de mică amplitudine au afectat stratul principal de lignit.

Regiunea Topolnița—Coșuștea se caracterizează prin numeroase alunecări de teren, care se produc în majoritatea lor pe planuri conforme înclinării straturilor.

În vestul regiunii, din cauza eroziunii puternice a văilor cu caracter toreanțial, depozitele situate la altitudini maxime se rup gravitațional, dînd naștere unor imense pornituri.

### Cărbunii

În urma cercetărilor efectuate s-a constatat prezența ligniților în Ponțian, Dacian și Levantin.

*Cărbunii pontieni*. Ivirile de lignit întîlnite la Dosul Lazului, pe Valea Mare și în Valea Chioșmei, au fost atribuite Ponțianului pe criterii paleontologice și stratigrafice. Ele sînt cantonate la partea superioară a etajului, fiind reprezentate



prin două strate: un strat bazal gros de 10—20 cm și un strat superior gros de 40—50 cm, separate prin 20 cm steril.

În Valea Mare, peste 80 cm nisipuri argiloase, cărbunoase, se aşază 8 cm nisipuri galbene și 10 cm cărbune, după care urmează 20 cm nisip galben și un strat de 40 cm lignit, al cărui acoperiș este constituit din nisipuri galbene micacee.

În Valea Chioșnei existența acestor strate este pusă în evidență prin prezența, într-o pornitură, a unor blocuri de 20 cm grosime. Sub stratul de 10 cm de lignit, cît și în acoperișul celui de 40 cm din Valea Mare, au fost determinate fosilele: *Didacna subcarinata subcarinata* DESH., *Caladacna steindachneri* BRUS., *Paradacna retovskii* ANDR., *Viviparus achatinoides* DESH., *Viviparus neumayri neumayri* BRUS., *Dreissena rostriformis* DESH. și *Phyllicardium planum planum* DESH., care precizează vîrstă pronțian-superioară a acestor depozite. Din observațiile de teren rezultă că și în Ponțianul superior au existat condiții favorabile de formare a stratelor de cărbuni.

Menționăm că aceste strate sunt citate pentru prima dată.

*Cărbunii dacieni*. Stratele de ligniți dacieni sunt cantonate între lumașelul bazal, care conține faună de tranziție ponțian-daciană, cît și daciană tipică, și argilele vinete cu fragmente de cărbuni de la partea superioară a etajului, de unde s-au determinat forme ca: *Theodoxus slavonicus* BRUS., *Theodoxus koslinskii* PORUMBARU, *Hyriopsis krejci* WENZ și *Emericia rumana* TOURNCUER (Dacian superior).

Primul strat de lignit (3 m) aflorează în Valea Spulba și Valea Mare: în culcuș prezintă nisipuri cenușii-gălbui, fin micacee (20—25 m), iar acoperișul este constituit din nisipuri argiloase cenușii-verzui (obârșia Văii Spulba). Urmează o succesiune de aproximativ 25 m de nisipuri și argile nisipoase, cu o intercalație cărbunoasă de 10 cm, care suportă al doilea strat de cărbune gros de 1 m și despărțit de primul prin șisturi argiloase vinete; la 1,60 m de stratul 2 pe verticală, întâlnim un alt strat gros de 2,20 m, care suportă argile cărbunoase negre și portelanite (2 m). Deasupra portelanitelor, în argilele nisipoase vinete, sunt prezente numeroase fragmente de *Prosodacna* sp. și *Dreissena* sp., precum și forma *Viviparus argesiensis* STEF.

La Valea Boierească, într-un perete abrupt, rezultat în urma unor imense alunecări de teren, a putut fi identificat un strat de lignit gros de 2 m. Culcușul și acoperișul acestuia ne amintesc de stratul 3 de cărbune din Valea Spulba, acesta prezentând în acoperiș aceleași argile cărbunoase negre, fosilifere.

Pe Ogașul Puținei, situat în estul localității cu același nume (în vestul regiunii cercetate de noi), se găsesc trei strate de lignit, groase de 0,20, 1,00 și 0,50 m. Ele sunt constituite dintr-un lignit foios, sfârâmicioas, de culoare brună, și despărțite prin 10 cm, 50 cm și 3,50 m steril. Stratul bazal (de 20 cm) are în culcuș



50 cm nisipuri argiloase galbene, în timp ce acoperișul este constituit din 30 cm argilă nisipoasă cenușie. Stratul imediat superior (1 m) prezintă în culcuș nisipuri cenușii, micacee, (6 m) iar în acoperiș nisipuri cenușii-verzui (0,80 m). Stratul 3 de lignit, apare vizibil cu o grosime de 50 cm.

La nord de localitatea Cerneț, pe Ogașul Sec, observăm prezența unui strat de lignit de 30 cm, care apare chiar pe firul văii, deasupra unor nisipuri silicioase, albe, fin micacee.

Pe Valea Copcii însă, aflorimentele de cărbuni lipsesc. Singurele indicații asupra existenței lor sunt date de prezența unor halde pe malul stâng al pîrîului, unde se mai pot observa blocuri și bucăți de lignit. Din informațiile primite de la un localnic aflăm că stratul de lignit ar fi atins grosimea de 2 m și că lucrările miniere au fost părăsite din cauza transportului dificil. Vechile galerii sunt astăzi complet prăbușite; doar armăturile galeriilor mai amintesc existența unor foste mine în această zonă.

La Husnicioara, pe malul drept al Văii Căprăreasa (denumită și Valea Neagului), cît și în apropierea morii din localitate, apare un strat de 30 cm lignit, foarte foios și sfărîmicos la uscăciune. În Valea Căprăreasa, stratul de lignit prezintă în culcuș argile cărbunoase negre. Acoperișul stratului este constituit dintr-o argilă cenușie-verzui cu intercalării subțiri de prundiș și pietriș silicios (Valea Neagului). La moara Husnicioara, același strat a fost identificat cu ocazia săpării unei fîntîni, din care s-a scos bucăți și blocuri de 30 cm diametru. Din observații rezultă că izvorul de lîngă moara Husniciorră curge peste acest strat de lignit.

Executînd un profil pe Valea Balica, (Roșia Govodarvei) constatăm că în partea superioară a acestui pîrîu se află un strat de lignit gros de 1—1,20 m afloînd în jurul punctului cunoscut de localnici sub numele de « Stîna lui Pătrașcu ». Cele patru deschideri de aici arată că culcușul stratului este constituit din argile nisipoase cenușii-verzui, iar acoperișul din nisipuri cenușii, fin micacee.

La Valea Pitrei, cătun ce aparține localității Peri, întîlnim un strat de lignit gros de 35 cm, care aflorează pe malul drept al pîrîului, sub Dealul Obîrșiei și sub Dealul Crucii. Patul acestui strat este constituit din argile vinete cărbunoase, cu fragmente de lignit xiloid, iar acoperișul din nisipuri argiloase vinete, cărbunoase. După informații, nisipurile argiloase din acoperiș ar suporta un alt strat de lignit, de data aceasta exploatabil, și care în timpul războiului din 1916 a făcut obiectul unor lucrări miniere.

În punctul denumit « Sub Dealul Crucii », situat în apropierea confluenței Văii Rușnița cu Valea Zăvoiului, se află o fîntină la nivelul aceluiasi strat de lignit de 35 cm. Izvorul fîntinii de aici curge pe cărbune.

În vestul comunei Govodarva, în punctul denumit « Fîntîna lui Borontîs », la nivelul cotei de 215 m, este prezent un strat de lignit compact de culoare



neagră, gros de 0,40 m. Patul acestui strat este constituit din argile cenușii cu fragmente de lignit (la fel ca și în Valea Pietrei), iar acoperișul din nisipuri și prundișuri silicioase albe.

La Păltiniș, pe Valea Munteanului, indicațiuni asupra prezenței unui strat de lignit gros de aproximativ 40 cm, sînt date de blocurile și fragmentele scoase la suprafață în urma arăturilor de primăvară. De altfel, în aceeași localitate, în punctul denumit « Fîntîna lui Cioară », sînt prezente trei strate subțiri de lignit (30 cm, 30 cm și 20 cm), în culcușul cărora abundă fosile dacian-superioare. Această particularitate ne-a permis să urmărim dezvoltarea în suprafață a acestor strate, pînă în apropierea localității Poiana, punct în care dispar sub șesul aluvial al Coșuștei.

După informațiile localnicilor, fîntîna situată pe Valea Mătișului, sub Dealul Curături (la NW de localitatea Căzănești), este așezată pe un strat subțire de lignit.

Tot lîngă Căzănești, în punctul « Sub cracul Cireșul Belii », blocuri și bucăți de lignit de 40 cm diametru ne demonstrează că stratul de lignit prezent undeva în apropiere ar avea cel puțin această grosime.

Pe Valea Stretcu, în apropierea cătunului Jignița, precum și la Valea Rea, prezența unui strat subțire de lignit poate fi legată de apariția la zi a unui izvor care, după cît se pare, curge pe cărbune.

Între Jignița și Valea Rea, peste drum de locuința lui Istrate Urdă, s-a întîlnit un afloriment de lignit (40 cm). Culcușul acestui afloriment este constituit din argile cenușii-verzui, iar acoperișul din nisipuri grosiere galbene (7 m).

La SE de localitatea Jignița, și anume în perimetrul comunei Severinești, cărbunele întîlnit (gros de 60 cm) are în pat argile vinete cărbunoase, iar în acoperiș, de data aceasta, argile negre cărbunoase cu fragmente de lignit.

În apropiere de Severinești, la Cîrnicesti, pe valea cu același nume, aflorează două strate de lignit (50 cm și 35 cm). Stratul al doilea suportă 5 cm argilă vînătă, 10 cm cărbune, 25 cm argilă vînătă nisipoasă, o nouă intercalație de 10 cm cărbune și 1,5 m argilă galbenă, din care au fost recoltate forme de *Theodoxus* sp., *Hyriopsis* sp. și *Melanopsis* sp.

Între Cîrnicesti și Valea Alunului, pe Valea Bisericii, întîlnim intercalații de șist cărbunos și cărbune, totalizînd 30 cm, prinse în argile nisipoase vinete și galbene. Pe Valea Stejarului, situată lîngă Valea Alunului, întîlnim, în loc, un strat de 30—40 cm lignit, iar pe valea imediat începută, denumită Valea Paraschivei, trei strate subțiri de lignit confirmă continuitatea spre SE a ligniștilor ce pot fi urmăriți pe malul drept al Văii Coșuștea.

În partea cea mai de est a regiunii, ligniștii dacieni se întîlnesc pe Valea Seliștea, la sud de localitatea Lupșa de Sus, și pe valea Sperleștilor, în apropierea localității cu același nume. La Sperlești, în apropierea confluenței Văii



Cotea cu Pîrul Cerului, aflorează două strate de lignit (de 60 cm și respectiv de 15 cm), despărțite prin 20 cm argilă vînătă cărbunoasă. Stratul bazal, observat într-o altă deschidere, prezintă o grosime de 64 cm și suportă 6 cm nisipuri galbene, 5 cm argilă cărbunoasă, 20 cm lignit, 30 cm argilă vînătă, 10 cm lignit și în sfîrșit 1 m argilă cenușie-verzuie, fin micacee.

Menționăm că acești cărbuni reprezintă ultimele iviri în partea de SE a regiunii cercetate.

*Cărbunii levantini*. Așa cum am arătat în istoricul lucrării, cărbunii din regiunea Motru—Dunăre au fost atribuiți, după ultimii cercetători, exclusiv etajului Levantin, fiind repartizați la două nivele diferite.

În urma cercetărilor noastre, după ce separăm cartografic, pe criterii paleontologice, depozitele deciene de cele ale Levantinului inferior, considerăm ca aparținând Levantinului, numai cărbunii situați deasupra stratelor cu *Unio pristinus pristinus* BIELZ și *Psilunio craiovensis* TOURNOUER (întîlnite la Stîna lui Pătrașcu, sub Priboești).

Limita inferioară a Levantinului a fost atribuită de noi unui strat subțire de lignit (20–40 cm), întîlnit atât pe malul drept al Văii Coșuștea, precum și la Păltiniș și Valea Pietrei. În culcușul acestui strat, pe lîngă fosilele daciene reprezentate prin *Theodoxus slavonicus* BRUS., *Theodoxus koslinskii* PORUMBARU, *Hyriopsis krejci* WENZ și *Emericia rumana* TOUNOUER., întîlnim și o faună de tranziție către Levantinul inferior, reprezentată prin: *Pisidium iasiense* COB., *Lythoglyphus acutus* BRUS, și *Melanopsis pterochilla* BRUS.

Urmărind pe o serie de profile succesiunea depozitelor Levantinului, constatăm că la acest etaj sănt cantonate o serie de strate de lignit, cu grosimi între 40 cm și 2 m.

Un strat de 80 cm lignit a fost recunoscut sub Dealul Merge, situat la est de cătunul Jignița; în culcușul acestuia sănt prezente forme de *Viviparus ammatus* ȘTEF., *Viviparus bifarcinatus stricturatus* NEAUMAYRI, precum și *Viviparus demanianus* BRUS., caracteristice Levantinului inferior.

La Gîrbovățul de Sus — Cărămidari aflorează două strate de lignit (40 cm și 2 m), separate prin 10 m steril.

Culcușul stratului bazal este constituit din argile cărbunoase, spre deosebire de cel al stratului superior, constituit din nisipuri albe, fin micacee.

Pe oagașul Obîrșia, sub « Cracul Negoiului » situat în apropierea cătunului Roșia, a fost identificat un strat de lignit, (vizibil 70 cm), căruia nu i se vede culcușul.

La Roșia Mică, sub Dealul Tăeturile, a fost de asemenea pus în evidență un strat de lignit în urma arăturilor de toamnă. Din blocurile recoltate, rezultă că grosimea lui ar avea aproximativ 50 cm.

Între Cîrnicești și Valea Alunului, pe Valea Stejerului, aflorează un strat de lignit gros de 50 cm, iar pe Valea Paraschivei, indicațiuni asupra existenței unui strat de lignit sînt date de apariția la zi a numeroase blocuri și bucăți provenite dintr-un strat ce probabil se află undeva în apropiere.

La Curături, lîngă Iercea, subliniem existența a două strate de lignit (1 m și 0,40 m vizibil în afloriment), a căror grosime reală nu poate fi precizată decît în urma unor lucrări de dezvelire.

Pe Valea Gîrbovățul de Jos, în dreptul localității cu același nume, apare în talveg un strat de lignit de 50 cm; deasupra acestuia se întîlnesc încă două strate subțiri, de 15 cm și 25—40 cm, intercalate în nisipuri și prundișuri cu stratificație încrucișată.

Pe Valea Gîrlitei, sub Daalul Cucilor, indicațiuni asupra prezenței unui strat subțire de lignit sînt date de numeroasele bucăți de cărbune (5 cm diametru), care abundă la suprafață. În pornitura situată în amontul văii Seliștea, întîlnim de asemenei blocuri de lignit rupte dintr-un strat de aproximativ 40 cm grosime.

În sfîrșit, la Ciovîrnășeni, pe partea dreaptă a șoselei Turnu Severin — Tg. Jiu, sîntem în prezență unui strat subțire de lignit, gros de 30—40 cm.

*Orizontarea stratelor de lignit.* Din cele relatate rezultă că stratele de cărbuni sînt cantonate în Ponțian, Dacian și Levantin, la diferite nivele stratigrafice.

1. Primul nivel cărbunos îl constituie cele două strate de lignit întîlnite la partea superioară a Ponțianului, sub orizontul lumașelic cu *Phyllicardium planum planum* DESH., (aflorimentele din văile Dosul Lazului și Valea Mare cu grosimi de 10 și 40 cm).

2. Al doilea nivel cărbunos a fost considerat ca fiind reprezentat prin stratul bazal dacian, gros de 3 m, care aflorează în amontul Văii Spulba, în Valea Mare și Valea Seliștea.

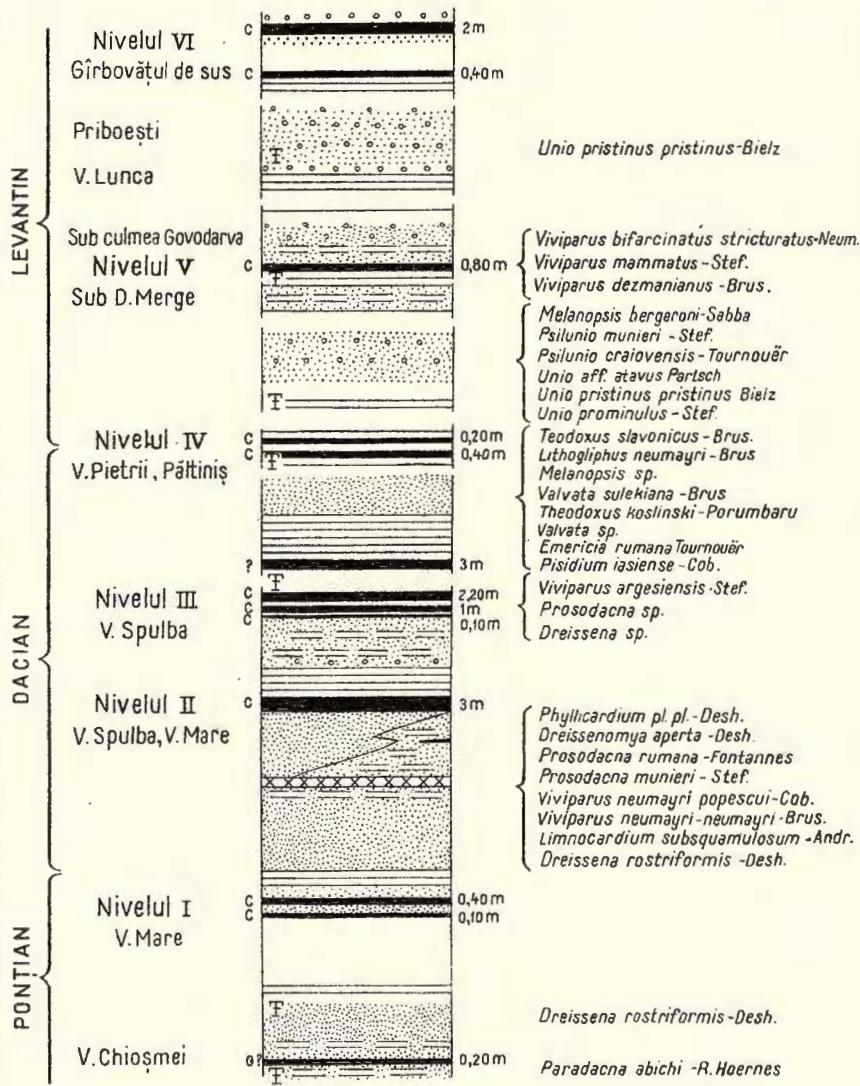
3. Al treilea nivel cărbunos, situat la aproximativ 20 m de stratul bazal, dacian, este constituit din trei strate de lignit cu grosimi respectiv de 10 cm, 1 m și 2,20 m. Aceste strate aflorează pe văile Spulba, Gîrbovățul de Sus, Balica (Valea Roșia). Nivelul cărbunos sus citat, poate fi recunoscut cu ușurință, datorită faptului că în acoperișul stratului de 2,20 m se întîlnesc întotdeauna numeroase forme de *Viviparus argesiensis* ȘTEF., striviți, alături de *Prosodacna* sp., și *Styloceras* sp.

4. Al patrulea nivel cărbunos este format din cîteva strătulete de lignit (2—3 la număr), groase între 20—50 cm., situate la partea superioară a Dacianului din Valea Câprărea, Priboești, Valea Zăvoiului, Valea Seliștea și malul drept al Coșuștei. Acest nivel poate fi ușor identificat, prin culcușul său caracteristic, constituit din argile vinete cu fragmente de cărbuni, cu o faună bogată de: *Pisidium iasiense* COB., *Lythoglyphus acutus* BRUS., *Valvata sulciana* BRUS., *Theo-*



NITĂ PION PETRE

COLOANA STRATIGRAFICĂ SCHEMATICĂ  
A NIVELELOR CU LIGNIT DIN REGIUNEA  
TOPOLNITA-COȘUȘTEA



L E G E N D A

1		<i>Lignit</i>	3		<i>Nisipuri cenușii, vinețe sau galbene</i>	5		<i>Argile</i>
2		<i>Nisipuri argiloase vinețe, cenușii sau galbene</i>	4		<i>Lumășele</i>	6		<i>Nisip, prundis și pietriș</i>



*doxus kosinskii* PORUMBARU, *Melanopsis pterochila* BRUS., *Theodoxus slavonicus* BRUS., caracteristică atât Dacianului superior cît și Levantinului inferior.

5. Al cincilea nivel cărbunos, situat la circa 300 m altitudine în raza dealului Merge, la E de localitatea Jignița, este reprezentat printr-un strat de 80 cm lignit. În culcușul acestui strat abundă formele *Viviparus mammatus* ȘTEF., *Viviparus bifascinatus stricturatus* NEUM. și *Viviparus desmanianus* BRUS., caracteristice Levantinului inferior.

6. Ultimul nivel de lignit a fost întâlnit la Gîrbovățul de Sus — Cărămidari, situându-se deasupra stratelor cu *Unio pristinus* BIELZ (Priboești) și cuprinde două strate (40 cm și 2 m) despărțite prin 8—9 m steril.

Din lucrările de suprafață rezultă că putem atribui aflorimentele de cărbuni dintre Topolnița și Coșuștea la șase nivele diferite, trei dintre aceste nivele (nivelul 2,3 și 4) prezintând interes economic deosebit.

### Concluzii

În urma datelor obținute pînă în prezent, ajungem la următoarele concluzii de ordin stratigrafic și tectonic:

- a) Pliocenul din regiune este reprezentat prin toate etajele sale.
- b) Contra ultimelor vederi, cărbunii dintre Topolnița și Coșuștea au fost atribuiți atât Ponțianului, cît și Dacianului și Levantinului.
- c) În regiune s-au putut identifica șase nivele de lignit, fiecare nivel avînd caracteristici deosebite.
- d) Din punct de vedere tectonic structural, depozitele pliocene constituie în mare un monoclin orientat NW—SE, cu înclinări cuprinse între 3—15° SE, prezintând și ușoare ondulații.

### BIBLIOGRAFIE

1. ARGETOAIA I. P. Pliocenul Olteniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1914.
2. — Studiul faunei de Moluște pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII, 1914.
3. — Orizontarea etajului pontic și limita lui superioară și inferioară în Oltenia. *Bul. Soc. Rom. de Șt.* 1914, an XXII, nr. 6.
4. DRĂGHICEANU M. Mehedinții. *Studii geologice, tehnice și agronomice*, 1885.
5. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice în partea de NW a Olteniei. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V, 1942.
6. GROZESCU H. Zăcăminte de lignit din Pliocenul Olteniei. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. și econ.*, III, nr. 4.
7. JOJA TH. Zăcăminte de lignit din Pliocenul superior dintre Motru și Dunăre. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXV. 1952.



8. MURGOI G. M. Tertiul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, 1907.
9. ONCESCU N. și JOJA TN. Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre V. Dunării și V. Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXV. 1952.
10. ONCESCU N. Zăcăminte de lignit din Pliocenul Depresiunii Getice, cuprins între V. Gilortului și V. Motrului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXV. 1952.
11. PION NIȚĂ PETRE Notă asupra prezenței lui *Valenciennius annulatus* Rouss. în depozitele pliocene de la sud de Cocorova. *Comunic. Acad. R.P.R.*, t. VI, nr. 3, 1956.
12. — Contribuții la stratigrafia Pliocenului dintre văile Topolnița și Coșuștea. *Acad. R.P.R. Studii și cercet. geol.* 3–4, t. III, 1958.
13. ȘTEFĂNESCU GR. Raport pe 1883, *An. Bir. Geol. Rom.*, 1886, p. 77.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ВОЗРАСТОМ И ГОРИЗОНТАМИ  
УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ МЕЖДУ ДОЛИНАМИ ТОПОЛНИЦА  
И КОШУШТЯ  
П. НИЦЭ ПИОН

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор уточняет, на основание палеонтологических критериев возраст лигнитовых пластов и их расчленение на горизонты.

Из указанного им вытекает что угольные пласты приурочены к различным стратиграфическим горизонтам, как в понте так и в дакии и леванте, — включая всего шесть характерных горизонтов.

Первым горизонтом являются два лигнитовых пласта выявленные в верхах понта, под горизонтом ракушечников с *Phyllicardum planum planum*-Desh. (выходы в участке Валя Mare и Досул Лазулуй).

Вторым углистым горизонтом считали что является аналог угольного пласта мощностью в 3 м. (Доли на Спулба, Валя Mare, Валя Сэлиштей), расположенный над глинисто-песчанистой пачкой, в которой преобладают формы *Prosodacna rumana* FONTANNES, *Prosodacna munieri*, *Dreissénomyia aperta* DESH. (Дакейский ярус).

Третий угленосный горизонт расположен приблизительно в 20 м по вертикали от базальтового пласта дакия, причем он состоит из трех пластов лигнита (Валя Спулба, Гыровэул де Сус, Валя Рошие). Третий пласт сохраняет всегда в кровле раздробленные формы *Viviparus argesensis*-ȘTEF., *Prosodacna* sp. и *Styloceratina* sp. и его можно выявить легко на основании этого признака.

Четвертый угольный горизонт был, приписан тонким пластам (2–3 пласта) между 20 и 50 см, расположенным в верхах дакия (Долина



Кэпрэряца, Прибоешть, Долина Зэвоюлуй, Долина Силиштя и правобережье реки Кошуштя). Этот горизонт легко выявить по его характерной кровле, состоящей из синих глин с обломками угля и формами *Pisidium iasiense* Cov., *Lythoglyphus acutus* Brus., *Valvata sulekiana* Brus., *Teodoxus Cosinii* Porumbaru, *Melanopsis pterochila* Brus., характерными как для верхнего дакия, так и для нижнего леванта.

Пятый угольный горизонт представлен лигнитовым пластом мощностью в 80 см (Дялул Мердже восточнее Жигницы). В его лежачем боку изобилуют формы: *Viviparus mammatus* řtef., *Viviparus bifarinatus stricturus* Neum. и *Viviparus desmanianus* Brus., характерные для нижнего леванта.

Последний горизонт, включающий два лигнитовых пласта (Гырбовэцул де Сус, Кэрэмидарь, Прибоешть), имеет у основания пески, в которых преобладает форма *Unio pristinus pristinus* Bielz.

В тектоническом отношении плиоценовые отложения района образуют моноклиналь с падением СЗ-ЮВ, причем пласти имеют наклоны от 3 до 15° и имеют слабо выраженный волнистый характер.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Схематическая стратиграфическая колонка уровней лигнита в области Топлица-Кошуштя.

1, лигнит; 2, голубоватые глинистые пески, серые или желтые; 3, желтые, голубоватые и серые пески, 4, люмахеллы; 5, глины, 6, пески, мелкий или грубый гравий.

## CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE ET LES HORIZONS DES COUCHES À CHARBONS D'ENTRE LES VALLÉES DE LA TOPOLNIȚA ET DE LA COȘUȘTEA

PAR

P. NIȚĂ PION

(Résumé)

Dans cet ouvrage l'auteur précise, sur des critères paléontologiques, l'âge des couches à lignite et leur horizons.

Des données obtenues il résulte que les couches à charbons sont cantonnées à de différents niveaux stratigraphiques, tant dans le Pontien que dans le Dacien et le Levantin, constituant six niveaux caractéristiques.



Le premier niveau est formé de deux couches de lignite rencontrées à la partie supérieure du Pontien, sous l'horizon lumachellique à *Phyllicardium planum planum* DESH. (les occurrences de Valea Mare et de Dosul Lazului).

Le deuxième niveau à charbons a été considéré l'équivalent d'une couche à charbons de 3 m (vallées de Spulba Mare et de Săliștea), reposant sur un paquet argilo-sableux, dans lequel prédominent les formes *Prosodacna rumana* FONTANNES, *Prosodacna munieri*, *Dreissenomya aperte* DESH. (Dacien).

Le troisième niveau à charbons est situé à environ 20 m en verticale par rapport à la couche basale dacienne, consistant en trois couches de lignite (vallées de Spulba, de Gîrbovățul de Sus, et de Roșia). Vu que dans le toit de la troisième couche il y a toujours des formes écrasées de *Viviparus argesiensis* STEF., *Prosodacna* sp. et *Stylocardina* sp., elle peut être facilement identifiée.

Le quatrième niveau charbonneux a été attribué à 2–3 couches minces de 20–50 cm, situées à la partie supérieure du Dacien (vallées de Căprărea, de Priboești, de Zăvoiul, de Siliștea et la rive droite de la Coșuștea). Le niveau peut être facilement identifié grâce à son mur caractéristique, constitué par des argiles violacées à fragments de charbon et les formes *Pisidium iasiense*. COB., *Lythoglyphus acutus* BRUS., *Valvata sulciana* BRUS., *Teodoxus kosinskii* PORUMBARU, *Melanopsis pterochila* BRUS., caractéristiques tant pour la Dacien supérieur, que pour le Levantin inférieur.

Le cinquième niveau charbonneux est représenté par une couche de lignite de 80 cm d'épaisseur (Dealul Merge à l'E de Jignița). Dans son mur abondent les formes *Viviparus mammatus* STEF., *Viviparus bifarinatus stricturatus* NEUM. et *Viviparus desmanianus* BRUS., caractéristiques pour le Levantin inférieur.

Le dernier niveau comprend deux couches de lignite (les localités Gîrbovățul de Sus, Cărămidari, Priboești) et à sa base se trouvent des sables dans lesquelles la forme *Unio pristinus pristinus* BIELZ prend le dessus.

Au point de vue tectonique, les dépôts pliocènes de la région forment un monocinal à pendage NW—SE; les couches ont des pendages allant de 3° à 15° et accusent parfois de faibles ondulations.

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonne stratigraphique schématique des niveaux à lignite de la région Topolnița—Coșuștea.

1, lignite; 2, sables argileux bleuâtres, gris ou jaunes; 3, sables gris, bleuâtres ou jaunes; 4, lumachelle; 5 argiles; 6, sable, gravier menu ou grossier.



GEOLOGIA REGIUNII DINTRE P. BOLOVĂNIŞ ŞI  
P. RĂDVANU (VALEA SUPERIOARĂ A TARCĂULUI<sup>1)</sup>  
DE  
LIVIU IONESI

*Limite.* Regiunea de care ne-am ocupat în vara anului 1955 se găsește în valea superioară a Tarcăului, având ca limite, spre N P. Bolovăniş, spre S P. Răduvanu și creasta dintre Muntele Tarcăul Mare și cota Mihaly Szallas, spre W culmea dintre cotele Balvanyos și Mihaly Szallas, iar spre E depășește cu la 2–3 km P. Merișor și P. Tarcău.

*Orografie.* Regiunea delimitată mai sus se înglobează în Munții Tarcăului. Înălțimile cele mai mari se înșiruie pe creasta Grinduș — Tarcăul Mare (înălțimi peste 1600 m) și în continuarea acestei creste spre N de P. Târcuța, în culmea Ardele (1595 m). Înălțimile mari pe această zonă își au explicația în faciesul petrografic, deoarece se suprapun exact pe gresia de Tarcău. Din culmile Tarcăul Mare și Ardele spre E se desprind adevarate contraforturi, picioare, ce formează interfluvii afluenților transversali ai pâraielor Merișor și Tarcău. Spre W de zona gresiei de Tarcău, pe faciesul petrografic al Șisturilor negre și pe zona marnoașă aptiană, se înscrive un relief mai domol, un fel de uluc cu peste 200 m mai jos față de culmea înaltă Tarcăul Mare — Ardele. Acest uluc este închis mai spre W de creasta Balvanyos — Mihaly Szallas, ce se înscrive pe faciesul gresos dar mai puțin dur al Albianului. Înălțimile nu ating aici valori de 1600 m, deși și această porțiune reprezintă cumpăna de ape dintre bazinele Trotușului și Tarcăului. Se poate vorbi de o adaptare la structură a reliefului, în sensul că liniile principale de relief sunt orientate pe direcția de cutare a stratelor.

*Hidrografie.* Principala arteră hidrografică din regiune este P. Tarcău, care spre izvoare are denumirea de P. Merișor. P. Tarcău are un curs longitudinal, pe anumite porțiuni mici însă este ortogonal sau chiar transversal. Înspre izvoare

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 12 aprilie 1957.



P. Merișor, de la confluența cu P. Tarcău și pînă în aval de confluența cu P. Tapului, își are albia croită chiar pe axul unui sinclinal; spre aval se abate treptat mai spre E, albia fiind croită pe flancul estic al sinclinalului. Afluenții Tarcăului au cursuri transversale și din aceștia mai importanți sînt: pe stînga P. Tărcuța și P. Bolovăniș, iar pe dreapta P. Răchitiș, P. Goșman și Pîrîul lui Dumitru.

*Terase.* Deși P. Tarcău are o vale îngustă, el este însotit totuși de terase ce nu au mai mult de 200 m lățime și de conuri terasate. Terasele sînt tăiate în rocă, materialul acumulativ fiind redus la o pojghiță subțire de 0,5—3 m grosime. Nivelul cel mai constant care se poate urmări este un nivel de 20—25 m (alt. relativă). Acestui nivel i se mai adaugă local și un număr de trepte cu altitudine mai mică. În aval de confluența pîrîului Tarcău cu P. Răchitei, mai apare un nivel superior de 40 m, sub forma unui fragment mic.

*Istoric.* Primele cercetări în bazinul Tarcăului datează din 1907 și aparțin lui S. ATHANASIU (2). În 1955 apare lucrarea de sinteză a lui I. BĂNCILĂ (3), asupra Paleogenului zonei mediane a Flișului. Autorul restrînge denumirea de gresie de Tarcău exclusiv la gresia eocenă, separă depozite oligocene în bazinile Trotușului și Bistriței și face o orizontare amănunțită a depozitelor paleogene din zona mediană. Zona Șisturilor negre din valea Tarcăului a fost studiată și cartată și de M. FILIPESCU (5). În anul 1954, în partea superioară a văii Tarcăului a făcut cercetări S. PAULIUC<sup>1)</sup>.

### Stratigrafia

Formațiunile geologice care intră în constituția regiunii de care ne-am ocupat aparțin zonei Flișului și se pot repartiza următoarelor unități: zona internă a Flișului, zona Șisturilor negre, zona paleogenă.

**I. Zona internă a Flișului.** Din zona Flișului intern nu am cercetat decît o porțiune foarte mică înspre izvoarele pîraielor Bolovaniș și Tărcuței, pînă în creasta Balvanyos—Mihaly Szallas. În depozitele din această porțiune se pot separa două serii distincte: o serie marno-argiloasă (Aptian) și o serie gresoasă (Albian), care corespund la ceea ce s-a separat în Flișul intern al Carpaților orientali, de G. MACOVEI și I. ATANASIU (11), ca orizont marnos și orizont gresos al Aptianului.

**1. Aptianul (orizontul marnos)** formează o fișie de aproximativ 1,5 m lățime, spre W de complexul gresiilor calcaroase curbicorticale. Litologic,

<sup>1)</sup> S. PAULIUC. Raport geologic, 1954.



Aptianul este constituit dintr-o alternanță de marne argiloase și argile cu gresii subțiri calcaroase. Marnele argiloase sunt micacee, șistoase, de coloare cenușie, verzuie sau negricioasă. Abundența micii le dă un aspect satinat caracteristic. Uscate devin casante și se rup cu zgromot. Uneori prezintă impresiuni de Fucoide. Argilele sunt de obicei verzui și mai moi. Ca intercalații repetitive între marno-argile și argile sunt gresii fine, calcaroase, micacee, cenușii, în strate cu o grosime de 20—30 cm. Stratele de gresie prezintă de obicei structură curbicorticală și au hieroglife mici la partea inferioară. Foarte rar se întâlnesc și mici lentile de marno-calcare sideritice.

În afară de impresiunile de Fucoide nu am găsit alte resturi organice. Fosilele provenite din acest orizont sunt foarte rare. Astfel G. MACOVEI și I. ATANASIU citează pe V. Bicazului la Chisirig și la Gura Hangului, pe Bistrița, câteva exemplare de *Orbitolina conoidea* GRASS. (11 p. 73; 11 p. 301), iar în fața confluenței Bistrițioarei cu Bistrița, câteva fragmente de *Hoplites* și un exemplar de *Aptychus* (12 p. 301). M. FILIPESCU (7 p. 303) citează din acest orizont deasemeni Orbitoline nedeterminate specific precum și un mulaj de Amonit ce pare a fi un *Parahoplites*. Argumentele paleontologice citate de acești autori pledează pentru vîrsta aptiană a acestui orizont.

**2. Albianul (orizontul gresos).** Din acest orizont nu am urmărit decât o porțiune mică pentru a putea trasa limita de vest a Aptianului. Lipsa unor profile clare nu ne-au furnizat indicații precise în privința contactului dintre orizontul marnos și cel gresos. Orizontul gresos formează o fâșie care se alipește orizontului marnos, constituind creasta Balvanyos—Mihaly Szallas. Porțiunea urmărită este formată din bancuri de gresii masive, uneori cu zone microconglomeratice, având ca intercalații marno-argile și gresii subțiri. Gresiile au bobul potrivit sau grosier, sunt foarte micacee, puțin calcaroase și de coloare cenușie-verzuie în spărtură proaspătă. Sunt destul de friabile și se altereză ușor, devenind gălbui. Ca intercalații, bancurile de gresii prezintă argile sau marne șistoase, cenușii-gălbui. Din cauză că intercalațiiile argilo-marnoase sunt reduse, gresiile au un aspect masiv.

În gresiile din acest orizont se citează (7 p. 303—304) unele resturi fosile care pledează pentru plasarea lui în Albian.

**II. Zona Șisturilor negre.** În această zonă am înglobat Șisturile negre propriu-zise, cît și un complex de gresii calcaroase curbicorticale.

**A) Șisturile negre (Strate de Audia).** Acestea sunt dezvoltate începând de la vest de zona paleogenă, adică aproximativ spre W de confluența pîrîului Tărcuța cu P. Hanului și a pîrîului Ardele cu P. Bolovaniș,



formînd o zonă de cca 800 m lățime. Șisturile negre au făcut obiectul a numeroase studii, însă poziția lor tectonică și lipsa de fosile au făcut ca acest complex de roce să fie interpretat în mod diferit în privința vîrstei. M. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC (6), în studiile recente pe care le-au interprins între V. Buzăului și V. Covasnei, pe baza resturilor fosile găsite și a celor citate de alți autori, ajung la concluzia că Șisturile negre formează o serie comprehensivă de la Valangianian pînă în Cenomanian. După criterii paleontologice și petrografice în seria Șisturilor negre se separă trei complexe: Complexul sferosideritic, în bază, de vîrstă valangianian-baremană, Complexul șistos, aptian-albian inferior și Complexul gresiilor glauconitice atribuit Albianului superior - Cenomanianului inferior.

În regiunea studiată, după cum am amintit, Șisturile negre formează o fîsie îngustă de 800 m, în care am putut separa două orizonturi: un orizont inferior, care ar corespunde complexului șistor și poate și unei părți din complexul sferosideritic, separate de M. FILIPESCU, și un orizont de gresii silicioase glauconitice, superior primului. Noțiunea de orizont inferior se referă la poziția față de orizontul de gresii glauconitice.

1. *Orizontul inferior (Baremanian-Albian inferior)*. Acest orizont ar corespunde, după cum am arătat, complexului șistos și poate și unei părți din complexul sferosideritic, separate de M. FILIPESCU. Din aceste motive i-am atribuit o vîrstă între Baremanian și Albianul inferior.

Litologic este format din șisturi argiloase și argilo-marnoase negre, uneori silicificate, alteori cu aspect ardezan, marne și argile verzui-cenușii, rar cu impresiuni de Fucoide, marno-calcare sideritice, în strate de 30–40 cm, cenușii-negri-cioase în interior, alb murdar pe suprafața expusă și conținînd concentrații lentiliforme sideritice, gresii calcaroase micacee, sferosiderite sub formă de lentile și silicifieri de tipul opalitelor. Sferosideritele și marno-calcarele sideritice apar într-o proporție redusă în cuprinsul întregului orizont, totuși puțin mai numeroase spre bază. Apare bine deschis pe P. Târcuții.

2. *Orizontul gresiilor glauconitice silicioase (Albian superior—Cenomanian inferior)*. Aceasta corespunde întru totul complexului gresiilor glauconitice silicioase separat de M. FILIPESCU. Este constituit dintr-o alternanță de strate de gresii silicioase și șisturi argiloase verzi și negre. Gresiile nu depășesc 1,20 m grosime; sunt compacte, silicioase, cu aspect sticlos, de coloare cenușie-negriocasă, sau verzuie cînd abundă glauconitul. Unele au bobul grosier, încît au aspect cuartitic. Frecvent sunt diaclazate și au și hieroglife la partea inferioară. Spre partea superioară a stratului unele din gresii devin argilo-marnoase, de coloare negriocasă. Între gresii apar intercalații de șisturi argiloase verzi și negre, în



grosime de 1–6 m. Ca resturi fosile nu am găsit decât unele impresiuni de Fucoide în intercalațiile argiloase dintre gresii.

B) *Orizontul gresiilor calcaroase curbicorticale (Cenomanian superior–Turonian inferior)*. La partea superioară a gresiilor silicioase apare un pachet de strate, format din gresii fine, calcaroase, de coloare cenușie, cu intercalații de argile cenușii sau negricioase; marne cu Fucoide și marne roșii. Gresiile, cel mai adesea, sunt curbicorticale, prezintă hieroglife mici și sunt străbătute de diaclaze numeroase, din care unele au peste 1 cm grosime. Grosimea obișnuită a gresiilor este de 30–40 cm, la baza orizontului au grosimi mai mari, cind sunt de altfel și mai dure și mai puternic diaclazate. Argilele sunt micacee, șistoase, de coloare cenușie sau negricioasă, iar unele prezintă cruste de oxizi de fer, ceea ce le dă un aspect ruginiu (intercalații rare). Marnele sunt ceva mai compacte, mai deschise la culoare și în special acestea au numeroase impresiuni de Fucoide. Majoritatea impresiunilor sunt mici; se găsesc însă și unele impresiuni mari. Marnele roșii nu apar decât pe P. Hanului, în aval de cota 1139 m, într-o alunecătură pe flancul drept al văii.

Acest pachet de strate, prin poziția sa geometrică, corespunde probabil cu « Stratele de Zagon » separate de M. FILIPESCU (7) și considerate de autor de vîrstă Cenomanian superior - Turonian.

**III. Zona paleogenă.** Depozitele paleogene apar spre E de zona Șisturilor negre și aparțin Eocenului și Oligocenului.

A) *E o c e n u l*. Depozitele eocene apar dezvoltate în faciesul gresiei de Tarcău. Urmărind depozitele eocene din regiune, am putut separa cinci orizonturi distințe, care au fost cartate separat. Separarea acestor orizonturi se datorează faptului că regiunea este bine deschisă, iar depozitele apar cutate sub forma unor cufe largi, în care se pot urmări succesiunile normale ale stratelor. Dacă partea superioară a Eocenului se poate urmări bine, observându-se trecerea dintre Eocen și Oligocen, baza depozitelor eocene cît și patul lor mai vechi nu apar.

Cele cinci orizonturi, în succesiunea lor normală, sunt următoarele: Orizontul inferior al gresiei de Tarcău; Orizontul argilelor roșii și verzi; Orizontul superior al gresiei de Tarcău; Stratele de Plop și Stratele de Ardeluța.

1. *Orizontul inferior al gresiei de Tarcău*. Am înglobat la acest orizont gresiile de Tarcău de sub argilele roșii și verzi. Este format din gresii sub formă de bancuri masive, prezintând doar slabe intercalații de marno-argile cenușii-negricioase. Gresiile se prezintă destul de monoton, fără prea mari variații petrografice. Macroscopic apare ca o gresie foarte dură, cu bob potrivit



sau grosier, micacee, de culoare cenușie și produce efervescență la rece cu HCL. Frecvent prezintă zone microconglomeratice sau fragmente mai mari dispersate în masa rocei. Apare dispusă în strate pînă la 3—4 m grosime, asociate în bancuri masive de zeci de metri. În secțiuni subțiri<sup>1)</sup> materialul detritic este format 70—80% din granule de cuarț colțuroase, majoritatea prezentind numeroase inclusiuni, apoi din ortoză, puternic alterată și transformată parțial în sericit, feldspați plagioclazi prezentind macla albitului, microclin în granule mici, muscovit în baghete alungite și adesea curbate, rare baghete de biotit. Mica prezintă și slabe fenomene de cloritizare. Se mai întîlnesc granule de calcită și de zircon. Cimentul aproape că lipsește, mineralele fiind prinse ca într-o structură grăunțoasă, legătura granulelor mari făcîndu-se prin granule mici de cuarț, feldspați, calcită, mică. Secțiunea examinată provine de pe P. Bolovăniș 80 m în amonte de confluența cu P. Paltin.

Argilele sănt fin micacee, dure, de culoare cenușie sau negricioasă, cu unele varietăți mai gresoase. Se prezintă sub formă de intercalații reduse, ceea ce dă un aspect cu totul masiv gresiilor.

Acest orizont reprezintă partea cea mai inferioară, vizibilă în regiune, din gresia de Tarcău. El apare pe flancul estic al anticlinalului făiat P. Ursului—Ardele—Tarcăul Mare. I. BĂNCILĂ (3) separă la baza gresiei de Tarcău, un orizont în grosime de cca 100 m, format din gresii calcaroase între 0,10—0,80 m, cu intercalații de marne calcaroase cenușii-azurii. Pe P. Bolovăniș și pe P. Târcuța, se pare însă că acest orizont lipsește, întrucât anticlinalul este făiat și are flancul vestic mult scoborît. Pe flancul estic partea cea mai inferioară vizibilă îl formează orizontul descris mai sus.

*2. Orizontul argilelor roșii și verzi.* Uniformitatea petrografică a gresiei de Tarcău este întreruptă de apariția unui orizont format din argile roșii și argile verzi cu intercalații de gresii subțiri cenușii-verzui. Argilele roșii sănt groase, foarte dure, micacee, se desfac neregulat și nu fac pastă cu apa. Unele sănt pătate. Apar sub formă de intercalații de 5—10 cm și alternează cu argile verzi, ce sănt de asemenea gresoase, fin micacee și dure. Intercalate în argile la distanțe de 0,5—2 m, sănt gresii cenușii-verzui, dure cu bob fin, micacee, în strate de 5—10 cm. Examinate la microscop în secțiuni subțiri, materialul detritic al acestor gresii este format din cuarț sub formă de granule mari colțuroase, însă cu tendință de rulare, în proporție de 60—70%, ortoză puternic alterată și transformată în sericit, feldspați plagioclazi bine conservați, muscovit în baghete alungite, unele prezentind fenomene de cloritizare, glauconit abundant, răspândit în toată masa, mai rar biotit, magnetit, zircon, accidental clorit. Cimentul este

<sup>1)</sup> Analiza secțiunilor subțiri am făcut-o cu ajutorul prof. O. NICHIT



redus, fiind format în parte din calcită și în parte din granule mici de aceleasi minerale. Din examinarea secțiunii reiese că culoarea verzuie se datorește prezenței glauconitului. Secțiunea provine de pe P. Bolovăniș, din fața confluenței cu P. Paltin.

Pe lîngă gresiile descrise mai sus, între argilele roșii și verzi se mai pot găsi și gresii micacee de tip Tarcău. Prin spălare nu am găsit în argilele din acest orizont decât foarte rare Foraminifere aglutinante, aparținând genurilor *Haplophragmoides* și *Hyperammina*.

În ce privește poziția argilelor roșii, cît și faptul dacă ele reprezintă sau nu un termen stratigrafic, I. ATANASIU (1) exprimă părerea că intercalatiile roșii din solzii cei mai interni ai gresiei de Tarcău sunt echivalentul Stratelor de Plop. După I. ATANASIU, gresia de Tarcău din solzii cei mai interni invadează Eocenul superior (Strate de Plop) și în acest caz o separare a Stratelor de Plop nu este posibilă, singurele indicii de existență lor rămînând marnele roșii intercalate în gresia de Tarcău.

Însă, după cum vom arăta mai departe, și în partea vestică a gresiei de Tarcău există Strate de Plop și ca atare argilele roșii din acest orizont sunt diferite de cele din Stratele de Plop.

I. DUMITRESCU (4 p. 208), în orizontarea pe care o face în gresia de Tarcău, consideră intercalatiile roșii ca aparținând unui orizont mediu, care către partea superioară prezintă argile sistoase, nisipoase cu aspect de disodile.

Din observațiile noastre, efectuate atât în regiunea izvoarelor pîrîului Tarcău, cît și mai la sud în regiunea dintre P. Repat (afluent al pîrîului Cason) și P. Sulța, argilele roșii și verzi formează un orizont distinct, în zona cea mai de vest a gresiei de Tarcău. Ca poziție geometrică acest orizont este situat spre baza gresiei de Tarcău. Grosimea orizontului este mică, astfel pe P. Bolovăniș apare deschis pe o grosime de 20–30 m, iar pe P. Uzu (în aval de Akloscsarda) are cca 60 m. Fiind un orizont de natură argiloasă, cuprins între gresii masive, el poate suferi compresiuni diferite sau chiar laminări, încît variația de grosime este explicabilă. Desigur însă ar putea fi și reduceri de sedimentare a argilelor roșii și verzi în favoarea gresiilor.

Considerîndu-l ca un orizont distinct, am separat gresia de Tarcău într-un orizont inferior și un orizont superior.

*Orizontul superior al gresiei de Tarcău.* Peste argilele roșii și verzi urmează în continuare un orizont foarte puternic de gresii de Tarcău. Gresiile din acest orizont se prezintă destul de monoton, fără prea mari variații; sănt totuși greu de sintetizat caracterele unui complex gresos ce depășește 1000 m grosime. Tipul cel mai comun îl formează gresiile compacte, dure, cu bob potrivit sau grosier, micacee, de culoare cenușie, ce produc efervescență cu HCl și



se prezintă în strate pînă la 3—4 m grosime, de obicei cu hieroglife la partea inferioară. La foarte multe strate de gresii de Tarcău există fenomenul de stratificare fracționată, cu zone microconglomeratice sau grosiere în bază și gresii din ce în ce mai fine spre partea superioară a stratului. Mai rar apar și gresii cu stratificare în plăci, ce se desprind prin lovire în plăci plane după zone pronunțat micacee. Ca intercalații între stratele de gresii sunt argile cenușii-verzui, fin micacee, unele ceva mai gresoase și mai dure. Spre partea superioară apar și cîteva intercalații centimetrice de argile brune sau pătate. Argilele apar sub formă de intercalații reduse la cîțiva cm sau sub formă de intercalații repetitive de 1—2 m grosime între stratele de gresii. Există însă și cîteva zone argiloase dominante, în grosime de 20—30 m, în care gresiile apar ca intercalații subordonate. Gresiile din zonele argiloase se deosebesc de gresiile masive; au bobul fin, sunt foarte dure, micacee, calcaroase și de culoare cenușie închisă. Apar în strate subțiri pînă la 30 cm grosime. În ansamblu, față de orizontul inferior, în acest orizont intercalațiile argiloase sunt mai fecvente. Astfel, dacă în bază argilele au cîțiva metri grosime, spre partea superioară grosimea lor crește, ajungînd pînă la 30 m. Deși frecvența intercalațiilor argiloase este mai mare, nota dominantă este imprimată tot de gresiile de Tarcău dispuse în bancuri masive de zeci de metri.

La partea superioară a orizontului, sub Stratele de Plop se găsește o zonă de cca 25 m grosime, formată din argile verzi cu intercalații repetitive de gresii curbicorticale cu hieroglife abundente. În această zonă apar și cîteva intercalații centimetrice de argile brune-cărămizii, după cum se pot vedea pe P. Tarcău, în aval de confluența cu P. Merișor. În argilele din această zonă am găsit următoarea asociație microfaunistică<sup>1)</sup>:

*Cyclammina amplectens* GRZYB.

*Ammodiscus* sp.

*Cyclammina* sp.

*Lituotuba lata* GRZYB.

*Glomospira charoides* JONES et PARKER

*Haplophragmoides* sp.

*Glomospira* sp.

*Batysiphon nodosariformis* SUBB.

Trebuie remarcat faptul că în această asociație se găsesc speciile: *Cyclammina amplectens* GRZYB. și *Lituotuba lata* GRZYB., care sunt date de F. Huss (9) în Polonia pentru unitatea de Weglowka, drept forme tipice pentru Eocenul mediu și superior de sub șisturile menilitice.

Grosimea acestui orizont este, pe P. Bolovăniș, de cca 1300 m, iar pe P. Cășăria și P. Tărcuța de cca 1100 m. Această diferență de grosime pe o distanță atât de mică s-ar datora faptului că spre sud de P. Bolovăniș, stratele nu mai sunt în poziție normală, ci răsturnate spre vest. Această răsturnare este posibil să fi provocat și unele laminări.

<sup>1)</sup> Microfauna a fost determinată de N. PAGHIDA și B. IONESI.



**4. Stratele de Plopă.** Gresia de Tarcău este acoperită, în toate profilele urmărite în regiune, de un pachet de strate format în special din argile cenușii-verzui, în alternanță cu gresii subțiri curbicorticale. Prin poziția sa geometrică și constituția sa litologică acest orizont corespunde cu «Stratele de Plopă», separate și denumite astfel de I. ATANASIU (1). Față de Stratele de Plopă din zona estică a gresiei de Tarcău, aici lipsesc argilele roșii.

Petrografic acest orizont este constituit din argile cenușii-verzui, sistoase, dure, și din argile verzi, moi, în alternanță regulată cu gresii fine, calcaroase, micacee, diaclazate, curbicorticale, în strate de 2–25 cm grosime, cu hieroglife la partea inferioară. Pe lîngă aceste gresii, mai sunt și cîteva intercalații de gresii grosiere, micacee, mai puțin calcaroase (efervescentă slabă cu HCl), de culoare cenușie deschisă, în strate pînă la 50 cm grosime și fără textură curbicorticală.

Într-o probă din aceste argile, colectată de pe P. Bolovăniș, am găsit următoarea microfaună:

*Reophax pilulifera* BRADY

*Gloospira irregularis* GRZYB.

*Rzeħakina epigona* RZEHAK

*Trochammina advena* CUSHMAN

*Trochamminoides irregularis* WHITE

*Nodellum velascoense* CUSHMAN.

*Aschemonella* sp.

*Plectina* sp.

*Dendrophyra* sp.

Trecerea între gresia de Tarcău și Stratele de Plopă se face destul de brusc. Astfel, peste zona argiloasă de cca 25 m (în care se găsesc intercalații centimetricice de argile brune) urmează un banc masiv de gresii de Tarcău, peste care se instalează pachetul de argile verzi și gresii curbicorticale (Stratele de Plopă). În sin-clinalul Bîrca Răchiței—Înțărcațoarea—Piciorul Făgetelu, Stratele de Plopă apar în flancul estic și vestic, fără variații litologice, în schimb spre vest de anticlinalul faliat Ardele—Tarcăul Mare, intercalațiile gresoase sunt mai abundente, au grosimi mai mari și trec chiar în microconglomerate.

În concluzie, se poate preciza că orizontul gresos inferior al Eocenului n-a invadat spre W orizontul superior argilos (Stratele de Plopă) și că deci în Eocenul superior, pe întreaga arie de sedimentare a gresiei de Tarcău, s-a depus un pachet de sedimete argiloase identice, cu unele mici variații transversale (lipsa spre W a argilelor roșii) — Stratele de Plopă. Grosimea Stratelor de Plopă în profilele urmărite este de cca 200 m.

**5. Stratele de Ardeluța.** Peste Stratele de Plopă urmează în continuitate din nou gresii și microconglomerate ce au ca intercalații marne și marno-calcare. Aceste strate se pun net în evidență față de Stratele de Plopă, pe care stau, și față de rocele care le acoperă (marno-calcare cenușii bituminoase). Cu aceste



strate se produce și o schimbare de facies, locul argilelor este luat de marne; astfel, dacă în bază mai persistă argile, treptat locul lor este luat de marnă, ajungindu-se la marno-calcare. Gresiile au culoare cenușie deschisă, sănt mai calcaroase și mai puțin micacee decât gresiile de Tarcău. Cele care au grosimi pînă la 1 m au bobul fin, pe cînd stratele cu grosimi mai mari, au bobul grosier. Înspre partea inferioară a orizontului există un banc de 6—7 m de gresii cu bob grosier și pojghițe microconglomeratice, iar spre mijloc un banc microconglomeratic de  $\pm$  2 m grosime. Elementele acestui microconglomerat sănt formate din: cuarț în cantitate mare, șisturi cristaline, calcar, plagioclazi (rar), glauconit (rar), prinse într-un ciment calcaros. Culoarea lor este cenușie deschisă în spărtură proaspătă și galbuiu în alterație. Microconglomeratul este fosilifer și în el am identificat: Numuliți mici cu diametrul pînă la 4 mm, *Asterocyclus (Orthophragmina) stella* GÜMBEL, *Dyscocyclina (Orthophragmina)* sp. ?, *Lepidocyclus* sp., *Robulus* sp., *Nodosaria* sp.

Numuliți sănt vizibili și cu ochiul liber, în special pe suprafețele alterate. Pe P. Tărcuța apare un strat microconglomeratic (mai mult o gresie grosieră) sub microconglomeratul de 2 m, spre limita cu Stratele de Plop, în care am identificat la fel Numuliți mici; deasemeni și pe P. Merișor, în amonte de confluența cu P. Tărcuța, într-un strat de gresie am găsit cîțiva Numuliți mici.

Ca intercalații între gresii se găsesc spre partea inferioară argile și marne verzui pînă la 1—2 m grosime, iar spre partea superioară, peste microconglomeratul cu Numuliți, marne calcareoase dure, verzui, pînă la 4—5 m grosime, avînd între ele strătulete de gresii fine, calcareoase, fisurate, foarte dure, de culoare cenușie închisă, în grosimi de 2—10 cm. Marno-calcarele apar foarte bine deschise pe P. Cășăria.

Atât în marne, cât și în marno-calcare, se găsește o abundentă microfaună de Globigerine, din care s-au determinat specile: *Globigerinoides conglobatus* H. B. BRADY și *Globigerina cf. inflata* D'ORB.

În sinclinalul de pe stînga văii Tarcăului (Bîtca Răchiței—Înțărcațoarea—Piciorul Făgetelu), acest pachet de strate apare atît în flancul estic cît și în cel vestic, fără variații litologice, avînd o grosime de cca 70 m. Este foarte bine deschis pe P. Cășăria, P. Tărcuța și P. Merișor. Pe flancul de vest al anticlinalului faliat Ardele—Tarcăul Mare, unde apar din nou aceste strate, sănt mai abundente intercalațiile conglomeratice, iar grosimea orizontului pare să fie mai mare. Am întîlnit conglomeratele cu Numuliți și marno-calcarale cu Globigerine și pe flancul de est al anticlinalului de pe dreapta Tarcăului, pe P. Răchitiș și Pîrîul lui Dumitru. Mult mai spre S, pe P. Ciobănaș, cca 700 m în amonte de confluența cu P. Lovasz, am găsit în 1954, marno-calcare verzui de același tip și care conțin la fel Globigerine, în aceeași poziție la partea superioară a unui orizont de argile verzi și gresii curbicorticale (Strate de Plop).



I. BĂNCILĂ (3) denumește aceste strate «Orizontul bazal al gresiei de Fusaru» și le consideră ca baza Oligocenului de tip median. Pe flancurile anticinalului Ciudamir—Tărăuș—Măgura Bicazului (partea cea mai de vest a zonei mediane) I. BĂNCILĂ menționează în acest orizont prezența unui conglomerat cu Numuliți mici.

În ce privește vîrsta, credem că aceste strate aparțin Eocenului superior și nu Oligocenului. Asociația de Foraminifere găsită ne poate da unele precizări. Asterocyclinele sunt caracteristice pentru Eocenul mediu și superior, Discocyclinele nu depășesc Eocenul superior, iar *Globigerinoides conglobatus* H. B. BRADY este dat de N. N. SUBBOTINA (16) pentru Caucazul de nord, ca formă caracteristică pentru Eocenul superior, creând chiar o zonă cu *Globigerinoides conglobatus*.

Pe baza asociației de Foraminifere pe care o conțin, considerăm aceste strate ca reprezentând partea cea mai superioară a Eocenului. Formând un orizont distinct la partea superioară a Stratelor de Plop, am denumit aceste gresii, microconglomerate, marne și marno-calcare «Strate de Ardeluța», întrucât apar bine deschise în împrejurimile acestei localități de pe valea Tarcăului.

Făcînd o comparație cu zona estică a gresiei de Tarcău, ne frapează paralelizările care se pot face. Astfel, în zona estică, între Stratele de Plop și marnele albe bituminoase cu menilite se interpune gresia de Lucăcești, pe cînd în zona cea mai vestică a gresiei de Tarcău, între argilele verzi și gresiile curbicorticale (Strate de Plop) și marnele cenușii bituminoase cu intercalații menilitice din baza orizontului disodiliform se interpune pachetul de strate amintit mai sus (Stratele de Ardeluța). Ne-am aflat deci în fața acelorași depozite, dar care spre vest îmbracă un facies micaceu. Este de cărui foarte logic de a considera pe acestea din urmă drept un echivalent stratigrafic al gresiei de Lucăcești. Și I. BĂNCILĂ (3) consideră orizontul bazal al gresiei de Fusaru ca un echivalent stratigrafic al gresiei de Lucăcești.

B) *Oligocenul*. Oligocenul apare dezvoltat într-un facies intern, deosebit în parte de faciesul marginal prin aceea că locul gresiei de Kliwa este luat de o gresie micacee, cenușie, asemănătoare cu gresia de Tarcău, anume gresia de Fusaru. Pe baza asemănării litologice, aceste gresii au fost considerate drept gresii de Tarcău și ca atare trecute la Eocen, cum apar de altfel și pe harta Comitetului Geologic la scara 1:500.000, foaia 2b. Totuși, existența unui Oligocen asemănător șisturilor menilitice, în zona gresiei de Tarcău, a fost semnalată încă de S. ATHANASIU (2, p. 51), care menționează că: «astfel de straturi apar în valea Tarcăului de la gura pîrîului Murgoci în sus pînă spre Răchitiș, formînd o bandă îngustă». Această relatată, ce corespunde realității, nu a fost luată însă ulterior în considerare, și pe hărțile editate nu este figurat decît Eocenul.

În depozitele de deasupra Stratelor de Ardeluța am separat două orizonturi distințe: un orizont de argile disodiliforme, cu un pachet de marne cenușii bituminoase și menilite în bază, și un orizont superior format din gresii de Fusaru. Separarea acestor două orizonturi a fost determinată și de motive cartografice.

1. *Orizontul argilelor disodiliforme.* În continuare peste ceea ce am separat sub numele de Strate de Ardeluța, urmează un pachet de circa 20 m grosime, de marne brune-cenușii cu menilite. Unele sunt fine și compacte, altele mai nisipoase, mai micacee și cu șistozitatea mai pronunțată. Sunt ușor bituminoase (prin frecare degăjă miros de bitumen). Cele mai tipice sunt marnele fine, compacte, cu desprindere în plăci neregulate sau plane, de culoare brună-cenușie în spărtură proaspătă și alb murdar sau alb-albăstrui pe suprafețele expuse. Ca intercalații se găsesc gresii subțiri, calcaroase, micacee, în strate de 2–10 cm grosime, cît și gresii cenușii deschise, pronunțat micacee (cu paiete mari) pînă la 1 m grosime. Denumirea de gresii de Fusaru se referă începînd cu intercalațiile gresoase micacee din acest orizont. Gresile apar ca intercalații subordonate în marne și grosimea lor variază. Astfel, în flancurile sinclinalului Bîrca Răchiței-Piciorul Făgețelu, gresiile nu depășesc 0,5 m (2–3 intercalații), în schimb pe P. Răchițis, pe flancul de est al anticlinalului din dreapta Tarcăului, intercalațiile gresoase depășesc 1 m grosime; de asemenea sunt mai abundente și au grosimi mai mari pe flancul de vest al anticlinalului Ardele – Tarcăul Mare. Prin lovire cu ciocanul majoritatea intercalațiilor gresoase degăjă miros de bitumen.

În flancul estic al sinclinalului amintit, pe P. Merișor, P. Târcuța și P. Tarcău, spre baza acestor marne apar și menilite, sub forma a 4–5 intercalații de 1–4 cm grosime. Astfel, pe P. Merișor (280 m amonte de confluența cu P. Târcuța) se găsește o zonă de 1,5 m grosime, formată din argile silicificate, brune, foarte dure, casante, cu oxizi de fer pe suprafețele de șistozitate, cu pete de sulf, în care se găsesc 4–5 intercalații de menilite pînă la 4 cm grosime. Acestea au culoare brună-negricioasă și apar cu grade de menilitizare diferite, avînd o porțiune compactă foarte dură, care lateral devine ușor argiloasă și se desface după suprafețele plane pe direcția de stratificație. În secțiuni subțiri, aceste menilite apar formate din benzi mai deschise la culoare și benzi mai întunecate, constituite din silice criptocristalină. Masa roci este impregnată de o substanță galbenă-brună, mai concentrată în benzile întunecate. Se mai pot observa numeroase granule de pirită și magnetit.

Menilite mai apar și pe P. Răchițis (pe flancul estic al anticlinalului din dreapta Tarcăului) sub formă de intercalații mai numeroase, din care unele au aspect de lentile în grosimi pînă la 10 cm.



În ansamblu, marnele cenușii bituminoase sunt mai tipice spre bază, iar spre partea superioară devin mai șistoase, prezentând și intercalații argiloase ruginii.

După cum a arătat și I. BĂNCILĂ (3), prin caracterele litologice și poziția lor, aceste marne nu pot fi decât echivalentul marnelor albe bituminoase din Oligocenul marginal. Prezența acestor marne ușor bituminoase denotă că la începutul Oligocenului, pe întreaga arie de sedimentare, inclusiv pe zona unde s-a sedimentat gresia de Tarcău, s-a instalat un facies lagunar propice formării rocelor bituminoase, dar care totuși în partea vestică era mai puțin caracteristic, probabil din cauza apropiereațărmului.

În continuare peste marnele brune-cenușii, urmează argilele disodiliforme, alcătuite dintr-un pachet de roce argiloase, șistoase, cu aspect de disodile și cu rare intercalații de disodile tipice, cu lentile sau strate de calcare sideritice și cu intercalații reduse de gresii de tip Fusaru. Nota caracteristică a acestui orizont este imprimată de argilele cu aspect de disodile. Acestea sunt niște argile în parte nisipoase, micacee, dure, cu șistozitatea pronunțată, desprinzîndu-se în plăci plane sau neregulate, de obicei după fețe mai micacee. Culoarea lor este brună-cenușie sau negricioasă. Pe fețele de șistozitate apar ruginite, datorită abundenței oxizilor de fer. Între aceste argile, apar însă și foarte rare intercalații reduse de disodile tipice, brune-cenușii, șistoase, ce prin ardere degajă miros de bitumen. Asemenea disodile am întîlnit pe P. Cășăria și P. Târcuța. Deoarece argilele sunt numai în mică parte disodile tipice, iar în marea lor majoritate au numai un aspect de disodile, am întrebuitat pentru ele denumirea de argile disodiliforme.

Ca intercalații în argilele disodiliforme apar gresii de Fusaru. În zonele în care predomină argilele, intercalațiile de gresii sunt subțiri de 2–15 cm, există însă și zone în care gresiile sunt mai frecvente, cu grosimi de 20–30 cm sau chiar pînă la 1m. În acest caz gresiile au bobul grosier, cu frecvențe elemente de cristalin și paieți mari de mică, și, sunt relativ friabile. Cu totul rar apar și intercalații microconglomeratice în grosime de 10–15 cm. În flancul vestic al anticlinalului Ardele–Tarcăul Mare, intercalațiile gresoase au grosimi de peste 1 m și sunt mai abundente. Unele strate de gresii de aici au partea inferioară conglomeratică.

Un element caracteristic sunt și calcarile sideritice, ce apar sub formă de lentile de mărimea unor pîini, alteori au lungimi de cîțiva metri și grosimi de 20–30 cm, sau sub formă de strate în grosimi de 30 cm. În spărtură proaspătă au culoare vînătă, iar pe suprafețele expuse devin galbene-brune. Unele sunt străbătute în toate sensurile de fisuri milimetrice umplute cu calcită. Prin lovire unele degajă miros de bitumen. Grosimea argilelor disodiliforme este de 200–250 m. Prin caracterele lor litologice și prin poziția lor, aceste argile

nu pot fi altceva decât un echivalent mai vestic al șisturilor disodilice din Oligocenul marginal. Diferența ar consta, în aceea că aceste depozite s-au depus mai spre vest, într-o regiune în care nu existau condiții optime pentru procesul de bituminizare decât în anumite perioade scurte și probabil pe porțiuni restrânsse, în rest se depuneau argile cu aspect de disodile.

*2. Orizontul gresiilor de Fusaru.* În continuare peste argilele disodiliforme urmează un orizont de gresii micacee ce se asemănă cu gresiile de Tarcău. Dacă litologic aceste gresii pot fi confundate destul de ușor, poziția lor stratigrafică deasupra depozitelor eocene în facies de Tarcău demonstrează că nu sunt aceleași depozite, că este vorba de o gresie superioară gresiei de Tarcău și anume de gresia de Fusaru.

Grosimea stratelor de gresii variază de la cîțiva centimetri pînă la 2–3 m. Gresiile care au grosimi mai mari de 0,5 m au bobul potrivit sau grosier, uneori cu zone microconglomeratice, sunt micacee, de culoare cenușie-deschisă, fac efervescentă cu HCl și sunt mai puțin dure în raport cu gresiile de Tarcău. Acestea reprezintă tipul cel mai comun al gresiei de Fusaru. Ca și la gresiile de Tarcău, și la acestea există fenomenul de stratificare fracționată și hieroglife la partea inferioară a stratelor.

Am executat două secțiuni subțiri, una în gresiile din baza orizontului, la contactul cu argilele disodiliforme, și alta în gresiile de la partea superioară. Eșantioanele provin de pe P. Bolovăniș.

În secțiunea din bază, materialul detritic este format în cea mai mare parte (cca 60%) din granule de cuart, între care se disting rare granule mari colțuroase, majoritatea fiind granule mici și mijlocii, în general rotunjite; apoi ortoză puternic alterată, feldspați plagioclazi, muscovit abundant în baghete alungite, rar biotit, foarte rar clorit. Cimentul este format în cea mai mare parte din calcită.

În secțiunea din gresiile de la partea superioară, materialul detritic, ca și în cazul gresiilor din bază, este reprezentat în cea mai mare parte (cca 60%) din granule de cuart, rareori granule mari colțuroase, mai abundente granule mici și mijlocii cu un grad mai pronunțat de rulare, apoi ortoză foarte alterată și transformată în sericit, plagioclazi, muscovit rar în baghete foarte mici, biotit sub formă de cristale mari, în cantitate mai mare decât muscovitul, rare granule de granat și foarte rar glauconit. Cimentul este destul de redus, fiind format din calcită și din granule mici ale celorlalte minerale.

Gresiile sub 0,5 m au bobul fin (foarte rar grosier), sunt mai calcaroase și mai dure, unele au structură curbicorticală, altele se desprind prin lovire după fețe pronunțat micacee. Parte din gresiile cu desprindere în plăci plane au un aspect rubanat, cu dungi milimetrice deschise la culoare și cu dungi închise,



micacee. Gresiile subțiri apar mai ales ca intercalații în zonele argilo-marnoase.

Într-un banc de gresii de la limita cu argilele disodiliforme, pe P. Bolovăniș (spre confluența cu P. Tarcău) am găsit un exemplar de Numulit mic cu dimensiunea de 2 mm, deasemeni și pe P. Târcuța, în aval de confluența cu P. Hanului, în gresii de Fusaru am găsit Numuliți de talie mică.

Ca intercalații între gresii se găsesc argile și marne. Argilele au culoarea cenușie sau ușor verzuie. Unele argile mai păstrează aspect disodiliform, având pe suprafață cruste de oxizi de fer. Marnele se prezintă cu aspect mai variat; unele sunt ușor gresoase, de culoare cenușie sau negricioasă, altele sunt fine, compacte, cu șistozitatea redusă și de culoare cenușie-albicioasă. În zonele argilo-marnoase, apar și rare lentile de marno-calcare sideritice, însă mai puțin tipice ca în orizontul disodiliform. La partea inferioară a orizontului, ca intercalații între gresii se găsesc argile; spre partea superioară locul argilelor este luat de marne, argilele rămânind sub formă de intercalații reduse. Zonele argilo-marnoase sunt mult mai frecvente decât în gresiile de Tarcău și au grosimi mult mai mari. Aceste zone argilo-marnoase alternează cu gresii în bancuri masive. Acest orizont apare foarte bine deschis în sinclinalul Bîrca Răchitei—Piciorul Făgetelui; pe flancul vestic al anticlinalului Ardele—Tarcăul Mare apar și intercalații conglomeratice cu multe elemente de Cristalin.

În privința vîrstelor orizonturilor separate în Paleogenul în facies de Tarcău—Fusaru, orizontul inferior și orizontul superior al gresiei de Tarcău ar reprezenta Eocenul inferior și mediu, Stratele de Plop și Stratul de Ardeluța, Eocenul superior, marnele brun-cenușii bituminoase și argilele disodiliforme fiind echivalentul celor din faciesul marginal, ar reprezenta ca și acestea, Oligocenul inferior și mediu, iar orizontul gresiei de Fusaru, Oligocenul superior.

### Tectonica

Regiunea cercetată se separă structural în trei zone, care de la W spre E se prezintă astfel: zona aptian-albiană care se înglobează în Flișul intern; zona Șisturilor negre și a gresiilor curbicorticale; zona paleogenă.

Aceste trei zone vin în contact prin linii de fractură, după care se încalcează de la W spre E, în sensul că zona aptian-albiană este deversată peste zona Șisturilor negre, care la rîndul lor sunt încălcate peste zona paleogenă. Deformările tectonice s-au manifestat mai puternic în zona aptian-albiană și în zona Șisturilor negre, depozitele prezentându-se aici strîns cutate, pe cînd în zona paleogenă, apar în cute largi.



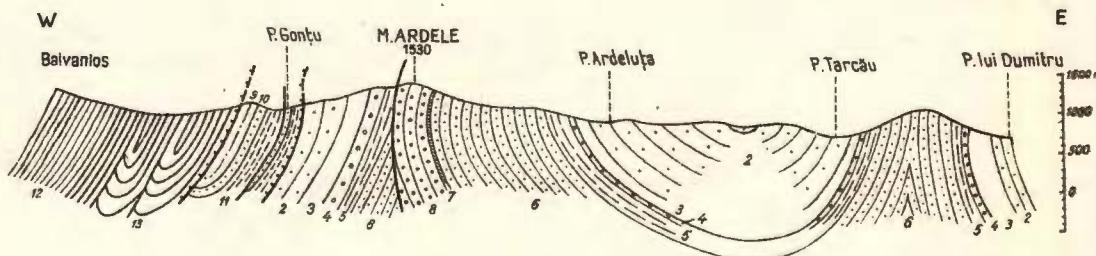
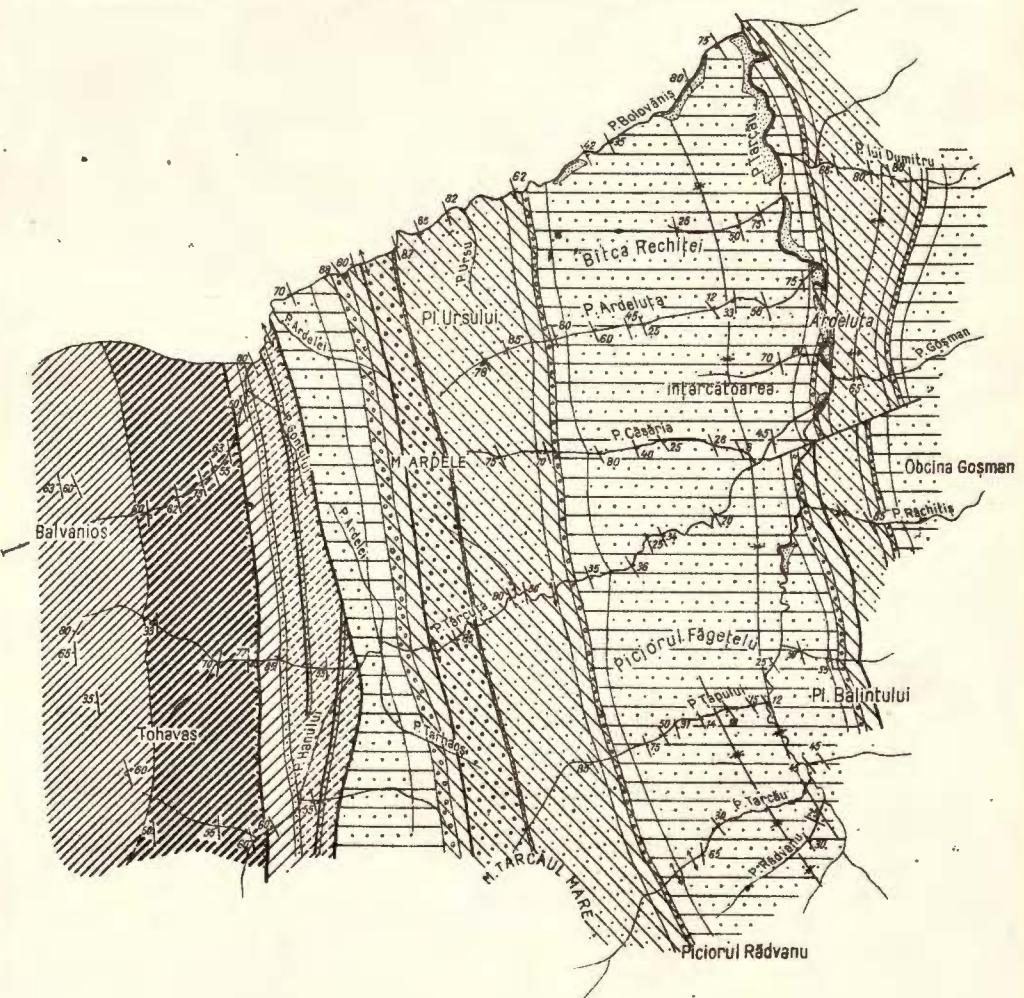
1. *Zona aptian-albiană.* Depozitele aptiene (orizontul marnos) și cele albene (orizontul gresos) formează două benzi paralele, cu direcția aproape N—S. Stratele Apṭianului marnos sănt cutate în cute strînse, care însă nu se pot urmări. Contactul între Apṭian și Albian, petrografic pare că este o trecere gradată, în sensul că spre contact apar strate de gresii mai groase. Spre E Apṭianul vine în contact cu orizontul de gresii curbicorticale (Cenomanian superior — Turonian inferior). Acest contact, în lumina concepțiilor actuale, reprezintă limita ce separă Flișul intern de Flișul marginal.

2. *Zona Șisturilor negre.* După cum am mai arătat, această zonă este formată din șisturi negre și un orizont de gresii curbicorticale (Cenomanian superior-Turonian inferior). Spre E șisturile negre încălecă peste zona paleogenă. Această încălecare apare vizibilă urmărind linia de contact; astfel, între P. Bolovăniș și P. Târcuța, linia de contact are o direcție NW — SE, iar de aici spre S se retrage spre W, devenind NE — SW. Încălecarea apare vizibilă și prin faptul că gresia de Fusaru de pe flancul vestic al anticlinalului Ardele — Tarcăul Mare dispare foarte mult pe anumite porțiuni sub șisturile negre, cum este pe valea Târcuța. În interior, șisturile negre prezintă o cutare strînsă în solzi, ce se pune în evidență prin repetarea orizontului de gresii glauconitice silicioase. Se evidențiază doi solzi: un solz estic, ce începe puțin spre N de P. Târcuța, constituit din orizontul șistos și orizontul gresiilor silicioase la partea superioară, și un solz vestic, ce se încheie la sud de P. Târcuța, format din orizontul șistos, orizontul gresiilor silicioase și orizontul gresiilor curbicorticale.

3. *Zona paleogenă.* Depozitele paleogene sănt cutate în cute largi sub formă de anticlinale și sinclinal. În regiune se individualizează de la W spre E: un anticinal în regiunea Plaiul Ursului—Muntele Ardele—Tarcăul Mare; un sinclinal pe stînga Tarcăului, în regiunea Bîtca Răchitei — Înțărcațoarea — Piciorul Făgetelu; un anticinal pe dreapta pîrîului Tarcău (din care am urmărit doar o porțiune mică între Plaiul Balintului și Pîrîul lui Dumitru).

a) *Anticinalul Plaiul Ursului — Ardele — Tarcăul Mare.* Partea axială a acestui anticinal este faliată longitudinal și din această cauză flancurile sănt asimetrice. Astfel, flancul de vest apare coborît, încît din seria depozitelor eocene sănt vizibile doar Stratele de Plop și Stratele de Ardeluța, peste care se dispun în continuitate spre W depozitele oligocene. Flancul de est apare cu succesiunea completă, începînd cu orizontul inferior al gresiei de Tarcău. Succesiunea completă a acestui flanc se poate urmări foarte bine pe P. Bolovăniș în aval de cota 927 m. În sprij S de P. Bolovăniș, începînd de pe P. Ardeluța, anticinalul este și ușor răsturnat spre E, fapt ce se poate constata după înclinările stratelor spre W și poziția hieroglfelor la partea superioară a





L.IONESI

SCHITĂ GEOLOGICĂ A REGIUNII  
DINTRU  
P. BOLOVANIȘ și P. RĂDVANU

SCARA 1:100.000

LEGENDA

1	Terasă	
2	Oriz. Gresiei Fuseru	OLOCEN SUPERIOR
3	Oriz. disodiiliform, cu marnă bituminioasă în bază.	OLOCEN INF.+MEDIU
4	Strate de Ardeluța	EOGEN SUPERIOR
5	Strate de Popo	
6	Oriz. superior al Gresiei de Tarcău	EOGEN INF. SI MEDIU
7	Oriz. cu argile roșii și verzi	
8	Oriz. inferior al Gresiei de Tarcău	CENOMANIAN SUP.-TURONIAN INF.
9	Oriz. gresiilor curbicorticale	
10	Oriz. gresiilor silicioase	ALBIAN CENOMANIAN INF.
11	Oriz. pișos	BAREMAN-ALBIAN INF.
12		ALBIAN
13		APTIAN
14	Felii	FLISUL INTERN SISTORILE NEGRÉ
15	Linii de înclecare	
16	Axanticinel	
17	Arsincline	
18	Strate răsucite	
19	Direcție de profil	

stratelor. Dacă pe P. Ardeluța în răsturnare sănt antrenate numai gresiile de Tarcău, pe P. Cășăria sănt antrenate și o parte din șisturile disodiliforme.

b) Sinclinalul Bîtca Răchitei – Înțăr cătoarea – Picioaru Făgetelu. Acest sinclinal este foarte clar și se pune în evidență prin înclinările stratelor și repetarea depozitelor în flancuri. Flancul vestic al sinclinalului este mai larg, pe cind cel estic este mai redresat. Umplutura sinclinalului este formată din gresie de Fusaru.

Începînd de la S de P. Țapului, în apropierea axului acestui sinclinal, pe flancul vestic, apare o boltire mică anticinală cu valori pînă la  $24^{\circ}$ .

c) Anticinalul de pe dreapta Tarcăului este format în ax din orizontul superior al gresiei de Tarcău. Apare mai larg pe Pîriul lui Dumitru, se îngustează pe P. Goșman și de aici spre S are flancul vestic faliat (această falie se pune foarte clar în evidență pe P. Răchitiș).

Pe P. Merișor, în amonte de confluența cu P. Târcuța, apare o mică falie transversală, după care flancul estic al sinclinalului, înspre S de această falie, este puțin împins spre W. Falia transversală se pune în evidență prin discontinuitatea orizonturilor.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII. București, 1942.
2. ATHANASIU S. Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de nord. (Raport Anual). *An. Inst. Geol. Rom.* I, p. 41–55. București, 1907.
3. BĂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Acad. R.P.R. Bul. Științ.* VII, nr. 4. București, 1955.
4. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Comit. Geol.* XXIV. București, 1952.
5. FILIPESCU M. Raport geologic asupra lucrărilor din regiunea dintre Valea Uzului și Valea Bistriței. București, 1952.
6. — DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAIC V. Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstelor șisturilor negre din zona mediană a Flișului Carpaților orientali. *Comunic. Acad. R.P.R.* II, nr. 9–10. București, 1952.
7. — Contribuții la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Nat.*, nr. 8. București, 1955.
8. GRIGORAȘ N. Faciesurile Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVIII. București, 1955.
9. HUSS F. Stratigrafia jednostki Wegłówki na posłakiej mikrofauny. *Acta Geol. Pol.* VII, 1. Warszawa, 1957.
10. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des excursions. Assoc. Avanc. Géol. Carpates.* București, 1927.



11. — și ATANASIU I. Structura geologică a văii Bistriței între Pingărați și Bistricioara. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919—1920). București, 1926.
12. — et ATANASIU I. La zone interne du Flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz. *Guide des Excursions Assoc. Avanc. Géol. Carpathes.* București, 1927.
13. PĂTRUT I. Geologia și tectonica regiunii Văleni de Munte — Cosminele — Buștenari. *An. Com. Geol.* XXVIII. București, 1955.
14. PAULIUC S. Raport geologic, 1954.
15. POPESCU GR. Zona Flișului Paleogen între valea Buzăului și valea Vărbișului. *D. S. Comit. Geol.* XXXVI (1948—1949). București, 1952.
16. PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova *An. Inst. Geol. Rom.* III. București, 1910.
17. SUBBOTINA N. N. Globigerinidî, Hantkeninidî i Globorotalidî. *Iskopaemie Foraminiferi S.S.S.R.* Leningrad, 1953.
18. VOITESȚI I. P. Contributions à l'étude du Nummulitique géétique. *An. Inst. Geol. Rom.* III. București, 1910.

ГЕОЛОГИЯ ОБЛАСТИ РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ  
РУЧЬЯМИ БОЛОВЭНИШ И РЭДВАНУ  
(ВЕРХОВИЙ РЕКИ ТАРКЭУ)

ЛИВИУ ИОНЕСИ  
(Краткое содержание)

Геологические образования, входящие в состав района, относятся к флишевой зоне и распределяются следующим образом:

Внутренняя зона флиша, в которой можно выделить две свиты из которых одна мергелисто-глинистая (апт) и другая песчаниковая (альб).

Зона черных сланцев, развитая западнее палеогеновой зоны, состоит из черных сланцев, глинистого характера, именуемых слоями Аудия и горизонта песчаников с волнообразными изгибами верхне-сеноманского — нижне-туронского возраста.

Палеогеновая зона состоит из эоценовых отложений фации Таркэу и олигоценовых отложений фации Фусару. В отложениях относимых к эоцену нами было выделено пять горизонтов:

Слои Арделуца } Слои Плопу } Верхний эоцен

Верхний горизонт таркэуского песчаника	}	Нижний и средний эоцен
Горизонт красных и зеленых глин		

Нижний горизонт таркэуского песчаника

Слои Арделуца мощностью около 70 м соответствуют песчанику типа Лукэчешть выявленному в краевой фации и содержат следующую



фауну фораминифер: *Nummulites*, *Asterocydina stella* GÜMBEL, *Discocyclina* sp., *Lepidocydina* sp., *Robulus* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerinoides conglobatus* H. B. BRADY, *Globigerina* cfr. *inflata* d'ORB.

Наличие этой фораминиферовой фауны обосновывает автора считать что эти отложения относятся к верхнему эоцену:

В олигоценовых отложениях было выделено два горизонта:

горизонт песчаника Фусару-верхний олигоцен;

горизонт дигодилловых глин с серыми битуминозными мергелями и менилитами в основании — нижний и средний олигоцен.

В тектоническом отношении этот район делится на три зоны: зона апта-альба, относящаяся к внутреннему флишу; зона черных сланцев, чешуйчатая и палеогеновая зона. Эти три смежные зоны разделены между собой линиями надвига; аптская зона надвинута на зону черных сланцев, которая в свою очередь надвинута на палеогеновую зону. Тектонические деформации проявились сильнее в зоне апта-альба и в зоне черных сланцев, тогда как в палеогеновой зоне отложения были смяты в широкие складки.

### ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Геологический набросок области между долиной Пырыул Боловэнишулуй и долиной Пырыул Рыдвану.

1, террасы, верхний олигоцен; 2, горизонт песчаника Фусару. Нижний и средний олигоцен: 3, дигодилловый горизонт с битуминозным мергелем у основания. Верхний эоцен: 4, слои Арделуца; 5, слои Плопу. Нижний эоцен — средний эоцен: 6, верхний горизонт песчаника Таркэу; 7, горизонт красных и зеленых глин; 8, нижний горизонт песчаника Таркэу. Верхний сеноман и нижний турон: 9, горизонт волнистого песчаника. Черные сланцы: Альб нижний сеноман: 10, горизонт кремневого песчаника. Баррем-нижний альб: 11, сланцевый горизонт. Внутренний флиш: 12, Альб; 13, Апт. 14, сброс; 15, линия складчатости; 16, антиклинальная ось; 17, синклинальная ось, 18, опрокинутые слои; 19, направление разреза.

### GÉOLOGIE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE PÎRÎUL BOLOVĂNIȘ ET PÎRÎUL RĂDVANU (VALLÉE SUPÉRIEURE DU TARCĂU)

PAR

LIVIU IONESI

(Résumé)

Les formations géologiques qui constituent la région appartiennent à la zone du Flysch et sont réparties aux unités suivantes:

À la zone interne du Flysch, dans laquelle on sépare une série marno-argileuse (Aptien) et une autre gréseuse (Albien);



À la zone des Schistes Noirs, développée à l'W de la zone paléogène et constituée par des schistes noirs (couches d'Audia) et par un horizon de grès curbicorticaux (Cénomanien supérieur — Toarcien inférieur);

À la zone paléogène, constituée par l'Éocène en faciès de Tarcău et l'Oligocène en faciès de Fusaru.

Les dépôts éocènes comprennent cinq horizons:

L'horizon des couches d'Ardeluța	} Éocène supérieur
L'horizon des couches de Plopă	
L'horizon supérieur du grès de Tarcău	
L'horizon des argiles rouges et vertes	} Éocène inférieur et moyen
L'horizon inférieur du grès de Tarcău	

Dans les couches d'Ardeluța, accusant environ 70 m d'épaisseur et correspondant au grès de Lucăcești du faciès marginal, on a identifié une faune de Foraminifères représentée par des Nummulites (formes petites), ainsi que par *Asterocydina stella* GÜMBEL, *Discocyclina* sp., *Lepidocydina* sp., *Robulus* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerinoides conglobatus* H. B. BRADY, *Globigerina* cf. *inflata* d'ORB.

Etant donné cette faune de Foraminifères, nous considérons que ces dépôts appartiennent à l'Éocène supérieur.

Dans les dépôts oligocènes nous avons séparé deux horizons:

L'horizon du grès de Fusaru	} Oligocène supérieur
L'horizon des argiles dysodiliformes à marnes grises bitumineuses et des ménilites à la partie inférieure	

Au point de vue tectonique, la région est divisée en trois zones structurales: la zone aptienne-albienne, englobée dans le Flysch interne; la zone des Schistes Noirs à structure imbriquée; la zone paléogène. Ces trois zones viennent en contact par des lignes de failles, le long desquelles intervient un charriage de l'W vers l'E, c'est-à-dire que la zone aptienne-albienne est déversée sur la zone des Schistes Noirs, qui, à leur tour, chevauchent la zone paléogène. Les déformations tectoniques se sont manifestées surtout dans la zone aptienne-albienne et dans la zone des Schistes Noirs, les dépôts accusant des plis très serrés, tandis que dans la zone paléogène les dépôts présentent des plis larges.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la région d'entre Pîrîul Bolovăniș et Pîrîul Rădwanu.

1, terrasses. Oligocène supérieur: 2, horizon du grès de Fusaru. Oligocène inférieur + moyen: 3, horizon dysodiliforme à marnes bitumineuses en base. Éocène supérieur: 4, couches d'Ardeluța; 5, couches de Plopșu. Éocène inférieur + moyen: 6, horizon supérieur du grès de Tarcău; 7, horizon à argiles rouges et vertes; 8, horizon inférieur du grès de Tarcău. Cénomanien supérieur et Turonien inférieur: 9, horizon des grès curbicorticaux, Schistes noirs. Albien—Cénomanien inférieur: 10, horizon des grès siliceux. Barrémien—Albien inférieur: 11, horizon schisteux. Flysch interne: 12, Albien; 13, Aptien. 14, faille; 15, ligne de chevauchement; 16, axe anticinal; 17, axe synclinal; 18, couches renversées; 19, direction de coupe.





Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII ASUPRA GENULUI LIMNOCARDIUM  
STOLICZKA<sup>1)</sup>

DE  
ECATERINA SCHOVERTH

Printre Cardiaceele recoltate de noi din depozitele etajelor Ponțian și Dacian cuprinse în Depresiunea Getică de NE, genul *Limnocardium* este bine reprezentat prin cîteva subgenuri, specii și varietăți.

Pînă în prezent, cercetătorii Pliocenului din R.P.R. au prezentat genul *Limnocardium* nesectionat în subgenuri. E. JEKELIUS a creat un mare număr de specii aparținînd acestui gen.

Prezentăm genul *Limnocardium* în lumina unui studiu al paleontologului sovietic A. G. EBERZIN, publicat în 1947 (2).

Bazat pe criteriile: conturul valvelor, caracterul coastelor, aparatul dentar, hyatus-ul sifonal și impresiunea pallială, A. G. EBERZIN sectionează genul *Limnocardium* în opt subgenuri: *Limnocardium* s. str., *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Bosphoricardium*, *Moquicardium*, *Arpadicardium*, *Nargicardium*, *Ecericardium*.

Dintre acestea, am identificat în materialul nostru patru subgenuri: *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Bosphoricardium* și *Moquicardium*.

Sîntem de părere că în cadrul acestei note este necesar a se reproduce, după A. G. EBERZIN (2), caracterele distinctive ale subgenurilor aparținînd genului *Limnocardium*, conform tabloului anexat.

În ceea ce privește subgenul *Limnocardium* s. str., după cum arată A. G. EBERZIN, acesta este reprezentat prin tipul: *Limnocardium* (*Limnocardium*) *haueri* M. HOERNES, care nu există decît în Bazinul Panonic.

În materialul cercetat nu am găsit vre-o specie aparținînd acestui subgen.

1. Subgenul *Tauricardium* EBERZIN este bine reprezentat prin specii și varietăți. Am identificat, după acest autor, o specie, trei varietăți și o formă de tranzitie:

1) Comunicare în ședința din 19 aprilie 1957.



*Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV, forma tip Ponțian superior (pl. I, fig. 1).

*Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *nasyrica* EBERZIN, Ponțian sup., Dacian (pl. I, fig. 5).

*Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *praesquamulosa* EBERZIN, Ponțian superior (pl. I, fig. 3).

*Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV, formă de tranziție la *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum* DESHAYES var. *minor* ANDRUSOV, Ponțian superior.

*Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *finitima* EBERZIN, Dacian.

Atribuim acestui subgen și speciile următoare:

*Limnocardium (Tauricardium) apertum* MÜNSTER, Ponțian (pl. I, fig. 2).

*Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. HOERNES, Ponțian superior (pl. I, fig. 4).

*Limnocardium (Tauricardium) destitutum* BRUSINA, Ponțian.

Este de remarcat că majoritatea speciilor de *Limnocardium (Tauricardium)* sunt cantonate în depozitele etajului Ponțian, mai ales în orizontul superior.

În etajul Dacian se menține specia *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV numai cu varietățile: «*nasyrica* și «*finitima*», ale căror valve pot atinge dimensiuni mari.

2. Subgenul *Euxinicardium* EBERZIN are ca tip:

*Limnocardium subsyriense* ANDRUSOV.

După EBERZIN, am identificat trei specii:

*Limnocardium (Euxinicardium) inlongaeum* EBERZIN, Ponțian superior (pl. II).

*Limnocardium (Euxinicardium) nobile* SABBA ȘTEFĂNESCU, Ponțian.

*Limnocardium (Euxinicardium) esperanze* ANDRUSOV, Dacian,

Atribuim acestui subgen, alte specii:

*Limnocardium (Euxinicardium) trifcovici* BRUSINA, Ponțian superior.

*Limnocardium (Euxinicardium) subodessae* SINZOV, Dacian inferior.

3. Subgenul *Bosphoricardium* EBERZIN are ca tip:

*Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* DESHAYES.

Am găsit numai specia-tip, în orizontul superior nisipos al etajului Ponțian din bazinul Govorei (pl. I, fig. 6).

4. Subgenul *Moquicardium* EBERZIN are ca tip:

*Limnocardium (Moquicardium) moquicum* SENINSKI.

În Dacianul din Valea Gilortului, am identificat specia aceasta după A. G. EBERZIN (2, pl. XIV, fig. 5–6), care este reprezentată prin valve cu conturul oval-triunghiular, cu coastele mai pronunțat reliefate la partea posterioară și de dimensiuni mici.



5. Subgenul *Arpadicardium* EBERZIN are ca tip:  
*Limnocardium (Arpadicardium) peregrinum* EBERZIN.

Atribuim acestui subgen specia:

*Limnocardium (Arpadicardium) majeri* M. HOERNES, pe care I. P. IONESCU-ARGETOIAIA o citează din Pontianul inferior din vestul Olteniei.

A. G. EBERZIN nu admite această specie a lui M. HOERNES și o trece în sinonimia unei noi specii: *L. (A.) peregrinum* EBERZIN.

1. Date fiind numeroasele grupe de caractere, distințe între ele, care există în cadrul genului *Limnocardium*, este absolut necesar a sectiona acest gen în subgenuri.

În etajul Pontian dintre Jiu și Olt sunt prezente subgenurile: *Tauricardium*, *Euxinicardium* și *Bosphoricardium*, iar la W de Jiu, subgenul *Arpadicardium*.

În etajul Dacian există două varietăți ale speciei *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV și cîteva specii ale subgenului *Euxinicardium*.

Propriu acestui etaj este subgenul *Moquicardium*.

2. Valoare stratigrafică au speciile și varietățile genului *Limnocardium*, subgenul *Tauricardium*, din Pontianul superior.

Prezența lor (în mare număr de exemplare) în asociație cu *Phyllicardium planum planum* DESHAYES și cu *Valenciennius* arată în mod sigur vîrstă aceasta, mai ales în cazul unei convergențe de facies, situație întîlnită între V. Bistriței și V. Govorei.

3. Prezența speciilor genului *Limnocardium*, caracteristice orizontului superior al Pontianului din bazinul euxinic (stratele de Bosfor), în asociație cu specii proprii bazinului dac și bazinului slavonic, arată larga comunicare a apelor din aceste bazine în timpul Pontianului superior.

4. Din punct de vedere paleoecologic, substratul nisipos este factorul edafic favorabil dezvoltării Limnocardiidelor.

## BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. Studien über die Brackwasser-Cardiiden. Lief. I. *Mém. Acad. Sc. St. Petersburg.* VIII-e s.
2. EBERZIN A. G. Rod *Limnocardium Stoliczka*, v plioțene ponto-kaspiiskovo basseina. *Akad. Nauk. C.C.C.P. Trudi paleontologicheskovo instituta*, tom. XIII, vînusk 4, 1947, Moskva—Leningrad.
3. GILLET S. Les Limnocardiides des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* IV, 1943.
4. IONESCU-ARGETOIAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București, 1916.
5. STEFĂNESCU SABBA Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lăvantines. *Mém. Soc. Géol. France.* 15. Paris, 1896.



TABLOU COMPARATIV (după A. G. EBERZIN)  
cu caracterele distinctive ale diferitelor subgenuri ale genului *Limnocardium Stoliczka*

Subgenul	Conturul cochiliei	Caracterul coastelor	Aparatul dentar						Hyatus sifonal	Impres. palleală
			dintii v. dr.	dintii v. st.	post.	ant.	card.	post.		
<i>Limnocardium</i> s. str.	oval, rotund	slab reliefate	2	1—2	2	1	1	2	dezvoltat	sinus evident
<i>Tauricardium</i>	pronunțat rotund-ovoidal	convexe, rotunjite, sau triunghiulare, solzoase	2	1—2	2	1	1	2	nevident	întreagă
<i>Euxinicardium</i>	frecvent oval	± înalte, triungh. sau rotunjite-triungh., uneori rotunjite, netede.		1—2 (cel ant. redus)	1		1—2 (cel post. redus)		de obicei nedezy., uneori f. mic	întreagă
<i>Bosphoricardium</i>	pronunțat oval-ovoidal	plate, netede		2	1		1—2 (cel post. de obicei redus)	1	evident	întreagă
<i>Moquicardium</i>	circular, rotunjit sau oval triungh.	plate sau slab convexe, netede	2	1	1	1	1	1	nevident	întreagă
<i>Arpadicardium</i>	oval	în genere slab rotunjite (convexe)	1	1—2	1	1	1	1	f. mare	sinus adinc
<i>Nargycardium</i>	unghiular, oval	ascuțite, netede	1	2	1			necunoscut	evident	necunoscut
<i>Ecericardium</i>	rotund, oval	plate, netede,	2	2	1	1	1	nedezy.	nevident	întreagă



## PLANŞA I

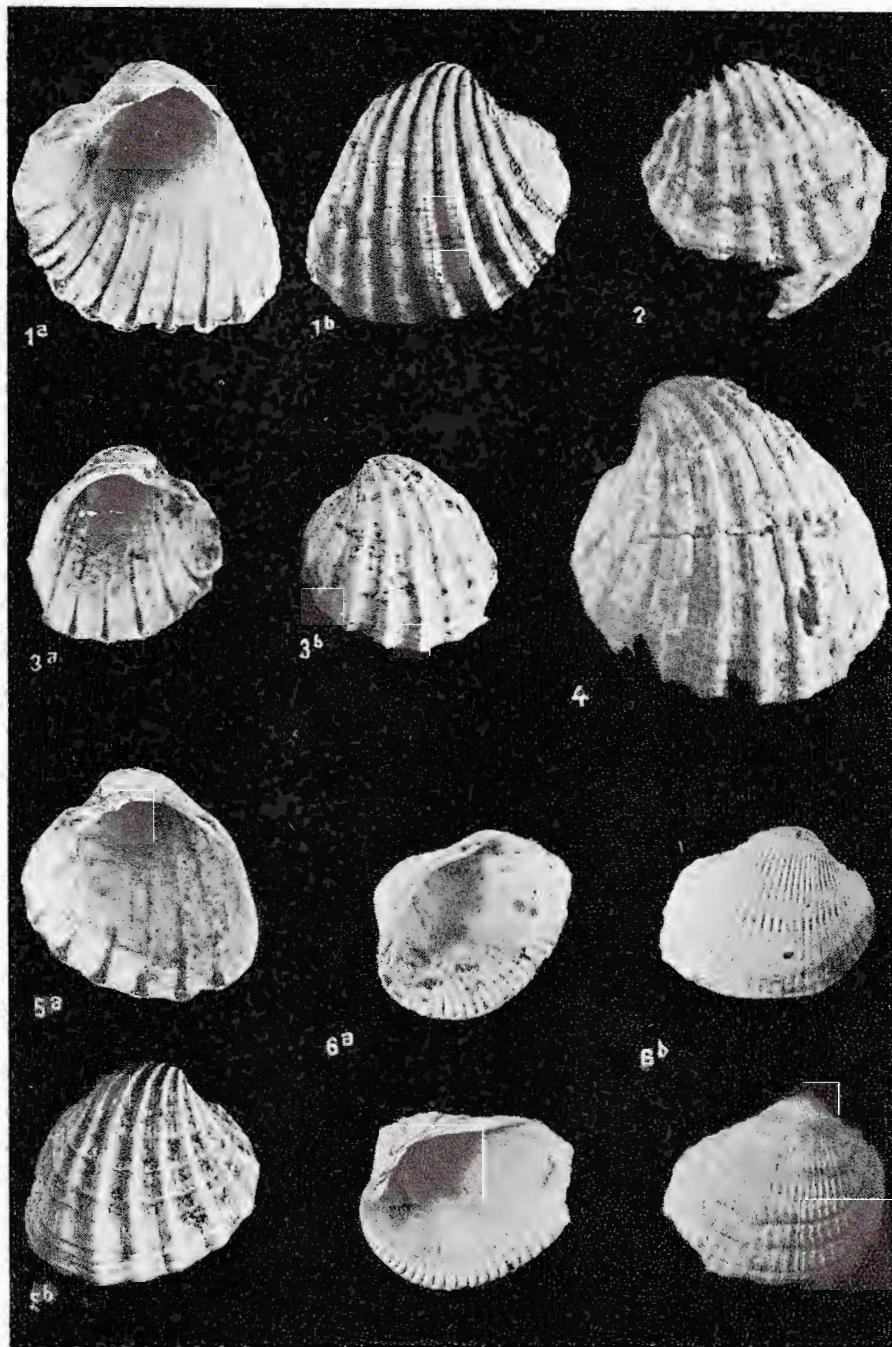


Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV. 1/1, a) extern,  
b) intern. Ponțian sup. Bazinul Govorei, D. Chiciurlea.
- Fig. 2. — *Limnocardium (Tauricardium) apertum* MÜNSTER. 1/1, extern. Ponțian sup.  
Bazinul Govorei, D. Chiciurlea.
- Fig. 3. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *praesquamulosa* EBERZIN. 1/1, a) extern, b) intern. Ponțian sup. Bazinul Govorei,  
D. Chiciurlea.
- Fig. 4. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. HOERNES. 1/1, extern. Ponțian  
sup. Bazinul Govorei, D. Chiciurlea.
- Fig. 5. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *nasyrica*  
EBERZIN. 1/1, a) extern, b) intern. Ponțian sup., Dacian. bazinul Govorei,  
D. Chiciurlea.
- Fig. 6. — *Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* DESHAYES. 1/1, a) extern  
b) intern. Ponțian sup. Bazinul Govorei, D. Chiciurlea.





Comitetul Geologic, Dări de Seamă, ale Ședințelor, vol. XLIV.

## PLANŞA II



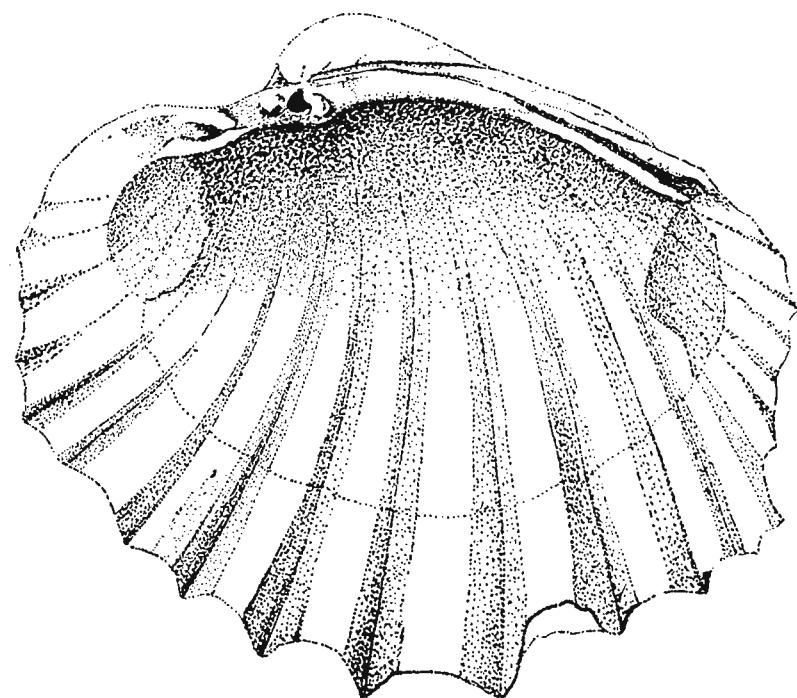
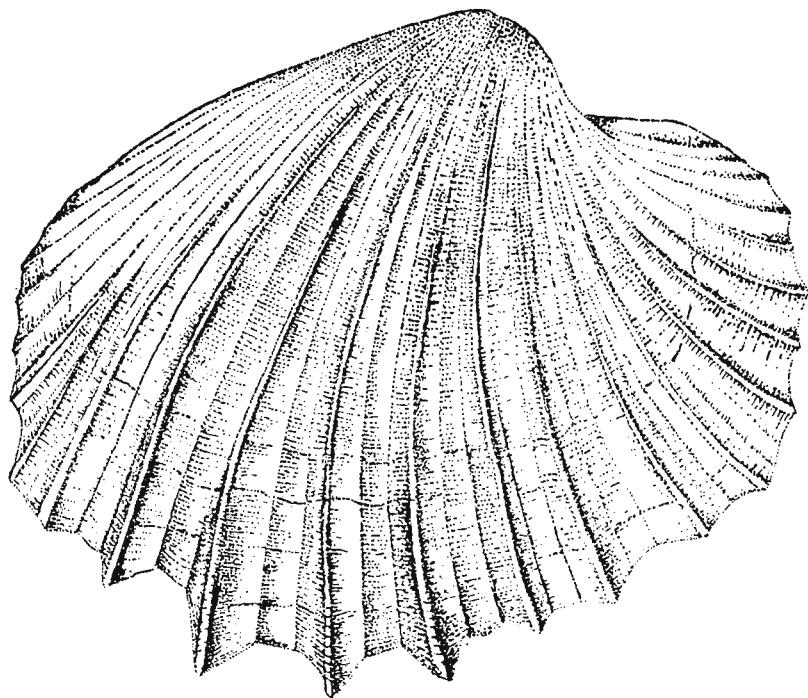
Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

*Limnocardium (Euxinicardium) inlongaevum* EBERZIN.  $\times 20$ , a) extern, b) intern.  
Ponțian sup. Bazinul Govorei, D. Chiciurlea.



Institutul Geologic al României



## ЗАМЕТКА О РОДЕ LIMNOCARDIUM STOLICZKA

ЕКАТЕРИНА ШОВЕРТ

(Краткое содержание)

В этой заметке автор описывает род *Limnocardium* Stol., с подродами *Limnocardium*, *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Bosphoricardium*, *Moquicardium* и *Arpadicardium* в соответствии с работой советского палеонтолога А. ЕБЕРЗИНА.

В материале собранном в пределах Гетской Депрессии был выявлен ряд видов принадлежащих к вышеуказанным подродам (за исключением подрода *Limnocardium*), встречаемых в отложениях pontического и дакийского ярусов.

Автор приходит к следующим заключениям:

Род *Limnocardium* необходимо подразделить на подроды на основание целого ряда отличительных черт;

Виды и разновидности рода *Limnocardium*, подроды *Tauricardium*, *Bosphoricardium* и *Euxinicardium* имеют большое стратиграфическое значение для районов с фациальной конвергентностью. Их подавляющее большинство приурочено к верхнему горизонту pontического яруса.

Подрод *Moquicardium* характерен для дакийского яруса.

Кроме того подтверждается то представление что, сообщество видов *Limnocardium*, характерных для Эвксинского бассейна, с видами присущими дакийскому и славонскому бассейнам, доказывает что в верхнем понте воды этих бассейнов имели широкие связи.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

### Чертеж I

Рис. 1. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV. 1/1, а) внешний, б) внутренний, Верхний понт бассейн Говоры, Холм Кичурля.

Рис. 2. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. HOERNES. 1/1, внешний, Верхний понт. Бассейн Говоры, Холм Кичурля.

Рис. 3. — *Limnocardium (Tauricardium) apertum* MÜNSTER. 1/1, внешний. Верхний понт. Бассейн Говоры, Холм Кичурля.

Рис. 4. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *praesquamulosa* EBERZIN. 1/1, а) внешний, б) внутренний, Верхний понт. Бассейн Говоры, Холм Кичурля.

Рис. 5.— *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV. var. *nasyrica* EBERZIN. 1/1, а) внешний, б) внутренний. Верхний pont. Дакий. Бассейн Говоры, Холм Кирчуля.

Рис. 6.— *Limnocardium (Bosphoricardium) emmarginatum* DESHAYES. 1/1, а) внешний, б) внутренний. Верхний pont. Бассейн Говоры, Холм Кирчуля.

### Чертеж II

*Limnocardium (Euxinicardium) inlongaeum* EBERZIN. × 20, а) внешний, б) внутренний. Верхний pont. Бассейн Говоры, Холм Кичурля.

## OBSERVATIONS SUR LE GENRE LIMNOCARDIUM STOLICZKA

PAR

ECATERINA SCHOVERTH

(Résumé)

Dans cette note on présente le genre *Limnocardium* STOL. avec les sous-genres: *Limnocardium*, *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Bosphoricardium*, *Moquicardium* et *Arpadicardium*, conformément à l'ouvrage du paléontologue soviétique A. EBERZIN.

Dans le matériel récolté de la Dépression géétique on a identifié une série d'espèces appartenant aux sous-genres cités ci-dessus (à l'exception du sous-genre *Limnocardium*), compris dans les dépôts des étages pontien et dacien.

On a tiré les conclusions suivantes:

La division du genre *Limnocardium* en sous-genres est nécessaire, étant donné l'existence de toute une série de caractères distinctifs;

Les espèces et les variétés du genre *Limnocardium*, (sous-genres *Tauricardium*, *Bosphoricardium* et *Euxinicardium*), présentent une valeur stratigraphique, vu que la majorité d'entre elles sont cantonnées dans l'horizon supérieur de l'étage pontien, particulièrement dans une région où existe convergence de faciès;

L'étage Dacien est caractérisé par le sous-genre *Moquicardium*;

Une fois de plus se confirme l'opinion que l'association des espèces du genre *Limnocardium*, caractéristiques pour le bassin euxinique, avec des espèces propres aux bassins dacique et slavon, dénote l'ample communication des eaux de ces bassins pendant le Pontien supérieur.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Fig. 1. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV. 1/1, a) externe, b) interne. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

Fig. 2. — *Limnocardium (Tauricardium) apertum* MÜNSTER. 1/1, externe. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

Fig. 3. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *praesquamulosa* EBERZIN. 1/1, a) externe, b) interne. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

Fig. 4. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. HÖRNES. 1/1, externe. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

Fig. 5. — *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDRUSOV var. *nasyrica* EBERZIN. 1/1, a) externe, b) interne. Pontien sup., Dacien. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

Fig. 6. — *Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* DESHAYES. 1/1, a) externe, b) interne. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.

### Planche II

*Limnocardium (Euxinicardium) inlongaevum* EBERZIN. × 20, a) externe, b) interne. Pontien sup. Bassin de Govora, Dealul Chiciurlea.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE  
ÎN PARTEA DE SUD-VEST A MUNȚILOR SEBEŞ<sup>1)</sup>  
DE  
D. CONSTANTINOF

Teritoriul cercetat este delimitat la nord și nord-vest de V. Godeanului<sup>2)</sup>, respectiv V. Luncanilor, la est de P. Jupînesei, la sud de P. Bâniței, P. Crivadiei și Bazinul sedimentar al Hațegului, iar la vest de șesul aluvionar al Văii Streiului<sup>3).</sup>

În luna iulie 1954 împreună cu L. PAVELESCU, am efectuat mai multe profile, începînd din împrejurimile com. Balomir la vest, pînă spre obîrșia Văii Godeanului la est.

Regiunea menționată se caracterizează printr-un relief accidentat, cu mari diferențe de nivel determinate de văile adînci, cu profile în formă de V, care o brăzdează în toate direcțiile. Vîrfurile cele mai înalte, însîrăte în lungul principalelor culmi din regiune, sunt: Jigura Mare (1.501 m), Jigurel (1418 m), Dealul Bretan (1379 m) și Dealul Rudele (1354 m) în sectorul estic, și Crucea lui Mojoatcă (1034 m) în cel vestic. Principalele văi care străbat regiunea au fost menționate mai sus; ele delimităzează în parte perimetru cercetat și au numeroși afluenți, dintre care mai importanți sunt: P. Jigureasa și P. Cerbului, afluenți ai Pîrîului Bâniței, respectiv Crivadiei, în sectorul estic, V. Vînătorului, V. Roșie, V. Stîngului, afluenți ai Văii Luncanilor și V. Gînțaga, affluent drept al Văii Streiului, în sectorul vestic.

Cele mai multe dintre lucrările geologice mai vechi asupra Carpaților meridionali se referă într-o oarecare măsură și la geologia Munților Sebeș. Dintre autorii lor cităm pe: D. STUR (1860), F. HAUER și G. STACHE (1863), HOFFMANN

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 19 aprilie 1957.

<sup>2)</sup> V. Godeanului este denumită către cursul său mijlociu, Rîul Alb, la vest de cătunul Grădiștea, V. Grădiștei, iar după ieșirea dintre munți, Rîul Orașului.

<sup>3)</sup> De la izvor și pînă la ieșirea dintre munți, la marginea de est a com. Barul Mare, V. Streiului mai este denumită și V. Pietrosului.



(1869), BELLA V. INKEY (1884—1889), F. NOPCSA (1905) și ȘTEFAN GHICA (1939). În anul 1932, A. VENDL scoate prima lucrare petrografică asupra Munților Sebeșului și Cibinului, lucrare care însă nu privește și perimetru cercetat de noi. J. HALAVÁTS și F. LAUFER, descriind geologia bazinului sedimentar al Hațegului, fac cîteva considerațiuni și asupra Cristalinului de la nord de acesta. În ultimii ani, A. MAMULEA reia studiile geologice asupra Depresiunii Hațegului și le extinde și asupra formațiunilor sedimentare de la est de V. Pietrosului.

Începînd din anul 1950, Comitetul Geologic a inițiat cercetări petrografice amănunte în Munții Sebeșului, care au cuprins mai ales partea mediană și nordică a acestora. Rezultatele lor au fost consemnate în rapoartele lui N. MIHAILOVICI, I. NOVEANU, GH. LUPEA și C. DRĂGHICI, care privesc în special zona mineralizată cu mangan dintre V. Pravățului și D. Bretan și în lucrările de ansamblu ale lui L. PAVELESCU.

### Geologia regiunii

În constituția geologică a regiunii noastre intră predominant șisturi cristaline de mesozonă, cărora li se asociază aparițiuni reduse de roce eruptive. La marginea sudică și vestică a perimetru cercetat, acestea sînt acoperite de formațiuni sedimentare.

*I. Sisturile cristaline.* În cadrul șisturilor cristaline mesozonale, care alcătuiesc fundamentalul regiunii cercetate, am deosebit un complex micaceu, unul feldspatic și unul amfibolitic. Aceste complexe de șisturi cristaline s-au format prin acțiunea metamorfismului regional asupra unei succesiuni de sedimente argilo-gresoase, cu intercalații marnoase. Injecțiile de soluții cuarț-feldspatice au dus la formarea pegmatitelor și a unor întinse zone de gnais mixte. În unele cazuri, amfibolitele au putut lua naștere prin metamorfismul regional al unor roce eruptive bazice.

În partea de NW a regiunii apare un complex de roce retromorfozate.

A) *Complexul micaceu.* Acest complex are o largă dezvoltare în sectorul median și estic al regiunii noastre. Aici el apare începînd din V. Godeanului și se continuă spre SW pînă la limita cu depozitele sedimentare ale Bazinului Hațegului, iar spre SE pînă mai la S de D. Cerbului. În sectorul vestic, micașisturile apar numai ca intercalații reduse în masa gnaiselor, între V. Bună și V. Rea, la S de P. Teilor și în regiunea Vf. Hirmănești și a Vf. Mesteacănu.

În cadrul acestui complex am separat următoarele tipuri de roce: micașisturi biotito-muscovitice, micașisturi cu granat, micașisturi cu granat și disten, micașisturi cu granat, disten și staurolit, cuarțite biotitice.



a) *Micașisturile biotito-muscovitice* reprezintă tipul predominant al acestui complex. Ele apar în cea mai mare parte a zonei mediane și estice și se caracterizează printr-o șistozitate foarte accentuată și o largă dezvoltare a lamelelor de mică. Destul de frecvent se întâlnesc și micașisturile cu o granulație mai fină, iar la microscop se poate constata că, în general, acestea sunt ceva mai bogate în plagioclaz. Ele reprezintă roce de tranziție spre paragnaise.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor principale sunt următoarele:

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	30–56	0,02–0,6
Biotit	15–40	0,03–2,5
Muscovit	2–15	0,05–1,8
Plagioclaz	2–8	0,06–0,4
Minerale accesoria secundare	2–6	

Ca minerale accesoria se pot întâlni: zircon, apatit, titanit și minerale opace. Mineralele secundare sunt reprezentate prin clorit, epidot și zoizit. Sporadic pot apărea granatul și turmalina.

ACESTE ROCE SE INTEGREZĂ ÎN CADRUL ZONEI CU BIOTIT (TILLEY) CORESPUNZĂTOR SUBFACIESULUI BIOTIT-CLORITIC AL FACIESULUI DE ȘISTURI VERZI (ESKOLA, TURNER). Ele s-au format pe seama unor șisturi argiloase, în condițiunile unui metamorfism de un grad inferior aceluia în care almandinul apare ca un minera principal.

Structura acestor roce este lepidoblastică, uneori lepido-granoblastică.

Cuarțul are o puternică extincție ondulatorie și, în general, este ușor alungit paralel cu șistozitatea roci. Biotitul apare în lamele alungite, dispuse paralel între ele; este brun și intens pleocroic. În general, se prezintă slab clo-ritizat sau transformat parțial în muscovit. Muscovitul are o dezvoltare asemănătoare biotitului, cu care apare întotdeauna asociat. Plagioclazul este reprezentat prin xenoblaste de albă sau printr-un oligoclaz acid, cu 12–15% anortit, maclat polisintetic după legea albă.

b) *Micașisturile cu granat* formează o zonă largă pe V. Godeanului, care se subțiază spre S, trecând prin D. Rudelor, V. Leucușului, V. Pietrosului, V. Strîmbului și V. Jigureasa, pînă spre culmea Jigurel – Jigura Mare. De asemenea, ele mai apar în extremitatea de NW a regiunii, unde reprezintă de fapt un facies de trecere spre paragnaisele cu granat. Granații, reprezentați prin almandin, sunt în general ușor vizibili macroscopic. Structura acestor roce este lepido-granoblastică, uneori porfiroblastică, iar textura șistosă.



Parageneza caracteristică, raporturile procentuale și dimensionale sunt următoarele:

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	20–49	0,04–2,5
Biotit	10–22	0,04–5
Muscovit	3–15	0,05–1,5
Granat	2–18	0,02–7
Plagioclaz	1–8	0,08–0,7
Minerale accesorii (apatit, zircon, titanit, minereu)	2–4,5	
Minerale secundare (clorit, epidot, zoizit)	2–9	

Această parageneză corespunde zonei cu almandin (TILLEY) și poate fi paraleлизată cu grupa 3-a paragenetică a subfaciesului staurolit-cianitic din faciesul amfibolitic (ESKOLA, TURNER). Ea indică un metamorfism de grad mediu, însoțit de intense deformații la o presiune litostatică mare și stress accentuat.

Cuarțul formează xenoblaste mai mult sau mai puțin crăpate, iar miciel alcătuiesc pături paralele, ce alternează uneori cu pături bogate în granați. Almandinul este în general dispersat în rocă. Plagioclazul este reprezentat printr-un oligoclaz cu 11–16% An.

c) *Micașisturi cu granat și disten*. Pe alocuri, printre micașisturile cu granați, apar intercalații reduse de micașisturi cu granați și disten. Acestea se întâlnesc spre obîrșia V. Leucuș și a V. Strîmbului, cît și pe Valea Bună și pe Valea Rea. Parageneza caracteristică este cuarț, granat, disten, muscovit și plagioclaz. Pe lîngă acestea, mai apar sericit, clorit, epidot, apatit, titanit, rutil și minereu.

Distenul se prezintă în cristale larg dezvoltate, putînd atinge 3–4 cm lungime. Pe alocuri el este intens sericitizat și conține incluziuni mici de titanit și rutil. Almandinul apare în cristale mari, rotunjite, străbătute de numeroase crăpături umplute cu clorit, sericit și muscovit.

d) *Micașisturi cu granat, disten și staurolit*. Acestea apar pe culmea dintre vîrfurile Jigurel și Jigura Mare. Principalele minerale care intră în compoziția lor mineralologică sunt: cuarț (10–30%), muscovit (30–35%), granat (10–15%), disten (5–15%), biotit (2–4%), staurolit (1–2%) și plagioclaz (1–2%). Ele mai conțin titanit, rutil, minereu, turmalină, clorit, epidot și calcit.

Micașisturile cu granat și disten, cît și cele în compoziția cărora apare și staurolitul, corespund unui metamorfism de temperatură mai înaltă al unor sisturi argiloase, în timpul căruia stressul a acționat încă destul de puternic.



Ele se încadrează în zona cu disten și staurolit (TILLEY), respectiv în grupele a 2-a și 1-a ale subfaciesului staurolit-cianitic (ESKOLA, TURNER).

e) *Cuarțite biotitice.* Acestea apar ca mici intercalații printre micașisturi și paragnaise. O intercalație mai importantă se găsește pe V. Streiului, în aval de confluența acesteia cu Valea Rea. Mai frecvent, însă ca intercalații mult mai reduse, ele apar pe Valea Mică, P. Teilor și V. Cerbului. Au o structură granolepidoblastică și o textură șistoasă, uneori masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în mm sănătoarele:

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	50–78	0,02–1
Biotit	7–36	0,05–1,2
Plagioclaz	0–6	0,04–0,8
Minerale accesoria și secundare	1–4	

Dintre mineralele accesoria apar zirconul, apatitul și minerale opace, iar ca minerale secundare se întâlnesc cloritul, epidotul și zoizitul. Rareori și în mod cu totul sporadic, mai apar granații, turmalina și muscovitul.

Cuarțul formează xenoblaste mici, uneori ușor alungite în direcția șistozitatii rocei. Biotitul se prezintă în lamele mici, orientate, uneori slab cloritizate sau transformate parțial în muscovit. Pe alocuri, cantitatea de plagioclaz albit-oligoclaz crește în detrimentul cuarțului, aceste roce făcând trecerea spre paragnaise.

B) *Complexul feldspatic.* În cuprinsul regiunii noastre rocele acestui complex se întâlnesc mai frecvent decât cele ale complexului micaceu. În cadrul său intră sănătoarele tipuri principale de roce: paragnaise, gnais mixte, pegmatite.

a) *Paragnaisele* au o extindere mare atât în extremitatea vestică a perimetrului cartat, unde se întâlnesc la S de satul Balomir și în zona dintre P. Bradoși și V. Luncanilor, cât și în cea sud-estică, la NW de satul Crivadia și în regiunea Văii Jupinesei. Ele sunt formate dintr-o alternanță de pături cuarț-feldspatice de culoare albă și benzi micacee, predominant biotitice. Tranzițiile gradate către micașisturi sau către gnaisele mixte sunt mai greu de seziat, din care cauză și separarea lor pe teren este mai dificilă.

Structura lor este granoblastică sau grano-lepidoblastică, iar textura șistoasă. După compoziția mineralogică, în cadrul paragnaiselor se deosebesc două tipuri: paragnaise cu două mice și paragnaise cu granat.



**P a r a g n a i s e l e c u d o u ă m i c e** reprezintă tipul cel mai frecvent întâlnit. Parageneza caracteristică exprimată în procente și dimensiunile minerealelor sănt:

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	15—55	0,04—1,10
Cuarț	14—36	0,02—0,90
Biotit	7—27	0,02—2
Muscovit	1—15	0,03—1,5
Minerale accesorii și secundare	1—4	

Mineralele accesorii sănt reprezentate prin apatit, titanit, minerale opace și zircon, cele secundare prin epidot, clinozoizit și clorit, iar ca minerale sporadice, se întâlnesc microclinul și granatul.

Plagioclazul se prezintă în xenoblaste maclate polistintetic după legea albit, Karlsbad și periclin, uneori slab sericitizate, și conține 11—27% anortit. Uneori, în masa sa se observă separațiuni de albit. Lamelele de biotit sănt mai mult sau mai puțin cloritizate, iar uneori transformate în muscovit.

**P a r a g n a i s e l e c u g r a n a t** se caracterizează printr-un conținut mai ridicat în almandin, care variază între 2 și 8% și printr-o îmbogățire în muscovit. Local, cantitatea de zoizit și clinozoizit poate crește simțitor, ajungînd pînă la 7% din compoziția rocei, cum este cazul la unele paragnaise din Dealul Muncelului.

b) *Gnaisele mixte*. Am separat în această categorie totalitatea gnaiselor provenite din asocierea intimă a unui material para, cu un material provenit dintr-o magmă juvenilă sau dintr-o magmă palingenă (ESKOLA), considerînd că, independent de origina lor, atît una cît și cealaltă au fost injectate de-a lungul planurilor de șistozitate sau fisurilor rocelor preexistente, dînd naștere unor roce mixte, predominant feldspatice. Între aceste două materiale, magma pe de o parte și rocele înconjurătoare pe de alta, s-au putut efectua schimburi metasomatice, fie printr-o difuziune moleculară în stare cristalină, fie prin difuziunea unei magme fluide, saturată în apă, printre granulele rocelor.

Gnais de injecție formate printr-o injecție pur mecanică (NIGGLI), în urma căreia să nu se fi produs schimburi metasomatice, nu am întâlnit în cadrul regiunii cercetate.

O subdivizare a gnaiselor mixte, mai adecuată situației de pe teren, am considerat că ar fi aceea în care structura și textura ar intra ca elemente distinctive principale. Astfel, în acest sens am separat gnais mixte liniare și gnais oculare.

**G n a i s e l e m i x t e l i n i a r e**. Tranzițiile gradate de la paragnaise la gnaisele liniare sănt greu de sezisat pe teren. Culoarea slab roză pe care o imprimă



prezența microclinului, chiar cînd apare într-o cantitate relativ mai redusă, facilitează într-o oarecare măsură separarea lor pe teren, în zonele formate predominant din paragnaise. Structura lor este grano-lepidoblastică sau granoblastică, iar textura șistoasă și mai rar masivă. În cadrul zonelor formate predominant din aceste roce, ele prezintă aspecte variate, determinate de raporturile dintre materialul injectat și roca-gazdă. Astfel, se pot întîlni roce mixte cu o textură liniară tipică, altele cu o textură mai masivă, asemănătoare unor granite, iar altele apar străbătute de numeroase filonașe subțiri pegmatitice, uneori de dimensiuni subcentimetrice, ce s-au insinuat transversal pe șistozitate.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt:

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Microclin	5—47	0,16—1,76
Plagioclaz	12—45	0,10—2,90
Cuarț	20—45	0,03—1,70
Biotit	3—20	0,04—0,90
Muscovit	0—15	0,02—0,60—3,60
Minerale accesoria și secundare	0,5—9	

Ca minerale accesoria se întîlnesc: apatit, zircon, minerale opace și titanit; ca minerale secundare: clorit, zoizit și epidot. Sporadic apar granatul și hornblenda. În general, gnaisele mixte conțin atît biotit, cît și muscovit. După cum micerelor apar predominant una asupra celeilalte, local se pot separa tipuri cu biotit sau cu muscovit.

Microclinul se prezintă de obicei în xenoblaste bine dezvoltate, maclate în rețea. Uneori, maclele sănt înlocuite cu structura pertitică, albîtul pătrunzînd sub formă de pene în feldspatul potasic nemaclat. Alteori, maclele nu apar decît la marginea cristalelor sau lipsesc complet. Adesea se observă concreșteri între plagioclazul ușor sericitizat și microclin. Structurile mirmekitice se întîlnesc frecvent. Plagioclazul formează xenoblaste maclate polisintetic după legea albît sau periclin. Conținutul în anortit variază între 4 și 33%, însă de obicei corespunde unui oligoclaz acid cu 14—16% anortit. În mod excepțional, el apare ușor recurbat. Cuarțul se caracterizează printr-o extincție puternic ondulatorie. Biotitul este brun sau brun-verzui, de cele mai multe ori slab clorizat. Uneori el trece parțial în epidot și clinzozoizit. Rareori, în centrul granulelor de clinzozoizit apare un simbure de ortit.

Gnaisele oculare. Gnaisele mixte oculare apar într-o zonă larg dezvoltată în partea de V a perimetrlui cartat, în regiunea Văii Luncanilor, Văii Vinătorului, Văii Roșii, Văii Țapului și Văii Stîngului. Ele se caracterizează printr-o cantitate foarte mare de microclin, care, uneori împreună cu cuarțul și plagioclazul, alteori singur, formează ochiuri ce pot atinge dimensiuni de cîțiva



cm. Aceste ochiuri sunt în general îmbrăcate de benzi micacee, predominant biotitice. Pe V. Luncanilor, în amonte de confluența sa cu V. Vînătorului, ochiurile cuarț-feldspatice au o dezvoltare foarte mare, iar mici, care apar în cantitate mult subordonată, nu le mai învăluiesc, astfel încât gnaisele au o textură masivă, pegmatoidă. Acesta este studiul cel mai avansat atins de gnaisele mixte din regiunea cartată, în decursul procesului de migmatitzare.

În compoziția mineralogică a gnaiselor oculare intră următoarele minerale:

Minerale	Continut %	Dimensiuni mm
Microclin	18–69	0,06–1–20
Plagioclaz	24–38	0,02–1,64
Cuarț	6–39	0,04–1,8
Biotit	0–15	0,03–1,4
Muscovit	0–8	0,04–0,6
Minerale accesorii, secundare și sporadice	2–4	

Ca minerale accesorii apar: apatit, titanit și minerale opace, iar dintre mineralele secundare, epidot, clinozoizit și clorit. În mod sporadic apare granatul, în cristale mici. Mineralele au în general caracterele descrise la gnaisele mixte liniare. Cristalele de microclin ating uneori pînă la 5–6 cm lărgime, iar pe alocuri determină aspecte poikilitice. Pe lîngă fluturașii de sericit, ele mai conțin incluziuni de cuarț, biotit, apatit, titanit și clinozoizit. Foarte rar ele prezintă o extincție slab ondulatorie.

c) *Pegmatite*. Considerîndu-le cu origine asemănătoare gnaiselor mixte, le-am introdus în cadrul complexului feldspatic. Ele sunt reprezentate prin două lentile de cîțiva metri, care apar pe culmea dintre P. Jigureasa și V. Streiului.

Pe culmea de la W de P. Crivădiei am găsit o lentilă de cîțiva metri de cuarț cristalin de culoare albă, lăptoasă.

C) *Complexul amfibolic*. Rocele acestui complex apar cu o dezvoltare mult subordonată acelora care constituie complexele micaceu și feldspatic. În cadrul lui am putut separa ortoamfibolite și paraamfibolite.

a) *Ortoamfibolitele* formează corperi mai dezvoltate în partea de W a regiunii noastre, în sectorul P. Gîntaga. În cuprinsul unei mase de culoare verde, formată din amfiboli, apar ochiuri de culoare albă, alcătuite din plagioclazi, dispuse după linii mai mult sau mai puțin paralele, care alternează cu pături predominant amfibolice, dînd roci un aspect rubanat. Structura lor este grano-nematoblastică, iar textura slab-șistosă.



În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale principale:

Hornblendă verde	30—55%
Plagioclaz	3—32%
Clinozoizit și zoizit	10—45%

Pe lîngă acestea mai apar o serie de minerale accesorii: titanit (0,5—3%), rutil (0,2—2%), apatit (0—0,5%) și minerale opace (0,5—2%); ca minerale secundare apar: clorit (0—10%), calcit (0—15%), epidot (0—2%). Sporadic apare cuarțul, biotitul, hornblenda brună, diopsidul și actinotul.

Hornblendă verde se prezintă în cristale prismatice de culoare verde-albăstruie, intens pleocroice. Frecvent se observă macle de doi indivizi. Unghiul de extincție variază între 19 și 24°. Conține incluziuni de titanit, rutil, minerale opace, plagioclaz și clinozoizit, care pot determina structuri poikiloblastice. În general, ea apare în diverse stadii de transformare în clorit și calcit, uneori și în biotit.

Plagioclazul apare în xenoblaste larg dezvoltate, sericitizate, destul de rar maclate polisintetic după legea albit sau albit — periclin. Conținutul în anortit ajunge pînă la 40—45%, iar albitizările sănt destul de frecvente.

Clinozoizitul și zoizitul s-au format în decursul proceselor de metamorfism pe seama plagioclazului. Ele se prezintă fie în cristale prismatice alungite, fie în granule mici. Clinozoizitul predomină asupra zoizitului, iar unghiul său de extincție variază între 5° și 25°.

Titanitul și rutilul sănt aproape nelipsite din aceste roce. Adesea rutilul apare încunjurat de titanit.

Într-o secțiune din amfibolitele care apar în malul drept al P. Gînțaga (263/55), pe lîngă mineralele descrise mai sus, se mai găsesc, în cantitate redusă însă, și diopsid, hornblendă brună și actinot. Diopsidul este prezent în granule mici sporadic, cu unghiul de extincție de 38°. Hornblendă brună, pe cale de transformare, are un pleocroism pînă la galben-verzui, extincție de 12°—14° și unghiul axelor optice de aprox. 70—75°. Resturi de hornblendă brună mai apar și în alte secțiuni. Actinolitul se prezintă în prisme alungite, foarte slab verzui și cu un unghi de extincție de 12°, ce invadează hornblenda verde, care apare cu aspecte uralitice. Aceste minerale cu aspecte relicte, care apar în stadii de transformare mai mult sau mai puțin avansate, trădează originea eruptivă a rocelor primare.

b) *Paraamfibolitele* au o culoare verde închis negricioasă și o șistozitate mai pronunțată. Ele sănt reprezentate printr-un număr destul de redus de intercalării lenticiforme uneori numai de 1—2 m, interstratificate printre celelalte șisturi cristaline. Acestea apar mai ales în partea de E a regiunii, fiind mai frecvente în zona dintre P. Jigoreasa și D. Rudelor.



Microscopic am putut deosebi următoarele tipuri: amfibolite cu biotit, amfibolite cu granati și gnaisse amfibolice, care, în general, pot fi separate chiar pe teren. Mineralele constitutive ale acestor roce sunt redate în tabelul de mai jos:

	Minerale principale	Conținut %	Dimensiuni mm
Amfibolite cu biotit	Hornblendă verde	35–65	0,02–2
	Plagioclaz	20–40	0,06–0,9
	Biotit	2–15	0,03–0,8
Amfibolite cu granati	Hornblendă verde	30–65	0,02–2,5
	Plagioclaz	18–30	0,04–0,8
	Granat	3–20	0,06–1,6
Gnaisse amfibolice	Biotit	0–2	0,04–0,1
	Plagioclaz	23–51	0,05–1,4
	Hornblendă verde	28–69	0,02–3
	Cuarț	2–12	0,04–0,8

Pe lîngă mineralele menționate, în toate aceste tipuri pot apărea următoarele minerale accesori: titanit, rutil, apatit, ilmenit, zircon, minerale opace, precum și minerale secundare, ca: epidot, clinozoit, clorit și calcit. Ca mineral sporadic, în amfibolitele cu biotit sau granat, poate fi întîlnit cuarțul, iar în gnaisele amfibolice, biotitul, care în mod excepțional, în rocele de tranziție, poate ajunge pînă la 9% din compoziția rocii.

Hornblenda verde are în toate aceste tipuri nuanțe albastrui, iar unghiul de extincție variază între 17 și 23°. În amfibolitele cu granati, ea prezintă结构 diablastice sau poikiloblastice. În gnaisele amfibolice apare uneori slab cloritizată.

Plagioclazul formează xenoblaste maclate după legea albit și periclin, uneori slab zonate sau cu extincție ușor ondulatorie. Conținutul în anortit variază între 10 și 32% la amfibolitele cu biotit, în jurul a 24% la amfibolitele cu granat și între 30 și 50% în gnaisele amfibolice.

Biotitul formează benzi ce alternează cu păturile de hornblendă și plagioclaz sau apare sporadic. Uneori pare să se fi format pe seama hornblendei. În general, apare parțial cloritizat.

Granatul este reprezentat, prin almandin, care are aspecte poikiloblastice.

D). *Sisturi cu silicati de mangan și fier.* În partea de E a regiunii noastre, în zona cuprinsă între D. Rudelor la N și V. Jigureasa la S, apare o serie de intercalații stratiforme de sisturi cu silicati de mangan și fier, printre micașisturi. Acestea se extind mult spre E, în afara perimetrului nostru, către Muntele Bătrîna.



În zona mai sus amintită, aceste intercalații au grosimi variabile, de la cîțiva metri, pînă la 20—25 metri și se dispun după cum urmează:

O primă intercalație mai importantă începe în V. Jigureasa și are o direcție W—E pînă în apropierea cotei 1378 m din D. Bretan, unde se curbează către NNE și coboară către V. Strîmbului. De aici ea se continuă spre NE, putînd fi urmărită după grohotișul de pantă pînă în culme, la E de cota 1252 m, de unde este pusă în evidență tot de grohotiș, pînă în P. Dracului, unde reapare în afloriment de 2—5 m, fiind întreruptă de o falie. În continuare, în partea dreaptă a Văii Pietrosului, această intercalație apare într-o zonă puternic frămîntată și poate fi urmărită la E de linia de falie, în direcție SW—NE, după grohotiș, pînă în V. Pravățului, unde are o grosime de cca 22 m. Această intercalație se mai întîlnește apoi spre E în V. Plîngerii (1—2 m), pe culme la cota 1217 m (cca 30 m) și în V. Leucuș (1—2 m).

O a doua intercalație mai mare începe în V. Pravățului, cu o grosime de 7 m, și se continuă subțîndu-se spre V. Leucuș (1—2 m).

Cîteva intercalații mai mici mai apar pe culmea dintre V. Piétersului și P. Strîmbului, înspre obîrșia pîrîului Dracului și în D. Pravățului, în apropierea cotei 1165 m.

Toate aceste șisturi mineralizate au format obiectul unui studiu amănunțit al lui L. PAVELESCU. Rocele au în general o culoare brună, brun-roșcată sau roșiatică în spărtură proaspătă și neagră pe fețele de alterare. În compoziția lor mineralologică intră următoarele minerale: spessartin, piroxmangit, rodonit, dannemorit, knebelit, tephroit, rodocroxit, sideroză, apatit, calcit, cuarț, magnetit, piroluzit, psilomelan, braunit, limonit, etc. Structura lor este granoblastică, iar, textura șistoasă, rareori masivă.

E) *Complexul rocelor retromorfozate.* În sectorul vestic, la NW de P. Purcăreata, între P. Gînțaga, P. Valea Bună și P. Curat, se găsește o zonă îngustă formată dintr-un complex de roce mai mult sau mai puțin retromorfozate. Intensitatea proceselor de retromorfism scade treptat de la SE spre NW. Macroscopic, aceste roce se aseamănă întrucîtva cu șisturile cristaline formate în condițiuni epizonale.

La limita sud-estică a acestei zone se găsesc rocele care prezintă cele mai puternice caractere de retromorfism. Acestea se pot urmări de la W la E, cam din dreptul cotului mare pe care îl face P. Gînțaga, pe la obîrșile pîrîurilor Valea Bună și Valea Rea, prin P. Curat, pînă nu departe de confluența acestuia cu V. Luncanilor.

Aceste roce au aspect de filite cenușii, cenușii-verzui sau negricioase, sănit unsuroase la pipăit, iar unele par a avea un conținut apreciabil de grafit. Ele au o șistozitate evidentă și sănă străbătute în diverse direcții de vinișoare



de calcit. Aspectul general este acela al unor șisturi intens frămîntate și laminate.

În secțiunile rocelor din partea superioară a Pîrului Valea Bună se poate constata fie o transformare completă a rocii inițiale într-o rocă formată în proporție de 85—90% din calcit, iar în rest, din clorit, minerale opace și resturi fine de plagioclaz, fie o transformare relativ mai puțin intensă ca prima, în care, în afara mineralelor leucocrate net distințe, se poate deduce existența primara a amfibolilor, atât după formele prismatice relicte, cât și după felul mineralelor secundare, clorit, calcit și pulbere de minerale opace, pe care le îmbracă aceste forme. Calcitul apare fie cu o structură micro-sau criptocristalină, cînd înlocuiește diferitele minerale din roca inițială, fie în cristale mai larg dezvoltate, care umplu numeroasele filonașe ce străbat roca în toate sensurile. Plagioclazul este reprezentat prin albit. Cloritul se prezintă în foile cu conture neregulate, intim asociate cu calcitul. Sericitul apare destul de frecvent în păturile feldspatice. Mineralele opace sunt reprezentate atât prin pulbere și mase granulare limonitice, cât și prin idiomorfe sau xenomorfe de pirită. Cuarțul, în granule mici, apare în proporție cristale de aproximativ 4—5%.

Roce asemănătoare celor descrise mai sus am mai întîlnit spre obîrșia Văii Rele și în P. Curat. Datorită gradului foarte avansat de retromorfism, este greu de presupus natura lor primară. Structura lor microscopică ne face să credem că acestea au fost roce eruptive.

Mai spre E, la originea P. Valea Rea și în P. Curat, în afara rocelor amintite, care apar ca intercalări reduse, mai apare o serie de roce cu aspect de șisturi sericitoase, cloritoase, în parte grafitoase, care s-au format pe seama unor paragnaise, cu sau fără granați. Microscopic, se poate constata intensa sericitizare și calcitizare a plagioclazului, cloritizarea granaților și a biotitului, precum și numeroase filonașe, formate din cristale de calcit mai larg dezvoltate. Cloritul (pennin) conține foarte multe incluziuni de ace de sagenit. Plagioclazul este albit-oligoclaz. Cuarțul are o puternică extincție ondulatorie. Mai apar foarte rare foile mici de muscovit, precum și granule de epidot și apatit.

Spre NW intensitatea retromorfismului scade treptat. Pe Valea Bună amfibolitele arată la microscop o intensă sericitizare și calcitizare a plagioclazului, precum și cloritizarea și calcitizarea hornblendei, fenomene neîntîlnite la amfibolitele ce apar în continuarea acestora spre W. Spre E, în cadrul paragnaiselor retromorfozate, se constată cloritizarea intensă a biotitului și granatului și sericitizarea avansată a plagioclazului, pe alocuri însoțite de calcitizarea epidotului. Încep să apară solizi fini de biotit, ce se dezvoltă pe măsură ce se trece către NW.

Aspecte de retromorfism prezintă de asemenea și amfibolitele din D. Ogliaș de la N de cota 633 m, care au o culoare cenușie-verzuie, o șistozitate mai fină și luciu satinat. La microscop hornblenda apare înlocuită aproape complet cu



aggregate granulare de calcit și cu foite de clorit, cărora li se asociază granule mici de clinozoit și titanit.

Roce mai mult sau mai puțin retromorfozate, cu aspecte asemănătoare celor descrise mai sus, mai apar și pe ambele maluri ale P. Gînțaga, în aval de confluența acestuia cu P. Iubaia (P. Podului).

F). *Serpentinite*. Acestea sunt reprezentate prin două corpuri mici, de cîteva zeci de metri lărgime, ce apar pe V. Roșie, în apropiere de obîrșia sa și pe culmea ce coboară pe la obîrșia Văii Rele. Pe suprafețele de alterație ele au o culoare verde deschisă, cu pete verzi-negricioase, iar în spărtură proaspătă sunt de culoare verde încis negricioasă. La microscop cele de pe V. Roșie apar formate din fibre de crisotil dispuse într-un sistem reticular, ale cărui ochiuri sunt ocupate de lamele de antigorit. Acestor minerale li se asociază în cantități reduse calcitul, ce apare în mici aggregate granulare, lamele mici de clinoclор și granule de magnetit.

Serpentinitetele din al doilea corp menționat sunt formate în cea mai mare parte din mănușchiuri de lamele de antigorit (cca 87%), iar în rest din olivină (10%) și minerale opace (3%). Olivina apare străbătută în toate direcțiile de filonașe de antigorit și ciuruită de granule mici de magnetit.

**II. Rocele eruptive. *Porfire cuartifere*.** Rocele eruptive sunt reprezentate în regiunea noastră numai prin cîteva aparițuni de dimensiuni în general mici, de porfire cuartifere. Ele apar în partea de NW a regiunii, pe Valea Mică, V. Stîngului, V. Roșie, P. Scaiu și V. Țapului și Valea Bună și se încadrează în «zona nordică» de porfire cuartifere deosebită de L. PAVELESCU. Pe brațul drept al pîrului Valea Bună, în amonte de cota 384 m, a fost pus în evidență, încă de LAUFER, un corp de cca 800 m lungime și 300 m lățime.

Porfirele au o culoare albă-gălbui sau verzuie, structură porfirică și textură masivă, fiind formate dintr-o pastă fin granulară, în care se disting, macroscopic, numeroase fenocristale de plagioclaz și mai rar de cuarț. În compoziția lor mineralologică intră următoarele minerale: plagioclaz, ortoză, cuarț, clorit, sericit, epidot, zoizit, calcit, apatit și minerale opace.

Pasta este formată din microlite de plagioclaz și ortoză, intens sericizate și caolinizate, precum și din microlite de cuarț și foite fine de clorit. Fenocristalele sunt reprezentate prin ortoză, plagioclaz și cuarț.

Ortoza, rar întîlnită ca fenocristale, este turbure și conține numeroase incluziuni de sericit. Apare rareori maclată după legea Karlsbad sau Baveno. Plagioclazul, maclat polisintetic după legea albit, conține pînă la 35% An. El este ciuruit de incluziuni numeroase de sericit, minerale opace, cuarț, clorit și epidot. Cuarțul apare în cristale corodate de pastă. Cloritul (pennin) se prezintă în lamele alungite,

izolate sau dispuse în mănușchiuri. El conține incluziuni de epidot și minereu.

**III. Formațiunile sedimentare.** La marginea de S a regiunii noastre, șisturile cristaline sunt acoperite de formațiuni sedimentare, jurasice și cretace, iar în extremitatea vestică, de depozite miocene și cuaternare.

Obiectivul principal al cercetărilor noastre în regiune fiind studiul șisturilor cristaline, nu ne-am preocupat în mod special de cercetarea formațiunilor sedimentare decât în măsura în care prezența lor pe traseul profilelor efectuate în cadrul Cristalinului ne-a impus acest lucru. Această situație am întîlnit-o atât în sectorul vestic, pe V. Luncanilor și V. Roșie, în extremitatea nordică a bazinului sedimentar al Hațegului, cât și în partea de S a sectorului estic. Cu excepțiile menționate mai sus, limita șisturilor cristaline cu formațiunile sedimentare ale Bazinului Hațegului, a fost trasată după datele cercetărilor lui A. MAMULEA.

*Jurasicul* este reprezentat prin depozite de vîrstă liasică, pînă la Titonic inclusiv.

Pe V. Luncanilor, la S de cătunul Cioclovina, în ambele maluri ale pîrîului, apar niște conglomerate de culoare roșcată-vînată, peste care stau în continuitate de sedimentare conglomerate mărunte albe-gălbui. Acest complex este considerat de LAUFER ca reprezentînd stratele cele mai inferioare ale orizontului inferior, cu caracter fluvio-lacustru, al stratelor de la Cioclovina, din care, în apropierea grotelui, de la obîrșia Pîrîului Luncanilor, el a descris o floră retică-liasică. Deasupra acestuia, F. LAUFER și A. MAMULEA au separat un orizont superior marin, format din gresii glauconitice și calcaroase, de vîrstă Dogger superior, care se află în baza calcarelor titonic-neocomiene. În locul amintit mai sus, ele apar pe harta lui LAUFER ca formațiuni liasic-doggeriene, însă lipsesc complet de pe prima hartă originală a lui A. MAMULEA, care menționează aici șisturi cristaline.

Pe V. Roșie, între cele două petece de Dogger care apar pe harta lui A. MAMULEA, noi am găsit niște gresii micacee, albe-gălbui, probabil tot de vîrstă liasică.

Gresii micacee, predominant biotitice, mai apar și în sectorul estic, ca petece reduse, dintre care unele (D. Baloi și D. Zamordele) suportă la partea lor superioară calcare titonice. Acestea sunt considerate de A. MAMULEA tot de vîrstă liasică.

Titonicul, în facies calcaros recifal, este foarte larg dezvoltat la limita de S a Cristalinului din sectorul estic. În continuarea spre E a puternicului masiv de calcar din D. Comarnici, acestea mai apar în P. Cerbului, Poiana Bojita, V. Babei, Piatra Brîndușei, Piatra Jiodii, P. Purcarului, Vf. Purcarului, continuîndu-se către V. Jigureasa și P. Jupînesei. Aceste calcar sînt masive, de culoare



albă-gălbui sau roz, cu aspect porțelanos. Pe alocuri, ele apar brecifiate, în care caz cimentul, bogat în oxizi de fier, le colorează în roșu intens.

*Cretacicul*. Pe V. Purcarului, la cca 300 m în amonte de limita calcarelor cu Cristalinul, am găsit în apă un bloc de calcar cenușiu, de 1—2 m, rulat, în care se pot distinge urmele unor Gasteropode ale căror cochilii au fost complet înlocuite cu calcit. Acest bloc este venit de pe unul din versanții calcaroși ai văii. D. PATRULIUS, studiind la microscop aceste calcare, pe lîngă diferite Miliolide, a mai determinat și o formă a genului *Choffatella*, caracteristică depozitelor de vîrstă Aptian-Albian și pe care a mai întîlnit-o și în calcarele urgo-apțiene de la Colțul Sălătrucului (Moreni), unde se găsește împreună cu *Orbitolina conoidea* GRAS.

Gresiile micacee albe, grosiere, care apar așezate pe calcare, la S de limita acestora cu Cristalinul din sectorul estic, ar apartine, după A. MAMULEA, probabil, Cenomanianului. La baza acestora apar microconglomerate calcaroase.

Pe versantul calcaros de pe stînga V. Jigureasa, la cca 350 m în aval de limita nordică a calcarelor cu șisturile cristaline, apar, chiar la marginea drumului de pe vale, niște gresii micacee, fine, slab consolidate, de culoare cărămizie-roșcată, (afloriment de 15—20 m), conținând numeroase Orbitoline mari, determinate de D. PATRULIUS ca fiind de tipul *Orbitolina subconcava*. MIRCEA ILIE citează o lucrare asupra Munților Pirinei, în care se menționează specia *Orbitolina subconcava* din niște strate albiene. Forme de *Orbitolina* au fost găsite și de A. MAMULEA în complexul de gresii fine și marne fosilifere de deasupra stratului cu *Transilvanella* din regiunea Sînpetru-Pui (Hațeg), pe care l-a considerat la partea superioară a Cenomanianului.

În regiunea noastră, orizontul de gresii fine, amintit mai sus, nu a fost urmărit în extindere. În orice caz, el dovedește existența Cretacicului mediu în apropierea Bazinului Petroșanilor.

Sedimentele care apar în extremitatea vestică a regiunii noastre, sănt atribuite de LAUFER Neogenului (Miocenului), începînd din V. Luncanilor, pînă ceva mai la S de P. Gînțaga, iar la S de acest punct, Cuaternarului.

*Neogenul*, reprezentat prin Miocen, este bine dezvoltat pe Valea Rea, fiind constituit din argile cenușii-albăstrui, în parte nisipoase, alternînd cu nisipuri cenușii-albicioase, în care se găsesc intercalații decimetrice de pietrișuri mărunte. Spre obîrșia acestei văi apar gresii cu intercalații cărbunoase centimetrice, alternînd, în bancuri decimetrice, cu marne cenușii. În acest orizont apar numeroase fosile: Bryozoare, Coralieri și Cardiacee. Asociația faunistică, determinată în cadrul Laboratorului de Micropaleontologie, indică pentru aceste strate vîrsta Tortonian superior.

*Cuaternarul* este reprezentat prin depozitele terasei inferioare a Văii Streiului și prin aluviuni.

### Tectonica

Regiunea cercetată se încadrează și din punct de vedere tectonic în ansamblul Munților Sebeș.

În sectorul median și vestic al perimetrlui cartat, șisturile au o direcție generală SW — NE și căderi variabile către NW, mai rar spre SE, ale căror valori oscilează între 20° și 80°, cele din jurul limitei superioare fiind întâlnite destul de frecvent. În sectorul sud-estic șisturile au orientarea generală NW — SE, cu rare schimbări locale de la SW spre NE, iar înclinarea stratelor, orientate în general către SW, are valori medii cuprinse între 20° și 60°, limite care numai rareori sănt depășite.

Așa cum arată L. PAVELESCU, mișcările care au determinat tectonica Munților Sebeș, pe care d-sa le pune în legătură cu mișcările de ridicare sau de scufundare ale Parângului, au cauzat apariția, în timpul orogenezei hercinice, a două importante linii de fractură, de care sănt legate o serie de zone de fracturi secundare, de direcții diferite. Dintre acestea din urmă, unele au putut fi puse în evidență și în regiunea noastră.

Astfel, una dintre liniile amintite are o direcție NE—SW și trece între Sibielul Vechi și Nou, pe la S de Cucuiuș, Romașel și Cugir, la N de regiunea noastră. De-a lungul ei, această linie a înlesnit punerea în loc a unei serii de roci eruptive, de la cele mai bazice (eclogitice), pînă la cele granitice. Mișcările care au determinat această linie s-au făcut simțite și în partea de NW a regiunii noastre, unde ele au dus la formarea unei linii secundare de fractură și probabil a unei serii de fracturi mai mici, creînd o zonă de rezistență minimă, pe care a fost posibilă intruziunea unor corpuri eruptive bazice, diorite sau gabbrouri cuartifere, cît și a porfirelor cuartifere. Mișcările orogenice tangențiale, care ulterior, în această zonă de minimă rezistență, au putut acționa mai intens decît în restul regiunii, credem că au determinat retromorfozarea șisturilor cristaline formate inițial în condiții de mesozonă.

O a doua fractură mai importantă străbate zona mediană a Munților Sebeș, trecînd pe la Poiana Dișei — Vf. Tîțianul, — Dealul Negru — Muntele Folteau — Vf. Negovanul — Voineasa — Munții Căpățîna, și a înlesnit intruziunea unor roci ultrabajice. Acesteia îi sănt asociate o serie de fracturi secundare, de diferite direcții, printre care se numără și fracturile din zona șisturilor cu silicati de mangan și fier, din sectorul estic al regiunii noastre. În malul drept al Văii Pietrosului, în regiunea faliei de direcție N—S, care afectează șisturile manganifere, din aval de confluența cu V. Pravățului, se găsește o zonă foarte puternic cataclazată,



care a usurat injectarea pe fisuri a unor noi soluțiuni cuarțo-feldspatice, care străbat gnaisele mixte formate anterior, înglobând fragmente din ele.

Microscopic, am putut pune în evidență și existența altor zone puternic cataclazate în sectorul șisturilor manganifere de pe V. Strîmbului, la câțiva metri în aval cît și în cadrul paragnaiselor cu granat de la limita acestora cu gnaisele mixte, pe culmea dintre D. Muncelului și Vf. Ples, din sectorul vestic.

### Concluzii

În partea de SW a Munților Sebeș, ca de altfel în tot restul acestor munți, se constată că numeroasele tranziții gradate între diferitele tipuri de șisturi cristaline constituie caracteristica principală a acestor roce. Separarea pe teren a tipurilor de tranziție și clasarea lor în cadrul unuia dintre tipurile principale este foarte dificilă. În acest sens, sînt destul de numeroase exemplele, atunci cînd se pune problema stabilirii limitelor între micașisturi și paragnaise, uneori între cuarțitele biotitice, feldspatice și paragnaise, precum și între paragnaise și gnaisele mixte.

Am amintit mai sus poziția pe care o ocupă micașisturile în sistematica modernă a rocelor metamorfice. Ele s-au format din șisturi argiloase, printr-un proces de metamorfism regional, în care, atît stressul, cît și temperatura, au jucat un rol hotărîtor.

În ceea ce privește gnaisele mixte, menționăm că, unii autori, printre care și GOLDSCHMIDT, atribuie cantitatea mare de feldspat potasic ce se iveste în unele gnais oculare din apropierea unor masive de roce acide (opdalite și a.), injectiilor din magma granitică fluidă.

Zonele de feldspatizări intense care apar atît în regiunea noastră, cît și în ansamblul Carpaților meridionali, presupun, în ipoteza de mai sus, existența în adîncime a unor imense masive granitice, care să le fi generat, ceea ce este greu de admis, neexistînd nici o dovedă în acest sens.

În regiunea noastră, ca și în restul Carpaților meridionali, după cum arată toți geologii care i-au studiat, (Șt. GHICA, N. GHERASI, L. PAVELESCU, și alții), gnaisele mixte au luat naștere printr-o topire diferențială, parțială, a rocelor sedimentare, în marile adîncimi ale scoarței, care după datele experimentale ale lui GORANSON, s-a putut produce la o temperatură cuprinsă între 500° și 700°. Soluția de silicati de compoziție granitică, bogată în apă, care s-a format în aceste condiții, a îmbibat spațiile dintre granulele rocei înconjurătoare. Datorită mișcărilor scoarței, favorizate de forța gravitațională, această soluție de silicati (magmă palingenă) s-a ridicat din locul de formare, de-a lungul suprafețelor de minimă rezistență, acumulîndu-se în mase mari. În cea mai mare parte însă, ea a rămas



în roca ambiantă, fie sub formă de lichid intersticial, fie sub formă de filonașe.

« După condițiunile care domnesc în zona în care fluidul feldspatic a fost adus, rocele care rezultă au structuri diferite. Un fenomen de imbibie dă în zona de presiune statică pegmatite interstratificate și gnais « lit par lit », în timp ce în zona unde, în afara presiunii litostatice, intervine stressul, apare structura oculară, pentru că circulația fluidelor este favorizată. Structura și dimensiunile uneori considerabile ale ochilor de feldspat sunt explicate în același timp prin circulația fluidelor; soluțiile suprasaturate au depus materialul lor în jurul acelorași germani; ca și în pegmatite, cristalele ating dimensiuni mari, căci ele sunt incontinuu alimentate. » (St. GHICA).

În cadrul complexului amfibolic am deosebit orto- și paraamfibolite. Parageneza caracteristică a primului tip este determinată de asociația albit, minerale din grupa epidotului (epidot, și clinozoit) și amfibol. După această parageneză, ele ar corespunde faciesului albit — epidot amfibolic (ESKOLA, TURNER). Deoarece în unele secțiuni, în compoziția plagioclazului intră o cantitate mai mare de anortit decât cea corespunzătoare albitului, considerăm aceste roce ca un facies de tranziție între cel albit — epidot amfibolic și cel amfibolic. Condițiile de formare a acestor roce sunt asemănătoare acelora din zona cu almandin a metamorfismului regional, determinate pentru sisturile pelitice.

Paragenza caracteristică a paraamfibolitelor, reprezentată prin asociația plagioclaz-hornblendă, căreia î se mai poate adăuga granatul, epidotul și zoizitul, situează aceste roce în cadrul faciesului amfibolic, corespunzător zonei cu cianit și staurolit. Plagioclazul acestor roce este însă întotdeauna de compoziția oligoclazului sau andezinului.

Am amintit mai sus aspectul epizonal al sistemelor cristaline din zona retro-morfozată. Din cîteva profile efectuate de L. PAVELESCU la E de această zonă, în sectorul de pe dreapta Văii Luncanilor, rezultă că aici se întâlnesc roce asemănătoare macroscopic acelora descrise de noi; ele n-au fost însă studiate mai detaliat la microscop. S-ar putea că între aceste roce mai mult sau mai puțin asemănătoare, să existe și o legătură genetică, însă această ipoteză nu poate fi admisă atîta timp cît nu există un studiu microscopic comparativ.

Subliniem că, oricare ar fi situația în regiunea de la NE de V. Luncanilor, în perimetrul cartat de noi rocele cu aspect epizonal s-au format prin metamorfism regresiv. Ele nu reprezintă o epizonă ce stă în sinclinalele mesozonei, aşa cum crede LAUFER că ar fi situația în regiunea noastră sau cum menționează L. PAVELESCU pentru sisturile epizonale din zona de la N de Șugag (Munții Sebeșului).



## BIBLIOGRAFIE

- CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. 1939.
- CONSTANTINOF D. Raport geologic asupra regiunilor Vîlcelele Bune — Urzici și Pîrful Cerbului — V. Jupînesei (Munții Sebeș). *Arhiva Com. Geol.* 1955.
- DRĂGHICI C. Raport de prospecțiuni geologice asupra zăcămîntului de silicati de mangan și fier dintre V. Jugureasa și V. Maleia (Munții Sebeș). *Com. Geol.* 1954.
- ESKOLA P. Die Entstehung der Gesteine — Metamorphische Gesteine (Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P.). Berlin, 1939.
- GHERASI N. Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpathes méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București, 1937.
- GHICA ȘT. Observations au sujet de „Das Kristallin des Sebescher- und Zibingebirges” par A. Vendl. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI. București, 1937.
- Études géologiques et pétrographiques dans les Mjii Lotrului (Carpathes méridionales—Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931, București, 1934.
  - Les Carpathes méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București, 1940.
- GRUBEMANN U. și NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. Berlin, 1924.
- HAUER F. și STACHE G. Geologia Transilvaniei. Viena, 1863 (trad.).
- HALAVÁTS J. Die geol. Verhältn. v. Uj-Gredistye, Luncany u. Hatzeg. *Jahrb. ung. geol. Anst.* f. 1898.
- ILIE MIRCEA. Structura geologică a Depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.* XXV. București, 1953.
- KRÄUTNER Th. Das Kristalline Massiv von Rodna (Ost-Karpathen) *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București, 1938.
- LAUFER F. Contribuționi la studiul geologic al împrejurimii orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.* V, București, 1924.
- LUPEA GH., CONSTANTINOF D. Prospecționi geologice asupra serpentinelor din Munți Sebeș. Raport arh. Com. Geol. 1953.
- MAMULEA A. Studii geologice în reg. Sînpetru Pui — Hațeg. *An. Com. Geol.* XXV. București, 1953.
- Geologia regiunii Bânița-Crivadea. *D. S. Com. Geol.* XXVIII București, 1955.
  - Raport geologic asupra Munților Sebeș. Com. Geol. 1951.
- MIHAILOVICI N. Raport geologic asupra Munților Sebeș. Com. Geol. 1952.
- NOPCSA F. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Deva, Ruszkabánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. Jahrb. ung. geol. Anst.* XIV. Budapest, 1905.
- PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII. București, 1955.
- Consideraționi asupra unor silicati de Fe și Mn din Munții Sebeș. *Bul. științ. Acad. R.P.R.* București, 1955.
  - și CONSTANTINOF D. Cercetări geologice în partea de sud a Munților Sebeș. Raport arh. Com. Geol. 1954.
- TILLEY C. W. The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag.* vol. 61. 1924 (citat de Turner).
- TURNER F. J. Evolutia metamorficeskikh porod. *Izd. inostr. lit.* Moscva, 1951 (trad. din l. engl.).
- VENDL A. Das Kristallin des Sebescher- und Zibingebirges. *Geologica Hungarica.* IV. Budapest, 1932.



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОР СЕБЕШ

д. КОНСТАНТИНОФ

(краткое содержание)

---

Исследуемый район граничится на востоке с рекой Жупынесей, на севере — с Вершиной Годяну, на юге — с осадочным бассейном Хацег и на западе — с алювиальной равниной долины реки Стрей.

Опубликованные геологические работы, касающиеся указанного участка, принадлежат Ж. Халавачу, Ф. Лайферау, и М. А. Мамуля, причем авторы указывают лишь вкратце кристаллические формации, так как их главной целью является исследование осадочных формаций Хацегской депрессии. Петрография Себешских гор была исследована А. Вемдлем (1332) и Л. Павелеску (1955).

**Геология.** В геологическом строении нашего района преобладают кристаллические сланцы мезозонального характера, к которым присоединяются небольшие выходы изверженных пород, перекрытых на восточной и западной окраинах исследуемого участка, осадочными формациями.

1. *Кристаллические сланцы.* Кристаллические сланцы представлены слюдяным полевошпатовым и амфиболовым комплексами.

*Слюдяный комплекс* широко развит в среднем и восточном участках района. Он содержит следующие типы горных пород: биотитомусковитовые сланцы, гранатовые слюдяные сланцы, слюдяные сланцы с гранатом и дистеном, с гранатом, дистеном и ставролитом и биотитовые кварциты.

Биотитомусковитовые сланцы являются основным типом этого комплекса. Они обладают лепидобластовой или лепидогранобластовой структурой и отличаются следующим характерным парагенезисом: кварц, биотит, мусковит и плагиоклаз (5—15% аортита). Переходы к парагенезисам — часты.

Эти породы входят в состав биотитохлоритовой фации зеленых сланцев (Ескола-Тернер).

Гранатовые слюдяные сланцы обладают лепидогранобластовой структурой а иногда порфиробластовой. В характерном парагене-



зисе этого типа гранат входит в качестве основного компонента (2—18%). причем он обуславливает местами порфиробластовую структуру. В ассоциации с ним в этом парагенезисе выявляются: кварц, биотит, мусковит и плагиоклаз (11—26% анортита). Этот парагенезис соответствует зоне алмандина (Тиллей) и его можно сопоставить с третьей парагенетической группой ставролитово-цианитовой подфации амфиболовой фации (Ескола-Тернер).

Слюдяные сланцы с гранатом и дистеном, а также слюдяные сланцы с гранатом, дистеном и ставролитом выявляются местами как незначительные прослои среди гранатовых слюдяных сланцев. В их характерный парагенезис входят: кварц, биотит, мусковит, гранат, дистен, плагиоклаз и соответственно ставролит. По характерному парагенезису, эти сланцы соответствуют алмаандиновой зоне (Тиллей) и третьей парагенетической группе ставролито-цианитовой подфации амфиболовой фации (Ескола-Тернер).

Биотитовые кварциты встречаются как небольшие прослойки среди слюдяных сланцев и парагенейсов. Их минералогический состав характеризуется преобладанием кварца и биотита, наряду с которыми очень часто выявляется кислый плагиоклаз (альбит — олигоклаз), который при большом количестве обуславливает переходы к парагнейзам.

*Полевошпатовый комплекс.* Этому комплексу принадлежат следующие главные типы горных пород: парагнейсы, смешанные гнейсы и пегматиты.

Парагнейсы пользуются большим развитием на западной оконечности и на юго-восточной оконечности исследуемого района. У них гранолепидобластовая структура. Выделяются два главных типа: парагнейсы двуслюдистые, встречающиеся очень часто, в минералогический состав которых входят в качестве главных минералов плагиоклаз (11—22% анортита), кварц, биотит и мусковит и парагнейсы двуслюдяные с гранатом, с минералогическим составом сходным с предыдущим, однако обогащенным гранатом и мусковитом. Кроме основных минералов выявляются в качестве акцессорных минералов апатит, титанит циркон, эпидот, клиноцизит (хлорит и темные минералы).

Смешанные гнейсы. В этой категории нами были выделены все гнейсы, образовавшиеся в результате тесной ассоциации материала осадочного происхождения с лейкократовым материалом, получившимися из первичной или палингенной магмы (Ескола), считая что независимо от их происхождения, и одна и другая были инъектированы вдоль



плоскостей сланцеватости или трещин ранее существовавших горных пород. Между осадочным материалом и магматическими растворами имели место метасоматические обмены, причем получились смешанные породы, главным образом полевошпатовые. Инъекционные гнейсы, состоящие из чисто механической инъекции (Ниггли), без метасоматических обменов не встречались.

Учитывая главным образом их структуру и текстуру, многих разделили на линейные смешанные гнейсы и очковые гнейсы, со следующим характерным общим парагенезом: микроклин, плагиоклаз (олигоклаз), кварц, биотит, мусковит, с которыми акцессорно ассоциируются апатит, титанит циркон, хлорит, цойзит, эпидот, клиноцизит, ортит и темные минералы. У них гранолепидобластовая или гранобластическая структура, а текстура — сланцеватая линейная, соответственно очковая, а местами пегматовидная, причем кристаллы микроклина достигают 5—6 см в поперечнике.

Пегматиты состоящие из плагиоклаза, микроклина, кварца и мусковита представлены двумя линзами размерами в несколько метров, появляющимися на вершине между ручьем Жигуряса и долиной реки Стрей. Нами они были отнесены к полевошпатовому комплексу, так как считаем, что их происхождение сходно со смешанными гнейсами.

*Амфиболовый комплекс.* Горные породы этого комплекса имеют меньшее развитие по сравнению с породами слюдистого и полевошпатового комплексов. В нем обнаружены ортоамфиболиты и параамфиболиты.

Ортоамфиболиты состоят из массы зеленого цвета, из амфиболов, в которых выявляются небольшие лазки белого цвета, состоящие из плагиоклазов, расположенных по более или менее параллельным линиям, что придает породе полосатый облик. У них гранометабластовая структура, и слабо-сланцеватая текстура. Их минерalogический состав характеризуется наличием следующих главных минералов: зеленой роговой обманки плагиоклаза (40—45% анортита), клиноцизита и цойзита, к которым присоединяются титанит, рутил, апатит, хлорит, кальцит, эпидот и темные минералы в качестве акцессорных минералов, а спорадически — кварц, биотит, бурая роговая обманка, диопсид и актинолит. Последние три минерала выявляются в более или менее законченных стадиях превращения, и обнаруживают несколько реликтовый характер, указывающий на изверженный характер первичных пород.

Параамфиболиты имеют темнозеленую окраску и более отчетливую сланцеватость чем предыдущие. Под микроскопом удалось выде-



лить следующие типы, с соответствующими парагенезами: амфиболиты с биотитом (зеленая роговая обманка, плагиоклаз, содержащий 10—32% анортита, биотит), гранатовые амфиболиты (зеленая роговая обманка, плагиоклаз содержащий 24% анортита, гранат, биотит), амфиболовые гнейсы (плагиоклаз, содержащий 30—50% анортита), зеленая роговая обманка и кварц.

*Сланцы с силикатами железа и марганца* выявляются в качестве метрических слоистых пропластков среди сланцев и парагнейсов в восточной части исследуемого района.

Самый большой из этих пропластков удается проследить, по выходам или горным осыпям, начиная с долины Жигуряса до долины Леукуш. Второй пропласток, больших размеров, начинается с долины Правэца и продолжается до долины Леукуш.

Несколько меньших пропластков выявляются на гребне между долиной Петросул и ручьем Стрымбулуй, в сторону ручья Дракулуй и холма Правэц.

Эти сланцы с марганцевым оруденением послужили объектом детального исследования Л. Павелеску.

*Комплекс метаморфизованных пород.* В западном участке исследуемого района обнаружена узкая зона кристаллических сланцев, парагнейсов и амфиболитов, более или менее ретроморфизованных, в пределах которой интенсивность процесса снижается постепенно с юговостока к северо-западу.

Макроскопически ретроморфизованные парагнейсы имеют вид горных пород, образовавшихся в условиях эпизоны, типа графитовых филлитов, серицитовых и хлоритовых сланцев, частично графитовых, пронизанных графитом. Микроскопически наблюдается сильная серицитизация и кальцитизация гранатов и биотита.

Ретроморфизованные амфиболиты обладают зеленовато-серой окраской. Под микроскопом они обнаруживают сильную серицитизацию и кальцитизацию плагиоклаза, а также замещение роговой обманки хлоритом и кальцитом, ассоциированных местами с небольшими зернами клиноцизита и титанита.

*Серпентиниты.* Эти породы представлены двумя небольшими телами, размерами в несколько метров в поперечнике, выявляющимися вблизи истоков долины Валя Рошие и на вершине где находятся истоки реки



Валя Ря. Они состоят преимущественно из волокон хризотила в сетеобразной системе, очки которой заняты антигоритовыми пластинками или же пучками антигоритовых пластинок ассоциированных с оливином и магнетитом.

**II. Изверженные породы.** Они представлены небольшими телами кварцевых порфиров, состоящих из микролитов плагиоклаза (олигоклаз андезин), ортоза, кварца и хлорита, образующих пасту, а также из фенокристаллов ортоза, плагиоклаза и кварца.

**III. Осадочные образования.** На южной окраине района кристаллические сланцы покрыты осадочными образованиями юрского и мелового возраста, а на западной окраине — миоценовыми и четвертичными отложениями. Юра представлена конгломератами и песчаниками, принадлежащими лейас-доггеру и титонскими известняками, мел — известняками, известковистыми микроконгломератами и слюдяными песчаниками (сеномана), миоцен — (верхний тортон) — синевато-серыми глинами, песками и мелким гравием, серыми песчаниками и мергелями, а четвертичные отложения — представлены отложениями нижней террасы долины Стрей и современными наносами.

**Тектоника.** Исследуемый район в тектоническом отношении входит в состав Себешских гор. Тектоника этих гор завершилась в связи с поднятиями или опусканиями массива Парынг, вызвавших появление во время герцинского горообразования двух важных линий разломов, с которыми связан ряд вторичных зон разломов, среди которых некоторые удалось выявить и в исследуемом нами районе.

Первая зона обусловленная главной линией разлома с простиранием СВ-ЮЗ между Сибишелул Векь и Куджир, позволила более интенсивное проявление тангенциальных орогеновых движений в северо-западном участке нашего района, в связи с чем считаем что произошла ретроморфизация местных кристаллических сланцев.

Вторая зона вторичных разломов расположена в восточном участке области, в пределах зоны с силикатами марганца и железа, причем она связана с главной линией разлома в срединной зоне Себешских гор, расположенной между Пояна Дицей, Дялгул Негру и Горами Кэпэцына.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LE SUD-OUEST  
DES MONTS SEBEŞ

PAR

D. CONSTANTINOF

(Résumé)

La région étudiée est comprise entre Pîrîul Jupînesei à l'est, Valea Godeanului au nord, le bassin sédimentaire du Hațeg au sud et la plaine alluviale de Valea Streiului à l'ouest.

Les ouvrages géologiques ayant trait au secteur mentionné sont dus à J. HALAVÁTS, F. LAUFER et M. A. MAMULEA, auteurs qui présentent des données sommaires sur les formations cristallines, étant donné qu'ils se sont occupés surtout des formations sédimentaires de la Dépression de Hațeg. Les recherches pétrographiques des Monts Sebeș sont dues à A. VENDL (1932) et L. PAVELESCU (1955).

**Géologie.** Dans la constitution géologique de la région prédominent les schistes cristallins de mésozone, auxquels s'associent de petits affleurements de roches éruptives recouvertes dans le sud et l'ouest de la région étudiée par des formations sédimentaires.

I. *Les schistes cristallins* sont représentés par un complexe micacé, feldspathique et amphibolique.

*Le complexe micacé* est largement développé dans le secteur médian et oriental de la région. Il renferme les types de roches suivants: des micaschistes à biotite et muscovite, à grenat, à grenat et dysthène, à grenat, dysthène et staurolite et des quartzites biotitiques.

*Les micaschistes à biotite et muscovite* représentent le type prédominant de ce complexe. Ils ont une structure lépidoblastique ou lépidogranoblastique et la paragénèse caractéristique est représentée par: le quartz, la biotite, la muscovite et le plagioclase (5–15% An). On observe de fréquentes transitions à des paragneiss.

Ces roches appartiennent au sous-faciès biotito-chloriteux du faciès des schistes verts (ESKOLA-TURNER).

*Les micaschistes à grenat* accusent une structure lépidogranoblastique et parfois porphyroblastique. La paragénèse caractéristique de ce type comporte comme élément principal le grenat (2–18%) qui présente par endroit



la structure porphyroblastique. S'y associent le quartz, la biotite, la muscovite et le plagioclase (11—16% An). Cette paragénèse correspond à la zone à almandin (TILLEY) et peut être comparée au 3-ème groupe paragénétique du sous-faciès staurolite-cyanitique du faciès à amphibolites (ESKOLA-TURNER).

Les micaschistes à grenat et à dysthène, ainsi que ceux à grenat, dysthène et staurolite, apparaissent par endroits, comme intercalations réduites, parmi les micaschistes à grenat. À leur paragénèse caractéristique participent: le quartz, la biotite, la muscovite, le grenat, le dysthène, le plagioclase et, respectivement, le staurolite. D'après la paragénèse caractéristique, ces schistes correspondent à la zone à almandin (TILLEY) et au 3-ème groupe paragénétique du sous-faciès staurolite-cyanitique du faciès amphibolique (ESKOLA-TURNER).

Les quartzites biotitiques apparaissent sous forme de petites intercalations dans les micaschistes et les paragneiss. Leur composition minéralogique est caractérisée par la prédominance du quartz et de la biotite et par l'apparition fréquente du plagioclase acide (albite-oligoclase) qui, en grande quantité, détermine les transitions à des paragneiss.

*Le complexe feldspathique* renferme les roches suivantes: paragneiss, gneiss mixtes et pegmatites.

Les paragneiss sont fréquents dans l'extrême occidentale et de sud-est de la région étudiée et accusent une structure granoblastique. On distingue deux types principaux: 1, paragneiss à deux micas, fréquemment rencontrés et dont la composition comporte le plagioclase (11—22% An), le quartz, la biotite, la muscovite, et 2, paragneiss à deux micas et à grenat, ayant une composition minéralogique semblable à celle précédente, mais plus riche en grenat et muscovite. Les minéraux accessoires sont les suivants: apatite, titanite, zircon, épidoite, clinzoïsite, chlorite et minéraux opaques.

Les gneiss mixtes. Cette catégorie embrasse des gneiss nés de l'association intime entre le matériel sédimentaire et le matériel leucocrate résulté d'un magma juvénile de palingénèse (ESKOLA), considérant qu'indifféremment de leur origine, tous les deux ont été injectés au long des plans de schistosité ou des fissures des roches pré-existantes. Entre le matériel sédimentaire et les solutions magmatiques ont eu lieu des transitions métasomatiques résultant des roches mixtes avec des feldspaths prédominants. Nous n'avons pas rencontré de gneiss d'injection produits à la suite d'une injection purement mécanique (NIGGLI) sans transitions métasomatiques.

Tenant compte surtout de la structure et de la texture, nous avons divisé les gneiss en: gneiss mixtes linéaires et gneiss oeillés caractérisés par la paragénèse suivante: microclin, plagioclase (oligoclase) quartz, biotite, muscovite, auxquels



s'associent d'une manière accessoire l'apatite, la titanite, le zircon, la chlorite, la zoïsite, l'épidote, la clinozoïsite, l'orthite et les minéraux opaques. Leur structure est granolépidoblastique ou granoblastique, et la texture schisteuse linéaire, respectivement oeillée, par endroits pegmatoïde, les cristaux de microclin atteignant 5—6 cm de largeur.

Les pegmatites, constituées par le plagioclase, le microclin, le quartz et la muscovite, sont représentées par deux lentilles de quelques mètres de dimension, apparaissant sur la crête entre Pîrîul Jigureasa et Valea Streiului. Nous avons englobé les pegmatites dans le complexe feldspathique, en leur attribuant une origine pareille aux gneiss mixtes.

*Le complexe amphibolique* comporte des roches subordonnées de beaucoup — par leur développement — aux roches des complexes micacé et feldspathique. Nous avons distingué des orthoamphibolites et des para-amphibolites.

Les orthoamphibolites sont formées par une masse verte d'amphiboles, dans laquelle s'observent de petites taches blanches formées de plagioclases orientés plus ou moins parallèlement et imprimant à la roche un aspect rubanné. Leur structure est granonématoblastique et la texture légèrement schisteuse. Leur composition minéralogique est caractérisée par les minéraux principaux suivants: hornblende verte, plagioclase (40—45% An), clinozoïsite et zoïsite, auxquels s'associent les minéraux accessoires: titanite, rutile, apatite, chlorite, calcite, epidote, et des minéraux opaques et sporadiques: quartz, biotite, hornblende brune, diopside, actinote. Les derniers trois minéraux apparaissent en stade de transformation plus ou moins avancée, avec des éléments relictus qui trahissent l'origine éruptive des roches primaires.

Les paraamphibolites ont une couleur verte et une schistosité plus prononcée que les précédentes. Au microscope nous avons décelé les types suivants avec les paragénèses respectives: amphibolites à biotite (hornblende verte, plagioclase à 10—32% An (biotite), amphibolites à grenats (hornblende verte, plagioclase à 24% An, grenat, biotite) et gneiss amphiboliques (plagioclase à 30—50% An, hornblende verte et quartz).

*Les schistes à silicates de manganèse et de fer* apparaissent sous forme d'intercalations stratiformes parmi les micaschistes et les paragneiss dans l'est de la région étudiée.

L'intercalation la plus importante peut être poursuivie d'après les affleurements ou les éboulis de pente à partir de Valea Jigureasa jusque dans Valea Leucuș. Une seconde intercalation, plus étendue, débute dans Valea Pravățului et continue en s'effilant jusque dans Valea Leucuș.



Des intercalations plus petites apparaissent sur la crête entre Valea Pietrosului et Pîrîul Strîmbului vers le bassin de réception du Pîrîul Dracului et dans Dealul Pravățului.

Ces schistes manganifères ont formé l'objet d'une étude détaillée de L. PAVELESCU.

*Le complexe des roches rétromorphisées.* Dans le secteur occidental de la région étudiée surgit une zone étroite de schistes cristallins, paragneiss et amphibolites, plus ou moins rétromorphisés; l'intensité du rétromorphisme diminue graduellement du sud-est vers le nord-ouest.

Macroscopiquement, les paragneiss rétromorphisés ont l'aspect des roches de l'épizone, du type des phyllites graphiteuses, des sérichtoschistes et des chloritoschistes en partie graphiteux, traversés de calcite. Microscopiquement, on constate l'intense sérichtisation et calcitisation du plagioclase, de même que la chloritisation des grenats et de la biotite.

Les amphibolites rétromorphisées ont une couleur gris verdâtre. Au microscope elles accusent une intense sérichtisation et calcitisation du plagioclase, de même que la substitution de la hornblende par la chlorite et la calcite, associées par endroit à de petits grains de clinozoïsite et de titanite.

*Les serpentinites* sont représentées par deux corps ayant quelques dizaines de mètres de largeur, qui surgissent à la naissance de Valea Roșie et sur la crête à la naissance de Valea Rea. Elles sont formées essentiellement de fibres de cryostile disposées dans un système réticulaire dont les mailles sont occupées par l'antigorite ou de faisceaux de lamelles d'antigorite associées à l'olivine et à la magnétite.

II. *Les roches éruptives* sont représentées par de petits corps de porphyre quartzifère formés de microlithes de plagioclase (oligoclase-andésine), d'orthose, de quartz et de chlorite, qui constituent la pâte, et par des phénocristaux d'orthose, de plagioclase et de quartz.

III. *Formations sédimentaires.* Dans le sud de la région les schistes cristallins sont recouverts par des formations sédimentaires jurassiques et crétacées et dans l'ouest, par des dépôts miocènes et quaternaires. Le Jurassique est représenté par des conglomérats et des grès du Lias-Dogger et par des calcaires tithoniques, le Crétacé par des calcaires, microconglomérats calcaires et grès micacé (Cénomanien), le Miocène (Tortonien supérieur) par des argiles gris bleuâtres, sables et graviers menus, grès et marnes grises, et le Quaternaire par les dépôts de la terrasse inférieure de Valea Streiului et les alluvions actuelles.



**Tectonique.** Au point de vue tectonique la région étudiée appartient à l'ensemble des Monts Sebeș. Leur tectonique s'est développée en rapport avec les mouvements de surélévation et d'affaissement des Monts Parîng, qui ont causé pendant l'orogénèse hercynienne l'apparition de deux importantes lignes de fracture, auxquelles se rattache une série de zones de fractures secondaires dont certaines sont mises en évidence aussi dans notre région.

Une première zone, générée par l'importante ligne de fracture orientée NE—SW entre Sibișelul Vechi et Cugir a permis l'action plus intense des mouvements orogéniques tangentiels ultérieurs dans le secteur NW de notre région auxquels se rattachent — selon nous — le rétromorphisme des schistes cristallins de la région étudiée.

Une seconde zone de fractures secondaires est située dans le secteur oriental de la région, dans la zone des schistes à silicates de manganèse et de fer. Cette zone se rattache à la ligne de fracture de la zone médiane des Monts Sebeș, située entre Poiana Diței, Dealul Negru et les Monts Căpățâna.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN BAZINUL ORĂȘTIE<sup>1)</sup>  
DE  
V. DRAGOS și I. NEDELCU

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor noastre și a geologilor stagiaři ELENA MATEESCU și FLOREA BACIU, este delimitată la S de o linie ce trece pe la N de satul Strei — Sîn-Georgiu pe dreapta Streiului și pe la S de satele Grid, Costești, Sibișel și Romoșel. La E, este delimitată de o linie ce trece prin satele Romoșel și Romoș și se oprește în Valea Mureșului. Limita de N o formează șoseaua națională ce trece prin Orăștie și Simeria, iar limita de W este formată de R. Strei. Ea face parte din unitatea structurală numită Bazinul Orăștie.

Bazinul Orăștie se situează între Munții Apuseni și Carpații meridionali, fiind mărginit la S și SE de Munții Sebeșului, la W de Munții Poiana Rusă, la N de Munții Zarandului, iar la E de o linie ce ar uni Sebeșul cu Albia Iulia.

*Morfologia regiunii și hidrografia.* Morfologia regiunii este destul de variată. Elementul dominant îl constituie D. Măgura, situat în partea de NW, unde se găsesc mai multe proeminențe, dintre care cea mai înaltă este Vf. Măgura, cu altitudine de 594 m. Versantul estic și sud-estic este abrupt și se profilează ca un promontoriu. Pe versantul vestic pantele sunt domoale și se desfășoară în amfiteatru către V. Streiului. Restul regiunii se caracterizează printr-un relief deluros, cu văi largi, colmatate în mare parte, încadrîndu-se astfel în zona colinară ce însoțește pe stînga cursul mijlociu al văii Mureșului, între Alba Iulia și Deva. Foarte rar, văile principale prezintă deschideri și atunci numai în firul apei, la baza teraselor.

Rețeaua hidrografică principală are caracter consecvent, fiind orientată de la S către N (V. Romoșului, V. Sibișelului, V. Orașului, V. Turmaș și V. Streiului). Afluenții laterali ce curg orientați de la W la E și de la E la W sunt văi subsecvențe. Rîurile principale (R. Orașului și R. Streiului), care străbat regiunea de la S la N, se caracterizează printr-un debit constant de apă. Mai

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 26 aprilie 1957.



puțin bogate în apă săntă pîraiele afluente, caracterizate printr-un traseu scurt și debit mic. Toate văile principale săntă tributare Mureșului.

Pădurile și culturile de cereale acoperă în mare parte regiunea cercetată, deschiderile fiind sporadice și cercetarea anevoieasă. Întreaga morfologie este determinată de formațiunile geologice existente. Prezența marnelor în litologia regiunii favorizează dezvoltarea alunecărilor de teren pe suprafețe mari.

*Istoric.* Cele mai vechi lucrări asupra geologiei regiunii datează din prima jumătate a secolului trecut. Cercetătorii au fost atrași de fauna bogată care se putea recolta de la Buituri, localitate situată în partea de W a bazinului.

Încă din 1833, LILLE V. LILIENBACH (20) și AMI BOUÉ (1) amintesc de prezența unor depozite terțiare la S de orașul Deva, în văile Cerna, Strei, precum și la S de Orăștie.

P. BRONN și FR. ZIKELI (36) au ajuns la concluzia că stratele cu fauna de la Buituri și împrejurimi se pot sincroniza cu stratele cu faună din Bazinul Wienei.

M. HÖRNES (11) face în 1856 prima monografie asupra faunei depozitelor tortoniene din Bazinul Buituri.

L. NEUGEBOREN (24), D. STUR (33) și PARTSCH se ocupă la rîndul lor de geologia regiunii, arătând că Tortonianul inferior este reprezentat prin depozite marine: aglomerate, nisipuri și marne, peste care s-au depus strate puternice de gips. Pe baza identității de faună, D. STUR arată că între Bazinul Vienei și Bazinul Transilvaniei a existat o legătură în vremea Terțiarului.

J. HALAVÁTS (8) face în 1901 cercetări geologice în regiunea cuprinsă între Strei și Orăștie. El presupune că depozitele sarmatiene formează un mare sinclinal.

În anul 1905 FRANZ V. NOPCSA (26) face o descriere a depozitelor tortoniene și sarmatiene de la S de Deva și Orăștie, publicând o listă de faună recoltată de la D. Măgura. La lucrarea sa, NOPCSA anexează și o hargă geologică la scara 1: 200.000.

În 1909 A. KOCH (16) arată că depozitele sarmatiene săntă dezvoltate în centrul bazinului și aflorează la N de Buituri, urmărindu-se spre E între R. Strei și Orăștie. Ele săntă reprezentate prin conglomerate, marne gălbui și nisipuri cu o faună bogată de Moluște.

T. IORGULESCU (14) arată că depozitele tortoniene săntă alcătuite dintr-o alternanță de marne, gresii și nisipuri, precum și conglomerate a căror proporție variază pe verticală chiar pe distanțe foarte mici. Depozitele tortoniene săntă afectate de schimbări litologice bruse, atât pe verticală cît și pe orizontală, ca urmare a condițiilor locale impuse de imediate vecinătate a tărmului.

C. GHEORGHIU (7) face în 1951 un studiu al Miocenului din Bazinul inferior al văii Streiului. Autorul separă la Petreni — Pădureni un Buglovian alcătuit



din «Marne de V. Bejanului» de culoare vînătă, în bază, iar la partea superioară, albicioase și ciocolatii, în care se găsesc numeroase exemplare de Moluște, precum și urme de plante.

G. MOISESCU (22) s-a ocupat de depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri.

NIȚĂ PION PETRE face în 1955 o descriere a depozitelor tortoniene din regiunea Orăștioara de Sus, Costești, Ocolișul Mic.

### Stratigrafia

În alcătuirea regiunii intră șisturi cristaline și formațiuni sedimentare.

A) **Sisturile cristaline.** Masivele muntoase din partea de SE a regiunii cercetate reprezintă prelungirea spre NW a Cristalinului Sebeșului. Cristalinul este alcătuit din roce metamorfice, strâns cutate, de tipul gnaiselor și micașisturilor, cu separațiuni de aplite, formând fundimentul depozitelor mioceno-cuaternare. Cristalinul a fost cercetat numai în măsura urmăririi limitei Miocenului în partea de S și E a regiunii. Un studiu al Cristalinului din această regiune a fost făcut de L. PAVELESCU (28) și D. CONSTANTINOF (3).

B) **Sedimentarul.** Depozitele sedimentare care aflorează în regiune sunt reprezentate numai prin Tortonian, Bulgovian și Sarmățian, pe care le-am separat pe criterii paleontologice.

1. *Tortonianul.* Majoritatea depozitelor sedimentare întâlnite în regiune aparțin Tortonianului, care ocupă cea mai mare suprafață din perimetrul cercetat, Sarmățianul păstrându-se doar în regiunea axială a sinclinalului Pădureni.

Depozitele tortoniene se aştern în partea de E a regiunii direct pe Cristalin, ceea ce demonstrează că în timpul Tortonianului a avut loc o importantă transgresiune a mării, care a depășit limitele formațiunilor mai vechi.

Date fiind sedimentarea în imediata vecinătate a tărmului, precum și prezența unui relief preexistent acoperit de apele mării miocene, depozitele tortoniene prezintă însemnate variații de facies atât pe verticală cât și pe orizontală.

În depozitele tortoniene de aici am separat cinci orizonturi:

Orizontul marnelor cu *Pectunculus*;

Orizontul grezos-calcaros cu *Lithothamnium*;

Orizontul nisipos cu intercalăii de marne și gipsuri;

Orizontul nisipurilor cu *Chlamys elegans*;

Orizontul marnelor cenușii-gălbui cu *Spirialis*.



*Orizontul marnelor cu Pectunculus.* Acesta apare la zi pe rama cristalină, în fundul Văii Dosului (Valea Orăştioarei) și la NE de comuna Bucium, fiind reprezentat prin marne de culoare vinătă, fine, cu fluturi mărunți de muscovit, cu filme de nisip pe suprafetele de stratificație și cu boabe de cuarț alb și negru remaniate în partea bazală. Grosimea marnelor este de aproximativ 23 m, deasupra lor situându-se un pachet de argile și marne nisipoase de culoare gălbui-roșcată, în grosime de 8—9 m, care conține în partea inferioară blocuri remaniate din Cristalin.

Din marnele vinete situate în partea bazală a orizontului am recoltat *Pectunculus* aff. *deshayesi* MAYER (pl. V, fig. 2), *Cardium preechinatum* HILBER, iar din marnele nisipoase *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. u. AUING. (pl. V, fig. 1).

*Orizontul grezos-calcaros cu Lithothamnium* este bine deschis la zi pe versantul estic al culmii ce desparte satul Ocolișul Mic de satul Costești, în dreptul gării Costești, pe linia de decauville Orăștie — Grădiște. Aici, într-o carieră cu un front de aproximativ 100 m și o înălțime de 35—40 m, se vede foarte bine, pe un plan de falie vertical, contactul dintre Cristalin și Sedimentar. Peste șisturile cristaline se dispune un banc de aproximativ 6 m grosime de conglomerate cu elemente de Cristalin, cu un diametru pînă la un metru, prinse într-o masă calcaroasă, slab nisipoasă, de culoare albă-gălbui, cu Ostreide, Cardiacee și Gasteropode, peste care urmează un pachet de aproximativ 8 m grosime de calcare grezoase de culoare gălbui, cu foarte multe elemente de organisme calcaroase. Calcarele sunt stratificate în bancuri decimetrice, repauzînd direct pe Cristalin, în punctele unde conglomeratul lipsește. Între bancurile de calcare grezoase sunt situate strate subțiri de argile nisipoase de culoare cenușie și lumașele. Deasupra lor se află un pachet de calcare grosiere de culoare gălbui, dispuse în bancuri metrice. Grosimea pachetului este de 20 m. Calcarele sunt foarte fosilifere, conținînd resturi de Corali, Briozoare, Lamellibranchiate și *Lithothamnium*. Între stratele de calcar se situează intercalării subțiri de argile nisipoase de culoare galbenă-roșcată. Din calcarele grezoase am recoltat:

#### Corali

*Ostrea crassicostata* Sow.

*Ostrea leopolitana* NIEDZW. (pl. I, fig. 3, 4)

*Ostrea cochlear* POLI var. *navicularia* (pl. III, fig. 2)

*Ostrea digitalina* DUB. (pl. VI, fig. 1)

*Ostrea* aff. *fimbriata* GRAT. (pl. III, fig. 3)

*Spondylus* sp. (pl. II, fig. 1)

*Lithodomus* sp. (pl. I, fig. 7 și pl. III, fig. 4)

*Ciprea* sp.



*Lithothamnium* sp. (pl. III, fig. 1)

Oase de Mamifere

În continuarea profilului, deosebim un alt pachet de calcare galbene-roșcate, grosiere, lumașelice, cu elemente de cuarț rulat. Calcarele suportă un pachet de marne nisipoase micacee, de culoare cenușie-gălbui, de aproximativ 10 m grosime.

Orizontul grezos-calcaros cu *Lithothamnium* este bine deschis și în fundul văii Ocolișul Mic, unde apare în bază un pachet de marne cenușii-vineții, micacee, slab fosilifere, cu boabe de cuarț remaniate, în partea inferioară.

Faciesul litoral grezos-calcaros cu *Lithothamnium* și cu recifi de Corali s-a dezvoltat numai în zona de țărm. Dacă urmărim continuarea orizontului calcaros către centrul Bazinului, observăm trecerea la un facies neritic format din nisipuri, marne și pietrișuri cu intercalații de marno-calcare și gresii calcaroase cu resturi de Corali și Lamellibranchiate. După cum vedem, avem de-a face cu o schimbare alternativă de facies. Între marne este intercalat un orizont de tufit, gros de 2,5 m.

Orizontul nisipos cu intercalații de marne și gipsuri este alcătuit din nisipuri în grosime de aproximativ 600 m. În partea de mijloc a pachetului de nisipuri se situează un banc de marne vinete, fine, cu foarte mulți fluturași de muscovit și intercalații lenticulare, neînsemnate, de marne cu urme de plante și cărbuni. Pe suprafețele de separație dintre strate se găsesc uneori cristale de gips secundar, care pe alocuri formează strate subțiri de 2–3 cm. Marnele aflorează pe Valea Mare, la S de comuna Orăștioara de Sus, precum și în fundul văii Copăcel și pe V. Bradului. La partea superioară a pachetului de nisipuri se individualizează un pachet de marne cenușii, nisipoase, care cuprind și o intercalație de tufuri calcaroase-gipsoase. La SE de comuna Dâncul Mare, peste tufurile calcaroase, se situează un strat de gipsuri a cărui grosime nu am putut-o evalua, din cauza lipsei de deschideri. Direcțional, gipsurile de aici se leagă cu cele de la Romoș, care au fost exploataate, pe vremuri, într-o carieră de la marginea satului. Deasupra gipsurilor se dispune o placă de calcare tufacee, din care am recoltat un exemplar de *Pecten latissimus* remaniat. Peste calcarele tufacee urmează nisipuri cenușii-gălbui, cu intercalații subțiri de marne cenușii. În masa nisipurilor se observă unele separații de pietrișuri mărunte.

Orizontul nisipurilor cu *Chlamys elegans*. Acest orizont este bine evidențiat în culmile de la SE de Tămășeasa, unde se află un bogat punct fosilifer, din care am recoltat numeroase exemplare de:

*Ostrea digitalina* DUB. (pl. VI, fig. 1)

*Anomya Ephippium* LINNÉ (pl. I, fig. 5, 6)



*Chlamys elegans* ANDRZ. (pl. I, fig. 1, 2)

*Pecten besseri* ANDRZ.

*Pecten* sp.

În baza orizontului apar marne cenușii micacee, pe care se situează un strat acvifer freatic, a cărui prezență este dovedită prin numeroasele izvoare ce întovărășesc aflorimentele de marne. Peste marne sînt dispuse nisipuri ce prezintă intercalații subțiri de pietrișuri și marne. La anumite nivele se poate observa o stratificație torențială a nisipurilor și pietrișurilor. Uneori, în masa nisipurilor se observă blocuri de marne cenușii, remaniate, cu un diametru pînă la 12 cm. În masa pietrișurilor se găsesc zone de cimentație, în care fenomenul de diageneză a dat naștere trovanților.

*Orizontul marnelor cenușii-gălbui cu Spirialis* apare la zi în rîpa de sub Dealul Gorganul, precum și lîngă satul Jeledinți și lîngă satul Strei Sîn Georgiu. Acet orizont este reprezentat printr-un pachet de marne și argile galbenecenușii, fine, cu benzi mai închise sau mai deschise la culoare. În masa marnelor se observă prezența Pteropodului *Spirialis* și a numeroase resturi de Lamellibranchiate.

Cu acest orizont se încheie seria depozitelor tortoniene în regiunea noastră.

2. *Buglovianul*. Depozitele bugloviene pot fi separate în două orizonturi:

Primul orizont este reprezentat prin conglomerate de culoare albă-gălbui, bine cimentate cu ciment calcaros alb, cu elemente de cuarț de culoare albă-gălbui și neagră. Diametrul elementelor de cuarț variază între 1–2 cm. Conglomeratele sunt fosilifere, conținînd multe resturi, rău conservate, de Cardiacee și Ceriți. Cimentul este, pe alocarea, mai slab și de aceea eroziunea a dat naștere unui relief ruiniform. Pe flancul de SE apar la zi la o altitudine cuprinsă între 500–540 m și se păstrează aproape pe toată lungimea versantului. Pe flancul de NW, conglomeratele aflorează la o altitudine de 240 m. Peste orizontul de conglomerate se dispune un banc de gresii moi, slab cimentate, foarte micacee, de culoare gălbui. Urmează un pachet de marne cenușii-vinete, care au la partea superioară un banc de 20 cm grosime, de marno-calcare cenușii. Marnele conțin foarte multe resturi de Ostreide și Cardiacee. Urmează un pachet de argile gălbui-albicioase bentonitice fine, care se desfac după fețe neregulate în grosime de 20 m, cu *Modiolus* aff. *incrassatus* *buglovensis* GAT. și *Syndesmia* aff. *reflexa* EICHW. Urmează un pachet de gresii calcaroase, albicioase, în bancuri de 15–20 cm, dure. Pe fața inferioară a gresiilor se observă elemente de cuarț rulate, cu diametrul pînă la 5 cm. Între stratele de gresii dure sînt intercalate nisipuri



calcaroase, albicioase, de 1 m grosime. Peste pachetul de gresii repauzează calcare grezoase în bancuri decimetrice, de culoare albicioasă, cu multe Lamellibranchiate. Grosimea calcarelor grezoase este de aprox. 12 m. Între bancurile de calcar se intercalează gresii calcaroase moi, calcarele în cornișe dând naștere la cascade. Urmează un pachet de marno-calcare galbene-albicioase, stratificate în bancuri de 0,5 m. Între bancurile mai dure se intercalează bancuri mai marnoase și mai închise la culoare. Sub calcare se situează un pachet de nisipuri slab cimentate, albicioase, cu foarte mulți fluturi de mică, cu intercalații subțiri de marne fine cenușii. În continuarea profilului urmează un banc de gresii conglomeratice cu elemente de Cristalin, cu ciment calcaros, care au o stratificare torențială. Deasupra se aşază un pachet de marno-calcare lumașelice, grăunțoase, dure, de culoare gălbuiu, cu multe Cardiacee și Gasteropode. Din orizontul de mai sus am recoltat următoarele forme:

*Cardium lithopodolicum* DUB. (pl. V, fig. 3)

*Cardium vindobonense* LASK.

*Cardium conf. ruthenicum* (HILB.) LASK.

*Trochus* sp.

*Ervilia aff. podolica* EICHW.

Peste orizontul de marno-calcare grăunțoase, urmează al doilea orizont reper, orizontul marnelor nisipoase cu:

*Murex sublavatus* BAST. (pl. IV, fig. 3, pl. VII, fig. 1)

*Buccinum duplicatum* Sow. (pl. VII, fig. 4)

*Columbella scripta* BELL. (pl. IV, fig. 5)

*Cerithium mitrale* EICHW. (pl. IV, fig. 2)

*Cerithium rubiginosum* EICHW. (pl. IV, fig. 1)

Acest orizont este foarte important prin bogăția de forme și prin aceea că se poate urmări și observa în mai multe puncte. Astfel, noi l-am găsit pe versantul de SE al dealului Măgura, în partea de SW a satului Măgura, precum și la SW de satul Jeledinți. Orizontul marnelor nisipoase cu fauna descrisă mai sus marchează un moment important în evoluția mării miocene. Numărul mare de genuri, precum și numărul impresionant de indivizi, indică o schimbare importantă a salinității, datorită aportului de apă dulce care a provocat o tafocenoză. Dintre formele menționate mai sus, majoritatea sunt forme eurihaline care au rezistat în condițiile de îndulcire a apei pînă la limita extremă. Deoarece în acest orizont apare *Cerithium rubiginosum* și *Cerithium mitrale*, celelalte forme marine nepersistînd mai sus, considerăm că putem fixa limita între Buglovian și Sarmațian la acest orizont.



*3. Sarmati anul.* Peste orizontul-reper cu *Murex* și *Buccinum* se situează un pachet de calcare grezoase cu Ceriți și Cardiacee, puțin micacee. Se pot observa și slabe intercalații de marne cenușii fine.

La Păducel, în dreptul satului Strei Sîn Georgiu, la cota 568, aflorează un pachet de calcare oolitice, galbene-roșcate, în grosime de aproximativ 40 m. Aceste calcare oolitice se pot urmări pe tot versantul sud-estic, lîngă localitatea Sf. Maria de Piatră, precum și pe versantul de W, lîngă satul Măgura și la Dumbrava. Cimentul este calcaros, înglobînd în afară de oolite, numeroase Gasteropode mici și Lamellibranchiate. Menționăm următoarele forme din calcarele oolitice:

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Trochus pictus* EICHW.

*Cardium vindobonense* LASK.

*Cerithium mitrale* EICHW.

Pe drumul de creastă, între satul Jeledinți și satul Măgura, apar la zi calcare oolitice cenușii-gălbui, cu ciment foarte compact, oolitele detașîndu-se greu. La S de Petreni-Pădure, în axul sinclinalului Pădureni, apar la zi în rîpa din malul drept al văii Gurbanului, nisipuri albe calcaroase, fine, micacee. În nisipuri se intercalează bancuri de gresii albe, calcaroase, cu foarte mulți fluturi de mică. Fauna este alcătuită din Cadiacee mici. Tot pe V. Gurbanului, ca variație laterală de facies, apar gresii moi cu elemente de cuarț grosier, cu ciment calcaros de culoare albă. La baza gresiilor sunt dispuse conglomerate cu elemente pînă la 5 cm diametru, grosimea lor fiind de aproximativ 2 m. În masa gresiilor moi se individualizează bancuri de gresii dure în grosime de 1/2 m, care au fost exploataate de localnici pentru confecționarea pietrelor de moară. Cu aceste nisipuri se încheie seria depozitelor sarmațiene în regiune.

*4. Cuaternarul* este reprezentat prin terase, șesuri aluvionare și grohotișuri de pantă. Terasele au o foarte mare dezvoltare de-a lungul Rîului Orașului, unde am putut separa trei nivele de terase:

Terasa  $T_1$  de 98 m, la cota de 348 m,

Terasa  $T_2$  de 50 m, la cota de 300 m,

Terasa  $T_3$  de 16 m, la cota de 266 m.

Terasele sunt alcătuite din depozite aluviale la partea inferioară și suportă un acoperiș de lehm. În anumite puncte se pot observa soluri îngropate. Podurile teraselor sunt acoperite cu păsuni și culturi.

Șesurile aluvionare au o dezvoltare mare pe cursul inferior al rîurilor principale (R. Orașului, R. Strei, R. Sibișel). Dezvoltarea mare a șesurilor aluvionare



este o consecință a faptului că nivelul de bază al Mureșului este ridicat, astfel că râurile afluențe sănătă într-un stadiu de îmbătrânire.

Extindere foarte mare în regiune au alunecările de teren care dau o notă caracteristică reliefului.

### Tectonica

După punerea în loc a Pînzei Getice, a urmat o fază de mișcări rupturale, cu formarea bazinelor post-tectonice. În această fază regiunea dintre Sebeș și Deva a fost cufundată de-a lungul a două falii aproximativ paralele, orientate NE—SW. A luat astfel naștere un bazin alungit, în care sedimentarea a fost subsidentă. Perioada relativă în care s-a format acest bazin poate fi încadrată între următoarele două limite:

O limită inferioară, care trebuie fixată după Turonian-Senonian, deoarece depozitele cele mai noi de pe soclul cristalin sănătă reprezentate prin Turonian-Senonian în facies de Gosau, vîrsta șariajului fiind anteturonian-senoniană, după cum a precizat în urmă I. DRĂGHINDĂ (4), care a găsit aceste depozite stînd atât pe Autohton cît și pe Pînza Getică;

O limită superioară care se poate determina ca ante-eocenă, deoarece cele mai vechi depozite observate la zi, la E de regiunea noastră, sănătă reprezentate printr-un complex grezos-conglomeratic la partea inferioară, și un complex șistos argilos la partea superioară, care, după MIRCEA ILIE (12, și 13 p. 160), reprezintă Eocenul. După același autor, Eocenului îi urmează un pachet de nisipuri și gresii silicioase și calcare bogate în resturi organice, pe care le atribuie Oligocenului (13, p. 166).

Discordant și transgresiv urmează un complex format din argile roșii-cărămizii cu urme verzi, gresii albe silicioase, argile cenușii și roșii și calcare albicioase fosilifere. În acest complex se observă remanieri de marne albe eocene.

O nouă transgresiune începe odată cu Tortonianul, care depășește formațiunile sedimentare mai vechi, așezîndu-se pe Cristalin, cum se observă la Costești.

Pe baza discordanțelor arătate mai sus, considerăm că la sfîrșitul Oligocenului a avut loc o ridicare a fundamentului, în care timp depozitele oligocene au fost în bună parte erodate. După Acvitaniul a urmat o nouă ridicare a fundamentului, datorită căruia fenomen Burdigalianul și Helvetianul nu sănătă reprezentate.

Înind seama de discordanță constatată între Tortonian și Activitanian, sănătem încinați să atribuim Acvitaniului depozitele roșii întîlnite sub Tortonian, în forajul de la Beriu, executat în anul 1901 și descris de HALAVÁTS (6). Acest foraj a atins adîncimea de 560 m, unde a întîlnit nisipuri și argile roșii-cărămizii. Se menționează că în acest foraj a apărut apă sărată ascendentă.



În Tortonian și Sarmățian a avut loc o mișcare de subsidență neîntreruptă, în timpul căreia s-au acumulat depozite de cca 2000 m grosime. Mișcările tectonice au fost reluate după Sarmățian, în timpul fazei valahe, de data aceasta soclul cristalin funcționând ca fâlcile unei menghine care au prins între ele depozitele miocene, pe care le-a cutat sub forma unui sinclinal orientat E—W, pe care îl numim Sinclinalul Pădureni, după localitatea Pădureni, unde depozitele ating cea mai mare grosime. În această fază s-au făcut simțite și mișcări tectonice rupturale, care au provocat falierea Tortonianului și a Sarmățianului în dreptul localităților Costești și Călan.

Liniile de fractură de pe flancul de nord al Bazinului Orăștie au constituit căile de acces ale unor erupțiuni de andezite care se pot urmări de la Deva pînă la Uroiu. De asemenea, izvoarele termale de la Gioagiu folosesc ca drum de acces aceleași falii. Falia de la Călan are rezonanță în fundament, favorizînd și ea formarea unui izvor termal în această localitate.

Sinclinalul Pădureni prezintă o ridicare axială în regiunea de la W de R. Strei, unde apare la zi Tortonianul, pentru ca apoi să se scufunde în regiunea de la NW de Buituri, unde nu se găsesc decît depozite sarmatiene. La E de Orăștie, spre localitatea Pianul, sinclinalul Pădureni se leagă cu sinclinalul Sebeș—Pianul—Cioara (stabilit în ultima vreme de A. ZBEREA), unde prezintă de asemenea ridicări și scufundări axiale.

După cum vedem, în regiunea Orăștie avem de-a face cu zona de cea mai mare scufundare axială a unui sinclinal ce are o lungime de mai multe zeci de kilometri, începînd de la S de Deva și continuîndu-se pînă la W de Sebeș.

În afară de accidentele tectonice majore descrise mai sus, la nașterea căror au contribuit forțele tectonice ce au afectat soclul cristalin, am distins în regiune și accidente structurale de ordin minor. Astfel, pe valea ce străbate satul Dîncul Mic, se observă în malul stîng un fenomen interesant. Între două bancuri de gresii dure, cenușii și gălbui, care se prezintă sub forma de strate de 0,20—0,50 m grosime, cu o înclinare de 10° spre NW, se observă un strat de argilă marnoasă cenușie-vineție, cu mulți fluturi de mică, cutată sub formă de cute mici strînse, a căror dispoziție este în disarmonie atît cu depozitele grezoase din pat, cît și cu cele din acoperiș. Pentru explicarea modului în care au luat naștere aceste cutе disarmonice, noi avem la dispoziție două ipoteze:

O ipoteză, puțin probabilă, este aceea că nașterea cutelor disarmonice a avut loc în timpul formării sinclinalului Pădureni, datorită mișcărilor diferențiale ale depozitelor competente de gresii, pe suprafața stratului de argilă marnoasă. Aceasta din urmă fiind o rocă plastică, a fost antrenată la baza gresiilor și cutată. Din această cauză cutele disarmonice ar putea fi numite și cute de antrenare.



O altă ipoteză, mai plauzibilă, este aceea care presupune că formarea cutelor disarmonice a avut loc în timpul sedimentării Tortonianului și Sarmațianului, deci vîrsta lor este ante-tectonică. În acest caz, formarea acestor cufe minore disarmonice se datorează forței gravitaționale care a determinat alunecarea submareană a depozitelor tortoniene și sarmațiene pe patul de argile marnoase. Alunecarea submarină s-a produs pe socul cristalin al Munților Sebeșului. În momentul când greutatea depozitelor sedimentate peste argilele marnoase a fost destul de mare, forțele care mențineau echilibrul acestora au fost depășite, masele de deasupra lor punându-se în mișcare și alunecând spre N. În cursul deplasării lor se exercita o presiune asupra argilelor care jucau rolul de lubrifiant când erau îmbibate cu apă, presiune care a putut determina formarea cutelor disarmonice (5, p. 97—98 și fig. 49).

**Considerații paleo-geografice.** Studiul schimbărilor faciale și al faunei Bazinului Orăștie, ne-a condus la următoarele concluzii în privința paleogeografiei regiunii:

1. În timpul Tortonianului, Bazinul Orăștie era legat de Bazinul panonic și prin acesta de Bazinul Vienei.

2. În timpul Tortonianului a avut loc o importantă transgresiune a mării, care a depășit limitele formațiunilor mai vechi.

3. Dată fiind sedimentarea în imediata vecinătate a țărmului, precum și prezența unui relief preexistent, acoperit de apele mării miocene, depozitele tortoniene prezintă însemnate variații de facies atât pe verticală cât și pe orizontală.

**Concluzii.** Suprafața cercetată, relativ mare, ne-a îngăduit să facem un studiu amănunțit asupra depozitelor tortoniene, buglowiene și sarmațiene din regiune și orizontarea lor în funcție de faciesurile petrografice existente, precum și în funcție de materialul faunistic determinat.

Am stabilit prezența sinclinalului Pădureni, al cărui ax este dirijat SW—NE.

Profilele executate pe direcția SE—NW arată că depozitele Tortonianului ating în regiunea noastră o grosime de aproximativ 1400 m.

Depozitele sarmațiene și buglowiene care alcătuiesc umplutura sinclinalului ating grosimea de aproximativ 700 m.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Le Sarmatien du Plateau Moldave. *An. Acad. Mém. Sect. St.* III, Tom. XX, Mém. 5. București, 1945.
2. BOUÉ AMI. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmorosch, la Transylvanie et certaines parties de la Hongrie. *Mém. de la Soc. Géol. de France*, T. I. Paris, 1833.
3. CONSTANTINOF D. Cercetări geologice în partea de NW a Munților Sebeș. C.G. (inedit).



4. DRĂGHINDĂ I. Prezența Cretacicului superior în Bazinul Petroșani. *Comunic. Acad. R.P.R.* T. VI Nr. 6, p. 336. București, 1956.
5. DRAGOȘ V. Deplasări de teren. *Ed. Științifică*. București, 1957.
6. FRIEDBERG. Mollusca miocenica Poloniae. *Nakl. Muz. Lwow*, 1912.
7. GHEORGHIU C. Observation sur la géologie de la vallée du Mureș entre Deva et Dobra. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIX (1940–1941). București, 1950.
8. HALAVÁTS J. Geologische Verhältnisse der Umgebung von Szászváros. *Jahrb. d.k. ung. geol. Anst. f. 1901*. Budapest, 1903.
9. HAUER FR. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
10. HÖRNES M. Die fossilen Mollusken des Tertiär Beckens von Wien. *Abh. der k.k. geol. R. A.* III. Wien, 1856.
11. HÖRNES R. und AUINGER M. Die Gasteropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Meditarran-Stoffe in der österr. ung. Monarchie. *Abh. der k.k. geol. R.A.* Bd. XII. Wien, 1879.
12. ILIE M. D. Asupra răspândirii depozitelor eocene în vecinătatea orașului Alba-Iulia. *Rev. Adamachi*. XXIX. Iași, 1943.
13. — Monts Métallifères de Roumanie (Recherches géologiques entre Valea Stremăului et Valea Ampoiului). *An. Com. Geol.* XXIII. București, 1950.
14. IORGULESCU T. Observațiuni geologice și micropaleontologice în Sedimentarul de la S de Orăştie. *C.G. (inedit)*. 1953.
15. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.* V. București, 1944.
16. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens d. siebenbürg. Landesteile. II. Neogen herausgegeben von d. *Ungar. geol. Gesellschaft*. Budapest, 1900.
17. KOLESNIKOV V. P. O sarmatskikh predstaviteleih Sem. Cardiacee. Trudî ghese i mineralog. muzeia. *Acad. Nauk. S.S.S.R.* IV. Leningrad, 1928.
18. — Sarmatskie molliuski. *Paleont. S.S.S.R.* Leningrad, 1935.
19. KOROBKOV I. A. Molliuski srednevo miočena Marmaroskii vpadinî zakarpatiia. Leningrad, 1951.
20. LILL DE LILIENBACH. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpathes en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. *Mém. Soc. Géol. France*. T. I. Paris, 1833.
21. MACOVEI GH. Bazinul tertiar dela Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III. București, 1909.
22. MOISESCU G. Stratigrafia și fauna din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri. *Edit. Acad.* București, 1955.
23. MURGOȚI GH. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București, 1908.
24. NEUGEBOREN L. Der Wald bei Batiz, eine neue Fundstätte von Tertiär-Conchylien. *Verh. Mitt. sieb. Ver. Naturw. Hermannstadt*. X. Band. Wien, 1859.
25. NIȚĂ PION PETRE. Cercetări geologice în regiunea Orăştie Sud. *C.G. (inedit)*. 1954.
26. NOPCSA F. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár–Deva–Ruszka–Bánya–rumän. Landesgrenze. *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.* XIV. Band. București, 1905.
27. PAUCĂ M. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* T. XVII. București, 1935.
28. PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Comit. Geol.* XXVIII, p. 372–377. București, 1955.
29. SACCO FL. I molluschi del terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Torino, 1890–1904.
30. SIEBER R. Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. *Annalen des naturhistorischen Museums in Wien*. 60. Band (1954–1955). Wien, 1955.



## **PLANŞA I**



Institutul Geologic al României

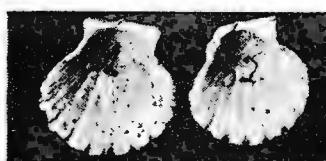
## PLANŞA I

- Fig. 1—2. — *Chlamys elegans* ANDRZ. Tortonian. Tămăşasa. Mărime naturală.  
Fig. 3—4. — *Pycnodonta leopolitana* NIEDZW. Tortonian. Tămăşasa. Mărime naturală.  
Fig. 5—6. — *Anomya ephippium* LINNÉ. Tortonian. Tămăşasa. Mărime naturală.  
Fig. 7. — *Lithodomus* sp. pris într-un manşon de Corali. Tortonian. Costeşti. Mărime naturală.

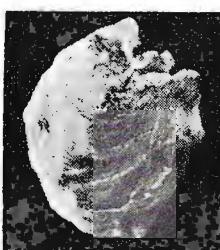




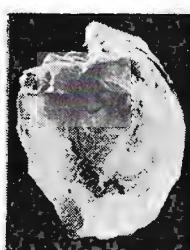
1



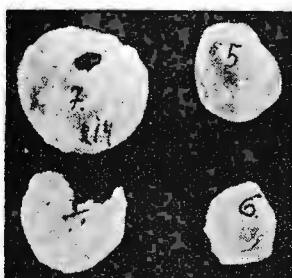
2



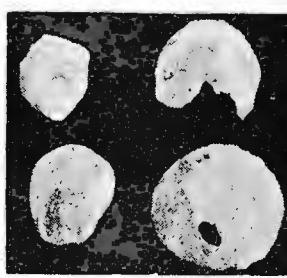
3



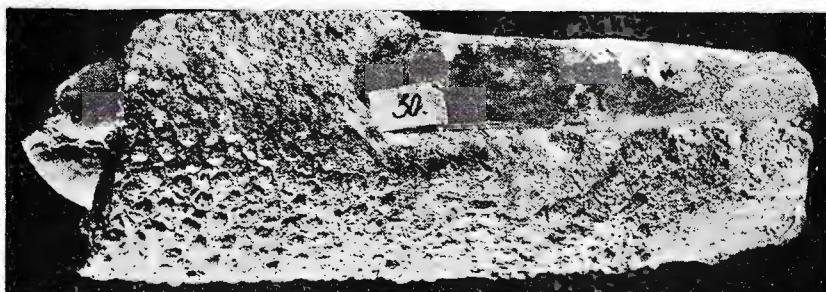
4



5



6



7

Comitetul Geologic, Dări de Seamă ale Ședințelor, Vol. XLIV.

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

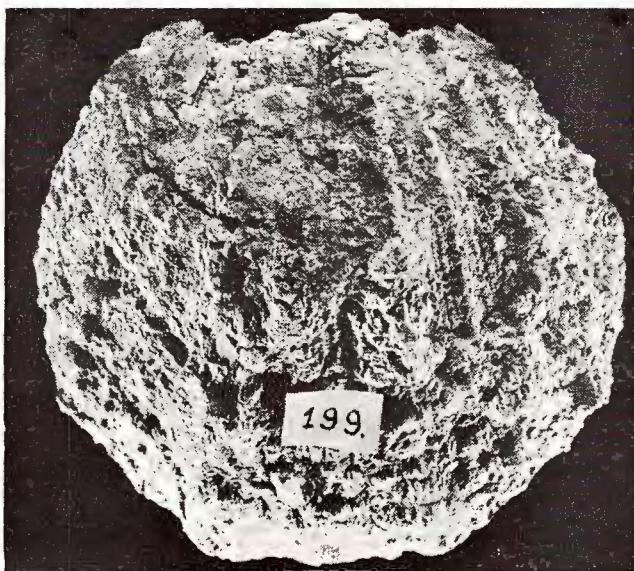
## PLANŞA II

Fig. 1. — *Spondylus* sp. Tortonian. Costeşti. Mărime naturală.

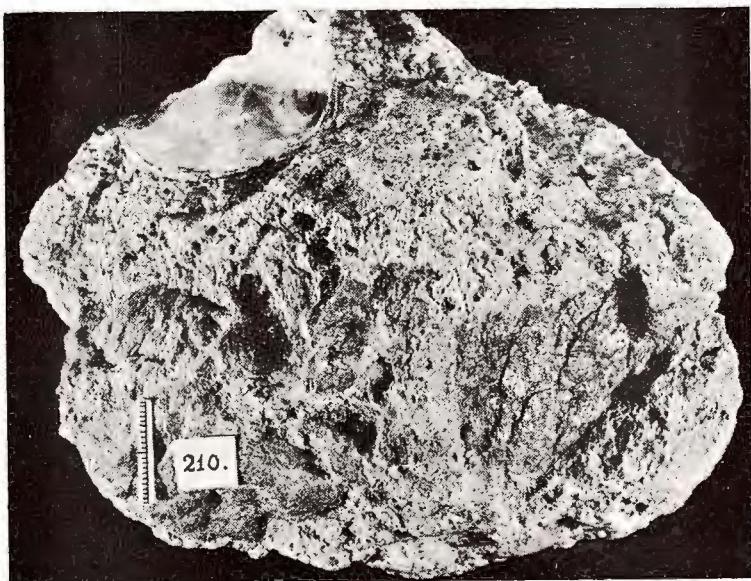
Fig. 2. — Conglomerate cu Ostreide, Cardiacee și Gasteropode. Baza Tortonianului. Costeşti.



Institutul Geologic al României



1



2

### PLANŞA III

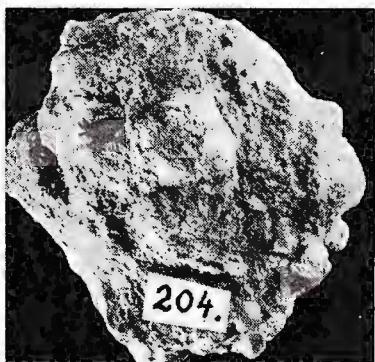


Institutul Geologic al României

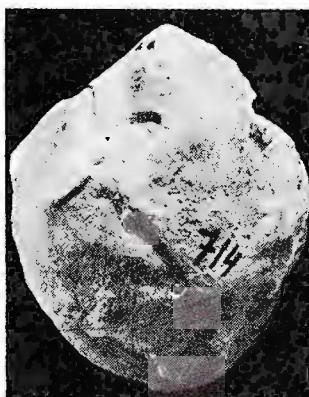
### PLANŞA III

- Fig. 1. — Concrețiune calcaroasă cu *Lithothamnium* (Leitha). Costești. Mărime naturală.  
Fig. 2. — *Pycnodonta navicularis* BROCC. Tortonian. Tămășasa. Mărime naturală.  
Fig. 3. — *Ostrea* aff. *fimbriata* GRATT. Tortonian. Tămășasa. Mărime naturală.  
Fig. 4. — *Lithodomus* sp. prins într-un manșon de Corali. Tortonian. Costești. Mărime naturală.

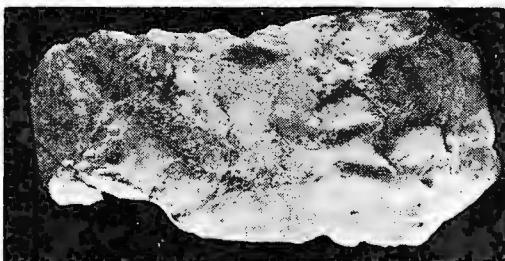




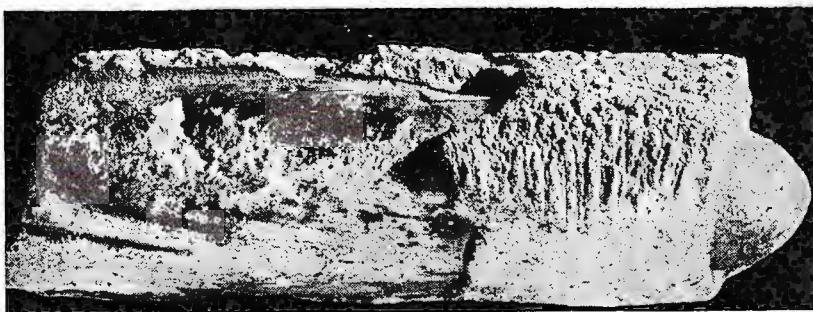
1



2



3



4

## PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

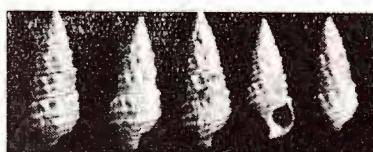
## PLANŞA IV

- Fig. 1. — *Cerithium rubiginosum rubiginosum* EICHW. Sarmațian. Măgura. Mărime naturală.
- Fig. 2. — *Pirenella picta mitralis* EICHW. Sarmațian. Măgura. Mărime naturală.
- Fig. 3. — *Murex sublavatus* BAST. Sarmațian. Măgura. Mărime 1,5/1.
- Fig. 4. — *Tapes* sp. Buglovian. Măgura. Mărime naturală.
- Fig. 5. — *Colombella scripta* BELL. Buglovian. Măgura. Mărime 2,75/1.
- Fig. 6. — Lumașel cu *Cardium* și *Cerithium*. Mărime naturală.
- Fig. 7. — *Conus aff. hochstetteri* HOERN. et AUNG. Tortonian. Costești. Mărime naturală.

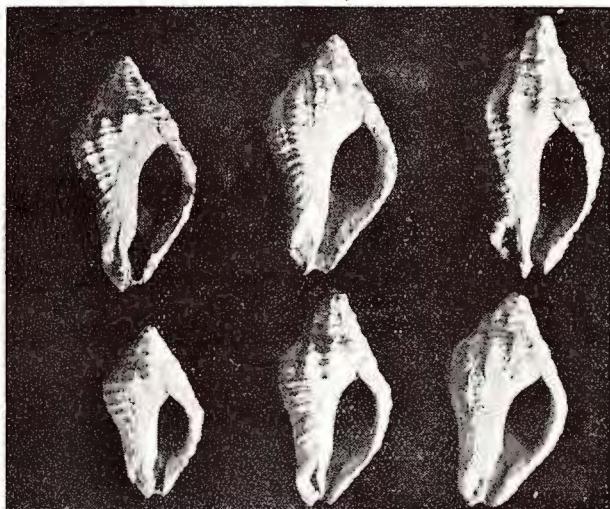




1



2



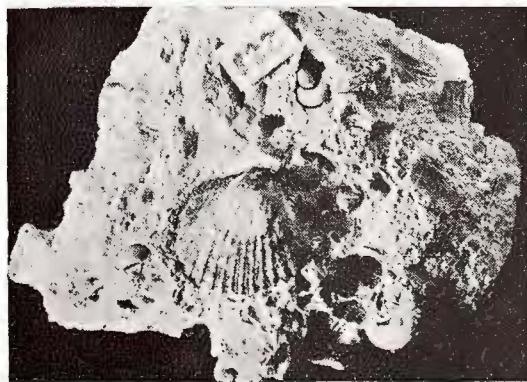
3



4



5



6



7

## **PLANŞA V**

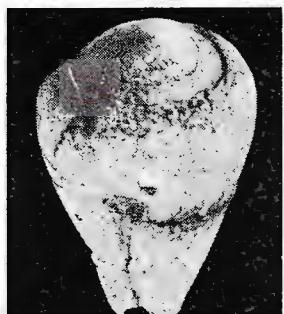


Institutul Geologic al României

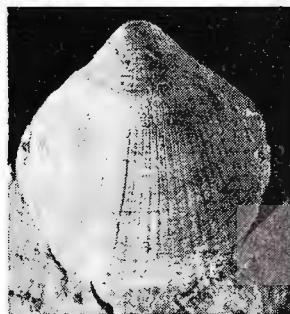
## PLANŞA V

- Fig. 1. — *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. et AUING. Tortonian. Costeşti. Mărimă naturală.
- Fig. 2. — *Glycymeris* aff. *deshayesi* MAYER. Tortonian. Valea Orăştioara. Mărimă naturală.
- Fig. 3. — Microconglomerat calcaros cu *Cardium* aff. *lithopodolicum* DUB. Sarmatian. Măgura. Mărimă naturală.

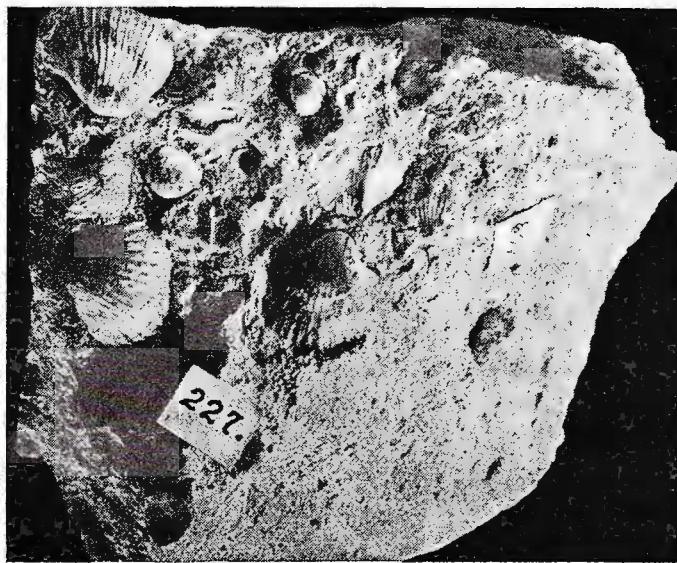




1



2



3

## PLANŞA VI

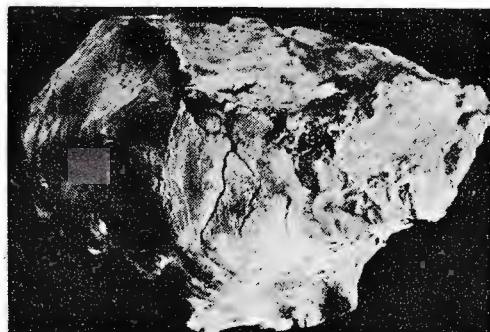


Institutul Geologic al României

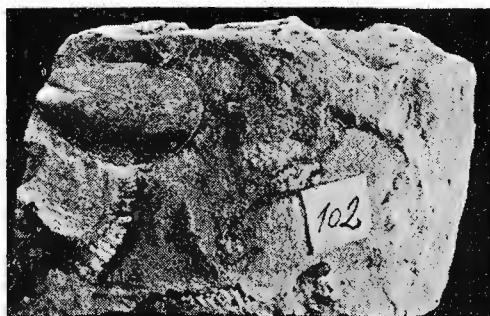
## PLANŞA VI

- Fig. 1. — *Ostrea digitalina* DUB. Tortonian. Tămăşasa. Mărime naturală.
- Fig. 2. — *Modiolus* aff. *incrassatus buglowensis* GAT. Buglowian. Măgura. Mărime naturală.
- Fig. 3. — *Cardium* aff. *transcarpaticum* GRISH (mulaj). Sarmațian. Valea Petrenilor. Mărime 1,2/1.





1



2



3

## PLANŞA VII



Institutul Geologic al României

## PLANŞA VII

Fig. 1. — *Murex sublavatus* BAST. Sarmațian. Măgura. Mărime 1,5/1.

Fig. 2. — Oolit. Sarmațian. Măgura.

Fig. 3. — *Ervilia pusila dissita* EISCHW. Sarmațian. Măgura. Mărime naturală.

Fig. 4. — *Dorsanum duplicatum* Sow. Sarmațian. Măgura. Mărime 2,6/1.

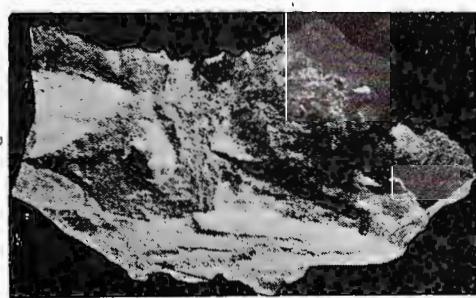




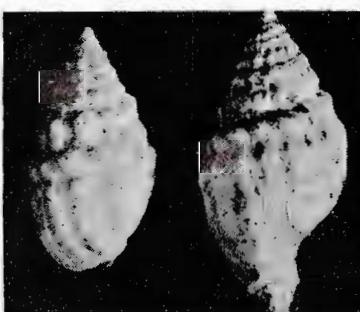
1



2



3



4

Comitetul Geologic, Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIV.



Institutul Geologic al României

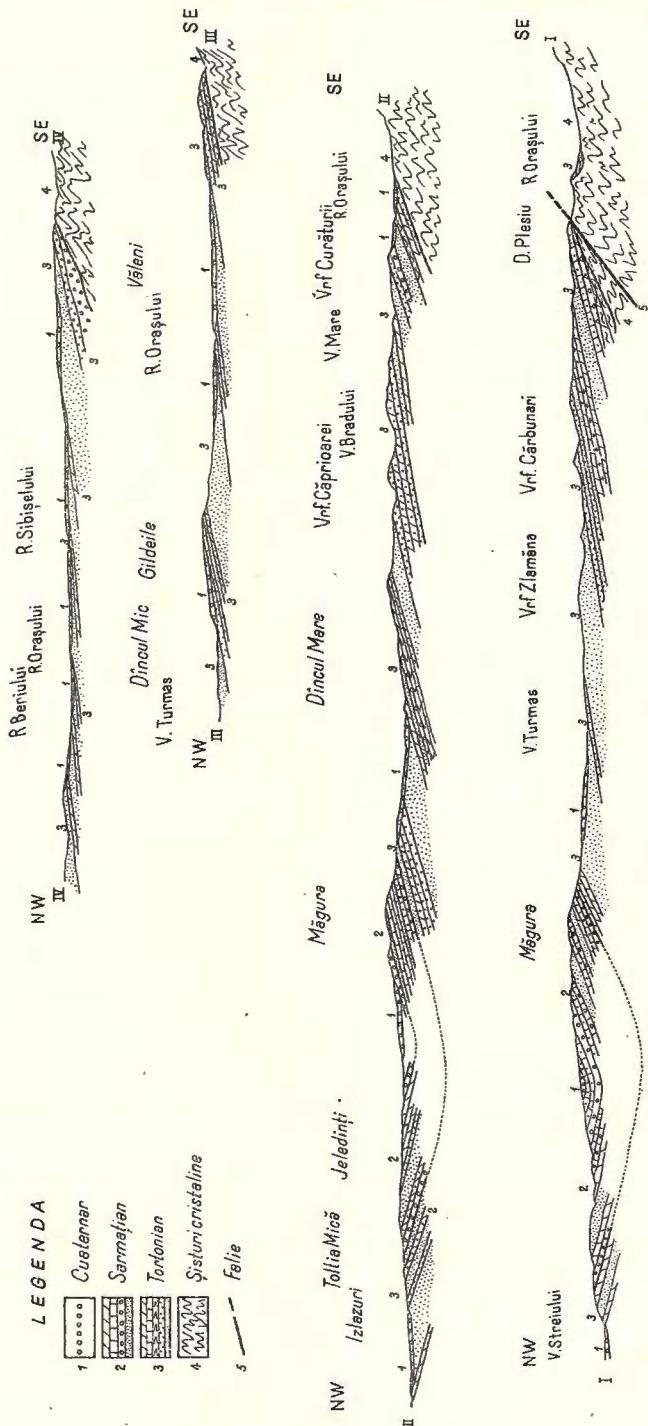
V.DRAGOS ŞI I.NEDELCU

## PROFILE GEOLOGICE IN REGIUNEA ORĂŞTIE SUD MĂGURA

SCARA LUNGIMILOR 1:100.000 SCARA ÎNALTIMILOR 1:80.000

### LEGENDA

- 1 Cușterean
- 2 Sarmatian
- 3 Tortonian
- 4 Sistemic cristaline
- 5 Folie



V.DRAGOS SINEDELCA

## HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ORĂȘTIE SUD MĂGURA

SCARA 1:100.000

**SIMERIA**

Timpa

Spini

Simeria Veche

Toltia Mică

Toltia Mare

Jeledinți

Petreni

Gunganul

Sintămăria de Piatră

Măgura

Dincu Mic

Dincu Mare

Mărtineni

Timpă

V. Mureș

Orăștie

Costeaști

Cucliuș

Călăbău

Stoilești

Beriu

Orăștioara de jos

Orăștioara de sus

Bucium

Ludești

Vf. Curăturii

Ocolisul Mic

Vf. Zlămană

Fâja Mare

Grid

**LEGENDA**

Conuri de deejecție	8	Sarmatian
Grohotiș de pantă	9	Tortonian
Porturi	10	Șisturi cristaline
Șesuri aluviale	11	Falia
Terasa 3	12	Axul sindinal
Terasa 2	13	Ivor sărat
Terasa 1	14	Punct fosilifer
	15	Secțiuni geologice



31. — Systematische Übersicht der jungtertiären Gasteropoden des Wiener Beckens. *Annalen des naturhistorischen Museums in Wien.* 62. Bd. Wien, 1958.
32. SIMIONESCU I. La faune sarmatiennes et tortonienne. *An. Soc. Univ. Iassy.* 1903.
33. — et BARBU I. La faune sarmatiennes. *Mem. Inst. Geol. Rom.* IV, București, 1940.
34. SINTZOV I. Descrierea noilor și puțin cunoscutele forme a cochiliilor din depozitele terțiare ale Novorosiei. Odessa, 1875.
35. STUR D. Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgens. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* Band XIII. Berlin, 1863.
36. TEISSEYRE W. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București, 1907.
37. VOITEȘTI P. I. Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona flișului subcarpaților meridionali cu considerații asupra vechimii saliferului în general. *An. Inst. Geol. Rom.* VI. București, 1912.
38. ZIKELI PR. Tertiärversteinerungen von Bujtur und Lapusnyak, verglichen mit denen entsprechender Lokalitäten. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw. in Hermannstadt.* II. Band. Wien, 1851.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ ОРЭШТИЕ

В. ДРАГОШ и И. НЕДЕЛКУ

(Краткое содержание)

Исследуемый участок находится в бассейне Орэштие, расположенным между Южными Карпатами и Западными Горами.

Первые исследования проводились иностранными геологами Липпом Фон Лилиенвахом (20) и Ами (2), Буэ установившими третичный возраст этих отложений. П. Брон, Фр. Зикели, М. Хериос, Л. Нейгеборен, и Д. Стур (35) исследовали фауну участка Буйтура, причем они сопоставили ее с фауной Венского бассейна. И. Халаваи (8) впервые выделил сарматские отложения а Фр. Фон Нотня составил первую карту района в масштабе 1:200.000. А. Кох описал тортон и сармат в исследуемом авторами участке (в своем монографическом исследовании Трансильванского бассейна).

В последние годы Т. Иоргулеску исследовал соотношения между макро — и микрофауной. К. Георгиу (7) выделил бугловские отложения в участке Петрень, а Г. Моисеску (22) установил фауну участка Буйтура.

**Стратиграфия района.** В геологическом строении района участвуют кристаллические сланцы и осадочные образования.



А) *Кристаллические сланцы* образующие юговосточное обрамление района, являются продолжением Себешских гор и входят в состав тектонической единицы Гетского Покрова; они представлены гнейсами и слюдистыми сланцами с частыми аплитами. Эти горные породы были объектом наших исследований их детальное описание находится в работах Л. Павелеску (18) и Д. Константинов (3).

Б) *Осадочный чехол.* 1 Тортон. В южной части, тортонасие отложения залегают трансгрессивно на кристаллическом массиве и представлены неритовой прибрежной фацией. Несмотря на то, что они обнаруживают боковое и вертикальное изменение фаций, удалось выделить пять горизонтов.

1. Горизонт мергелей с *Pectunculus* (выявляется в южной части района) на кристаллическом обрамлении. Он состоит из синих мергелей с песчанистыми пленками (на плоскостях слоистости и глин и песчанистых красновато-желтых мергелей), в которых находятся переотложенные кристаллические глыбы.

Была определена следующая фауна пелеципод: *Pectunculus aff. deshayesi* MAYER, *Cardium preechinatum* HILBER., *Conus aff. hochstetteri* HÖRN. и AUNG.

2. Песчаниково-известковистый горизонт с *Lithothamnium* выходит на дневную поверхность на левом склоне долины р. Ораш, против станции Костешть, в откосе долины р. Околишул Мик и представлен следующей последовательностью: в основании находится скопление агломерата мощностью около 6 м с крупными обломками (1 м-диаметр), в попечнике кристаллических сланцев, заключенных в массе известковистого цемента слабо песчанистого и содержащего фауну. Выше него залегает пачка мощностью около 8 м, состоящая из песчаниковых известняков с фауной, с тонкими пропластками песчанистых мергелей. Они подстилают желтоватые, грубозернистые известняки, в банках мощностью 0,40—1 м, с фауной, составляющие пачку мощностью около 20 м, в которой находятся: кораллы, *Ostrea crassicostata* Sow., *Ostrea leopolitana* NIEDZW., *Ostrea cochlear* POLI, var. *navicularia*, *Ostrea digitalina* DUB., *Ostrea aff. fimbriata* GRAT., *Ciprea* sp., *Spondylus* sp., *Lithothamnium*, кости млекопитающих.

Прибрежная песчаниково-известковистая фация с *Lithothamnium* переходит в неритовую фацию, состоящую из песков и слоя туффита, мощностью около 2,5 м.

3. Песчанистый горизонт с прослойями мергелей и гипсов, В средней части осадочной свиты выявляются синие мергели с мусковитом, углистые мергели, вторичные гипсы, а в верхах — развиты серые, пес-



чанистые мергели, в которых находится прослой известковисто-гипсовых туфов и первичных гипсов в виде все более толстых слоев, которые местами разрабатываются. Горизонт кончается туфогенными известняками и пачкой дельтовых песков с тонкими прослойми серых мергелей.

4. Горизонт песков с *Chlamys elegans* состоит у основания из слюдистых серых мергелей, подстилающих пески с тонкими прослойми мергелей и галечников. Пески содержат мергелистые конкреции, именуемые «трованты», окатанные мергелистые глыбы и богатую фауну с очень большим количеством индивидуумов, сопровождаемых видами: *Ostrea digitalina* DUB., *Anomya Ephippium* LINNÉ и *Pecten besseri* ANDRZ., *Pecten* sp.

5. Горизонт серовато-желтых мергелей с *Spirialis* представлен глинистыми серовато-желтыми мергелями, слабо-полосатыми, содержащими многочисленные экземпляры.

*Буглов* состоит из известковистых конгломератов с фауной подстилающих мягкие, слюдяные, желтоватые песчаники; затем серовато-синих мергелей с фауной, известковистых мергелей, желтоватых глин, крепких известковистых песчаников с песчанистыми прослойми, песчаниковых известняков (12 м.), конгломератовых песчаников. Затем следуют известковистые мергели и ракушечники содержащие: *Cardium lithopodolicum* DUB., *Cardium vindobonense* LASK., *Cardium* conf. *ruthenicum* (HILB.) LASK., *Ervilia* aff. *podolica* EICHW.

В верхней части следует горизонт песчаных мергелей с: *Murex sublavatus* BAST., *Buccinum duplicatum* SOW., *Columbella scripta* BELL., *Cerithium mitrale* EICHW., *Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Сармат*. состоит из пачки песчаниковых известняков, слабо слюдяных и пачки оолитовых известняков с *Cerithium rubiginosum* EICHW., *Cerithium mitrale* EICHW., *Trochus pictus* EICHW., *Cardium vindobonense* LASK., а затем тонкие белые пески, слюдяные с прослойми известковистых песчаников, местами с очень прочными конкрециями.

*Четвертичные отложения*. представлены аллювиальными отложениями и склоновыми осьпями. Аллювиальные отложения образуют три террасы:

Терраса  $T_1$  98 м. (на отметке 398 м),  
 Терраса  $T_2$  30 м. (на отметке 300 м),  
 Терраса  $T_3$  16 м. (на отметке 266 м),  
 и пойму рек.

**Тектоника.** После образования Гетского покрова имела место фаза разрывных движений породивших бассейн Орэштие, опущенный вдоль двух параллельных сбросов. Бассейн опускался в тортоносое и сарматское время, причем отложения имеют общую мощность около 2000 м.

После сармата имела место фаза складкообразовательных движений в результате чего образовалась синклиналь ориентированная В—З именуемая нами «синклиналью Пэдурень». Она обнаруживает осевое поднятие к западу от реки Стрей и опускание к СЗ от Буйтурь; восточнее м. Орэштие видно снова поднятие и осевое опускание, а затем она связывается с синклиналью Себеш-Пианул-Чоара.

Линии разлома на северном крыле бассейна Орэштие являлись доступом для андезитовых извержений которые можно проследить от Девы до Урою.

Совпадение глубинных сбросов с наличием термальных источников у Джоаджиу и Кэлан позволяют авторам сделать вывод о ювенильном происхождении этих термальных источников.

На северном склоне долины Дынку Мик, на краю этого села встречаются структурные нарушения вторичного характера. Между двумя банками прочных песчаников с падением 10° к СЗ находятся многочисленные скатые складки, образовавшиеся в слое глинистого мергеля; они несогласны по отложению к отложениям почвы и кровли. Несогласные складки могли образоваться в результате подводных оползней имевших место во время тортоносого и сарматского осадконакопления (В. Драгош, стр. 97—98). Они могли образоваться и во время складкообразовательной фазы, как результат разного поведения гибких и жестких отложений при механическом воздействии складкообразования.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И КАРТЫ

### ЧЕРТЕЖИ

#### Чертеж I

Рис. 1—2. — *Chlamys elegans* ANDRZ. Тортон Тэмэшаса. 1/1.

Рис. 3—4. — *Pycnodonta leopoldiana* NIEDZW. Тортон. Тэмэшаса. 1/1.

Рис. 5—6. — *Anomia ephippium* LINNÉ. Тортон. Тэмэшаса 1/1.

Рис. 7. — *Lithodomus* sp. в коралловой оболочке. Тортон Костешть. 1/1.

#### Чертеж II

Рис. 1. — *Spondilus* sp. Тортон. Костешть. 1/1.

Рис. 2. — Конгломераты содержащие ископаемые «Ostrea», «Cardiidae» и брюхоногие. Основа тортона. Костешть.



### Чертеж III

- Рис. 1. — Известковые конкреции, содержащие *Lithothamnium* (Ланта) Костешть. 1/1.  
 Рис. 2. — *Picnodonta navicularis* BROCC. Тортон. Тэмешаса. 1/1.  
 Рис. 3. — *Ostrea aff. fimbriata* GRATT. Тортон. Тэмешаса. 1/1.  
 Рис. 4. — *Lithodomus* sp. в коралловой оболочке. Тортон. Костешть 1/1.

### Чертеж IV

- Рис. 1. — *Cerithium rubiginosum rubiginosum* EICHW. Сармат. Мэгуря. 1/1.  
 Рис. 2. — *Pirenella picta mitralis* EICHW. Сармат. Мэгуря. 1/1.  
 Рис. 3. — *Murex sublavatus* BAST. Сармат. Мэгуря. 1,5/1.  
 Рис. 4. — *Tapes* sp. Буглов. Мэгуря 1/1.  
 Рис. 5. — *Columbella scripta* BELL. Буглов. Мэгуря. 2,75/1.  
 Рис. 6. — Люмехелла, содержащая *Cardium* и *Cerithium*. 1/1.  
 Рис. 7. — *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. et AUING. Тортон. Костешть. 1/1.

### Чертеж V

- Рис. 1. — *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. et AUING. Тортон. Костешть. 1/1.  
 Рис. 2. — *Glycymeris* aff. *deshayesi* MAYER. Тортон. Долина Орэштиоара. 1/1.  
 Рис. 3. — Известковый конгломерат, содержащий *Cardium* aff. *lithopodolicum* DUB. Сармат. Мэгуря. 1/1.

### Чертеж VI

- Рис. 1. — *Ostrea digitalina* DUB. Тортон. Тэмешаса. 1/1.  
 Рис. 2. — *Modiolus* aff. *incrassatus bugloviensis* GAT. Буглов Мэгуря. 1/1.  
 Рис. 3. — *Cardium* aff. *transcarpathicum* GRISH (отпечатки) Сармат. Долина Петренилор. 1,2/1.

### Чертеж VII

- Рис. 1. — *Murex sublavatus* BAST. Сармат. Мэгуря. 1,5/1.  
 Рис. 2. — Оолит, Сармат. Мэгуря.  
 Рис. 3. — *Ervilia pusilla dissita* EICHW. Сармат. Мэгуря. 1/1.  
 Рис. 4. — *Dorsanum duplicatum* SOW. Сармат Мэгуря. 2,6/1.

### Чертеж VIII

Геологический разрез в области Орэштия С. Мэгуря.  
 1, Четвертичные отложения; 2, Сармат; 3, Тортон; 4, кристаллические сланцы; 5 сброс.

## КАРТА

Геологическая карта в области Орэштия — С. Мэгуря.

1, конусы выноса; 2, обломки образованные на склонах; 3, оползень; 4, аллювиальные равнины; 5, терраса 3; 6, терраса 2; 7, терраса 1; 8, Сармат; 9, Тортон; 10, кристаллические сланцы; 11, сброс; 12, синклинальная ось; 13, соленый источник; 14, местонахождения изобилия ископаемых; 15, геологический разрез.

## RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LE BASSIN D'ORĂSTIE

PAR

V. DRAGOȘ et I. NEDELCU

(Résumé)

---

La région étudiée est située dans le bassin d'Orăştie entre les Carpates méridionales et les Monts Apuseni.

Les premières recherches reviennent à LILL DE LILIENBACH (20) et à AMI BOUÉ (2) qui ont établi aux dépôts l'âge tertiaire. P. BRONN et FR. ZIKELI, M. HÖRNES, L. NEUGEBOREN et D. STUR (35) ont étudié la faune de Buituri en mettant en parallèle les dépôts avec ceux du Bassin de Vienne. I. HALAVÁTS (8) a séparé le Sarmatien. BR. von NOPCSA a rédigé la première carte géologique de la région au 200.000-ème. A. KOCH a étudié autant le Tortonien que le Sarmatien.

Pendant les dernières années T. IORGULESCU a étudié en détail cette région et a établi les rapports d'entre la macro- et la microfaune. C. GHEORGHIU (7) a séparé le Buglowien de Petreni et G. MOISESCU (22) s'est occupé de la faune de Buituri.

**Stratigraphie.** La région est constituée par des schistes cristallins et par des formations sédimentaires.

A) *Schistes cristallins.* Les Schistes cristallins constituent la bordure SE de la région, comme un prolongement des Monts de Sebeș, appartenant à la Nappe gétique. Ils sont représentés par des gneiss et des micaschistes à fréquentes aplites. Vu que ces roches n'ont pas formé l'objet de nos recherches on doit mentionner qu'une description détaillée se trouve dans les ouvrages de L. PAVELESCU (18) et de D. CONSTANTINOȚ (3).

B) *Sédimentaire. Tortonien.* Dans la partie méridionale de la région les dépôts reposent transgressivement sur le Cristallin. Ils sont représentés par le faciès littoral néritique. En dépit des variations de faciès latéral et vertical, que ces dépôts présentent, nous avons pu séparer cinq horizons.

1. L'horizon des marnes à *Pectunculus* apparaît dans la partie méridionale de la région, sur la bordure cristalline. Il est constitué par des marnes violacées (à pellicules de sables) sur les surfaces de stratification et par des marnes sableuses jaunâtre rougeâtre, dans lesquelles on trouve des blocs de Cristallin.



La faune rencontrée est représentée par les formes suivantes: *Pectunculus aff. deshayesi* MAYER, *Cardium preechinatum* HILBER et *Conus aff. hochstetteri* HÖRN. u. AUNG.

2. L'horizon gréseux-calcaire à *Lithothamnium* présente des affleurements sur le versant gauche de Valea Orașului, à la hauteur de la gare de Costești et des sources de Valea Ocolișul Mic, étant représenté par les dépôts suivants:

À la partie inférieure, un banc de conglomérats de schistes cristallins, d'environ 6 cm d'épaisseur, à éléments grossiers (1 m de diamètre), qui se trouvent dans une matrice calcaire, peu sableuse, fossilifère. Au-dessus suit un paquet de calcaires gréseux fossilifères, d'environ 8 m d'épaisseur, à minces intercalations de marnes sableuses. Ces marnes supportent des calcaires grossiers, jaunâtres, en bancs de 0,40—1 m d'épaisseur, fossilifères, formant un paquet d'environ 20 m, qui contient les fossiles suivants: Coraux, *Ostrea crassicostata* Sow., *Ostrea leopolitana* NIEDZW., *Ostrea cochlear* POLI var. *navicularia*, *Ostrea digitalina* DUB., *Ostrea aff. fimbriata* GRAT., *Ciprea* sp., *Spondylus* sp., *Lithothamnium* et des os de Mammifères.

Le faciès littoral gréseux-calcaire à *Lithothamnium* passe à un faciès nérétique formé de sables, de marnes et de cailloutis à intercalations de grès calcaires et une couche de tuffites d'environ 2,5 m.

3. L'horizon sableux à intercalations de marnes et de gypses comprend vers le milieu du paquet de sables un banc formé de marnes violacées à muscovite, de marnes à traces de plantes et de charbons, de gypses secondaires; vers la partie supérieure se développent des marnes grisâtres, sableuses, dans lesquelles il y a une intercalation de tufs calcaires-gypseux et des gypses primaires en couches de plus en plus épaisses, qui par endroits sont exploitées. L'horizon se termine par des calcaires tufacés et par un paquet de sables jaunâtres à minces intercalations de marnes grises.

4. L'horizon des sables à *Chlamys elegans* est constitué à la partie inférieure par des marnes grises micacées, qui supportent des sables à minces intercalations de marnes et de cailloutis. Les sables contiennent des trovants et des blocs de marnes roulés, ainsi qu'une riche faune de *Chlamys elegans* ANDRZ. avec un très grand nombre de formes de: *Ostrea digitalina* DUB., *Anomya Ephippium* LINNÉ *Pecten besseri* ANDRZ., *Pecten* sp.

5. L'horizon des marnes gris jaunâtre à *Spirialis* est représenté par des marnes argileuses gris jaunâtre, légèrement bariolées, renfermant de nombreux exemplaires de *Spirialis*.

*Buglowien*. Il est constitué par des conglomérats calcaires fossilifères qui supportent des grès friables, micacés, jaunâtres; des marnes gris violacé fossilifères, des marnocalcaires, des argiles jaunâtres, des grès calcaires durs à inter-



calations de sables, des calcaires gréseux (12 m) et des grès conglomératiques. Au-dessus reposent des marnocalcaires à lumachelles, durs, jaunâtres, à *Cardium lithopodolicum* DUB., *Cardium vindobonense* LASK., *Cardium conf. ruthenicum* (HILB.) LASK., *Ervilia aff. podolica* EICHW.

Ces marnocalcaires sont surmontés par un horizon de marnes sableuses à *Murex sublavatus* BAST., *Buccinum duplicatum* Sow., *Columbella scripta* BELL., *Cerithium mitrale* EICHW. et *Cerithium rubiginosum* EICHW.

**Sarmatiens.** Le Sarmatiens est formé d'un paquet de calcaires oolithiques, jaune rougeâtre à *Cerithium rubiginosum* EICHW., *Cerithium mitrale* EICHW., *Trochus pictus* EICHW., *Cardium vindobonense* LASK., des sables blancs, fins, micacés, à intercalations de grès calcaires, par endroits à concrétions extrêmement dures.

**Quaternaire.** Le Quaternaire est représenté par des dépôts alluvionnaires et des éboulis de pente. Les dépôts alluvionnaires forment trois terrasses:

terrasse  $T_1$ , de 98 m (cote 398 m),

terrasse  $T_2$ , de 30 m (cote 300 m),

terrasse  $T_3$ , de 16 m (cote 266 m),

et la plaine alluviale des rivières.

**Tectonique.** Après la formation de la Nappe gétique a suivi une phase de mouvements de rupture, à la suite de laquelle s'est formé le bassin d'Orăștie, effondré le long de deux failles parallèles. Le bassin a eu une fonction de subsidence durant le Tortonien et le Sarmatiens, les dépôts accusant une épaisseur totale d'environ 2000 m.

Le Sarmatiens a été succédé par une phase de mouvements de plissement, qui ont donné naissance à un synclinal à direction E—W, dénommé « le synclinal de Pădureni ». Il présente une surélévation axiale à l'W de Rîul Strei et un plongement au NW de Buituri; à l'E d'Orăștie ce synclinal a de nouveau une surélévation et un plongement axial et se relie au synclinal Sebeș—Pianul—Cioara.

Les lignes de fracture du flanc septentrional du bassin d'Orăștie ont constitué les voies d'accès de quelques éruptions andésitiques qu'on peut poursuivre entre les localités de Deva et d'Uroiu.

La coïncidence des failles du soubassement et la présence des sources thermales de Geoagiu et de Călan nous permettent de supposer l'origine juvénile de la thermalité de ces sources.

Sur le versant gauche de la vallée du Dîncu Mic, aux environs de la commune, on rencontre des accidents structuraux d'ordre secondaire. Entre deux bancs



de grès durs à pendage N 10°W, on trouve de nombreux plis serrés, formés d'une couche de marne argileuse; ils accusent une évidente dysharmonie avec les dépôts du toit et du mur. Les plis dysharmoniques se sont formés à la suite des glissements sous-marins qui auraient eu lieu pendant la sédimentation du Tortonien et du Sarmatien (5, p. 97—98). De semblables plis peuvent également se former dans la phase de plissement résultant de la manière différente de se comporter des dépôts incomptéients (marnes) et des dépôts compétents (grès) à l'action mécanique du phénomène de plissement.

### EXPLICATION DES PLANCHES ET DE LA CARTE PLANCHES

#### Planche I

- Fig. 1—2. — *Chlamys elegans* ANDRZ. Tortonien. Tămășasa. 1/1.
- Fig. 3—4. — *Pycnodonta leopolitana* NIEDZW. Tortonien. Tămășasa. 1/1.
- Fig. 5—6. — *Anomya ephippium* LINNÉ. Tortonien. Tămășasa. 1/1.
- Fig. 7. — *Lithodomus* sp. englobé dans un manchon de Coraux. Tortonien. Costești. 1/1

#### Planche II

- Fig. 1. — *Spondilus* sp. Tortonien. Costești. 1/1.
- Fig. 2 — Conglomérats à Ostréidés, Cardiidés et Gastéropodes. Base du Tortonien. Costești.

#### Planche III

- Fig. 1. — Concréctions calcaires à *Lithothamnium* (Leitha). Costești. 1/1.
- Fig. 2. — *Picnodonta navicularis* BROCC. Tortonien. Tămășasa. 1/1.
- Fig. 3. — *Ostrea* aff. *fimbriata* GRATT. Tortonien. Tămășasa. 1/1.
- Fig. 4. — *Lithodomus* sp. englobé dans un manchon de Coraux. Tortonien. Costești. 1/1.

#### Planche IV

- Fig. 1. — *Cerithium rubiginosum rubiginosum* EICHW. Sarmatien. Măgura 1/1.
- Fig. 2. — *Pirenella picta mitralis* EICHW. Sarmatien. Măgura. 1/1.
- Fig. 3. — *Murex sublavatus* BAST. Sarmatien. Măgura. 1,5/1.
- Fig. 4. — *Tapes* sp. Buglowien. Măgura. 1/1.
- Fig. 5. — *Columbella scripta* BELL. Buglowien. Măgura. 2,75/1.
- Fig. 6. — Lumachelles à *Cardium* et *Cerithium*. 1/1.
- Fig. 7. — *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. et AUING. Tortonien. Costești. 1/1.

#### Planche V

- Fig. 1. — *Conus* aff. *hochstetteri* HOERN. et AUING. Tortonien. Costești. 1/1.
- Fig. 2. — *Glycymeris* aff. *deshayesi* MAYER. Tortonien. Valea Orăștioara. 1/1.
- Fig. 3. — Microconglomérat calcaire à *Cardium* aff. *lithopodolicum* DUB. Sarmatien. Măgura. 1/1.



Planche VI

- Fig. 1. — *Ostrea digitalina* DUB. Tortonien. Tămășasa. 1/1.  
 Fig. 2. — *Modiolus aff. incrassatus buglowiensis* GAT. Buglowien. Măgura. 1/1.  
 Fig. 3. — *Cardium aff. transcarpathicum* GRISH (moulage). Sarmatién. Valea Petrenilor. 1,2/1.

Planche VII

- Fig. 1. — *Murex sublavatus* BAST. Sarmatién. Măgura. 1,5/1.  
 Fig. 2. — Oolithe. Sarmatién. Măgura.  
 Fig. 3. — *Ervilia pusila dissita* EICHW. Sarmatién. Măgura. 1/1.  
 Fig. 4. — *Dorsanum duplicatum*, SOW. Sarmatién. Măgura. 2,6/1.

Planche VIII

Coupes géologiques dans la région d'Orăştie-S Măgura.

1, Quaternaire; 2, Sarmatién; 3, Tortonien; 4, schistes cristallins; 5, faille.

## CARTE

Carte géologique de la région Orăştie-S Măgura.

1, cônes de déjection; 2, éboulis de pente; 3, glissements; 4, plaine alluviale; 5, terrasse 3; 6, terrasse 2; 7, terrasse 1; 8, Sarmatién; 9, Tortonien; 10, schistes cristallins; 11, faille; 12, axe synclinal; 13, source salée; 14, point fossilifère; 15, coupe géologique.



CONTRIBUȚII GEOFIZICE LA CUNOAȘTEREA  
SUBSTRATULUI CUVETEI DE TRESTIOARA  
(REGIUNEA PLOIEȘTI)<sup>1)</sup>

DE  
ȘT. AIRINEI

**Introducere.** Cuveta Trestioara—Gura Vitioarei (2) sau Cuveta de Trestioara—Vărbilău (5), astfel cunoscută în literatura geologică, este situată în raionul Teleajen (reg. Ploiești), între V. Cosmienei la vest și V. Vărbilăului la est. Din punct de vedere geologic această cuvetă mio-pliocenă stă peste depozitele paleogene ale Pintenului de Văleni (2, 5).

Rezultatele gravimetrice și magnetometrice prezентate în lucrarea de față fac parte dintr-un cadru de lucrări mult mai mare, cuprins de cercetările noastre efectuate între anii 1953—1956 în partea colinară și muntoasă din nord-estul Munteniei. Zona pe care ne propunem să o analizăm, în centrul căreia se află Cuveta de Trestioara, este de forma unui dreptunghi orientat nord—sud, cu laturile de  $11 \times 12$  km. Măsurările gravimetrice și magnetometrice din această regiune au fost realizate în anii 1954 și 1955 (ȘT. AIRINEI, 1954 și 1955). Ele sînt efectuate în 899 stații, revenind la o desime a punctelor de observație de aproximativ 7 stații/kmp.

Aparatajul geofizic utilizat a constat dintr-un gravimetru Nörgaard, cu termostat (TNK, 1452) și un variometru vertical Fanselau (seria 009).

Procedeul de măsurare, pentru o metodă sau alta, calitatea rezultatelor și valoarea erorilor vor fi relatate într-o lucrare viitoare. Aceste rezultate tehnice ne-au permis să întocmim Harta Bouguer la o echidistanță între izogame de 0,5 mgal și Harta componentei verticale ( $\Delta Z$ ) la o echidistanță între izodiname de 5γ.

**Lucrări anterioare.** Din punct de vedere geofizic, regiunea a fost cercetată foarte puțin și numai incidental. Astfel, se cunoște rezultatele măsurătorilor gravi-

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 15 februarie 1957.



metrice pe un profil situat de-a lungul văii Vărbilăului, pe șoseaua Ploiești–Slănic. Măsurările au fost executate cu balanță de torsiu (M. BOISNARD și V. SMIRNOV, 1949) și cu gravimetrul Nörgaard (Sc. STOENESCU, 1950). Informațiile obținute înregistrează o alternanță de maxime și minime locale, care sunt, după cum vom vedea, apofizele estice ale anomaliei gravimetrice negative din vecinătatea vestică a profilului. Magnetic, regiunea a fost cercetată prin cîteva stații regionale de variometru vertical (H. SEBLATNIGG, 1938). Cîmpul geomagnetic înregistrat cu aceste stații regionale are, în harta respectivă, un aspect de repartiție largă și calmă.

**Scopul lucrării.** Subiectul acestei lucrări nu a fost ales în mod întîmplător. Aria Cuvetei de Tresitoara și a unităților geologice limitrofe ei a fost considerată de noi ca cea mai reprezentativă, mai ales din punctul de vedere al aspectului său gravimetric, pentru suprafața întregului teritoriu situat imediat la sud de limita exterioară a Pintenului de Văleni, între valea Proviței la vest și valea Buzăului la est. Pe această suprafață, lungă de peste 65 km și lată de aproximativ 10 km, am urmărit fără întrerupere, între anii 1953–1956, desfășurarea unei linii directrice minimale, ca o prelungire firească a axei de minimorum subcarpatice Tg. Jiu–R. Vilcea–Curtea de Argeș–Pucioasa (8).

Lucrările noastre s-au dezvoltat, în general, la nord de această axă minimală regională. Importantă este, independent de semnificația acestui aspect regional, apariția unei întregi familii de anomalii gravimetrice și magnetice, dispuse de-a lungul acestei axe regionale, anomalii ale căror axe de simetrie, capătă, pe parcurs, orientări ce se încadrează între direcțiile E–W, SW–NE și N–S. Anomalia gravimetrică-magnetică ce se va prezenta este de orientare N–S.

Ca poziție, în legătură cu formațiunile geologice din regiune, aceste anomalii sunt situate aproximativ în fața limitei exterioare a Pintenului de Văleni, având însă la suprafață, constant, formațiuni miopliocene, în situații tectonice din cele mai felurite. Începînd de la vest spre est, aceste anomalii sunt situate pe flancul de nord al sinclinalului Măgureni, pe monoclinul de Pliocen Telega–Buștenari, în Cuveta Trestioara–Gura Vitioarei și Cuveta Predeal–Sărari, la sud de contactul tectonic dintre Pintenul de Văleni și Cuveta de Soimari–Calvini.

În raport cu o altă linie directrice majoră, gravimetrică, imediat la nord, interpretată ca avînd valoarea unei importante trepte tectonice a fundamentului (linia Valea Lungă–Cîmpina–Melicești–Slănic–Homorîciu (1), prelungită prin lucrările din anul 1956 în direcția Drajna–Chiojdul Mic–Nehoiu), șiragul nostru de anomalii are, începînd de la vest spre est, cînd raporturi de vecinătate (la sud de Cîmpina și la sud de Livadea), cînd deplasări spre sud, de amplitudini variabile. Din dreptul văii Vărbilăului axa minimală regională se



bifurcă, datorită unei complicații, foarte probabil de natură tectonică, din vecinătatea văii Teleajenului. La est de valea Teleajenului apare o nouă bandă de gradient major, situată cînd în fața Pintenului de Văleni, cînd pe aria sa. Axa gravimetrică minimală regională, bifurcată în valea Vărbilăului, continuă parcursul său spre est, respectiv în partea de sud a fiecărei benzi de gradient major. Anomaliiile gravimetrice-magnetice însotesc deopotrivă aceste două aliniamente.

Considerăm că aceste anomalii sunt din aceeași familie. Le atribuim această înrudire atât datorită poziției lor geologo-geofizice, cât și formei, gradului de intensitate și legăturilor cartografice dintre ele.

Fiind vorba de un număr relativ mare de anomalii înrudite în acest șirag, dar aparent în condiții geologice foarte variate, și ținînd seama de numeroasele complicații geologice în legătură cu fiecare anomaliă în parte, am considerat că este necesar, pentru un prim stadiu de orientare a ideilor, să se trateze, deocamdată, una din aceste anomalii. Am ales anomalia gravimetrică-magnetică provocată parțial de substratul Cuvetei de Trestioara.

Dacă eforturile noastre îndreptate asupra interpretării acestei anomalii vor reuși să aducă unele clarificări asupra substratului regiunii Trestioara, vom fi la un pas de a extinde concluziile noastre de-a lungul întregii zone puse în discuție.

**Rezultate geofizice.** Vom analiza separat rezultatele măsurătorilor gravimetrice și magnetice, precum și unele prelucrări întreprinse pe baza acestui material primar.

1. *Rezultate gravimetrice.* Rezultatele gravimetrice sunt ilustrate cartografic prin două hărți de anomalie Bouguer: una întocmită pentru densitatea generală de  $\sigma = 2,2 \text{ g/cm}^3$  și alta, pentru densitățile reale din regiune ( $\sigma = 2,3$  și  $2,4 \text{ g/cm}^3$ ). Datele primare ale anomaliei Bouguer au fost prelucrate, pe de o parte, în sensul unei separări a efectului regional de influențele locale superficiale și pe de altă parte, în sensul unei continuări analitice în semispațiul inferior.

a) Harta Bouguer (pl. I) prezintă o zonă anomală negativă în formă de semilună, situată aproape integral la vest de valea Vărbilăului și de orientare generală nord-sud. Fondul anomal general este de aproximativ  $-5 \text{ mgal}$ . În partea de est anomalia prezintă două apofize negative, situate, una în dreptul bisericii din Coțofanești, a doua în dreptul satului Poiana Vărbilău. Ultima apofiză pătrunde adînc spre est, pînă în valea Teleajenului. Între ele, evident, se interpune un prag pozitiv. Axele acestor zone negative și pozitive au fost prinse de măsurătorile gravimetrice din trecut (M. BOISNARD și V. SMIRNOV, 1949; Sc. STOENESCU, 1950).



Pe fondul acestei anomalii generale se individualizează două zone negative mai strînse. Întia, și cea mai mare, se desfășoară la vest de localitățile Poiana Vârbilău—Coțofănești—Mălăești, pe o lungime de aproximativ 7 km. Extremitățile sale de nord și de sud sunt incurbate adînc spre vest, în dreptul localităților Cosmina de Jos, respectiv Cîrjani. Această anomaliă înfășoară strîns o zonă centrală pozitivă, situată la est de satul Trestioara. Intensitatea acestei anomalii este de aproximativ —2 mgal. Cele mai scăzute valori se găsesc în dreptul satului Poiana Vârbilăului, pe malul drept al văii Vârbilăului. A doua zonă negativă este situată la nord de Vîlcănești. Ea este de aproape 2 km lungime și are o intensitate de aproximativ —1 mgal.

În părțile de SE și de NW ale Hărții Bouguer, sunt înregistrate creșteri rapide ale cîmpului, în direcția anomaliei pozitive Mălăești și respectiv către zona de gradient puternic Melicești—Livadea—Slănic (8).

Harta Bouguer pentru densitățile reale din regiune a fost întocmită la planul de referință +300 m (deasupra nivelului Mării Negre). Imaginea distribuției cîmpului gravimetric este sensibil aceeași, atât ca formă și răspîndire a anomaliei, cât și ca valoare a intensității lor.

b) Harta anomaliei gravimetrice regionale (pl. II) este întocmită după metoda Henderson—Zietz (4). Calculele au fost conduse pentru raza de investigație de 500 m. În urma atenuării efectelor influențelor anomaliei locale, a fost pus în evidență fondul regional anomal. Acest fond este caracterizat prin existența unei zone mediane largi, cu valori scăzute și de orientare NE—SW. Axa respectivă trece prin localitățile Poiana Vârbilău—Vîlcănești—Goruna. Această zonă este flancată în partea de SW și NE, de sectoare de intens gradient gravimetric. Anomalia minimală Bouguer este plasată în partea de SE a zonei mediane. Din fondul ei sunt separate în Harta anomaliei regionale două zone minime închise, mai largi și separate printr-un prag de valori mai ridicate.

Sensurile de creștere ale fondului regional sunt NW, respectiv SE.

c) Harta anomaliei gravimetrice reziduale (pl. III) este întocmită după aceeași metodă (4) și pentru aceeași rază de investigare ( $l = 500$  m). Justificarea geologică pentru alegerea acestui ochi de rețea constă în apoximarea, cu totul relativă, a grosimii depozitelor mio-pliocene din Cuveta de Trestioara, raportată la nivelul topografic cel mai scăzut din regiune.

Imaginea cîmpului gravimetric local constă dintr-o distribuție a numeroase anomalii reziduale de dimensiuni mici, negative și pozitive, strîns legate de faciesurile diferite ale formațiunilor geologice prezente. Distribuția lor nu urmează zonalitatea figurată în Harta Bouguer. Astfel, în legătură cu aria anomaliei negative, respectiv cu aria mai largă a formațiunilor mio-pliocene din cuveta, anomaliiile reziduale sunt largi, neorientate și relativ de slabă intensitate. La periferia



cuvetei și în special pe aria formațiunilor paleogene, anomaliiile reziduale devin alungite, strîns lipite, orientate și mult mai intense.

*d) Harta continuării analitice* (pl. IV), întocmită pentru aceeași rază de investigare ( $h = -500$  m), după metoda Peters (6), accentuează anomalii locale și cartează mai strîns imaginea Hărții anomaliei regionale. Este vorba, în special, de cele două zone negative, desprinse din aria negativă a anomaliei Bouguer (Poiana Vărbilău și Vilcănești).

Desigur, variația mare de faciesuri petrografice pe orizontală și pe verticală, deci diversitatea mare de densități, contravine principiului metodei analitice, fapt care impune o anumită rezervă în interpretarea rezultatelor indicate de hartă. Totuși, o corelare între diferențele date obținute este de relevat și reținut pentru interpretarea geologică a imaginii geofizice din regiune.

**2. Rezultate magnetice.** Rezultatele măsurătorilor relative ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic sunt ilustrate cartografic prin mijlocirea Hărții  $\Delta Z$  (pl. V). Expresia imaginii acestei hărți indică existența unui cîmp local și regional foarte agitat. Izodinamele regionale au un parcurs general N–S, cu multe sinuozități, în care sunt interpuse anomalii restrînse, negative și pozitive, de intensități variabile.

La fel ca și în Harta Bouguer, centrul zonei prospectate relevă un minim magnetic situat la vest de Poiana Vărbilău–Coțofănești–Mălăești, reprezentând un intrînd adînc și îngust din SSW către NNE, cu intensități  $\Delta Z$  măsurate pînă la  $-20\gamma$  și  $-25\gamma$  față de fondul regional. În jurul acestei anomalii negative, apare un sir de anomalii pozitive, dintre care anomalia Trestioara și Mălăești sunt cele mai caracteristice. Întîia înregistrează valori  $\Delta Z$  pînă la  $+36\gamma$ , iar a doua pînă la  $+20\gamma$ .

**Corelarea rezultatelor gravimetrice cu rezultatele magnetice.** Imaginea magnetică a regiunii prezentate relevă o identitate aproape perfectă cu imaginea sa gravimetrică. Identitatea se referă atât la zonalitatea diferențelor comportamente variabil magnetizate, cât și la sensul acestei magnetizări, cu zonalitatea diferențelor comportamente aflate în contrast de densitate, respectiv cu semnul intensității lor gravimetrice. Astfel, pe aria anomaliei minime Bouguer dintre Poiana Vărbilău–Coțofănești–Cîrjari, se suprapune o anomaliă magnetică negativă sensibil de aceeași formă și aceeași orientare. Identitatea dintre aceste anomalii merge pînă la înregistrarea magnetică a acelorași apofize minime din partea de est și de nord a anomaliei gravimetrice.

În mod asemănător sunt distribuite și zonele pozitive. Anomalia magnetică pozitivă Trestioara se suprapune anomaliei gravimetrice maximale. La fel se pot compara și cuplurile de anomalii gravimetrice-magnetice Mălăești, Cosmi-



nele, etc. Tufurile vulcanice semnalate în stratele meotiene din regiune (3) par să fi slab magnetice.

În rezumat, se poate afirma că anomaliile locale gravimetrice și magnetice din regiune afectează aceleasi arii și corespund integral la semnul pozitiv sau negativ al intensităților pe care le reprezintă.

**Interpretarea geologică a rezultatelor geofizice prezentate.** Cuveta mio-pliocenă de Trestioara—Vărbilău stă discordant peste Paleogenul Pintenului de Văleni în partea de sud și peste petecul de acoperire al pînzei de Homorîciu—Prăjani (încălecat peste Pintenul de Văleni—Buștenari) în partea de nord (2, 5). Cuveta de Trestioara este o unitate geologică perfect formată, limitele de nord și de sud fiind două linii de contact tectonic, de orientare aproximativ E—W.

Fundamentul Cuvetei de Trestioara este format din Paleogenul Pintenului de Văleni. Poziția tectonică a acestui Paleogen, în concepția lucrărilor geologice mai noi, este fie în pînză de șariaj peste Acvitanianul cu sare (2), fie sub forma unui bloc ridicat spațial mai sus decît blocul din nord al Pintenului de Homorîciu, despre a cărui bază nu se poate spune aproape nimic (7).

Pe de altă parte, se afirmă că nu există un argument de șariaj al pînzei de Văleni—Buștenari peste un autohton cu sare și că însăși această pînză este formată din două digitații (de Arsenesele și de Bughea), în raport de șariaj între ele (5). În această concepție, aria Cuvetei de Trăstioara se plasează aproape integral pe digitația de Bughea, constituită structural, la rîndul său, din două sinclinală, unul intern (Valea Gardurilor) și altul extern (Copăceni), probabil faliate transversal de-a lungul văii Vărbilăului.

Autohtonul Paleogenului pînzei de Văleni—Buștenari rămîne astfel o problemă tectonică pusă, dar nerezolvată.

Privită din acest punct de vedere, alegerea anomaliei gravimetrice-magnetice din această regiune prezintă, pe de o parte, avantaje deosebite, iar pe de altă parte, cele mai dificile aspecte interpretative.

Imaginea anomaliei Bouguer, analizată în cadrul formațiunilor geologice din regiune, este extrem de elocventă. Cadrul structural al formațiunilor geologice de la suprafață are direcția generală E—W. Anomalia minimală gravimetrică-magnetică are o poziție perpendiculară pe această direcție. Ea străbate de la nord la sud Mio-Pliocenul Cuvetei de Trestioara, depășește nestingherită linia tectonică Vilcănești—Scăioși, pentru a se extinde către SSW pe sub formațiuni pliocene. Volumul corespunzător cauzei perturbatoare, aflat în contrast de densitate și magnetizare față de sectoarele înconjурătoare, este unitar redat în ambele hărți geofizice (Harta Bouguer și Harta ΔZ). El corespunde, evident, unui nivel spațial inferior tuturor formațiunilor de la suprafață. Aceasta



demonstrează, deopotrivă, atât Harta anomalilor gravimetrice reziduale (pl. III), cît și Harta anomaliei regionale (pl. II) și Harta continuării analitice (pl. IV).

Harta anomalilor gravimetrice reziduale redă influențele locale ale formațiunilor geologice de la suprafață. Pe ea nu este schițată anomalia minimală Bouguer în cauză. Anomaliiile reziduale largi și șterse de pe aria Mio-Pliocenului Cuvetei de Trestioara indică lipsa unor contraste de densitate speciale, din cuprinsul acestui volum de sedimente. Anomaliiile reziduale de pe aria Paleogenului indică schimbări rapide de facies, respectiv schimbări rapide de densitate. Totuși, aportul acestor anomalii la configurația Hărții Bouguer este minim și direct subordonat efectului regional.

Harta anomaliei regionale arată net influențele de adâncime, indicând clar spațiul larg dintre zonele de gradient activ, în care sunt instalate anomalii negative Poiana Vărbilău și Vîlcănești. Separarea în două a anomaliei Bouguer nu scade valoarea interpretativă a fenomenului geofizic, ci indică consanguinitatea anomalilor din familia anunțată, pe un fond larg cu valori relativ constante, mărginit de zone cu gradient major, de o anumită semnificație tectonică. Harta continuării analitice întărește această idee.

Rezultă deci, în urma analizei acestor hărți, că anomalia minimală gravimetrică-magnetică Poiana Vărbilău—Coțofănești—Vîlcănești este, sub aspect fizic, independentă de formațiunile geologice cunoscute la suprafață, inclusiv stilul lor tectonic. Direcția și forma corpului perturbator, dimensiunile și semnificația lui geologică, indică existența unui etaj inferior al unor formațiuni geologice situate într-un cadru tectonic independent de cadrul tectonic al etajului superior.

Prin faptul că volumul perturbator este de natură negativă în ambele cîmpuri, gravitațional și geomagnetic, sătem conduși să înțelegem că ne aflăm în prezență unei puternice mase de sare. Această interpretare, cea mai logică, ne creează unele dificultăți la înțelegerea tectonicei etajului inferior, pe care, eventual, o complică. De altfel, însăși prezența sării aici ridică cel puțin două întrebări fundamentale, în legătură cu vîrstă sării:

a) Dacă sarea este de vîrstă miocenă înseamnă că sub Paleogenul pînzei de Văleni—Buștenari și sub Pliocenul sudic adiacent există un alt orizont de Miocen purtător de sare?

b) Dacă sarea nu este de vîrstă miocenă, atunci, de ce vîrstă este sarea aceasta? În ce formațiuni geologice se află ea în prezent, în cazul cînd se găsește în zăcămînt secundar (este diapiră)?

Toate aceste întrebări sunt cu atît mai legitime, cu cît unele anomalii gravimetrice negative din această familie au drept corespondent magnetic anomalii pozitive — cum ar fi anomaliiile de pe flancul de nord al sinclinalului Măgureni, — adică situații în care prezența sării, respectiv influența ei, pare să fie eliminată.



În concluzie, analizarea anomaliei minimale gravimetrice-magnetice Poiana Vărbilău—Coțofănești—Vîlcănești conduce la ideia existenței în substratul regiunii, a cel puțin o etajare a două stiluri tectonice subordonate. Se înțelege că stilul tectonic superior, mai recent, este subordonat stilului tectonic inferior, mai vechi. Această idee, fundamentată deocamdată numai pe elemente geofizice calitative, ne-a fost sugerată inițial de traseul cordonului de gradient major din nordul imediat al regiunii noastre: Valea Lungă—Cîmpina—Melicești—Slănic Homorîciu (1). Ne aflăm la un pas de a generaliza această interpretare la întreaga familie de anomalii din sudul acestui cordon de gradient major, distribuite înspre partea exteroară a Pintenului de Văleni.

Mai este de relevat interpretarea geologică pe care o dăm anomaliei pozitive gravimetrice-magnetice din centrul Hărții Bouguer (Cosminele—Trestioara). Este clar, după o simplă citire a Hărții Bouguer și a Hărții componentei verticale ( $\Delta Z$ ) că anomalia aceasta este o prelungire a anomaliei pozitive gravimetrice-magnetice de la vest de valea Cosminei. Această anomalie a fost interpretată la locul cuvenit (Șt. Airinei, 1954) a fi rezultatul contrastului de densitate, respectiv intensitate de magnetizare dintre formațiunile paleogene și cele mai recente din regiune. Ori, este evident acum că aceste formațiuni paleogene se continuă spre SE, unde sînt acoperite de Miocenul Cuvetei de Trestioara și că ele, în această poziție tectonică, pot constitui un obiectiv economic interesant. În acest caz, cauza perturbatoare se găsește în formațiunile geologice ale etajului tectonic superior.

Se înțelege că problemele ridicate de lucrările noastre geofizice au un caracter mult prea important, pentru a fi lăsate în acest stadiu. Se impune cel puțin un foraj de mare adîncime. Acest foraj sau foraje (este necesar un program judicios de explorare) ar putea să aducă o informare prețioasă și cît mai completă pentru unele zone. Informarea ar putea fi deosebit de importantă, atât pentru caracterul său științific, cît și pentru eventualul aspect economic pe care l-ar deschide regiunea. Ne gîndim, în deosebi, la un foraj de mare adîncime pe minimul gravimetric-magnetic Poiana Vărbilău—Coțofănești, conexat eventual cu extremitatea de sud-est a anomaliei pozitive Cosminele—Trestioara.

### **Concluzii.** Din ansamblul lucrării prezentate se desprind următoarele concluzii:

1. Anomalia gravimetrică-magnetică negativă în legătură cu substratul Cuvetei de Trestioara și din sectorul sudic reprezintă, foarte probabil, un masiv de sare unitar, de mare întindere și transversal formațiunilor sedimentare de la suprafață.

2. Raporturile spațiale dintre corpul perturbator și formațiunile geologice care îl conțin arată clar independența acestora față de formațiunile geologice de la suprafață.

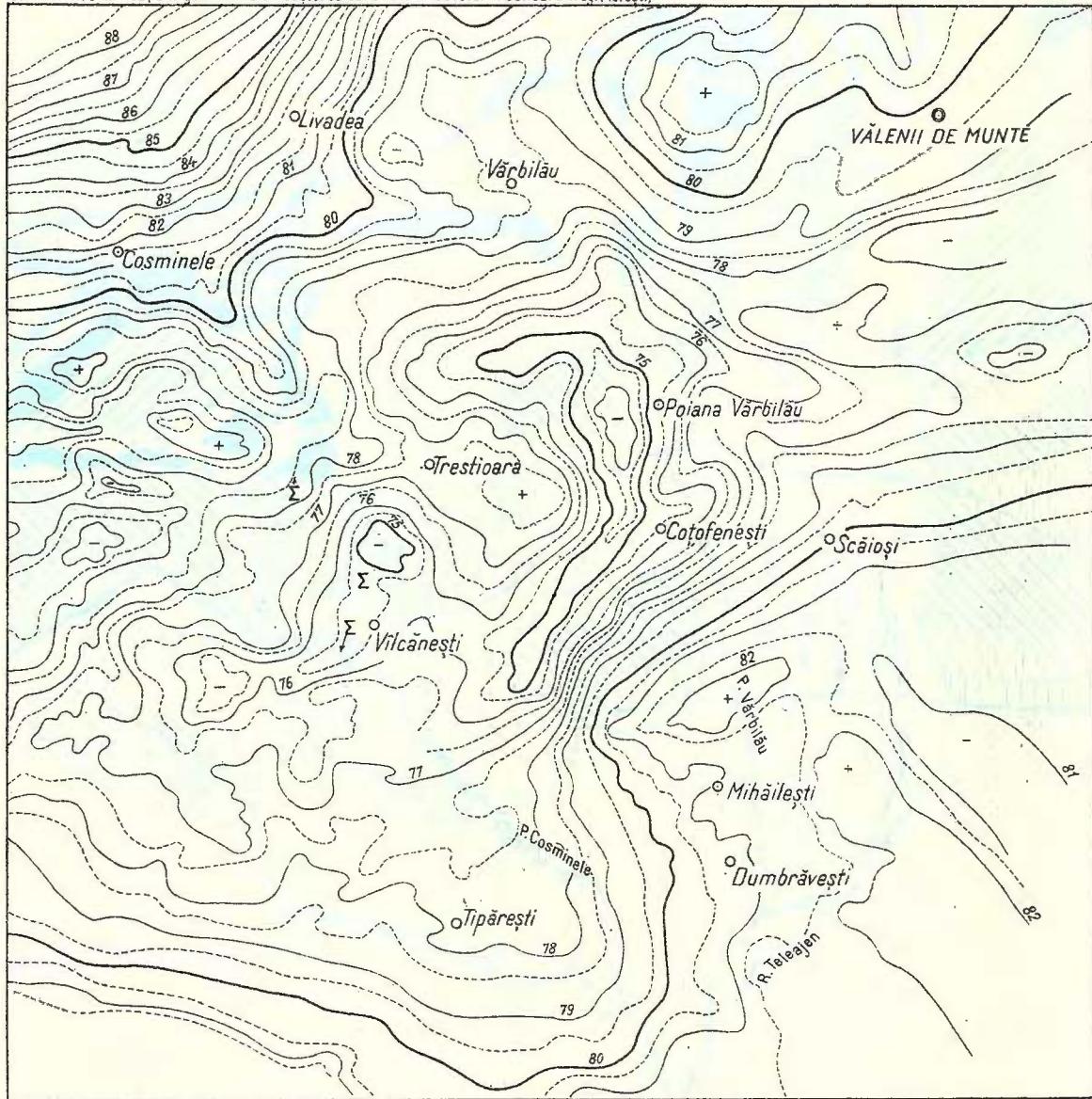


ST. AIRINEI

# HARTA BOUGUER A REGIUNII TRESTIOARA - POIANA VĂRBILĂU ( $\sigma = 2,2 \text{ g/m}^3$ )

ST. AIRINEI: Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei Trestioara (reg. Ploiești)

PL.I



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de Seamă Vol. XLIV

Imprim. atel Comit. Geol.

SCARA 1:100.000

## LEGENDA

1	Aluvioni	4	Levantin	8	Sarmatian Bugловian	12	Acvitanian Masive de sare $\Sigma$
2	Terase inf.	5	Dacian	9	Helvetian	13	Oligocen
3	Terase sup.	6	Pontian	10	Burdigalian	14	Eocen
7	Meotian	11	Flexură	15	Falie	16	Linie de șariaj



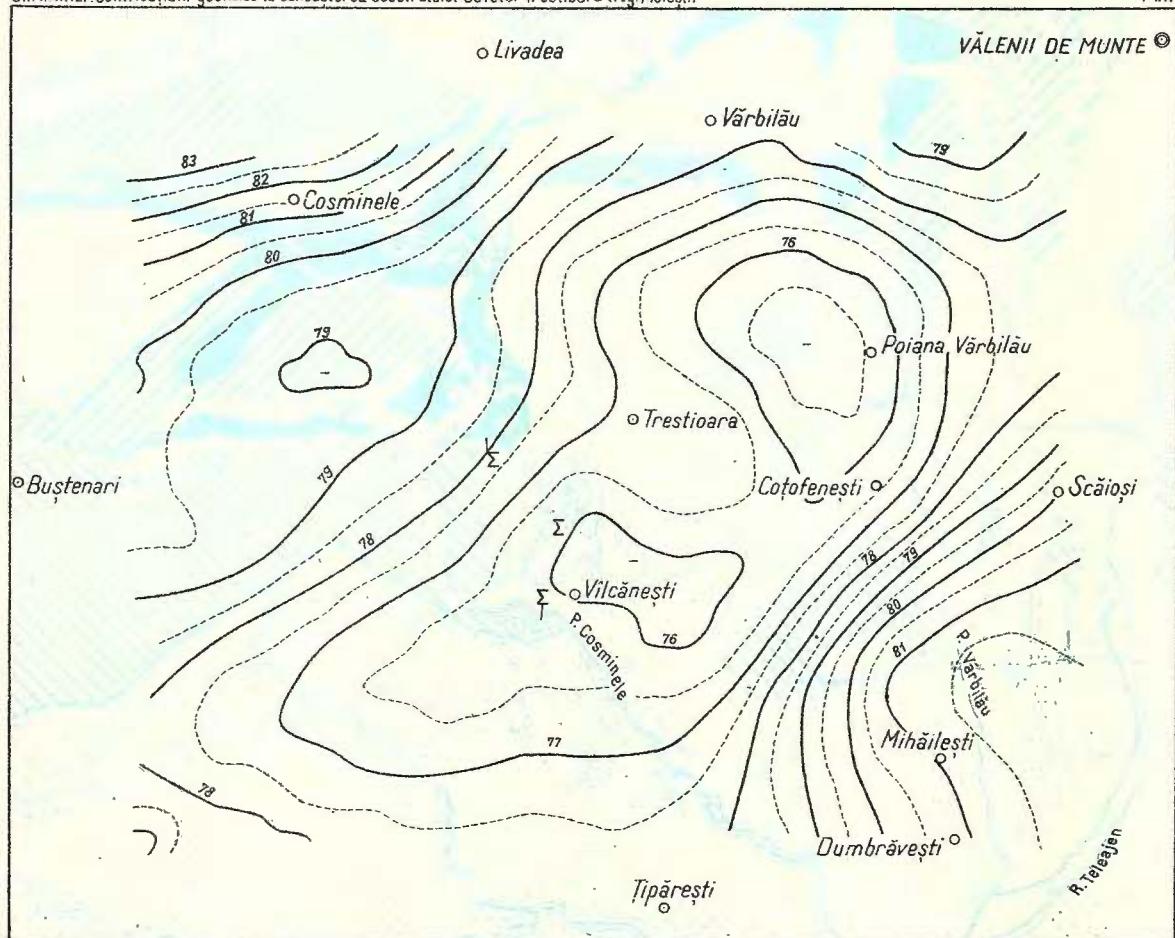
Institutul Geologic al României

ST. AIRINEI

# HARTA ANOMALIEI GRAVIMETRICE REGIONALE A REGIUNII TRESTIOARA - POIANA VĂRBILĂU

ST. AIRINEI: Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei Trestioara (reg. Ploiești)

PL.II



COMITETUL GEOLOGIC: Dâri de Seamă Vol. XLIV.

Imprim. atel. Comit. Geol.

SCARA 1:100.000

## L E G E N D A

1	<input type="checkbox"/>	Aluvioni	4	<input type="checkbox"/>	Levantin	8	<input type="checkbox"/>	Sarmatian	12	<input type="checkbox"/>	Acvitaniian	Masive de sare $\Sigma$
2	<input type="checkbox"/>	Terase inf.	5	<input type="checkbox"/>	Dacian	9	<input type="checkbox"/>	Helvetian	13	<input type="checkbox"/>	Oligocen	
3	<input type="checkbox"/>	Terase sup	6	<input type="checkbox"/>	Pontian	10	<input type="checkbox"/>	Burdigalian	14	<input type="checkbox"/>	Eacen	
7	<input type="checkbox"/>	Meotian	11		Flexură	15	<input type="checkbox"/>	Falie	16		Linie de șariaj	



Institutul Geologic al României

3. Raporturile dintre formațiunile geologice superioare și cele inferioare indică o superpoziție a cel puțin două etaje, fiecare cu stilul său tectonic, în strînsă subordonare.

4. Fiind vorba de un șir întreg de anomalii din aceeași familie, care ocupă o arie desfășurată pe o lungime de peste 65 km, situată spre limita exterioară a Pintenului de Văleni — raporturile dintre aceste anomalii și formațiunile geologice acoperitoare fiind asemănătoare — interpretarea se poate generaliza.

5. Imaginea geofizică generală este comandată de efecte puternice regionale (de ex. sectoarele de gradient major, axele minime regionale, etc.), legate de condițiile tectonice ale fundamentalului, pe care se grefează anomalii relativ reduse ca dimensiuni (de ex. prezenta familie de anomalii, etc.) și influențele locale, reprezentând aspecte particulare ale sedimentarului acoperitor.

6. Întreaga arie interesată de concluziile acestei lucrări este mărginită la nord de cordonul de gradient Valea Lungă—Cîmpina—Melicești—Slănic—Homorîciu, interpretat, la rîndul său, ca un efect puternic al unei trepte a fundamentalului, situată de asemenea dedesubtul formațiunilor de la suprafață.

7. Anomalia pozitivă Trestioara este pusă în legătură cu prelungirea formațiunilor paleogenice din Valea Cosminei în direcția sud—est, spre V. Vărbilăului, pe dedesubtul Miocenului din Cuveta de Trestioara.

## BIBLIOGRAFIE

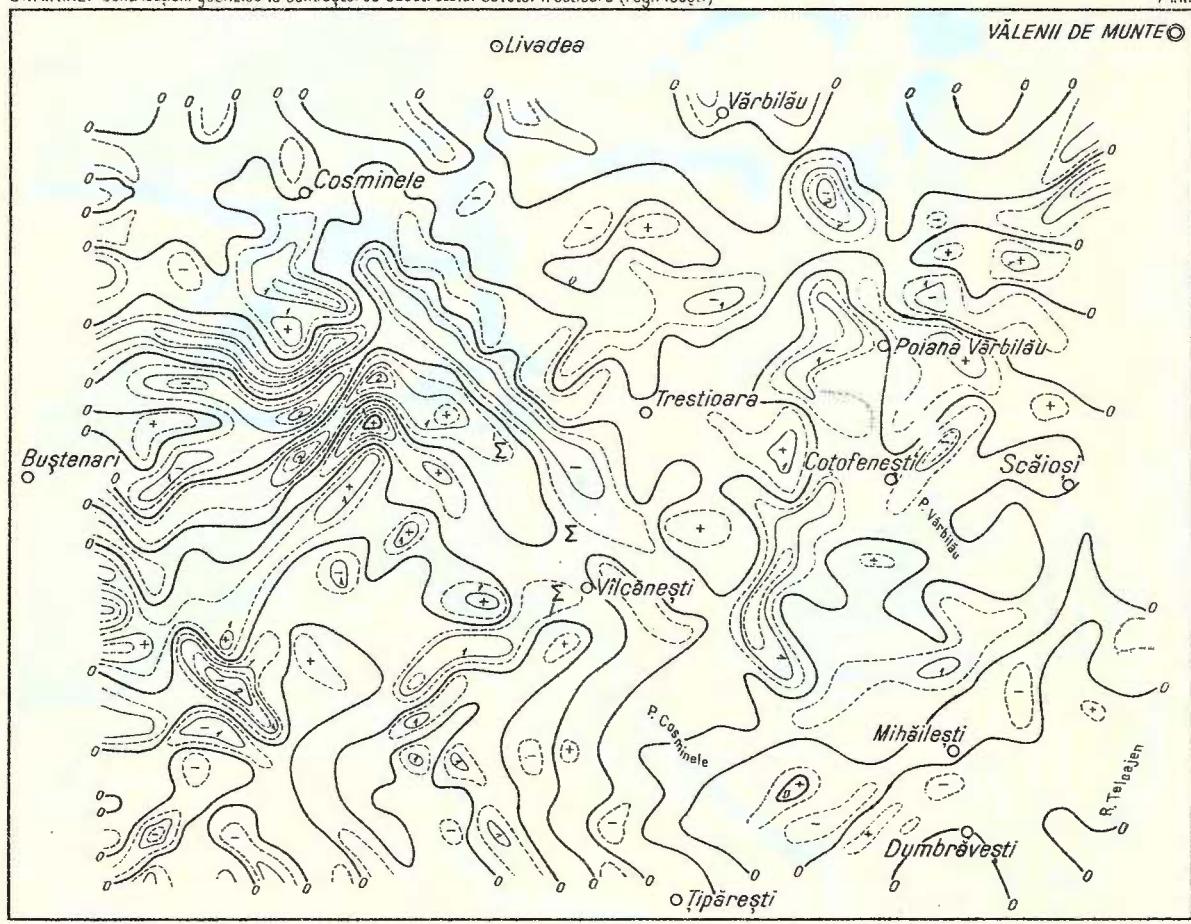
1. AIRINEI ȘT. Asupra unui efect gravimetric major în zona colinară a Munteniei orientale *Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția Geol. Geogr.* T. 1. nr. 1—2, p. 123, 1956.
2. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei. Teză. București, 1934.
3. — Notă asupra unui tuf vulcanic asemănător tufurilor dacitice, în stratele meotiene de la Vilcănești. *D. S. Inst. Geol. Rom.* T. XVII. București, 1928.
4. HENDERSON S. R. and ZIETZ I. The Computation of Second Vertical Derivatives of Geomagnetic Fields. *Geophysics*, T. XLV, nr. 4, p. 508. October 1949.
5. PĂTRUȚ I. Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari. *An. Comit. Geol.* XXVIII, p. 5. București, 1955.
6. PETERS LEO J. The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its Practical Application. *Geophysics*, XLV, 3, p. 290. July 1949.
7. POPESCU GR. Zona Filișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului (scurt rezumat). *D. S. Comit. Geol.* XXXVI (1948—1949), p. 113. București, 1952.
8. VENCOV I., STOENESCU Sc. și ESCA A. Cercetări gravimetrice în Oltenia și Muntenia. *Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția Șt. Biol., Agron., Geol. Geogr.*, VII, 1 (ianuarie—februarie—martie 1955), p. 177.

ST. AIRINEI

# HARTA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE REZIDUALE A REGIUNII TRESTIOARA-POIANA VĂRBILĂU

ST. AIRINEI: Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei Trestioara (reg. Ploiești)

Pl.III



COMITETUL GEOLOGIC: Dâri de Seamă Vol.XLIV

SCARA 1:100.000

Imprim. atel. Comil. Geol.

## LEGENDA

1	Aluviumi	4	Levantin	8	Sarmatian Bugловиан	12	Acvitaniian Masive de sare Σ
2	Terase inf.	5	Dacian	9	Helvetian	13	Oligocen
3	Terase sup.	6	Pontian	10	Burdigalian	14	Eacen
7	Meotian	11	Flexură	15	Felie	16	Linie de șariaj



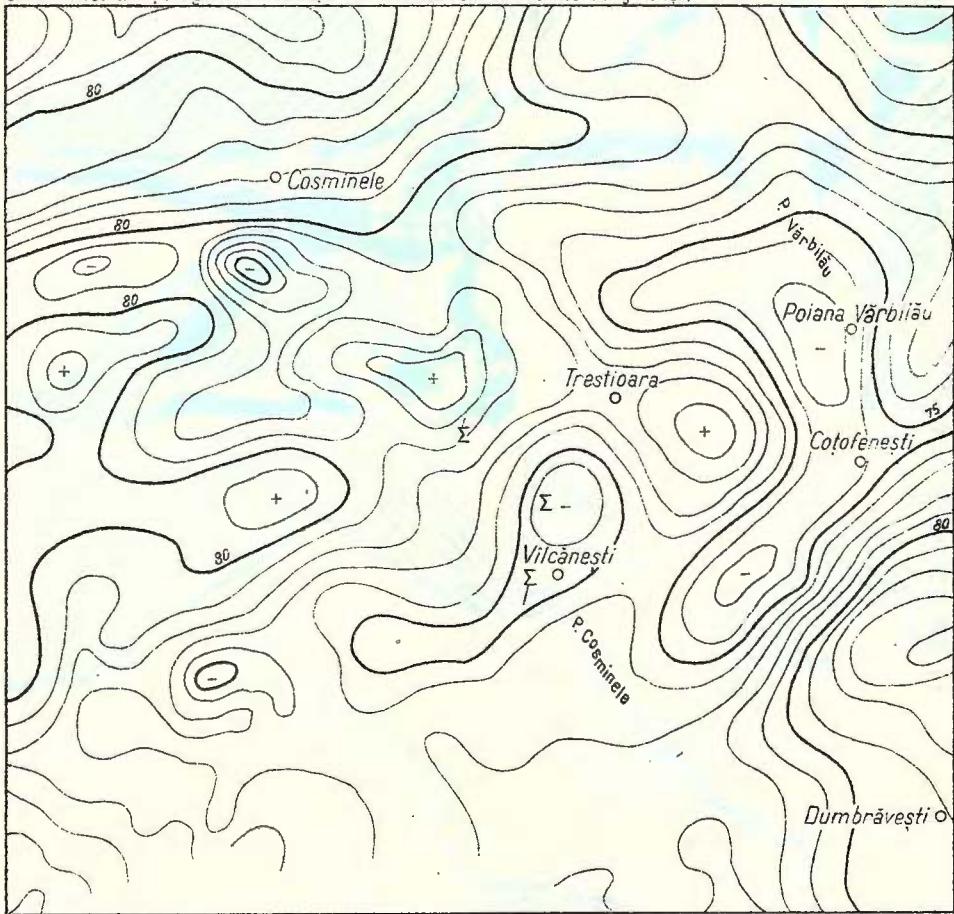
Institutul Geologic al României

ST. AIRINEI

# HARTA PRELUNGIRII ANALITICE (h - 500m) A REGIUNII TRESTIOARA – POIANA VÂRBILĂU

ST. AIRINEI: Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei Trestioara (reg. Ploiești)

PL.IV



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de Seamă Vol. xliv

Imprim. atel. Comit. Geol.

SCARA 1:100.000

## LEGENDA

1	[Box]	Aluvioni	4	[Box]	Levantin	8	[Box]	Sarmatian	12	[Box]	Acvitaniān	Masive de sare $\Sigma$
2	[Box]	Terase inf.	5	[Box]	Dacian	9	[Box]	Helvetian	13	[Box]	Oligocen	
3	[Box]	Terase sup.	6	[Box]	Pontian	40	[Box]	Burdigalian	14	[Box]	Eocen	
7	[Box]	Meoțian	11		Flexură	15		Falie	16		Linie de șariaj	

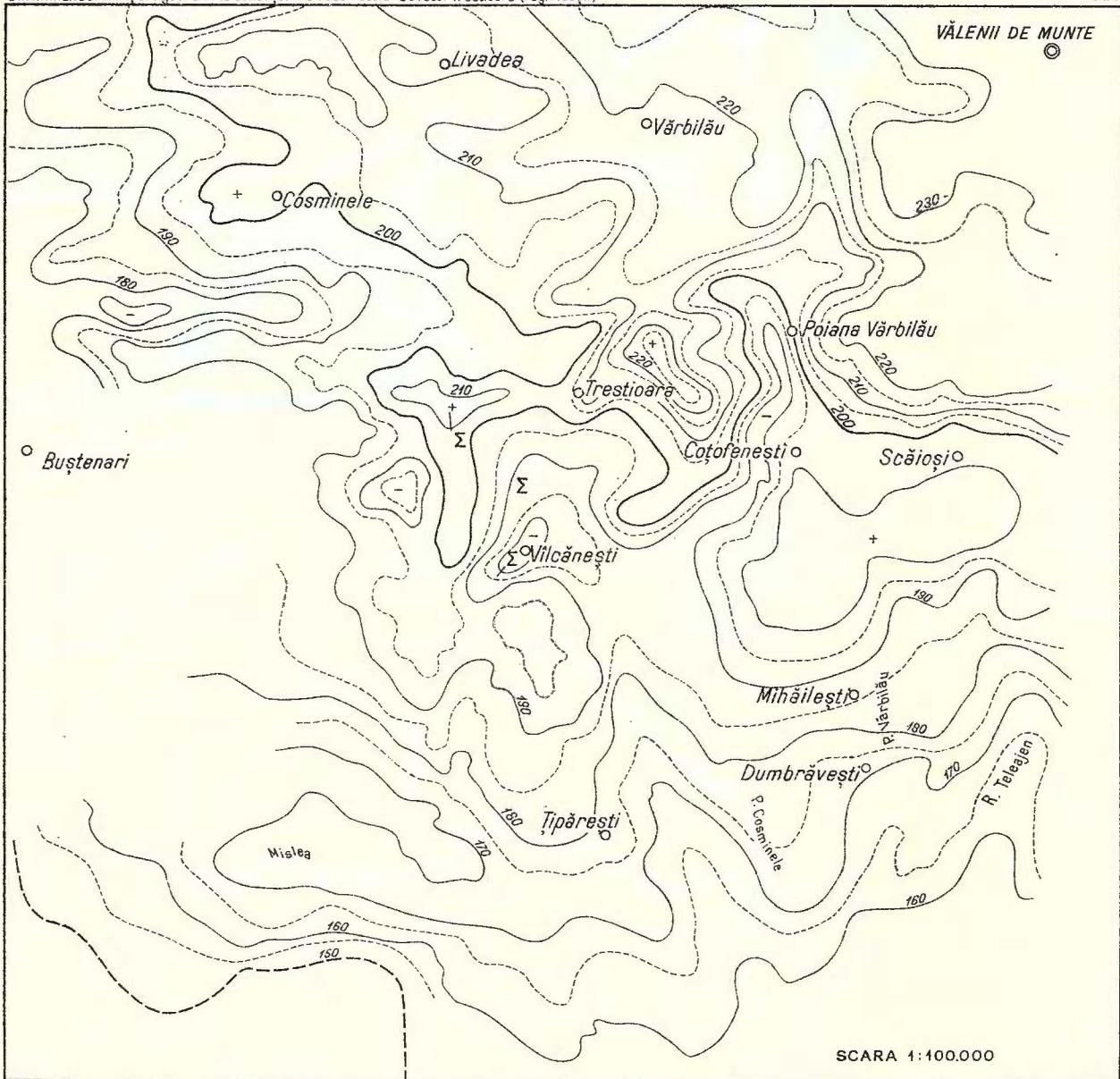


Institutul Geologic al României

## HARTA MAGNETICĂ ΔZ A REGIUNII TRESTIOARA-POIANA VĂRBILĂU

ST.AIRINEI: Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei Trestioara (reg. Ploiești)

Pl.V



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de Seamă Vol. XLIV

Imprim. atel. Comit. Geol.

## L E G E N D A

1	Aluvioni	4	Levantin	8	Sarmatiän Bugioviän	12	Acvitanian Masive de sare Σ
2	Terase inf.	5	Dacian	9	Helvetiän	13	Oligocen
3	Terase sup.	6	Pontian	10	Burdigaliän	14	Eocen
7	Meotian	11	Flexură	15	Falie	16	Linie de șiraj



Institutul Geologic al României

ВКЛАД ГЕОФИЗИКИ В РАСПОЗНАВАНИЕ СУБСТРАТА  
МУЛЬДЫ ТРЭСТИОАРА (ОБЛАСТИ ПЛОЕШТЬ)

ШТЕФАН АИРИНЕЙ

(Краткое содержание)

Мио-плиоценовая мульда Трэстиоара расположена в подкарпатской зоне Восточной Валахии, на юге палеогенового выступа Вэлень. При этой внешней формации карпатского флиша, автор проследил в течении периода 1953—1956 целый ряд гравиметрических-магнитных аномалий, расположенных как правило, вдоль минимальной региональной гравиметрической оси, в весьма различных положениях, по отношению к геологическим формациям, заснятым на поверхности (на крыле синклинали, на моноклинали плиоцена и пр.).

Из этого ряда аномалий был выбран гравиметрический магнитный минимум, в пределах мульды Трэстиоара, для геологической интерпретации. Минимум располагается поперечно к геологическим поверхностным формациям (расположенным тектонически по направлению запад-восток) превосходя границы мульды Трэстиоара и имея общее простижение север-юг. Автохтон палеогена [считая что выступ Вэлень находится в покрове] неизвестен.

Аномалия Буге (чертеж I) показывает общий минимум, в виде полумесяца примерно — 5 мгал, на котором обособляются рельефы найменьшего минимума Пояна Вэрбилау и Вылкэнешть. Этот минимум оконтуривает аномальный положительный рельеф Трэстиоара. Карта вертикальной слагаемой ( $\Delta Z$ ) геомагнитного поля воспроизводит тот же стиль аномалии: отрицательная аномалия наложенная на гравиметрический минимум, окружающая центральную положительную зону, включающую пик Трэстиоара (чертеж V). Крайние измеренные величины — порядка  $\Delta Z = -25\gamma$  и  $\Delta Z = +36\gamma$ .

Следует отметить что карта региональной аномалии (чертеж II) и карта остаточных аномалий (чертеж III), представляющие выделение гравиметрических полей (указывают на связи аномалии Буге с глубинными геологическими формациями, устранивая возможность интерпретации ее в связи с покрывающими осадочными отложениями. Кроме того, само поперечное расположение этой аномалии по отношению к поверхностным геологическим формациям, подсказывает положение нарушающего тела в субстрате района, по отношению к нижнему горизонту выступа Вэлень, т.е. в автохтоне этого покрова. Считалось что гравиметрический-магнитный минимум соответствует соляной толще расположенной хотя бы первоначально под поверхностными геологическими формациями.



Очень возможно что соль известная в пределах долины Вэрбильэу (у Пояна Бэрбильэу) является диапировой (найменьший минимум в этой части отрицательной аномалии выявляется над мэотисом — сарматом-гельветом).

Зато положительная аномалия Косминеле-Трэстиоара представляет несомненно продолжение палеогеновых формаций под миоценовыми отложениями мульды Трэстиоара, откуда вытекает что положение нарушающей причины для этой аномалии, находится в тектоническом ярусе вышележащих осадочных формаций.

Первым последствием вытекающим из такой интерпретации это то что в указанном районе может быть хотя бы одно ярусное расположение двух подчиненных тектонических стилей: тектонического стиля верхних осадочных формаций, более молодого, подчиненного более древнему тектоническому стилю нижних отложений (возможно фундамента).

Вторым последствием интерпретации минимума Пояна Вэрбильэу-Коцофэнешть-Вылкэнешть является возможность обобщения предложенной интерпретации для всего семейства аномалий расположенных против выступа Вэлень.

В заключение представление, обсуждение и интерпретация гравиметрической магнитной аномалии в зоне мульды Трэстиоара (с одной стороны Пояна Вэрбильэу-Коцофэнешть-Вылкэнешть, а с другой стороны максимум Косминеле-Трэстиоара) показывает возможность тектонического сверхэтажирования для всей зоны расположенной против выступа Вэлень, что как бы является новой областью тщательного научного и в особенности экономического характера. Здесь мы имеем дело с характерными физическими эффектами, в региональном масштабе как, региональные минимальные оси, участки весьма активного градиента, аномалии различных размеров, форм и ориентировок, расположенных в весьма различных положениях по отношению к известным геологическим формациям и пр. которые, все особенно настойчиво требуют структурного пересмотра исследованного нами района.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

### Чертеж I

Карта Бугэ области Трэстиора-Пояна Вэрбильэу.

### Чертеж II

Карта региональной гравиметрической аномалии области Трэстиора-Пояна Вэрбильэу.



Чертеж III

Карта остаточной гравиметрической аномалии области Трестиора-Пояна Вэрбильэу.

Чертеж IV

Карта аналитического продолжения ( $h=500$  м) области Трестиора-Пояна Вэрбильэу.

Чертеж V

Магнитная карта  $\Delta Z$  области Трестиора-Пояна Вэрбильэу.

Таб. I—V: 1, наносы; 2, нижняя терраса; 3, верхняя терраса; 4, левант; 5, дакия; 6, понт; 7, меот; 8, сармат-буглов; 9, гельветский ярус; 10, бурдигальский прус; 11, изгиб; 12, Аквитанский, соляной массив; 13, Олигоцен; 14, Эоцен; 15: сброс; 16, линия шарылжа.

CONTRIBUTIONS GÉOPHYSIQUES À LA CONNAISSANCE  
DU SUBSTRATUM DE LA CUVETTE DE TRESTIOARA  
(RÉGION DE PLOIEȘTI)

PAR

ȘT. AIRINEI

(Résumé)

La cuvette mio-pliocène de Trestioara est située dans la zone subcarpatique de la Valachie orientale, à l'extérieur de l'Éperon paléogène de Văleni. En face de cette formation extérieure du Flysch carpatique, l'auteur a poursuivi, au cours des années 1953—1956, toute une série d'anomalies gravimétriques-magnétiques, disposées en général le long d'un axe gravimétrique régional de minimum. Ces anomalies sont tout à fait différentes par rapport aux formations géologiques qui affleurent dans la région sur le flanc d'un synclinal ou d'un monocline pliocène, etc.

Parmi ces anomalies, l'auteur a choisi le minimum gravimétrique-magnétique de la Cuvette de Trestioara, en vue de son interprétation géologique. Le minimum est disposé au travers des formations géologiques observables en terrain (orientées tectoniquement de l'ouest à l'est), dépassant les limites de la Cuvette de Trestioara et ayant une orientation générale nord-sud. En verticale, les formations géologiques représentent une transition du Mio-Pliocène au Paléogène de l'Éperon de Văleni. L'Autochtone du Paléogène — dans l'hypothèse que l'Éperon de Văleni présente une structure en nappe — n'est pas connu.



L'anomalie Bouguer (pl I) représente un minimum général, ayant la forme d'un croissant, de  $-5$  mgal environ; sur cette anomalie s'individualise les reliefs de minimum-minimorum identifiés sur les territoires des localités de Poiana Vărbilău et de Vilcănești. Ce minimum général comprend le relief anomal positif de Trestioara. La carte de la composante verticale ( $\Delta Z$ ) du champ géomagnétique représente le même style d'anomalies: une anomalie négative superposée au minimum gravimétrique, encadrant une zone positive centrale, l'apex positif de Trestioara (pl. V). Les valeurs extrêmes mesurées sont de l'ordre  $\Delta Z = -25 \gamma$  et  $\Delta Z = +36 \gamma$ .

Il faut relever la fait que la carte de l'anomalie régionale (pl. II) et la carte des anomalies résiduelles (pl. III) représentant des champs gravimétriques, indiquent l'affinité de l'anomalie Bouguer avec les formations géologiques de profondeur, en écartant la possibilité d'une interprétation en rapport avec la couverture sédimentaire. D'ailleurs, la disposition transversale même de cette anomalie par rapport aux formations géologiques affleurant en terrain suggère la position du corps perturbateur dans le substratum, respectivement dans une structure inférieure à l'Éperon de Văleni, c'est-à-dire dans l'Autochtone de cette nappe L'interprétation présentée par l'auteur considère que le minimum gravimétrique-magnétique correspond à une masse de sel située au-dessous des formations géologiques superficielles. Probablement que le massif de sel de Valea Vărbilăului (localité de Poiana Vărbilău) présente les caractères d'un pli diapir; l'apex de minimum de cette partie de l'anomalie négative repose sur le Méotien—Sarmatien—Helvétien.

Par contre, l'anomalie positive de Cosminele—Trestioara représente indubitablement le prolongement des formations paléogènes sous les dépôts mio-cènes de la Cuvette de Trestioara. Il en ressort que la perturbation déterminant cette anomalie se trouve dans l'étage structural supérieur.

Premièrement, l'auteur déduit que dans la région présentée il y a au moins une superposition de deux styles tectoniques subordonnés: le style tectonique des formations sédimentaires supérieures, subordonné au style tectonique des dépôts inférieurs (éventuellement du soubassement).

Deuxièmement, l'interprétation du minimum de Poiana Vărbilău—Coțofănești—Vilcănești peut être appliquée à toute la famille d'anomalies situées devant l'Éperon de Văleni.

En conclusion, la présentation, la discussion et l'interprétation de l'anomalie gravimétrique-magnétique de la Cuvette de Trestioara (d'une part le minimum de Poiana Vărbilău—Coțofănești—Vilcănești et d'autre part le maximum de Cosminele—Trestioara) démontrent l'existence d'une superposition tectonique des étages dans toute la zone située devant l'Éperon de Văleni. Ce problème représenterait un nouveau domaine de recherches et d'étude minu-



tieuse d'ordre scientifique et surtout économique. Nous sommes en présence d'effets physiques caractéristiques, à échelle régionale (axes minimums régionaux, secteurs à gradient particulièrement actif, anomalies de diverses étendues, formes et orientations, disposées fort différemment par rapport aux formations géologiques déjà connues, etc.), qui tous soulignent l'image structurale du territoire levé par nous.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte Bouguer de la région Trestioara—Poiana Vărbilău.

### Planche II

Carte de l'anomalie gravimétrique régionale de la région Trestioara — Poiana Vărbilău.

### Planche III

Carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle de la région Trestioara—Poiana Vărbilău.

### Planche IV

Carte de la continuation analytique ( $h = -500$  m) de la région Trestioara — Poiana Vărbilău.

### Planche V

Carte magnétique  $\Delta Z$  de la région Trestioara — Poiana Vărbilău.

Pl. I—V: 1, alluvions; 2, terrasse inf.; 3, terrasse sup.; 4, Levantin; 5, Dacien; 6, Pontien; 7, Méotien; 8, Sarmatiens—Buglowien; 9, Helvétien; 10, Burdigalien; 11, flexure; 12, Aquitanien, massif de sel  $\Sigma$ ; 13, Oligocène; 14, Éocène; 15, faille; 16, ligne de charriage.



PROSPECTIUNI SEISMICE-REFLECȚIE  
ÎN REGIUNEA CRISTUR<sup>1)</sup>

DE  
D. PAICU și P. CONSTANTINESCU

Prospecțiunea executată în regiunea Cristur a avut drept scop studierea domului Cristur și a caracterelor structurilor din marginea estică a Bazinului Transilvaniei.

Zona de lucru a fost situată în raionul Odorhei, Regiunea Mureș Autonomă Maghiară, și cuprinsă într-un perimetru marcat de comunele: Vînători, Șoimușul Mic, Simionești, Porumbenii Mari, Archita, și Saschiz. Partea sudică a regiunii, între valea Tîrnavei Mari și valea Architei este aproape complet împădurită și în același timp foarte accidentată. La nord de valea Tîrnavei Mari terenul se menține accidentat, fiind însă mai descooperit. Sunt prezente dealuri cu înălțimi pînă la 600 m, brăzdate de la nord la sud de văi largi cu drumuri de acces bune.

Metodica indicată, « profile de corelație continuă la intervale de 3—5 km, cu locații la 920 m », a fost completată cu profile de seismosondaje centrale cu 500 m distanță între locații. Prin utilizarea ambelor sisteme de observație, s-a reușit să se încadreze întreaga regiune într-o rețea de 24 profile totalizînd 80 km profil, cu 15 puncte de închidere principale. Pe baza acestora s-a putut construi o schiță structurală pentru perimetrul susmenționat.

*Geologia regiunii.* Din ridicările executate în 1948 de N. ONCESCU rezultă că ne aflăm în zona de trecere laterală a pietrișurilor sarmatiene în gresii. Sarmatianul superior este reprezentat în regiune prin marne nisipoase cu intercalării de gresii friabile. Deschiderile din regiune au permis conturarea unei cîte brahian-ticlinale cu închideri periclinale la nord și sud, întinzîndu-se din Valea Soșcut spre NW pe o distanță de 9 km pînă în dreptul cotei 635. Căderile stratelor

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 8 martie 1957.



variază între 4° și 24°. În zona axului indicat apar izvoare de apă sărată, unul cu miroș de hidrogen sulfurat la nord de Tîrnava Mare și alte câteva la circa 1 km sud de Cristur, pe Valea Soșcut, unde s-au instalat și băi curative. În aceleși zone sunt și manifestări de gaze inflamabile fără miroș și în cantități reduse, fapt care a determinat Statul Austro-Ungar să înceapă în 1913 forarea unei sonde la o distanță de 600 m spre nord-est de fântâna sărată de lîngă Bodogaia. Această sondă a fost oprită din motive necunoscute la o adâncime de 615 m. Prin spatele coloanei rămase la puț ieșe apă sărată în cantitate mică, cu degajări de gaze inflamabile.

Din referatul geologului A. VANCEA reiese că depozitele cele mai vechi care apar la zi sunt de vîrstă sarmatiänă și formate din marne vinete cu intercalări de nisipuri și gresii, strate de tuf dacitic și calcare cenusii. Peste aceste depozite apare Pliocenul, marnos spre Bodogaia—Avrămești și conglomeratic spre Feleag—Saschiz. Măsurările geologice dovedesc existența unui brahianticinal cu axul alungit NNW—SSE, cu înclinări de 5°—7° la nord, 5°—13° la vest, 6°—20° la est și 5°—8° la sud. Cutări mai intense apar uneori, însă cu caracter local.

Pe boltirea majoră s-a fixat un sondaj de prospecțiune pînă la 500 m, executat în 1950. Studiul micropaleontologic caracterizează sedimentele întîlnite ca provenind dintr-o mare adîncă și aparținând Sarmatiänului inferior. S-a întîlnit între 242—244 m un tuf dacitic, încadrat de fosile sarmatiene caracteristice zonei tufului de Ghiriș. Carotajul electric executat între 196—500 m a pus în evidență patru pachete de strate poroase, din care două s-au perforat obținîndu-se apă de zăcămînt foarte concentrată în săruri și gaze cu o presiune de 19 atmosfere. Autorul referatului, geologul A. VANCEA, trage următoarele concluzii: tuful întîlnit la 242 m este echivalentul tufului dacitic de Ghiriș, iar formațiunea cu gaze are 600 m eroați.

*Amplasarea lucrărilor, lucrări de interpretare.* Au fost executate șase aliniamente de profilare continuă (la nord de valea Tîrnavei Mari), din care patru transversale, orientate NE—SW și două longitudinale orientate NW—SE, și opt sprezece profile de seismosondaje (în sudul Tîrnavei Mari), a căror orientare și lungime au depins de căile de acces, văi, drumuri de creastă, drumuri de pădure și pante care au putut fi urmărite. Am realizat o închidere pe trei poligoane mari, unul în nord, altul în centru și al treilea în sudul regiunii, legate între ele, ceea ce ne-a permis interpretarea unitară a rezultatelor.

Metoda de profilare continuă s-a aplicat în mod obișnuit, vitezele efective calculîndu-se prin metodele Bugailo și Puzîrev.

Seismosondajele au putut fi interpretate corect numai după un studiu prealabil asupra stratului de alterație și asupra aplicării corecțiilor de suprafață.



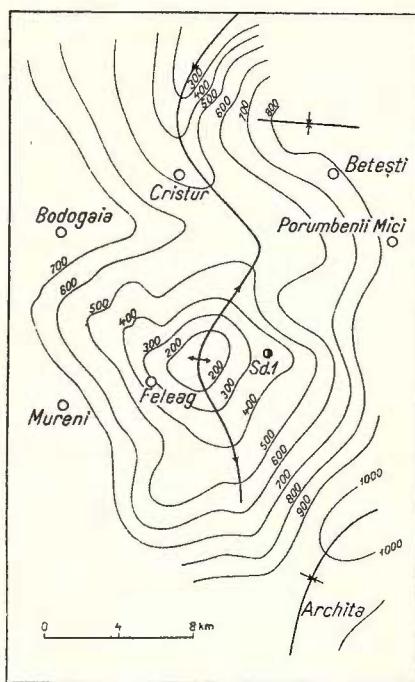
În acest scop s-au executat șase profile scurte de refracție pentru studierea zonei de viteze mici și s-a constatat că aceasta este formată dintr-un strat superficial de 4 m, cu viteza de circa 350 m/sec, un al doilea cu o grosime pînă la 15 m, cu viteza între 800—1500 m/sec., al treilea între 10—24 m, cu viteza între 1680—1850 m/sec, sub el obținîndu-se o viteză de 2100 m/sec.

Rezultatele sănt prezentate într-o schiță structurală (vezi figura), la un orizont convențional, cu izobatele din sută în sută de metri.

**Rezultate.** Din schiță structurală reiese existența unci cute anticlinale, al cărei ax urmărește o linie sinuoasă ce trece prin Chedia Mare, Cristur, W Feleag și E Archita. În partea de sud se pune în evidență o linie sinclinală la nord-vestul comunei Archita.

Cuta majoră prezintă o cădere axială importantă între comunele Bodogaia și Porumbenii Mici. Această scufundare separă structura în două unități distincte: un dom cu apexul situat la 1,5 km depărtare de satul Feleag în direcția nord-est și un brahianticinal al cărui flanc sudic începe să urce din dreptul comunei Cristur spre comuna Chedia Mare. Domul este perfect închis și limitat de izobatele de 200 m și 500 m, acoperind în acest fel o suprafață de aproximativ 20 kmp. Către nord, sud și est panta variază între 4°—9°, iar către vest între 8°—10°; brahianticinalul are căderi de 6°—12° pe flancurile de est și vest și rămîne deschis către nord. Dezvoltarea brahianticinalului către nord nu a putut fi precizată din cauza lipsei de măsurători, însă apariția depozitelor pliocene pe linia Șoimușul Mic—Goagiu indică faptul că și acest element structural al cutei Cristur se închide, interesul ce l-ar prezenta în urma acestui fapt putîndu-se aprecia ulterior.

În ceea ce privește partea a doua a obiectivului lucrării, și anume caracterele structurilor spre marginea de est a Bazinului Transilvaniei, putem extinde parte din concluziile de mai sus și anume: a) orientarea generală a cutărilor este nord—sud, b) cutările sănt mai intense, c) ca forme structurale apar atît domurile cât și brahianticlinalele.



Cristur. Schiță structurală.

În încheiere menționăm că în secțiunile seismice nu există o concordanță perfectă între înclinările orizonturilor de adâncime și a celor de suprafață. Constatarea deplasărilor axiale pe verticală în sud-estul Bazinului Transilvaniei întărește concluzia la care s-a ajuns în urma celorlalte prospecțiuni seismice din Bazinul Transilvaniei, referitoare la regimul deosebit al orizonturilor de adâncime și al celor de suprafață.

*Concluzii.* În regiunea Cristur se stabilește existența unei cufe anticlinale al cărui ax, orientat în general nord—sud, prezintă sinuozități și o cădere axială între comunele Bodogaia și Porumbenii Mici. Față de datele geologiei de suprafață, rezultatele noastre aduc precizări în ceea ce privește formele structurale, orientarea axului anticlinal și amplasamentul zonelor celor mai ridicate. Se stabilește că de fapt structura din sudul comunei Cristur nu este brahianticlinal, ci un dom perfect închis, care, dat fiind apropierea apexului său de comuna Feleag, poate fi numit « Domul Feleag ». Un brahianticlinal se conturează într-adevăr în regiune, însă la nord de valea Tîrnavei Mari și anume între Cristur și Chedia Mare. Revenind la domul Feleag se pot face următoarele estimări. Cel mai apropiat cîmp exploatat este Noul Săsesc, în care limita superioară a Sarmățianului are 200 m de la suprafață. Sonda cea mai adâncă este forată la 2000 m și are în talpă un orizont cu gaze (aproximativ limita Sarmățian / Tortonian). S-ar putea deci ca formațiunea cu gaze să aibă la Noul Săsesc mai mult de 1800 m. Prin urmare, dacă nu avem de-aface cu o schimbare de facies, scăzînd cei 600 m eroați din Sarmățian, mai rămîn în regiunea Cristur, pentru formațiunea cu gaze, peste 1200 m. Sonda nr. 1, deplasată cu 1,5 km spre est de apexul domului și situată între izobatele de 300 m și 350 m, a intrat în apă de zăcămînt. Ne putem aștepta în acest caz ca întregul cîmp să fie inundat sau, dacă aceasta nu s-a întîmplat, ca limita apă/gaz să fie mai spre vîrf. Dacă limita ar urmări izobata de 300 m, a măvea o suprafață productivă de cca 10 kmp.

## СЕМЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ ПО МЕТОДУ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН В РАЙОНЕ КРИСТУР

д. ПАЙКУ и П. КОНСТАНТИНЕСКУ  
(Краткое изложение)

В настоящем докладе даны результаты сейсморазведочных работ по исследованию купола Кристур и особенностей структур восточной части Трансильванского бассейна. Работы состояли из сейсмозондирований и из непрерывных профилирований. В полученные



данные были внесены строгие поправки в связи с рельефом и с зоной малой скорости. Был составлен структурный чертеж на условном горизонте. Сделаны следующие выводы:

В районе Кристур имеется крупная антиклинальная зона, извилистая ось которой, имеет общее простирание с севера на юг. На этой крупной складке обособляются два сводовых поднятия: на юге — «Купол Феляг», а на севере — брахиантеклиналь. Между этими двумя поднятиями находится низменная зона, расположенная южнее железнодорожной линии Винэторь-Одорхей. Установлено что общая ориентировка складчатости в этом участке восточной части Трансильванского бассейна — СЮ; в качестве структурных форм выявляются как купола так и брахиантеклинали.

### ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА

Кристур. Изображающий структуру рисунок.

PROSPECTIONS SISMIQUES-RÉFLEXION DANS LA  
RÉGION DE CRISTUR  
PAR  
D. PAICU et P. CONSTANTINESCU  
(Résumé)

Les auteurs présentent une prospection sismique pour l'étude du dôme de Cristur et des caractères structuraux de l'est du Bassin Transylvain. Les travaux comportent des profils de sismosondages et de corrélation continue. Aux données obtenues on a appliqué des corrections rigoureuses de relief et une zone de petites vitesses. En dressant une esquisse structurale à un horizon conventionnel, on tire les conclusions suivantes: dans la région de Cristur il existe un pli anticlinal majeur, dont l'axe sinueux est orienté nord-sud; sur ce pli majeur s'individualisent deux bombements — au sud le «dôme Feleag» et au nord un brachyanticlinal. Entre ces deux bombements il y a une zone dépressionnaire située au sud de la voie ferrée Vînători—Odorhei.

Les auteurs établissent dans le secteur oriental du Bassin Transylvain des plis qui accusent une orientation générale nord-sud, et présentent comme formes structurales des dômes et des brachyanticlinaux.

### EXPLICATION DE LA FIGURE

Cristur. Esquisse structurale.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## ANOMALIA MAJORĂ A CÎMPULUI GRAVIFIC DE LA COLIBIȚA<sup>1)</sup>

DE  
MARIUS VISARION

### Introducere

Începînd din anul 1954, în cadrul cercetărilor întreprinse de Comitetul Geologic, am urmărit distribuția cîmpului gravific din Carpații orientali, pe aria de dezvoltare a zonei cristalino-mesozoice și plăcii parazite a Munților Vulcanici.

O parte din rezultatele obținute au fost prezentate într-o lucrare anterioară, care a avut drept obiectiv principal Masivul Ditrău.

Cercetările gravimetriche au fost continuante în anul 1956, fiind extinse pe o suprafață de circa 920 km<sup>2</sup>, axată pe șoseaua Vatra Dornei—Bistrița. Suprafața prospectată are o formă aproximativ triunghiulară, cu vîrful la Prundul Bîrgăului și baza mare pe direcția Iacobeni—Șarul Dornei.

Prospecțiunea gravimetrică a avut un caracter regional, echidistanța stațiilor variind între 500 m și 1000 m.

Densitatea rețelei gravimetriche a fost de 1 stație/km<sup>2</sup>.

Prelucrarea datelor de măsurare a demonstrat că în regiunile muntoase și accidentate apar surse de erori importante, care pot limita aplicabilitatea prospecțiunii gravimetriche.

Prima sursă de erori este constituită de hărțile topografice, care în majoritatea regiunilor muntoase nu corespund situației reale de teren. Din această cauză, pot fi introduse erori grave în aprecierea influenței maselor din imediata vecinătate a stațiilor. Arbitrarul care intervine din evaluarea incorectă a reducerii cartografice poate fi eliminat prin ridicări noi fotogrametrice, necesitate cu atât mai imperioasă cu cât se pune în prezent problema prospectării gravimetriche a zonelor înalte din Carpați.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 Martie 1957.



A doua sursă de erori este constituită de evaluarea aproximativă a densității stratului intermedian cuprins între suprafața topografică reală și nivelul de referință ales. Dificultatea alegerii densității medii a stratului intermedian este bine cunoscută geofizicienilor și larg dezbatută în literatura de specialitate (8, 17).

Deoarece din analiza hărții Bouguer cu densitatea  $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$  reiese că anomaliiile urmăresc în general formele topografice, maximele amplasându-se pe creste și minimele pe văi, marcând o subcompensare a maselor ce constituie relieful, a fost necesar un studiu atent al densității formațiunilor geologice din regiunea prospectată.

Acest studiu a necesitat un volum impresionant de lucrări de birou<sup>1)</sup>, care a condus în final la construirea unei hărți Bouguer cu densități multiple.

În cele ce urmează se expune o nouă variantă de calcul a reducerilor geofizice pentru regiuni cu morfologie complicată, sugerată de o prospecție gravimetrică similară executată în Italia septentrională de M. CUNIETTI (4).

### **Stabilirea densităților medii și calcularea anomaliei Bouguer**

Regiunea prospectată este muntoasă și accidentată, aparținând Munților Bistriței și Munților Bîrgăului. Cotele stațiilor variază în limite largi de la 500 m la vest de Prundul Bîrgăului la 1750 m în Munții Călimani. În aceste condiții, este dificil de a alege o valoare medie a densității maselor superficiale, cu atât mai mult cu cât în regiunile muntoase nu putem fi siguri că pe verticală până la planul Bouguer vom reîntâlni formațiunile geologice de la suprafață.

Dacă reducerile geofizice ar fi aplicate corect, harta gravimetrică ar rellea excesele și deficietele de masă situate sub planul de referință ales. În mod practic, nu reușim să eliminăm complet influența maselor situate deasupra planului Bouguer, deoarece nu cunoaștem cu suficientă precizie distribuția densității în substrat. Atribuind o valoare medie densității stratului intermedian, facem de fapt o nivelare, harta Bouguer reflectând atât efecte de adâncime, cât și influența maselor superficiale. De altfel, nici nu se urmărește eliminarea surselor anomale superficiale, deoarece tocmai acestea sunt interesante pentru explorare.

Pentru a ilustra cele expuse mai sus, s-au construit trei hărți gravimetrice, care au fost calculate atribuindu-se succesiv densității stratului intermedian valorile medii  $\sigma = 2,2$ ,  $\sigma = 2,4$  și  $\sigma = 2,6 \text{ g/cm}^3$  (pl. I, II, III).

Cercetând hărțile gravimetrice, se constată două categorii de anomalii, corespunzătoare maselor din profunzime sau superficiale care contribuie la producerea lor.

<sup>1)</sup> Executate cu concursul colegului nostru JUSTIN ANDREI.



În prima categorie se integrează anomalia de maxim Mureșenii Bîrgăului—Colibața și anomalia de minim, corespunzătoare sinclinalului Coșna, care își păstrează în general forma și valoarea relativă pe toate hărțile și pe care le considerăm ca efecte ale maselor din profunzime.

În a doua categorie intră anomaliiile al căror aspect și valoare se schimbă substanțial cu modificarea densității stratului intermediar. Astfel, profilele gravimetrice care trec peste culmile de la periferia de nord a Munților Călimani, în apropierea vîrfurilor Piatra Dornei și Sf. Apostoli, marchează slabe anomalii de maxim pe harta cu densitatea  $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ , în timp ce harta cu densitatea  $\sigma = 2,60 \text{ g/cm}^3$  pune în evidență zone anomale de minim bine conturate, ca un efect de supracompensare a maselor ce constituie relieful.

Ca un efect de subcompensare pe harta Bouguer cu densitatea  $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ , se relievează anomaliiile de maxim de pe Munții Oușorul și Dealul Rusului. Aceste anomalii nu se mai regăsesc pe harta cu densitatea  $\sigma = 2,60 \text{ g/cm}^3$ , deoarece masele ce constituie proeminentele morfologice citate sunt alcătuite din roci puternic metamorfozate și cutate aparținând șisturilor cristaline, a căror densitate este apropiată de valoarea admisă pentru calculul corecției Bouguer.

Din cele expuse mai sus, unde au fost menționate numai exemplele cele mai caracteristice, rezultă că în regiuni cu geologie și morfologie complicată, este util să se construiască o hartă gravimetrică cu densități medii pe formațiuni, care să schematizeze realitatea geologică mult mai complicată (17).

Harta geologică de suprafață stabilăște existența a trei mari unități: zona cristalino-mesozoică, Sedimentarul Munților Bîrgăului și placa vulcanică, ce se manifestă diferit pe hărțile gravimetrice, în funcție de constituția lor litologică.

Pentru a stabili valori medii de densitate pe formațiuni, s-au calculat și reprezentat grafic o serie de profile de tip Nettleton (8) pentru valori cuprinse între  $\sigma = 2,1 \text{ g/cm}^3$  și  $\sigma = 2,7 \text{ g/cm}^3$ . S-a considerat că densitatea medie a formațiunii geologice pe profilul considerat este aceea pentru care curba prezintă un minim de corelație cu topografia.

Profilele care traversează Munții Călimani marchează o puternică interdependență între masele ce constituie relieful și valorile gravației. Se constată că variind densitatea stratului intermediar, anomaliiile cîmpului gravitic își schimbă sensul, transformîndu-se din maxime în minime, ca o consecință a subcompensării sau supracompensării efectului masei aglomeratelor vulcanice. În ipoteza inexistenței altor cauze perturbatoare, s-a ales pentru aglomeratele vulcanice densitatea  $\sigma = 2,20 - 2,25 \text{ g/cm}^3$ , care este indicată de profilul gravimetric cel mai independent de topografie (fig. 1).

Procedind în același mod pentru nucleul cristalin puternic metamorfozat s-au obținut densități grupate în intervalul  $2,60 - 2,65 \text{ g/cm}^3$ , care elimină din valoarea măsurată efectul maselor ce constituie relieful.



Sedimentarul Munților Bîrgăului se manifestă diferit în funcție de compoziția litologică a formațiunilor geologice care-l alcătuiesc. În general, se constată o scădere a densității formațiunilor de la est spre vest, valorile obținute pe diverse profile oscilând între 2,4 și 2,55 g/cm<sup>3</sup> (fig. 2 și 3).

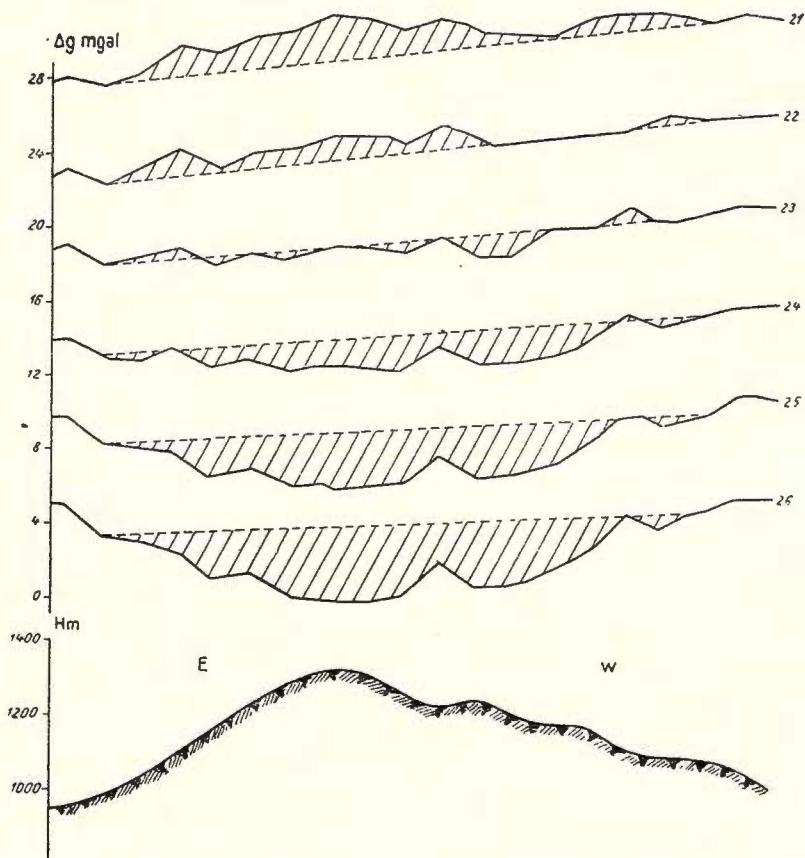


Fig. 1. — Profil de tip Nettleton situat pe complexul eruptiv ( $\sigma_0 = 2,25 \text{ g/cm}^3$ ).

Sintetizînd, densitatea maselor geologice ce formează Munții Bîrgăului, variază după cum urmează:

Cretacic superior . . . . .	2,55 g/cm <sup>3</sup>
Eocen . . . . .	2,50—2,55 „
Oligocen mediu . . . . .	2,50—2,55 „
Oligocen superior-Acvitanian . . . . .	2,40—2,50 „
Miocen inferior . . . . .	2,35—2,40 „

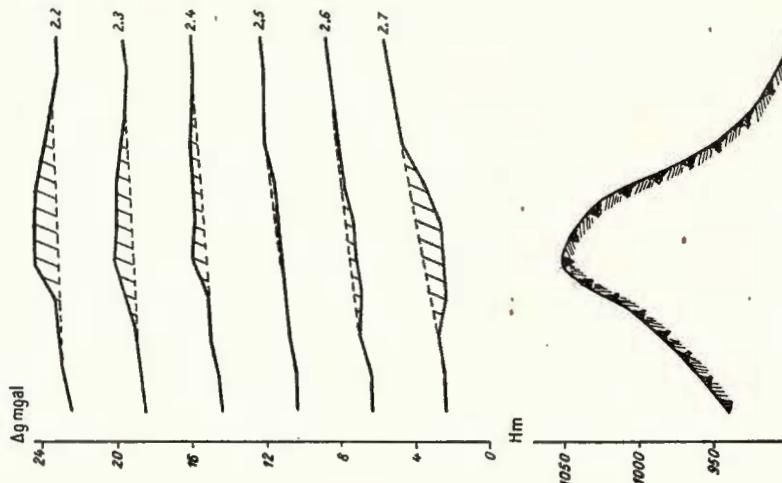


Fig. 2. — Profil de tip Nettleton la Dealul Lat,  
peste gresia de Borsă ( $\sigma_0 = 2,45$  g/cm $^3$ ).

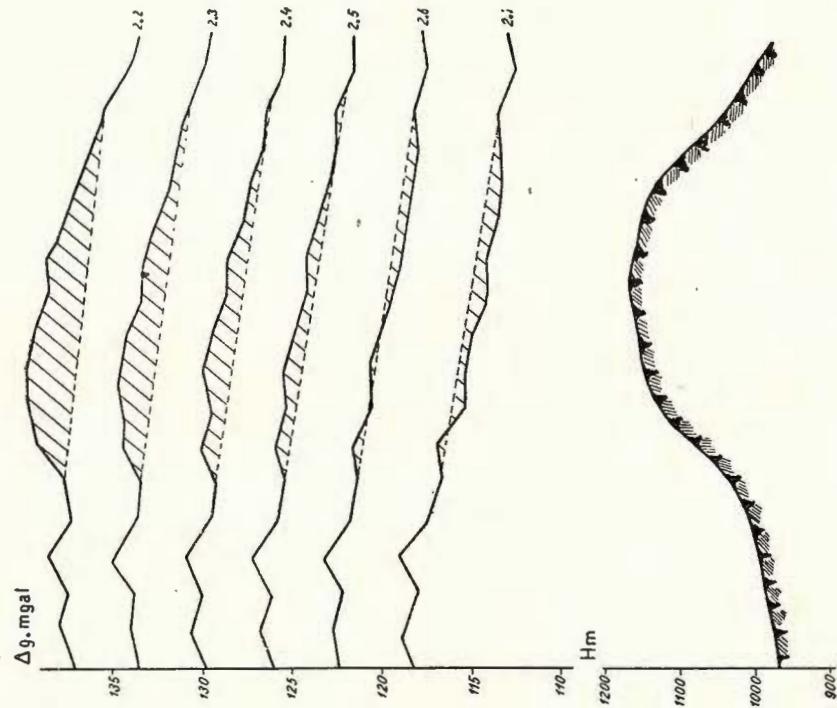


Fig. 3. — Profil de tip Nettleton la Poiana lui Toader ( $\sigma_0 = 2,55$  g/cm $^3$ ).

În general, majoritatea profilelor de tip Nettleton executate au condus la valori grupate în jurul cifrelor menționate. Au existat și unele valori aparent aberante, cum ar fi de exemplu unele profile amplasate pe Oligocen superior-Acvitanian, care au dat valori în jurul a 2,55 g/cm<sup>3</sup>, probabil în legătură cu apropierea de suprafață a maselor eruptive de tip subvulcanic. Aceste valori nu au fost luate în considerare, deoarece metoda de lucru pe care am urmărit-o a fost de a executa pe fiecare formațiune geologică un număr suficient de mare de profile de tip Nettleton din care să rezulte valoarea medie a densității.

Valorile care prezentau abateri au fost eliminate, deoarece ele constituiau surse de anomalii gravimetrice pe care urmăream tocmai să le punem în evidență.

Pe baza valorilor de densitate astfel calculate, s-a construit o hartă cu zone de egală densitate, trăgîndu-se echidistanță izolinii la 0,02 g/cm<sup>3</sup>. Evident, harta comportă o ipoteză geologică de bază, deoarece în trasarea izoliniielor s-a ținut seama de înclinarea generală spre SW a formațiunilor geologice. Aglomeratele vulcanice au fost assimilate cu o placă orizontală, contururile izoliniielor de densitate urmărind în acest caz curbele de nivel.

Harta de densități astfel construită a trebuit să suferă o serie de modificări care se impuneau în zona aglomeratelor vulcanice. Într-adevăr, cota minimă la care apar aglomeratele vulcanice oscilează în jurul a 1200 m. Între planele 1200 m și 1700 m suntem siguri că densitatea aleasă pentru aglomeratele vulcanice este aproape de realitate. Între planul de referință (H = 500 m) și planul 1200 m rămîne un strat suficient de gros, despre a cărui densitate nu putem afirma nimic cu precizie, deoarece nu cunoaștem formațiunile geologice mascate de placa vulcanică parazită. De aceea, pentru stabilirea densității medii a acestui sector, am emis ipoteza că formațiunile geologice ale Sedimentarului Munților Bîrgăului se continuă spre sud pe sub placa vulcanică parazită. În acest mod, densitatea medie a stratului intermediar a fost calculată ca o medie ponderată conform formulei:

$$\sigma = \frac{\sigma_1 z_1 + \sigma_2 z_2}{z_1 + z_2}$$

în care  $\sigma_1$  este densitatea rocelor sedimentare mascate de placa andezitică,  $\sigma_2$  densitatea aglomeratelor vulcanice,  $z_1$  diferența de altitudine dintre planul de referință ales (H = 500 m) și cota minimă de apariție a aglomeratelor și  $z_2$  grosimea plăcii în stația respectivă.

Cu aceste precauții, a fost refăcută harta densităților medii, care considerăm că satisfac necesitățile impuse de aplicarea cât mai corectă a reducerii influenței stratului intermediar (pl. IV).

Deoarece, după cum reiese din cele relatate, pentru calculul corecției Bouguer s-au luat densități multiple, a fost necesar ca planul de referință să



fie ales la nivelul topografic cel mai scăzut din regiune,  $H = 500$  m, evitînd astfel introducerea unor erori apreciabile (17).

Pentru a ilustra cele expuse, în figura 4 s-a întocmit un grafic din care reiese eroarea pe care o comitem în reducerea Bouguer din necunoașterea precisă a densității, în funcție de elevația pînă la nivelul de referință.

Deoarece am încercat să epuizăm toate posibilitățile oferite de literatura de specialitate în problema densităților și am folosit chiar introducerea unor variante noi de calcul în funcție de parametrii geologici din regiune, a fost necesară și revizuirea corecțiilor cartografice.

Pentru recalcularea corecțiilor cartografice, am utilizat harta densităților de suprafață, care coincide pentru zona cristalino-mesozoică și Sedimentarul Munților Bîrgăului cu harta de densități folosită în reducerea Bouguer. Deoarece corecția cartografică urmărește să eliminate din măsurările gravimétrice influența maselor din imediata vecinătate a stației, pentru zona aglomeratelor vulcanice s-a adoptat densitatea de suprafață  $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ . Pe această hartă au fost citite densitățile medii pe sectoare pentru un grup de 77 stații astfel amplasate încît să acopere cât mai bine suprafața prospectată. S-a luat o densitate mai mare de stații în zonele de contact ale formațiunilor geologice, deoarece tocmai aceste zone erau de suspectat din punct de vedere al preciziei urmărite. Din calculele efectuate a rezultat densitatea pentru fiecare stație ca o medie ponderată în funcție de suprafața sectorului, distanța lui pînă la punctul de stație și cota medie relativă. Ponderile au fost stabilite făcînd raportul între valorile corecției fiecarui sector și corecția totală, conform formulei:

$$\frac{\Delta g_i}{\Delta g_T} = K_i \quad (i = 1 - 64).$$

Evident, suma coeficientilor  $K_i$  este egală cu unitatea:

$$\frac{\Delta g_1}{\Delta g_T} + \frac{\Delta g_2}{\Delta g_T} + \dots + \frac{\Delta g_{64}}{\Delta g_T} = \frac{\sum_{i=1}^{64} \Delta g_i}{\Delta g_T} = 1.$$

Coeficienții de pondere obținuți au fost multiplicați cu densitatea fiecărui sector, evaluându-se astfel densitatea medie a maselor superficiale din vecinătatea stației pînă la o distanță de 20 km.

$$\sigma_m = \sigma_1 K_1 + \sigma_2 K_2 + \cdots + \sigma_{64} K_{64} = \sum_{i=1}^{i=64} \sigma_i K_i.$$

Pe baza valorilor medii obținute, s-a construit o hartă a densităților de suprafață, trasindu-se echidistanță izoliniilor la  $0,05 \text{ g/cm}^3$  (pl. V).

Fără a avea pretenția de a fi rezolvat problema alegerii corecte a densității în zonele muntoase, am încercat totuși să ne apropiem de realitate prin adoptarea unei cît mai juste ipoteze geologice de bază pentru regiunea prospectată. Totodată s-a propus și o nouă metodă de calcul a corecțiilor cartografice pentru regiunile accidentate și muntoase.

Pa baza măsurătorilor executate, cărora li s-au aplicat corecțiile geofizice specificate, s-a întocmit harta Bouguer cu densități multiple a regiunii Vatra Dornei—Prundul Bîrgăului (pl. VI).

Reprezentarea cartografică a rezultatelor se prezintă la scările 1:100.000 și 1:300.000.

Fondul geologic al hărții Bouguer cu densități multiple a fost extras din lucrările publicate de L. ATANASIU (2, 3), M. SAVUL (11) și A. SEMAKA (13, 14).

### **Considerente geologice asupra rezultatelor geofizice**

Deoarece o parte din hărțile prezentate au fost calculate numai pentru a putea face un studiu comparativ al densității maselor geologice din regiune, interpretarea geologică a rezultatelor geofizice se va face numai pe harta Bouguer cu densități multiple și harta Bouguer cu densitatea  $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$ .

Harta Bouguer pune în evidență o creștere regională a valorilor gravitației de la est spre vest cu un gradient orizontal mediu de  $2,5 \text{ mgal/km}$ , pînă la o linie de maxim-maximorum situată pe meridianul ce trece prin Mureșenii Bîrgăului—Colibița, de la care valorile scad rapid spre Bazinul Transilvaniei.

Din punct de vedere geologic regiunea se caracterizează prin prezența a trei mari unități: zona cristalino-mesozoică, Sedimentarul Munților Bîrgăului și complexul vulcanic.

Zona cristalino-mesozoică se dezvoltă la periferia de est a hărții gravimetrice și este reprezentată prin șisturi cristaline epizonale, constituite din mase metamorfozate cu densitate crescută, astfel că pe harta Bouguer cu densitatea  $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$  creștele morfologice se vor manifesta prin anomalii de maxim, iar văile prin anomalii de minim.

La vest de Dorna Cîndreni șisturile cristaline dispar sub pătura sedimentară a Munților Bîrgăului.



L. ATANASIU și A. SEMAKA (2, 14) arată că Sedimentarul Munților Bîrgăului, considerat pînă de curînd ca un mare monoclin, formează de fapt două mari sinclinale separate prin falja Grădinița.

Din aceste mari sinclinale, bazinele interne — cum este denumit de autor (13) — sau sinclinalul Coșnei apare bine conturat pe harta gravimetrică. Într-adevăr, pe direcția Dorna Cîndreni—P. Coșna (NNW—SSE) se conturează o anomalie de minim, care urmărește aria de dezvoltare a formațiunilor eocen-oligocene.

Eocen-Oligocenul prezintă un deficit de masă față de flancurile mai dense ale sinclinalului, constituite din șisturi cristaline și Cretacic superior. Zona de maximă scufundare apare la vest de Dorna Cîndrenilor.

Spre sud, anomalia de minim se închide, probabil în legătură cu efilarea Eocenului și apropierea șisturilor cristaline de suprafață. Gradientul orizontal pregnant care se observă în această zonă sugerează prezența unui contact anormal între două mase cu densități diferite, materializat probabil printr-o linie de fractură, de-a lungul căreia Cristalinul se apropie de suprafață. Aflorimentele de calcar cristaline, marcate pe harta geologică (11) în apropierea pîrîului Sărișorul Mic, aduc un argument în favoarea ipotezei emise, deoarece indică grosimea mică a cuverturii eocene.

Sinclinalul Coșna prezintă o asimetrie accentuată, flancul vestic fiind mai cobezit.

Linia de maxim care se insinuează pe direcția Neagra—Sărișorul Mic coincide cu ridicarea Cristalinului pe flancul vestic al sinclinalului, probabil prin intermediul unei linii de falii. Nu este exclusă nici o a doua ipoteză și anume ca trasgresiunea eocenă să fi invadat un relief preexistent al fundamentului cristalin.

Falia Grădinița nu se observă pe harta gravimetrică și acest fapt conduce la ideea că este vorba numai de un accident tectonic în cuvertura sedimentară, care pune în prezență formațiuni cu densități de același ordin de mărime.

Harta geologică (14) indică pe această direcție prezența în contact anormal a Eocenului cu Oligocenul mediu, formațiuni care au fost înglobate în aceeași categorie în tabloul de densități redat anterior.

Între falia Grădinița și ridicarea axială Sîngiorz—Mureșenii Bîrgăului, autorii menționați (3, 14) au separat o a doua mare cuvetă sinclinală, pe care au denumit-o «bazinele intermedie».

Pe harta Bouguer, bazinele intermedie nu apar probabil în legătură cu ridicarea regională Mureșenii Bîrgăului—Colibița, care estompează efectul produs de deficitul de masă creat. De fapt, situația este mai complicată, deoarece pe direcția Tiha Bîrgăului—Măgura Calului se observă o tendință de maxim, orientată NNE—SSW. Dacă ținem seama de stilul tectonic general al regiunii, care urmărește rama Cristalinului, linia de maxim apare



ca un accident ce nu poate fi pus în legătură cu Sedimentarul Munților Bîrgăului. Este posibil să fim în prezență unor mase intrusive de tip Miroslava, care să aibă o dezvoltare mai mare sub cuvertura acvitanian-oligocenă. Masele intrusive sunt un produs al activității subvulcanice și este posibil ca anomalia de maxim să reprezinte efectul rezervorului care a alimentat dyke-urile, filoanele și filoanele-strat care abundă în acest sector la suprafață.

Profilele Nettleton executate au marcat densități ceva mai ridicate în zonele unde aflorează masele eruptive decât în zonele sedimentare adiacente, fapt care ne-a condus la ideea existenței unui contrast de densitate între aceste formațiuni.

Prospecțiuni magnetice în această zonă ar putea clarifica în detaliu această problemă, prin cartarea maselor eruptive de tip andezitic, care în orice caz vor prezenta o susceptibilitate mai mare decât a rocelor sedimentare.

Pe direcția Colibița—Mureșenii Bîrgăului a fost cartată linia de maxim a Carpaților orientali.

Anomalia majoră de la Colibița nu poate fi pusă în legătură cu formațiunile geologice de suprafață, care indică în această zonă roce sedimentare de vîrstă oligocen-sup. - acvitanian - burdigaliană cu o densitate relativ diminuată  $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$ . Pentru a putea încerca stabilirea cauzelor perturbante care concură la producerea anomaliei majore de la Colibița, va trebui să privim în ansamblu o regiune mai întinsă și să studiem particularitățile ei geologice de prezentare.

O primă constatare este că anomalia de maxim de la Colibița apare la circa 30—40 km vest de aria de dezvoltare a zonei cristalino-mesozoice. Dacă ținem seama că nucleul cristalin al Carpaților este alcătuit din mase de roce puternic metamorfozate și cutate, cu densitatea  $\sigma = 2,60 - 2,70 \text{ g/cm}^3$ , extinse pe o mare suprafață, ar fi normal într-o primă aproximatie că linia de maxim a Carpaților orientali să se amplaseze pe această zonă și să se dirijeze pe axul geometric de simetrie.

În ipoteza că zona cristalino-mesozoică ar prinde sub ea sedimente mai noi aparținând Flișului, maximul gravimetric ar apărea decalat spre vest, dar nu se poate vorbi de o structură în pînză care să se înrădăcineze în zona Colibița și care să decaleze linia de maxim cu 35 km de la bordura de vest a Cristalinului.

Amplasamentul liniei de minim a Carpaților orientali, care în acest sector urmărește rama de est a zonei cristalino-mesozoice, conduce la ideea că în apropierea Cristalinului fosa geosinclinală a Flișului cretacic a atins adîncimea maximă. Este probabil că zona cristalino-mesozoică să fi prins sub ea formațiuni aparținând Flișului cretacic, totuși din datele cunoscute la suprafață acest fenomen nu este de mare anvergură.

Dacă urmărim comportarea gravimetrică a Hercinidelor spre nord (15), se constată că structurile paleozoice cutate ale Munților Sventosijak sunt marcate



prin anomalii de maxim de circa 40 mgal, provocate de apropierea de suprafață a unor mase de roce puternic metamorfozate și consolidate.

Din cele expuse rezultă că în Carpații orientali trebuie admisă o distribuție de masă diferită în substrat, care decalează axele gravimetrice de simetrie.

Din măsurările gravimetrice executate pînă în prezent, rezultă că anomaliale de maxim se esalonează pe o linie care ar trece prin Voșlăbeni—Ditrău—Jolotca—

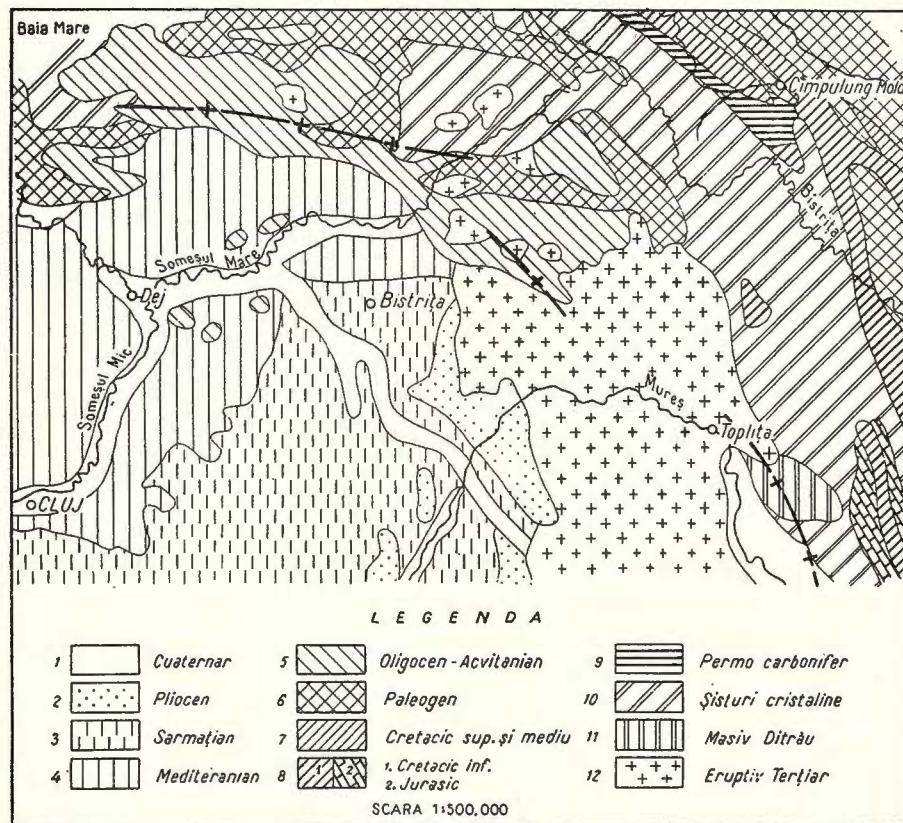


Fig. 5. — Linia gravimetrică anomală de maxim din sectorul nordic al Carpaților orientali.

Toplița-Colibița și s-ar dirija spre Munții Lăpușului. În stadiul actual al cercetărilor este dificil de a fixa cu precizie amplasamentul liniei de maxim, deoarece pe hartă apar multe suprafețe albe care vor trebui prospectate în viitor.

Linia de maxim Voșlăbeni—Colibița traversează formațiuni geologice diferite (fig. 5).

Astfel, în zona Voșlăbeni linia de maxim coincide cu limita de vest a Sistemelor cristaline. În regiunea Ditrău anomalia cîmpului gravific urmărește dezvoltarea

în suprafață a Masivului Ditrău, observându-se însă un decajaj spre vest al axei gravimetrice de simetrie.

La vest de Toplița, în măsurările executate de autor în anul 1954 apărea o zonă de maxim care nu a putut fi conturată definitiv spre NW (18).

Peste Munții Călimani nu știm cum se comportă linia gravimetrică, deoarece în această zonă observațiile lipsesc cu desăvârsire. Ea reapare însă în cercetările noastre din anul 1956 pe direcția Mureșenii Bîrgăului-Colibița (NW—SE) pe aria de dezvoltare a Sedimentarului Munților Bîrgăului, la vest de Munții Călimanii Mici.

De la nord de Mureșenii Bîrgăului și pînă în regiunea Parva nu s-au executat pînă în prezent măsurători gravimetrice. În Munții Lăpușului anomalia gravifică de maxim se regăsește într-o prospecțiune mai veche executată de o societate italo-ungară și corespunde aparent cu șisturile cristaline care aflorează în acest sector. Dacă ținem seama că Munții Rodnei apar ca o zonă în care valorile cresc monoton spre vest, este limpede că petecul de Cristalin al Munților Lăpuș nu poate comanda anomalia gravimetrică.

Din cele expuse, rezultă caracterul complex al anomaliei gravifice de maxim din Carpații orientali. În stadiul actual al cercetărilor considerăm calitativ că anomalia de maxim reprezintă efectul cumulat a trei categorii de cauze perturbatoare.

O primă categorie înglobează efectul maselor superficiale, care totuși nu poate explica anomalia conjugată de maxim și minim a Carpaților orientali. După R. SCHWINNER (12) și M. KSIAZKIEWICZ (7), aceste mase contribuie la explicarea anomaliei gravifice cel mult în proporție de 1/3. M. KSIAZKIEWICZ (7) citează un calcul pentru Carpații nordici, în care, admitînd o grosime a Flișului de 5000—6000 m și un contrast de densitate între fundament și Flis de  $0,1 \text{ g/cm}^3$ , obține un deficit de gravitate de 20 mgal. Chiar dacă am admite un contrast de densitate mai mare, totuși nu am putea atinge valoarea de —100 mgal cartată în Carpații nordici. Ajungem astfel la concluzia că anomalia cîmpului gravific din Carpații orientali nu se datorește numai maselor superficiale, ci și unor cauze mai profunde, materializate de relieful contactului Sial/Sima, care ar constitui a doua categorie de cauze perturbatoare. În sprijinul acestei ipoteze vin cercetările mai vechi întreprinse de R. SCHWINNER (12) în Carpații vestici, care consideră că acumularea pînzelor și cutelor a produs o depresionare a crustei sub munți.

Cercetările recente, întreprinse de un colectiv format din M. SOCOLESCU, D. BIŞIR, D. POPOVICI și M. VISARION (16), au condus la publicarea unei hărți a anomaliei izostatice regionale Airy pentru o grosime a scoarței terestre de 30 km, care a indicat la vest de Carpații orientali o subțiere a Sialului și ridicarea maselor bazice subsialice, marcată prin anomalii izostatice pozitive.



Cele două cauze perturbatoare menționate nu sunt în măsură să satisfacă totuși ordinul de mărime al anomaliei cîmpului gravific, deoarece în acest caz ar trebui să admitem o denivelare mare a maselor subsialice, fapt care, în general, nu se confirmă prin cercetările seismice.

Pentru a putea explica calitativ în întregime anomalia de maxim din Carpații orientali, cel puțin la optica actuală, suntem înclinați să admitem prezența în substrat a unui corp magmatic de dimensiuni considerabile, la o adâncime nu prea mare, care ar putea reprezenta rezervorul ce a alimentat erupțiile terțiare, insinuat spre suprafață de-a lungul unei mari linii de dislocații a scoarței, situată în Hinterlandul Carpaților orientali. Ca un ecou de suprafață al maselor dense din adâncime poate fi considerată culminația axială Miroslava—Colibița, care coincide în acest sector cu linia gravimetrică de maxim. La Miroslava apar la suprafață produse ale activității subvulcanice puse în loc probabil în Neogen, constituie din roce de tip dioritic cu aspect hipoabisal.

În cele expuse mai sus, s-a încercat să se dea o explicație calitativă, în stadiul actual al cercetărilor, anomaliei de maxim a cîmpului gravific amplasată pe linia Voșlăbeni—Ditrău—Toplița—Colibița.

Ne propunem pentru viitor o reluare a problemei în măsura în care datele se vor amplifica, pe baza unui studiu izostatic bine condus, care va aduce probabil o lumină nouă în interpretarea structurii de adâncime a Carpaților orientali.

### Concluzii

Prospecțiunea gravimetrică regională executată în anul 1956 între Prundul Bîrgăului și Vatra Dornei a individualizat o anomalie de maxim majoră pe direcția Colibița—Mureșenii Bîrgăului, care, în corelație cu anomaliale de maxim de la Voșlăbeni—Ditrău—Jolotca—Toplița, ne-a condus la trasarea axului de maxim al Carpaților orientali, la vest de aria de dezvoltare a zonei cristalino-mesozoice.

Intensitatea și amplasamentul liniei de maxim a demonstrat caracterul complex al anomaliei cîmpului gravific ca fiind produsul a trei categorii de cauze perturbatoare: o cauză de mare adâncime ca produs al deformării crustei sialice, o cauză geologică de adâncime datorită prezenței unui corp magmatic-rezervor al erupțiilor terțiare și o serie de cauze superficiale corelabile cu datele geologice de suprafață.

Harta Bouguer a separat și conturat printr-o anomalie de minim sinclinalul Coșna, reliefind tot odată și asimetria flancurilor lui.

Anomalia de maxim dirijată pe direcția Tiha Bîrgăului—Măgura Calului, în contradicție cu stilul tectonic general al regiunii, a fost interpretată în legătură cu prezența în substrat a unei mase intrusive de tip Miroslava.

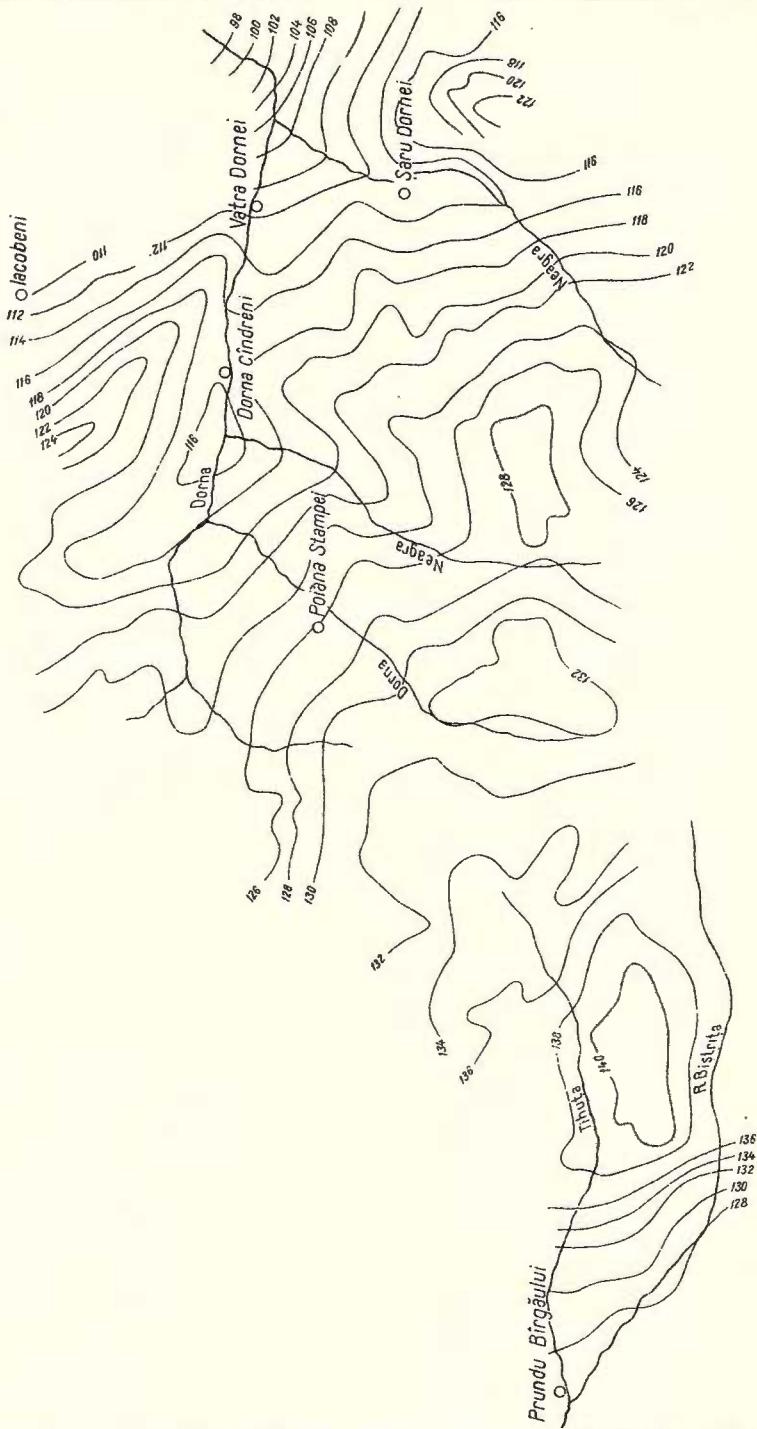
S-a propus și experimentat o variantă nouă de calcul al reducerilor geofizice pentru regiuni muntoase și accidentate.



## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Orogeniza și sedimentarea în Carpații orientali din R.P.R., *An. Comit. Geol.*, XXIV, București, 1952.
2. ATANASIU L. Geologia regiunii Șarul Dornei—Măgura Calului. *D. S. Comit. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București, 1954.
3. — Geologia regiunii Fântânele—Mureșenii Bîrgăului (Năsăud), *D. S. Comit. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București, 1955.
4. CUNIETTI M. 51 mesure di gravita relativă eseguite în Italia settentrionale sul 1949. *Rivista Geomineralia*, anno X, n. 2, 1949.
5. ILIE M. Alcătuirea geologică a pământului românesc. *Ed. Tehnică*, 1956.
6. KRÄUTNER TH. Observațiuni geologice în M. Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Comit. Geol.*, XIV (1925—1926). București, 1930.
7. KSIAZKIEWICZ M. Geology of the Northern Carpathians. *Geologische Rundschau*, 45, n. 2, 1956.
8. NETTLETON L. L. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, v. 4, 1949.
9. NICHITA O. Cercetări geologice în vestul M. Călimani. *D. S. Comit. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București, 1954.
10. — Geologia regiunii Colibața. *D. S. Comit. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București, 1954.
11. SAVUL M. La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. București 1938.
12. SCHWINNER R. Die schwere in den westlichen Karpaten. *Gerlands Beitr. zur Geophys.*, Band 49, Heft 3.
13. SEMAKA AL. Geologia regiunii Dorna Cîndreni. *D. S. Comit. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București, 1955.
14. — Geologia regiunii Grădinița—Lunca Ilvei (Sedimentarul M. Bîrgău), *D. S. Comit. Geol.*, XL (1952—1953). București, 1956.
15. SERESEVSCHI I., BOGDANOV A. și GUREVICI L. Anomaliiile gravitației și legătura lor cu elementele tectonice mai importante ale regiunii vestice din R. S. Ucraina. *Iz. Ak. Nauk*, XIV, 3, 1950.
16. SOCOLESCU M., BIŞIR D., POPOVICI D. și VISARION M. Cercetări izostatice în R.P.R. *Studii și Cercetări de Fizică*, 1—2, 1954.
17. VAJK R. Bouguer corrections with varying surface density. *Geophysics*, XXI, 1956.
18. VOITEȘTI P. I. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj.*, III, 1. Cluj, 1929.

ANOMALIA MAJORĂ A CÎMPULUI GRAVIFIC DE LA COLIBITA ÎN REDUCEREA BOUGUER  
( $\delta = 2.20 \text{ g/cm}^3$ ;  $H = 0 \text{ m}$ )

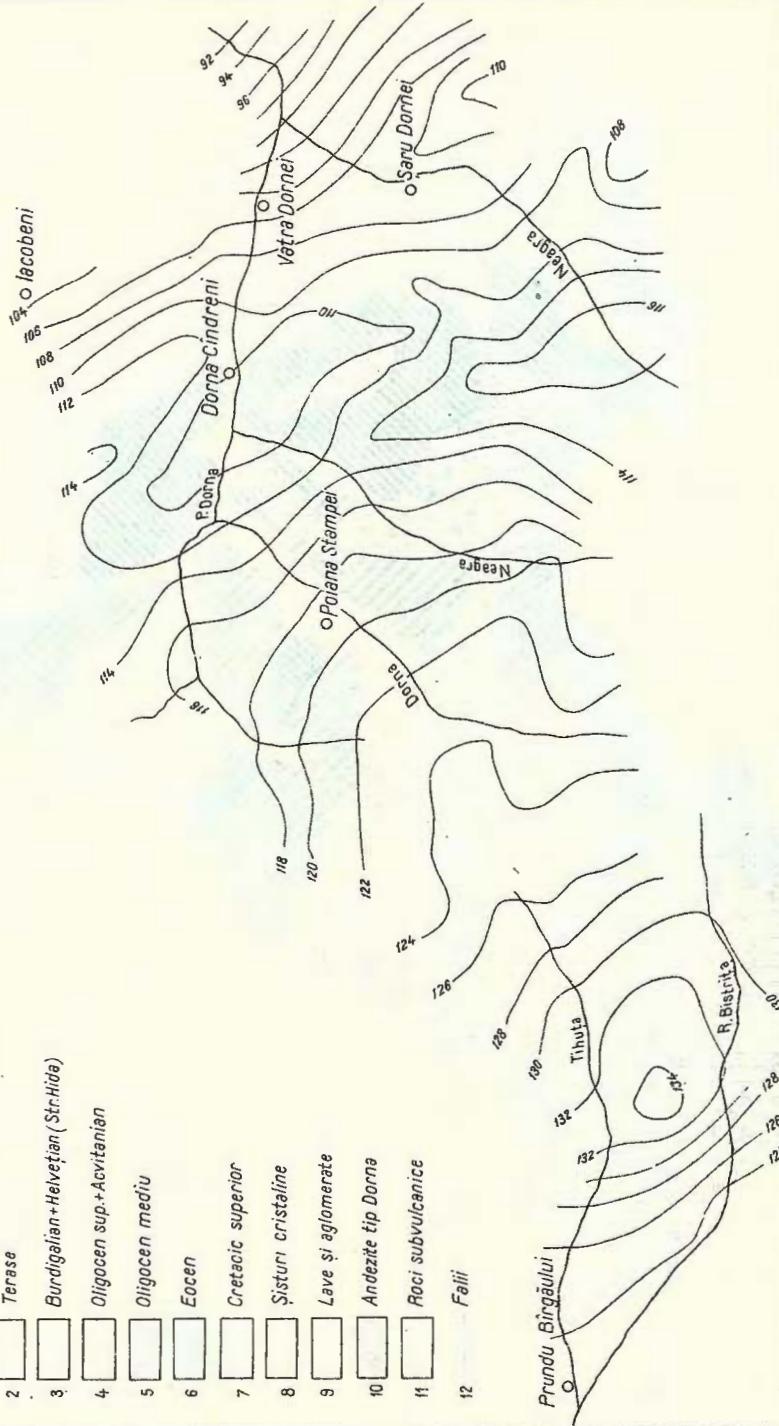


### LEGENDĂ

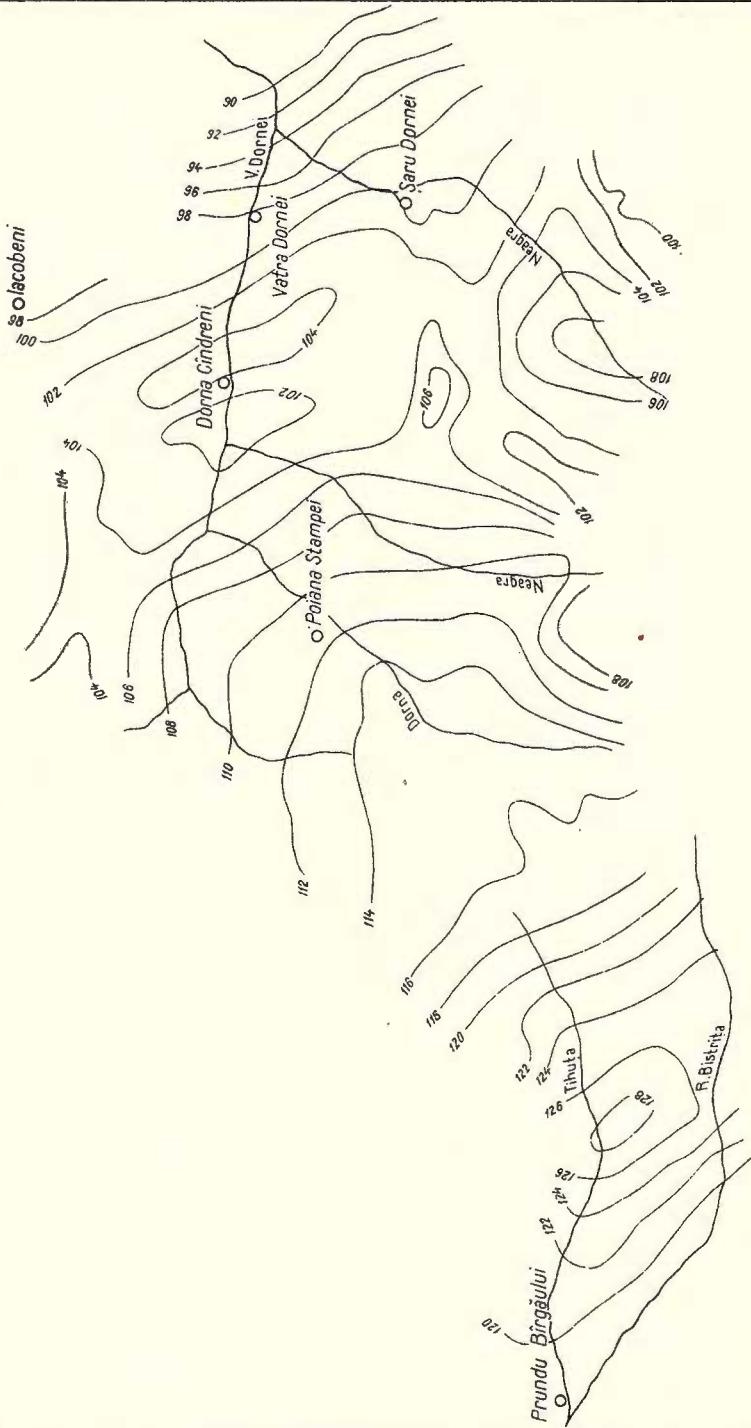
- 1 Aluviani
- 2 Terase
- 3 Burdigalian-Helvetian (Str.Hida)
- 4 Oligocen sup.+ Acvitanian
- 5 Oligocen mediu
- 6 Eocen
- 7 Cretacic superior
- 8 Sisturi cristaline
- 9 Lave și aglomerate
- 10 Andezite tip Dorna
- 11 Rocă subvolcanice
- 12 Falii

### ANOMALIA MAJORĂ A CÎMPULUI GRAVIFIC DE LA COLIBIȚA IN REDUCEREA BOUGUER

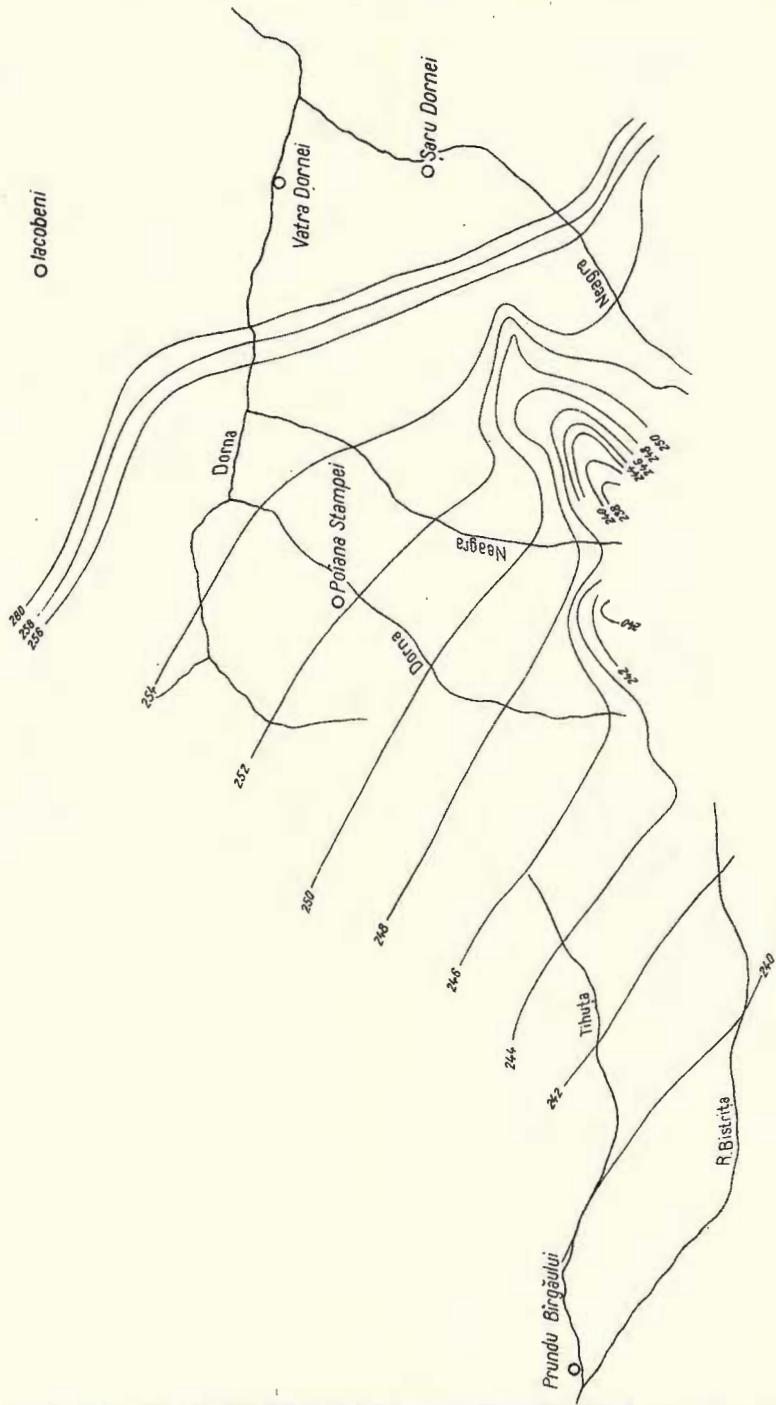
( $\delta = 2,40 \text{ g/cm}^3$ ;  $H = 0 \text{ m.}$ )



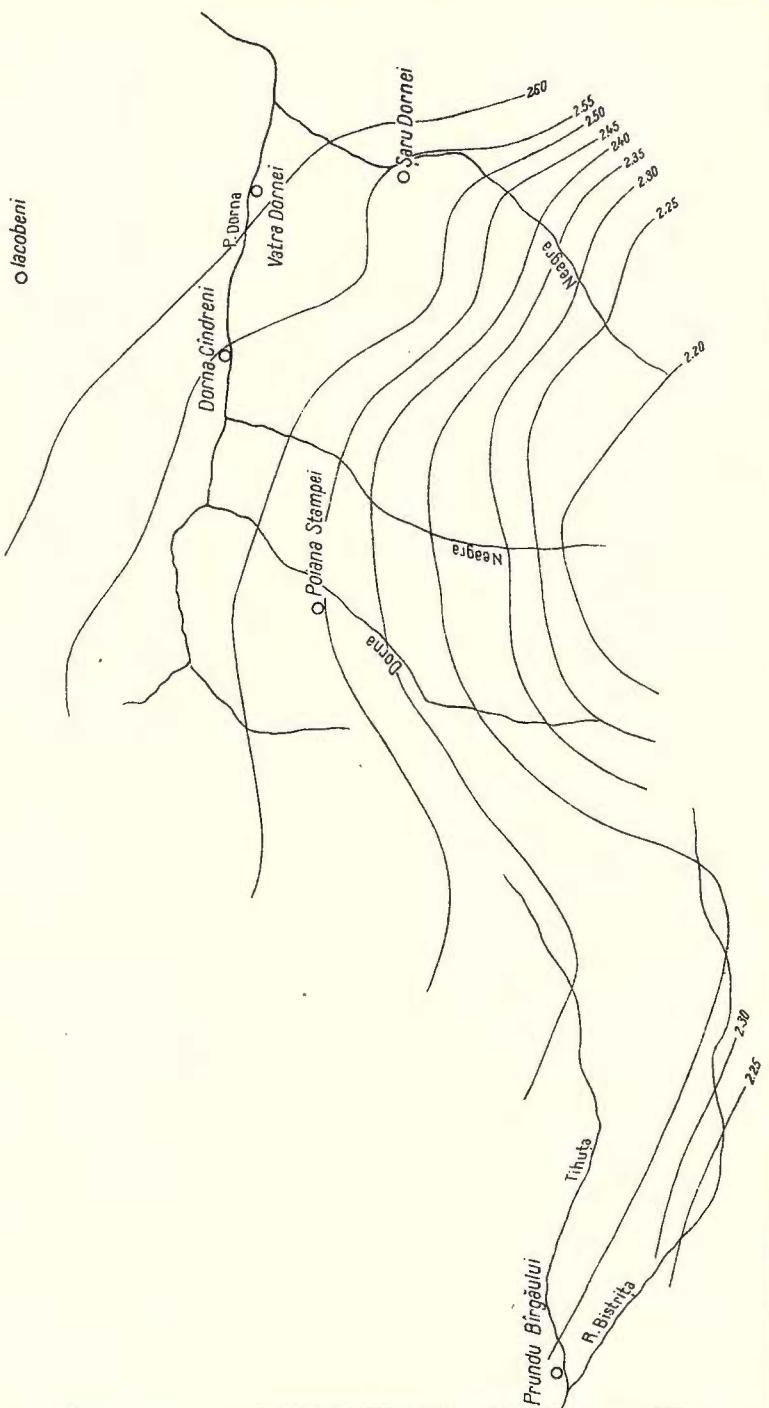
ANOMALIA MAJORĂ A CÎMPULUI GRAVIFIC DE LA COLIBITA IN REDUCEREA BOUGUER  
 $(\delta = 2.60 \text{ g/cm}^3; H=0 \text{ m})$



HARTA DENSITATILOR MEDII REALE UTILIZATE PENTRU REDUCEREA BOUGUER  
DIN REGIUNEA VATRA DORNEI-PRUNDU BÎRGĂULUI



HARTA DENSITĂȚILOR MEDII REALE, UTILIZATE PENTRU REDUCEREA DE RELIEF  
DIN REGIUNEA VATRA DORNEI-PRUNDU BÎRGĂULUI

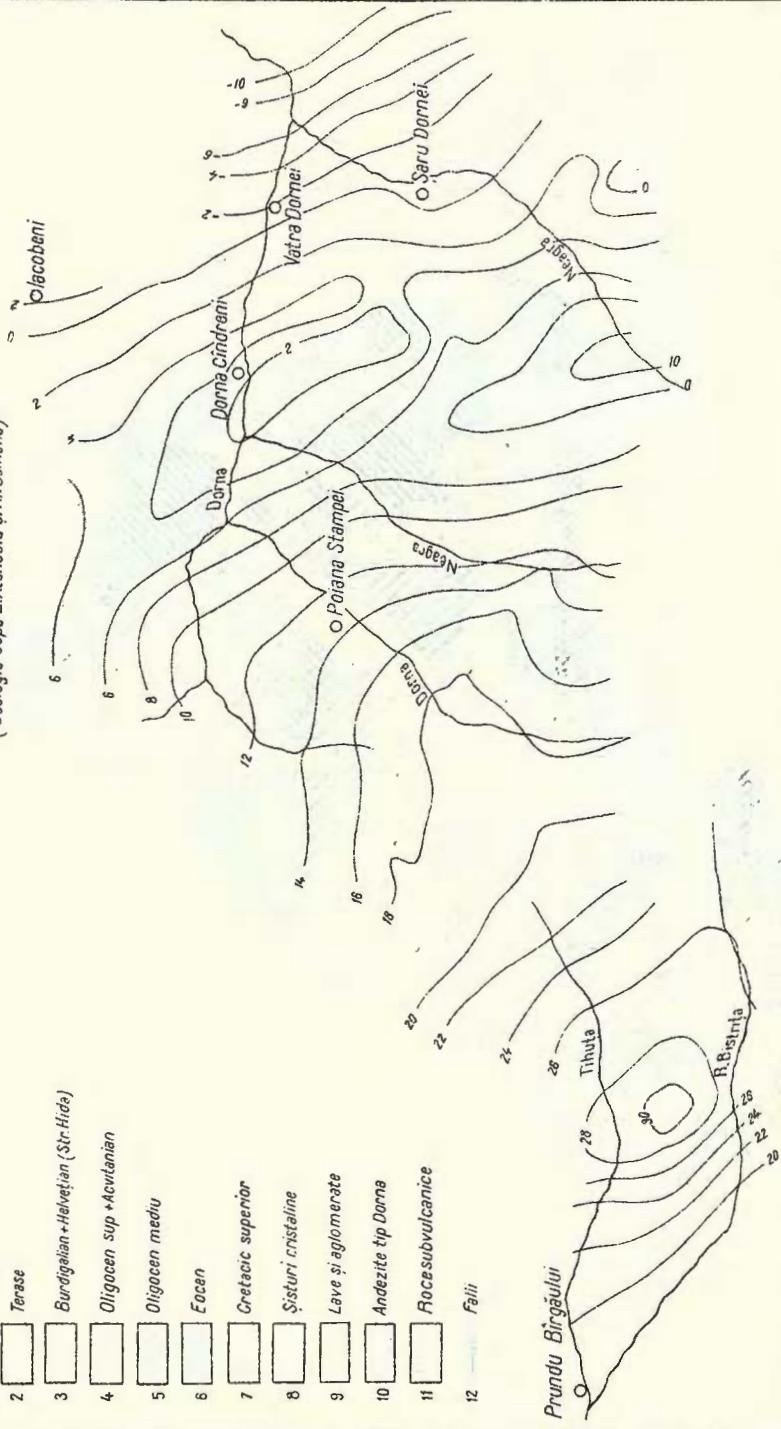


### LEGENDĂ

- 1 Aluvium
- 2 Terasă
- 3 Burdigalian+Helvetian (Str. Hida)
- 4 Oligocene sup + Acvitaniän
- 5 Oligocene mediu
- 6 Eocene
- 7 Cretacic superior
- 8 Sisturi cristoaline
- 9 Lava și aglomerat
- 10 Andezite tip Dorna
- 11 Roace sub vulcanice
- 12 Fazili

### HARTA BOUGUER CU DENSITĂȚI MULTIPLE DIN REGIUNEAE VATRA DORNEI - PRUNDU BIRGĂULUI

(Geologia după L. Atanasiu și Al. Semaka)  
 $H = 500 \text{ m.}$



## КРУПНАЯ АНОМАЛИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В УЧАСТКЕ КОЛИБИЦА

МАРИУС ВИСАРИОН

(Краткое содержание)

Автор излагает результаты гравиметрических исследований произведенных в 1958 г; между г. Ватра Дорней и Прундул Быргэулуй с целью уточнения расположения крупной линии максимума в пределах Восточных Карпат.

Сложная морфология участка не позволила установить аномалию гравиметрического поля при помощи стандартных методов и поэтому для вычисления геофизических поправок, было необходимо применить новый вариант, подсказанный подобными гравиметрическими исследованиями, проведенными в северной Италии — М. Куниетти.

Автор считает что в районах с большой разницей уровней и со сложной морфологией, выбор средней величины плотности поверхностных масс затруднен частыми изменениями могущими произойти как по вертикали так и по горизонтали, что доказано рядом примеров имеющихся в первой части работы.

Вкратце излагается способ построения карты Буге с многократными плотностями. Отсутствие отчетливой связи между массами составляющих рельеф и аномалией гравиметрического поля, как и возможность правильной геологической интерпретации, подтверждают принятые рабочие гипотезы.

Интерпретация гравиметрических данных привела к следующим выводам:

Крупная аномалия максимума в участке Колибица-Мурешений Быртэулуй в увязке с аномалиями максимума, расположенными по направлению Вошлэбень-Дитрэу-Жолотка-Топлица, ранее выявленными автором, привела к проведению в первом приближении, линии максимума в Восточных Карпатах.

Аномалия гравиметрического максимума в Восточных Карпатах отражает по-видимому кумулятивный эффект трех категорий причин нарушений (пертурбаций): причину связанную с очень большой глубиной, вызванную рельефом контакта сиаль-сима; глубинную геологическую причину в связи с наличием в субстрате магматического тела — возможного резервуара третичных извержений и



ряда поверхностных причин увязываемых с поверхностными геологическими данными.

Гравиметрический минимум, оконтуривающийся к западу от обрамления кристаллических сланцев — отделяет погруженный участок фундамента, вмещающего эоценово-олигоценовые осадки синклинали Кошна.

В контрасте с общим тектоническим стилем участка, аномалия максимума ориентированная по направлению Тиха Быргэулуй-Мэгуря Калулуй указывает на наличие в субстрате гипабиссальной массы микрославского типа.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖЕЙ

### РИСУНКИ

Рис. 1. — Разрез типа Неттлетон, расположенного на изверженном комплексе.

Рис. 2. — Разрез типа Неттлетон над песчаником Борша.

Рис. 3. — Разрез типа Неттлетон в Пояна Тоадера.

Рис. 4. — График, изображающий погрешность, допущенную при применении метода Буге неточного определения плотности, в зависимости от съемки до опорного уровня.

Рис. 5. — Гравиметрическая линия максимальной аномалии северного участка Восточных Карпат.

### ЧЕРТЕЖИ

#### Чертеж I

Крупная аномалия гравитационного поля в Колибите, высчитанная по методу Буге ( $\sigma = 2,20 \text{ г}/\text{см}^3$ ;  $H = 0 \text{ м}$ ).

#### Чертеж II

Крупная аномалия гравитационного поля в Кобилите, высчитанная по методу Буге ( $\sigma = 2,40 \text{ г}/\text{см}^3$ ;  $H = 0 \text{ м}$ ).

#### Чертеж III

Крупная аномалия гравитационного поля в Кобилица, высчитанная по методу Буге ( $\sigma = 2,60 \text{ г}/\text{см}^3$ ;  $H = 0 \text{ м}$ ).

#### Чертеж IV

Карта средних реальной плотности, служащая основой при применении метода Буге в области Ватра Дорней — Прундул Быргэулуй.



Чертеж V

Карта средней реальной плотности, служащая основой для приведения к одному уровню рельефа в области Ватра Дорней — Прундул Быргэулуй.

Чертеж VI

Карта Буге изображающая различную плотность в области Ватра Дорней — Прундул Быргэулуй.

Чертеж I—VI: 1, наносы; 2, террасы; 3, бурдигальский + гельветский ярус. (слои Хида); 4, верхний олигоцен + аквитанский ярус; 5, Средний олигоцен; 6, Эоцен; 7, Верхний мел; 8, кристаллические сланцы; 9, лавы и агломераты; 10, андезиты типа Дорна; 11, субвуликанические породы; 12, сброс.

## L'ANOMALIE MAJEURE DU CHAMP GRAVIFIQUE DE LA LOCALITÉ DE COLIBIȚA

PAR

MARIUS VISARION

(Résumé)

L'auteur présente les résultats des recherches gravimétriques effectuées en 1956 entre les localités de Vatra Dornei et de Prundul Bîrgăului, afin de préciser l'emplacement de la ligne majeure de maximum des Carpates orientales.

Étant donné la morphologie compliquée de la région, l'anomalie du champ de la pesanteur n'a pas été établie à l'aide des méthodes-standard, mais par une nouvelle variante de calcul des réductions géophysiques, suggérée par une prospection gravimétrique similaire, effectuée dans l'Italie septentrionale par M. CUNIETTI.

L'auteur considère que dans les régions à grands dénivelllements et morphologie compliquée, le choix d'une valeur moyenne de la densité des masses superficielles est difficile, à cause de fréquentes variations qui peuvent intervenir autant en verticale qu'en horizontale, fait illustré par une série d'exemples donnés dans la première partie du travail.

On fait un exposé succinct sur le mode dont on a rédigé la carte Bouguer à densités multiples. L'absence d'une corrélation évidente entre les masses qui constituent le relief et l'anomalie du champ de la pesanteur, de même que la possibilité d'une interprétation géologique judicieuse, confirment les hypothèses de travail admises.

De l'interprétation des données gravimétriques se détachent les conclusions suivantes:



L'anomalie majeure de maximum Colibița—Mureșenii Bîrgăului, en corrélation avec les anomalies de maximum échelonnées dans la direction Voșlăbeni—Ditrău—Jolotca—Toplița détectées antérieurement par l'auteur, a permis de tracer le contour approximatif de la ligne de maximum des Carpates orientales.

L'anomalie de maximum gravifique des Carpates orientales reflète probablement l'effet cumulé de trois catégories de causes perturbatrices: une cause de grande profondeur matérialisée par le relief du contact Sial/Sima, une cause géologique de profondeur due à la présence dans le substratum d'un corps magmatique-réservoir, probablement des éruptions tertiaires, et une série de causes superficielles qui peuvent être rattachées aux données géologiques de surface.

Le minimum gravifique qui s'esquisse à l'ouest de la bordure des schistes cristallins sépare un compartiment affaissé du soubassement dans lequel sont accumulés les sédiments éocènes-oligocènes du Synclinal de Coșna.

L'anomalie de maximum, dirigée dans la direction Tiha Bîrgăului—Măgura Calului, en contradiction avec le style tectonique général de la région, suggère la présence, dans le substratum, d'une masse hypoabyssale de type Miroslava.

## EXPLICATION DES FIGURES ET DES PLANCHES

### FIGURES

Fig. 1. — Profil de type Nettleton situé sur le complexe éruptif.

Fig. 2. — Profil de type Nettleton à Dealul Lat, au-dessus du grès de Borșa.

Fig. 3. — Profil de type Nettleton à Poiana lui Toader.

Fig. 4. — Graphique illustrant l'effet de la connaissance imprécise de la densité, sur la valeur de la réduction de Bouguer, en fonction de l'élévation jusqu'au niveau de référence.

Fig. 5. — Ligne gravimétrique anomale de maximum du secteur septentrional des Carpates orientales.

### PLANCHES

#### Planche I

Anomalie majeure du champ gravifique de Colibița, dans la réduction Bouguer ( $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ ;  $H = 0 \text{ m}$ ).

#### Planche II

Anomalie majeure du champ gravifique de Colibița dans la réduction Bouguer ( $\sigma = 2,40 \text{ g/cm}^3$ ;  $H = 0 \text{ m}$ ).

#### Planche III

Anomalie majeure du champ gravifique de Colibița dans la réduction Bouguer ( $\sigma = 2,60 \text{ g/cm}^3$ ;  $H = 0 \text{ m}$ ).



**Planche IV**

Carte des densités moyennes utilisées pour la réduction Bouguer dans la région Vatra Dornei — Prundul Bîrgăului.

**Planche V**

Carte des densités moyennes utilisées pour la réduction de relief de la région Vatra Dornei—Prundul Bîrgăului.

**Planche VI**

Carte Bouguer à densités multiples de la région Vatra Dornei—Prundul Bîrgăului.

Pl. I—VI: 1, alluvions; 2, terrasses; 3, Burdigalien + Helvétien (couches de Hida); 4, Oligocène sup.+ Aquitanien; 5, Oligocène moyen; 6, Éocène; 7, Crétacé sup.; 8, schistes cristallins; 9, laves et agglomérats; 10, andésites de type Dorna; 11, roches subvolcaniques; 12, faille.





Institutul Geologic al României

## PROSPECTIUNI SEISMICE-REFLECTIE ÎN REGIUNEA BALTA ALBĂ<sup>1)</sup>

DE

P. CONSTANTINESCU și V. TEODORESCU

În cursul campaniilor din anii 1955 și 1956, echipa seismică nr. 3 a executat o prospectiune seismică, prin metoda reflecției, în regiunea Balta Albă, într-un poligon cu vîrfurile în comunele Bobocul, N. Fleva, Măcrina, Custura, Vișani, S. Robeasca.

Problema pusă spre rezolvare echipei noastre constă în determinarea cu precizie a extinderii și direcției structurilor mio-pliocene din regiune, ce fuseseră puse în evidență de prospectiuni geofizice anterioare.

Morfologic, regiunea este plană, cu o ușoară înclinare spre est. Ea este mărginită la sud și est de rîul Buzău. Singurele diferențe de nivel sunt provocate de malurile sudice ale vechilor albi ale rîului Rîmnicu Sărat. Cotele din regiune variază între cca 25 m și 50 m peste nivelul mării. În interiorul ei se găsesc: Balta Albă, Balta Ciulnița, Balta Amara și alte bălti de mai mică importanță. Imediat în vecinătatea sudică a regiunii se găsește Balta Jirlău.

Ape curgătoare importante nu întâlnim. Mici pîrîiașe neînsemnate unesc băltile din sudul comunei Ghergheasa. Se constată că zonele inundabile au o importantă influență asupra lucrărilor seismice pe care le-am executat. În aceste zone inundabile, în special în cea de pe linia Bălții Albe, predomină pămînturile sărate.

În prospecțiunile anterioare, în care au fost schițate două structuri anticlinale, denumite Balta Albă și Boldu, anumite suprafețe erau prea puțin cercetate și rezultatele prezentate erau, în parte, insuficient precizate. Întrucînt structurile aveau perspective interesante pentru explorări, se impunea conturarea lor cu precizie.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 22 martie 1957.

### Caracteristicile geologice ale regiunii

Din punct de vedere geologic, regiunea studiată de noi aparține Cîmpiei Romîne, fiind situată în nord-estul acesteia, între rîurile Buzău și Rîmnicu Sărat.

Întreaga suprafață a regiunii, cu excepția aluviunilor de pe rîuri, este acoperită cu soluri de tipul cernoziomului.

Pe văile Boldu și Ghergheasa se văd numeroase eflorescențe saline. Din analizele făcute s-a constatat că Balta Albă are o concentrație mai mare în Na și Cl, iar Balta Amară o concentrație mai mare în sulfat de magneziu; Balta Ciulnița are o salinitate redusă.

Din punct de vedere geologic, regiunea este acoperită cu sedimente cuaternare reprezentate mai ales prin loess, care în adîncime devine foarte nisipos. În unele foraje seismice au fost întâlnite și pietrișuri, în special în vestul regiunii, în zonele depresionare, pe unde se bănuiește vechea albie a rîului Rîmnicu Sărat. Acest argument, întărit cu faptul că malul sudic al bălților Alba și Amara este rîpos, ceea ce este caracteristic albiilor de rîu, constituie o dovedă în plus că văile Boldu și Ghergheasa sănt vechile albii ale rîului Rîmnicu Sărat.

Sărăcia datelor geologice de suprafață ne este completată de forajul de mare adîncime de la Balta Albă — Băile, care, la încheierea campaniei de teren, atinsese o adîncime de cca 3560 m.

La această sondă s-a efectuat carotaj mecanic din 40 în 40 m pe toată coloana, iar în zonele presupuse interesante din punct de vedere economic, din 20 în 20 m și chiar continuu.

Paralel cu carotajul mecanic s-a executat și carotajul electric al sondei, înregistrîndu-se curbele P.S. și de rezistivitate.

**Stratigrafia.** Trecînd la analiza profilului sondei de la Balta Albă → Băile, se pot face următoarele precizări:

*Cuaternarul* are o grosime totală de 66 m. Pînă la adîncimea de 33 m nu a fost executat carotaj mecanic. Din informațiile obținute din forajele seismice executate de noi, care au atins adîncimea de 55 m, se poate spune că formațiunile ce alcătuiesc Cuaternarul sănt reprezentate prin loess foarte nisipos, puțin consolidat. În majoritatea cazurilor, de la adîncimea de 40 m, procentul de nisip din loess scade semnificativ.

*Levantinul* se dezvoltă de la adîncimea de 66 m pînă la 1480 m (grosime totală 1420 m). Spre deosebire de faciesul pe care îl întâlnim în Subcarpații curburei, Levantinul ne apare la Balta Albă numai prin marne galbene, cenușii, nisipoase, uneori cu intercalării subțiri și ochiuri de nisip micaceu.



*Dacianul* este delimitat între 1486 și 1881 m, deci în grosime totală de 395 m. El este dezvoltat prin interstratificații de marne nisipoase negre și cenușii și nisip cenușiu marnos cu bobul fin. La 1517 m și 1620 m se surprind slabe intercalații de lignit.

*Pontianul*, având o grosime totală de 440 m, este cuprins între adâncimile de 1881 m și 2321 m. Putem deosebi două orizonturi: un orizont superior, pînă la cca 2150 m, format din marne cenușii mai puțin nisipoase, și un orizont inferior, constituit din marne cenușii nisipoase cu Cardiacee.

*Meotianul*. De la adâncimea de 2321 m pînă la adâncimea de 2887 m, deci în grosime totală de 566 m, se dezvoltă Meotianul. În mărnele cenușii nisipoase cu intercalații de nisipuri și gresii friabile, care caracterizează aici Meotianul, s-a găsit o faună meotiană reprezentată prin Hydrobii, Ostracode, Dosinii, *Cerithium* și Congerii. Pînă la limita cu Sarmațianul se întâlnește apoi o marnă cenușie nisipoasă, care predomină în întreaga serie.

*Sarmațianul*. De la adâncimea de 2887 m pînă la 3430 m este delimitat Sarmațianul, în grosime totală de 543 m. El este reprezentat prin mărne cenușii compacte cu filme de nisip fin și prin mărne cenușii nisipoase, uneori gresoase. În carotele mecanice au fost identificate Mactre, Dosinii și Ostracode.

*Tortonianul*. De la adâncimea de 3430 m geologii au bănuit apariția Tortonianului, fără a putea fi stabilit în mod precis.

Sonda ISEM de la Ghergheasa a întâlnit aceeași coloană stratigrafică. Limitele geologice găsite sunt:

Cuaternar . . . . .	0— 65 m,
Levantin . . . . .	65—1486 m,
Dacian . . . . .	1486—1896 m.

Sonda n-a înaintat mai mult.

Se remarcă identitatea de limite ce există între cele două sonde.

**Tectonica.** În ceea ce privește tectonica Sedimentarului care a format obiectul prospecțiunii noastre, în afară de cîteva date cu caracter sigur, furnizate de sondajele adânci și de prospecțiunea seismică și gravimetrică, nu avem la dispoziție, din literatura geologică, decît o serie de ipoteze. Datele sondajelor adânci, prospecțiunea gravimetrică și seismică pun în evidență faptul că Sedimentarul are maximum de grosime în depresiunea precarpatică și se subțiază atât spre sud, cât și spre est. Echipa 1 seismică a Întreprinderii Prospecțiuni

constată o cădere a stratelor din spre est spre vest, însotită de usoare falduri. Se presupune că forțele tectonice care au cutat aceste depozite au fost datorite fie acțiunii reciproce a platformelor moesiană și podolică, fie comprimării între lanțul carpatic (probabil activ) și horstul dobrogean (rezistent). În primul caz cutele vor fi orientate est—vest, în cel de al doilea vor mula curbura Carpaților.

### Prospectarea geofizică

**Lucrări geofizice anterioare.** Regiunea studiată de noi a mai format obiectul prospecțiunilor geofizice.

Prospecțiunile magnetice anterioare au avut un caracter regional și au pus în evidență o anomalie magnetică la Cilibia, o comună ceiese din perimetru nostru, situată la cca 20 km est de Buzău. În zona prospectată de noi, cîmpul magnetic este aproximativ normal. El prezintă un slab gradient crescător spre localitatea Buzău, unde se conturează anomalia sus amintită.

Prospecțiunile gravimetrice executate anterior au fost completate în anul 1949 de echipa Comitetului Geologic condusă de Ing. R. BOTEZATU.

Harta anomaliei Bouguer este predominantă de efectul regional, care acoperă, aproape în întregime, orice alte indicații. În general, variațiile de densitate, în pătura sedimentară, sînt prea mici pentru a da anomalii vizibile.

În harta anomaliei reziduale se remarcă o serie de axe, care nu urmăresc liniile de structură din Mio-Pliocen și au o direcție NW—SE. Ele sunt interpretate ca fiind efectul variațiilor laterale de facies în formațiunile sedimentare.

Prospecțiunile seismice au fost mai numeroase și au avut rezultate interesante. Cele dintre localitățile Sălcioara și Amara au pus în evidență anticlinalul Balta Albă între Ghergheasa și Amara. Cele dintre Rîmnicu Sărat și Grădiștea s-au executat prin metoda seismosondajelor și au pus în evidență un anticlinal la vest de comuna Boldu și un al doilea ce trece prin comuna Băile.

Autorii acestor lucrări au presupus existența, și în această regiune, a stilului carpatic de cutare, și pe baza cîtorva seismosondaje axele au fost prelungite interpretativ spre sud.

În anul 1953, echipa 2 seismică a Comitetului Geologic a executat o prospecție seismică de detaliu, care a acoperit o suprafață considerabilă. Întrucît a fost executată o rețea de profile pe aproape întreaga suprafață, s-a putut executa o hartă structurală. Pe această hartă se conturează un ax anticlinal Boldu—Ghergheasa, cu periclinul nordic bine conturat, și un al doilea ax anticlinal, cu o direcție WSW — ENE, care la est de comuna Băile se recurbează spre nord. Trebuie subliniat că în această zonă materialul de teren a fost insuficient, ceea ce a dus la o interpretare a datelor mai mult pe considerente geologice decît fizice.



Harta rezultatelor nefiind suficient de clară, au fost continuante cercetările în anul următor, cînd s-a executat un profil în partea de sud a regiunii, care a pus în evidență un sinclinal în dreptul comunei Drogu, o slabă indicație de anticlinal cam la jumătatea distanței între Drogu și Galbenu, un sinclinal la Galbenu și, în sfîrșit, o boltire anticinală majoră între Galbenu și Bălăceanu. Axul acestui anticlinal a fost dus, deasemeni interpretativ, spre nord, ca avînd legătură cu anticinalul Boldu.

În același an, o echipă a Min. Ind. Petrol. a executat mai la sud un profil seismic de recunoaștere între Buzău și Brăila.

**Caracterizarea seismică a regiunii.** Se poate afirma că regiunea studiată de noi se pretează prospecțiunilor seismice.

Z.V.M. este în general constantă și nu depășește 12 m grosime. Întrucît s-a împușcat sub adîncimea de 25 m a fost evitată explozia în stratul aerat.

Se constată existența a numeroase orizonturi reflectatoare care nu au un caracter continuu. S-au obținut reflecții de la adîncimi destul de mari, însă sporadice.

După părerea noastră, în această regiune nu putem vorbi de reflecții caractristice care să poată fi recunoscute după caracterele lor dinamice.

Problema reflecțiilor multiple rămîne deschisă. Elementele de studiu ale acestei probleme, pe care le-am avut la dispoziție, au fost insuficiente pentru a da un răspuns precis; din datele ce le posedăm, înclinăm spre un răspuns negativ.

**Metoda și metodica lucrărilor de teren.** Problema pusă spre rezolvare echipei 3 seismice, precizarea direcției și delimitarea structurilor mio-pliocene din regiune, comportă dificultăți destul de mari, în special în ceea ce privește atacarea ei, dat fiind datele incerte și neconcordante pe care le aveam la dispoziție. Trebuie subliniat că s-a formulat o ipoteză geologică asupra regiunii în vederea orientării juste a rețelei de profile. Astfel s-a presupus unirea anticinalelor Boldu și Băile într-o structură orientată în stilul carpatic, adică paralelă cu lanțul Carpaților.

S-a recurs, pentru început, la metoda profilelor de seismosondaje, care are avantajul că pot fi calculate rapid, indicînd direcția de înclinare a stratului. Paralel cu profilele de seismosondaje au fost executate și aliniamente de profilare continuă, care au completat rețeaua de profilele executate.

Echipa a fost dotată cu o stație seismică cu 26 canale de tip SS—26 51 D fabricată în URSS. Seismosondajele au fost executate prin înregistrări pe trei direcții. La mărimea fizică măsurată au fost aplicate corecțiile necesare. S-a construit apoi vectorul înclinare, rezultat prin compunerea vectorilor de pe cele



trei direcții. Pentru trasarea hărții cu linii de contur structural s-au executat secțiunile seismice respective.

Profilele executate prin metoda profilării continue au fost prelucrate cu deosebită grijă. S-au construit hodografii tuturor undelor, aplicindu-se corecția grafică pentru adâncimea de împușcare, fază și capsă, și analitic pentru Z.V.M. Nu s-au efectuat corecții de relief, întrucât secțiunile seismice au fost construite de la relieful topografic. Trebuie subliniat că dacă în anul 1955, predominând seismosondajele, Z.V.M. a fost mai puțin cercetată, în anul 1956 s-a insistat foarte mult în această direcție, executându-se un număr suficient de profile de refracție pentru studiul acestei zone.

Vitezele au fost calculate prin metoda Glotov, calculându-se și graficul desfășurat al vitezelor după metoda Glotov, pe fiecare profil în parte.

Sudura dintre lucrările executate în cei doi ani s-a făcut în mai multe puncte. Harta structurală pe care o prezentăm a fost executată pe baza unui orizont convențional, care în dreptul sohdei ISEM de la Băile a avut o adâncime de 2268 m de la nivelul mării, ceea ce corespunde cu limita Ponțian/Meoțian. Închiderea orizontului pe poligoane s-a făcut în limitele a 20 m, repartitia erorii respective afectând întreg poligonul.

### Rezultatele prospecțiunii seismice

Harta structurală pe care o prezentăm este predominantă de existența cunei anticliniale majore Roșiori — Ghergheasa — Băile, care are o orientare aproximativ ENE—WSW. Se remarcă faptul că axul acestei structuri prezintă o recurbare în dreptul comunei Băile și o a doua între comunele Bălăceanu și Galbenu, recurbare care dă axului o direcție NE—SW. Lungimea totală a anticinalului este de aproximativ 33 km.

Anticinalul Roșiori — Ghergheasa — Băile prezintă trei ridicări axiale, bine individualizate și despărțite prin zone depresionare.

O primă ridicare se află în partea de est a regiunii, cu apexul la est de comuna Băile. Se remarcă periclinul anticinalului în dreptul comunei Custura. O a doua ridicare axială se dezvoltă în centrul regiunii la sud de comuna Ghergheasa, cu apexul situat la 4 km sud de această comună. Suprafața acestei ridicări este mai mare decât cea de la Băile. În sfîrșit, în partea de sud-vest a regiunii se dezvoltă cea de a treia ridicare, cu apexul situat la cca 1,5 km est de comuna Roșiori.

Se remarcă faptul că maximele Roșiori și Ghergheasa au același nivel, în timp ce ridicarea Băile este mai coborâtă cu cca 30 m.

Pe ridicarea axială de la Băile au fost amplasate mai mult sonde. Prima sondă, Nr. 2501, ISEM este de explorare. Ea a fost bine amplasată, situându-se în zona



axială. Trebuie subliniat, ca un caracter general al structurilor din regiune, că nu putem vorbi de un ax propriu-zis, ci de plaje axiale care ating uneori o lățime de cca 1 km. Ulterior, Min. Ind. Petrol. a mai amplasat două sonde, pe ambele flancuri ale ridicării de la Băile.

În urma rezultatelor furnizate de echipa noastră în anul 1955 a fost amplasată o a doua sondă de explorare pe ridicarea axială Ghergheasa.

Alte două sonde au fost amplasate de Min. Ind. Petrol. în șeaua dintre ridicările axiale Băile și Ghergheasa.

Pe ridicarea axială de la Roșiori nu au fost amplasate sonde.

Trecind la analizarea flancului sudic al anticlinalului Roșiori—Ghergheasa—Băile, constatăm existența unui sinclinal de protecție, sinclinalul Amara, delimitat între comuna Grădiștea și Balta Jirlău. Presupunem continuarea spre nord a sinclinalului Amara. Dacă pe o distanță destul de mare, sinclinalul Amara urmărește anticlinalul pe care îl protejează, pe ultima parte își schimbă direcția, având o orientare aproape nord—sud. Pe acest sinclinal se observă două zone de maximă scufundare, cea de la nord fiind cu 75 m mai coborâtă ca cea de la sud. Flancul estic al sinclinalului Amara dezvoltă spre comuna Vișani un gradient puternic, care va culmina probabil într-un anticlinal de o amploare asemănătoare cu aceea a anticlinalului Roșiori—Ghergheasa—Băile.

În continuare, remarcăm apariția unui anticlinal, de mici proporții însă, care este prins pe un profil între Galbenu și Vișani, iar în sud de numai două seismosondaje. Considerînd insuficiente aceste date, axul anticlinal a fost trasat cu linie întreruptă.

Paralel cu ultima ridicare axială, cea de la Roșiori, se dezvoltă sinclinalul Galbenu. Maximum de afundare este la adîncimea de 2425 m.

Pe flancul nordic al anticlinalului Roșiori — Ghergheasa — Băile se conțurează sinclinalul Boldu, care se resoarbe la sud de comuna Boldu. Pe acest sinclinal n-am obținut nici o izobată închisă.

Cu o direcție aproximativ nord—sud se dezvoltă anticlinalul Boldu. Acest anticlinal se prezintă ca o apofiză a anticlinalului major. Lungimea anticlinalului este de aproximativ 7,5 km, iar nivelul său este mai coborât decât ridicarea axială de la Ghergheasa cu cca 225 m. Periclinul nordic este bine conturat; spre sud el este despărțit de cuta majoră printr-o zonă depresionară. Flancul vestic al anticlinalului Boldu plonjează, probabil, în sinclinalul regional al căruia ax trece pe lîngă orașul Rîmnicu Sărat. Această presupunere este inspirată și din alura generală a izobatelor de pe acest flanc, care își atenuază progresiv curbura spre vest.

În sfîrșit, semnalăm probabilitatea unei falii în partea de vest a regiunii prospectate. Ea a fost trasată ca rezultat al neînchiderii de aproximativ 130 m a orizontului convențional.



Din nefericire, această porțiune a rețelei de profile a fost executată la încheierea campaniei de la Rîmnicu Sărat, iar prelucrarea materialului s-a făcut după părăsirea regiunii. Din această cauză falia nu a putut fi controlată și nici nu i s-a putut preciza direcția. De aceea, curbele izobate afectate de falie au fost trasate cu linie întreruptă.

S-a executat, deasemeni, o hartă structurală pe orizontul convențional, la o adâncime de aproximativ 3600 m. Constatându-se concordanță deplină cu prima, am renunțat de a o mai prezenta. Singura deosebire esențială este amplitudinea structurilor, care crește, ceea ce este explicabil, dată fiind creșterea înclinărilor cu adâncimea.

Ne mai rămîne să analizăm geneza acestor structuri. De la început trebuie să subliniem că ne găsim în domeniul ipotezelor.

Prima ipoteză ar fi originea tectonică a acestor structuri. În mod firesc se naște întrebarea: cum poate fi explicată, tectonic, situația din această regiune, în care două structuri sunt aproape perpendiculare.

Ipoteza a doua, a structurilor de tasare, deși mai discutabilă în general, ar explica mai ușor situația din regiune.

În primul rînd s-ar explica orientarea deosebită pe care o au structurile. În al doilea rînd creșterea înclinărilor cu adâncimea, care reiese din secțiuni, este caracteristică structurilor de tasare. Deasemeni, amplitudinea structurilor este în limite admisibile pentru coeficientul de tasare al marno-argilelor, care caracterizează faciesurile din regiune.

Se naște însă întrebarea: pentru a admite tasarea este cunoscut un relief pe care să se producă acest fenomen?

În momentul de față, într-adevăr, nu cunoaștem existența unui asemenea relief, însă îi putem presupune existența.

În tot cazul, ne aflăm numai în domeniul ipotezelor și nu putem afirma cu precizie o ipoteză sau alta. Înclinăm în a căuta explicația prin fenomenul de tasare, fără a reuși să precizăm desfășurarea lui.

În același timp, ne exprimăm convingerea că echivocul acesta poate fi lămurit printr-o prospecțiune seismică, care să rezolve în general problema tectonică a zonei de curbură a Carpaților.

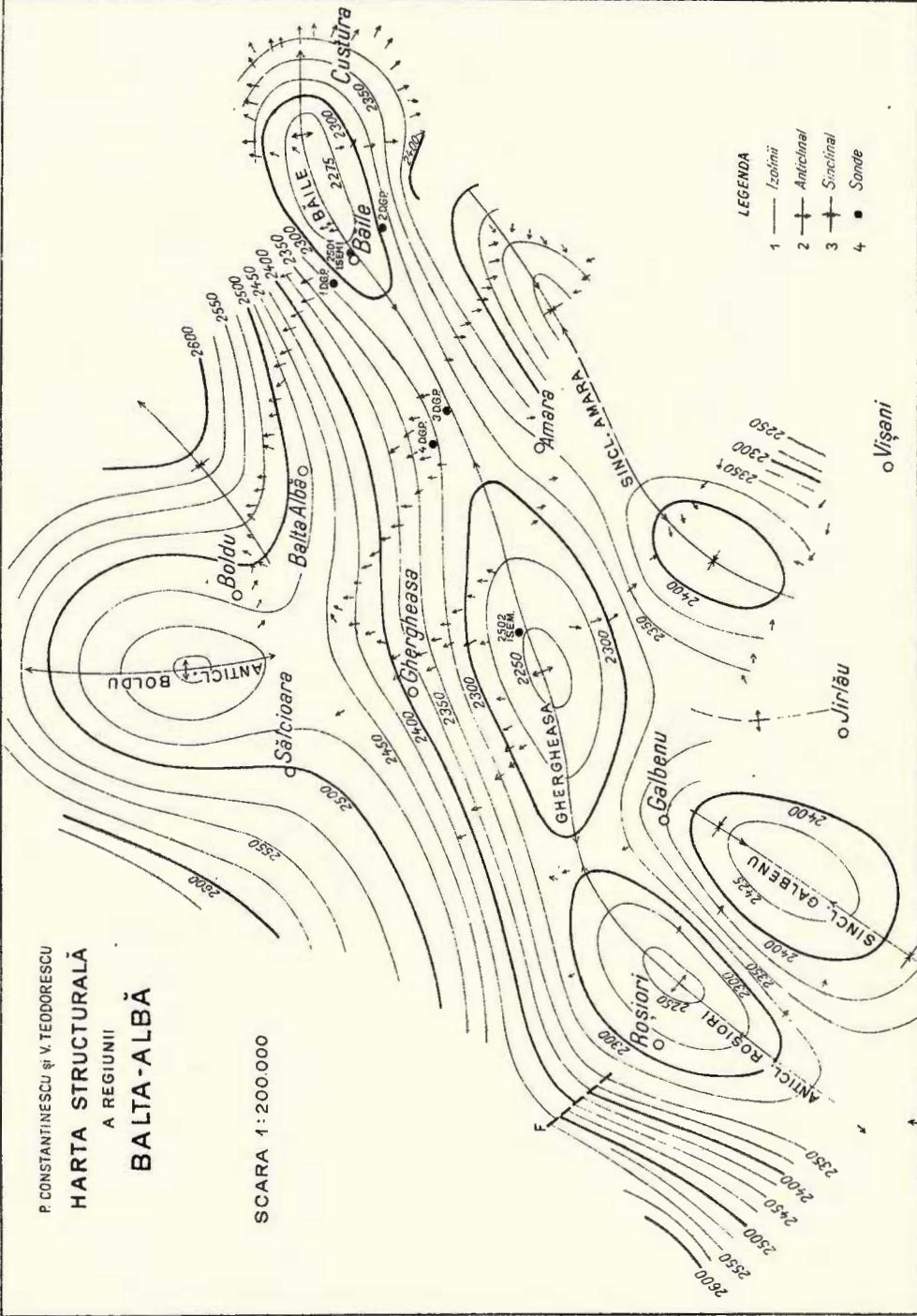
### Concluzii

Sarcina trasată echipei 3 seismice, în regiunea Balta Albă, a fost îndeplinită cu succes. Astfel, s-a delimitat cu precizie extinderea structurii majore din regiune, conturîndu-se cu acest prilej trei bombamente axiale care pot fi prielnice acumulărilor de hidrocarburi.



**HARTA STRUCTURALĂ  
A REGIUNII  
BALTA-ALBĂ**

SCARA 1:200.000



S-a precizat deasemeni situația structurii Boldu și a raporturilor ei cu structura Roșiori—Ghergheasa—Băile.

Faptul că structura Boldu este cu 150 m mai coborâtă decât Ghergheasa o face mai puțin importantă pentru explorare.

Se constată existența sinclinalelor de protecție pe flancul sudic. Apariția în sudul regiunii a unui anticlinal deschide perspectiva continuării în această direcție, a prospecțiunilor.

Prin secțiunile seismice executate de echipa noastră se constată concordanța, pe verticală, a înclinărilor. Cum adâncimile prinse de noi ating mai des 5000 m și sporadic aproape 7000 m, se poate presupune că grosimea Sedimentarului concordant depășește estimările făcute pînă acum.

Se poate afirma că regiunea studiată de noi se pretează prospecțiunilor seismice. În acest sens trebuie subliniat că regiunea cere o precizie foarte mare în lucrări. Înclinările mici, 2° pînă la 5°, pot introduce erori destul de grave la o tratare mai superficială a problemei.

Lucrările anterioare sunt confirmate în mare parte. Partea sudică a axelor nu se verifică, de altfel autorii le-au trasat cu linie întreruptă și cu semne de întrebare.

Lucrarea din anul 1953 a Comitetului Geologic are multe puncte comune cu a noastră. Astfel, se confirmă cele două sinclinală, iar partea sudică a anticlinalului Băile concordă deasemeni cu rezultatele noastre. Nu se verifică partea estică a anticlinalului Băile și prelungirea spre sud a structurii Boldu. Se pare că în aceste regiuni rețeaua de profile a fost insuficientă.

În ce privește lucrările echipei 1 seismică, ele sunt confirmate și de noi. Nu se confirmă trasarea spre nord a axului detectat în vestul regiunii.

Forajele de mare adâncime de la Băile și Ghergheasa confirmă proiecțiunea noastră.

Limitele geologice date de noi pentru sondele ISEM de la Ghergheasa și Băile diferă cu mai puțin de 10 m față de datele de foraj.

Aceste rezultate importante arată odată mai mult precizia metodelor geofizice de prospecții, precum și importanța lor.

În încheiere, subliniem contribuția adusă de echipa seismică 3, care a conțurat ridicarea axială de la Băile, în explorare, și a descoperit și delimitat bombardamentele Ghergheasa și Roșiori, punându-le la dispoziția explorării.



СЕЙСМОРАЗВЕДКА ПО МЕТОДУ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН В  
РАЙОНЕ БАЛТА АЛБЭ  
П. КОНСТАНТИНЕСКУ и ВЛ. ТЕОДОРЕСКУ  
(Краткое изложение)

Даны результаты детальных сейсморазведочных работ по методу отраженных волн, проведенных в пределах Румынской Равнины, для выявления мио-плиоценовых структур.

Рассматриваемый участок был подвергнут геофизическим, гравиметрическим и сейсмическим исследованиям. Стратиграфическая последовательность была установлена при помощи опорной скважины заложенной в с. Бэиле.

Были проведены профили непрерывной корреляции и сейсмозондирования, причем была получена замкнутая сеть, позволившая оконтуривание структурной карты по горизонту близко расположенному к границе point-méotis. Структурная карта показывает крупную антиклинальную складку — Рошиорь-Гергяса-Бэиле, с простиранием СВ—ЮЗ, с тремя осевыми поднятиями отделенными седловинами. В южной части антиклинальной складки наблюдается наличие защитных синклиналей. По простиранию СЮ развивается антиклиналь Болду, западное крыло которой погружается под широкую синклиналь соответствующую региональной синклинали.

Даны соображения в связи с происхождением этих структур, и рассматриваются гипотезы о тектоническом и просадочном происхождении, причем авторы придерживаются второй гипотезы.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Структурная карта области Балта Албэ.

1, изолинии; 2, антиклиналь; 3, синклиналь; 4, буровые скважины.

PROSPECTION SISMIQUE-RÉFLEXION DANS LA RÉGION  
DE BALTA ALBĂ  
PAR  
P. CONSTANTINESCU et V. TEODORESCU  
(Résumé)

Les auteurs présentent une prospection sismique-réflexion de détail dans la Plaine Roumaine pour les structures mio-pliocènes.



La région a été déjà étudiée au point de vue géophysique par la méthode gravimétrique et sismique. La succession stratigraphique a été établie à l'aide du forage de référence de la commune de Băile.

On a exécuté des profils de corrélation continue et des sismosondages, en obtenant un réseau fermé qui a permis d'esquisser une carte structurale pour un horizon proche de la limite Pontien/Méotien. Cette carte structurale présente un pli anticlinal majeur, Roșiori Ghergheasa Băile, à direction NE—SW, ayant trois surélévations axiales séparées par des ensellements. Au sud du pli anticlinal, on constate l'existence des synclinaux de protection. Le synclinal de Boldu se développe du nord au sud; son flanc ouest constitue le passage latéral vers un synclinal largement développé qui correspond au synclinal régional.

On fait des considération sur la genèse de ces structures en analysant les hypothèses de l'origine tectonique et du tassement, les auteurs adoptant la seconde hypothèse.

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte structurale de la région de Balta Albă.  
1, isolignes; 2, anticlinal; 3, synclinal; 4, forages.





Institutul Geologic al României

PROSPECTIUNI SEISMICE REGIONALE  
ÎN REGIUNEA TECUCI<sup>1)</sup>

DE

DUMITRU PAICU și TEODOR PĂSAT

I. Introducere

Problema raporturilor structurale și a orientării cutărilor în regiunea externă a curburii Carpațiilor n-a putut găsi o rezolvare satisfăcătoare, ea rămânind în domeniul ipotetic, atât timp cât singurele elemente de care se dispunea erau doar formațiunile tinere ce acoperă extremitatea nord-estică a Cîmpiei Române. Rezultatele relativ recente ale forajelor de mică adâncime din nordul și sudul regiunii, cît și a celor de mare adâncime din E (R. S. S. M.) au conturat problema; în continuare, sarcina rezolvării premergătoare lucrărilor de explorare revenind metodelor geofizice, s-a luat ca ipoteză de lăcru, având în vedere unitățile majore ce și dau întîlnire aici, cele două posibilități de cutare. Respectiv, s-a considerat pe de o parte acțiunea tectonică a celor două platforme, podolică și prebalcanică, iar pe de altă parte, a celor două catene muntoase, carpatică și dobrögoreană.

În acest sens prospecțiunea seismică a fost dirijată pe profile orientate aproximativ NNE—SSW și E—W la distanță de 15—20 km, dispuse într-o rețea ce mulează curbura. Partea nordică a acestei rețele, plasată în perimetrul Focșani—T. Vladimirescu—Pechea—Măcișeni—Mărășești, constituie obiectul prezentei lucrări. S-au executat inițial două profile orientate N—S și unul E—W din rețeaua regională, iar în urma rezultatelor obținute s-au mai executat şase profile de semi-detaliu, dintre care două orientate E—W și patru NE—SW, totalizând 224,350 km pe o suprafață de 1340 km<sup>2</sup>.

Morfologic, terenul poate fi împărțit în două: la est de linia Puțeni—Călmățui începe zona colinară cu văi adânci orientate N—S, iar la W de această linie se întinde cîmpia cu văile Bîrladului, Siretului și Putnei.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 29 martie 1957.



## II. Geologia regiunii

Din delimitarea Podișului Moldovenesc, rezultă că regiunea Tecuci se plasează la contactul acestuia cu Cîmpia Română. Datele geologice de suprafață nu sînă prea bogate. În afară de apariția Levantinului, din dreptul paralelei localității Berești spre S pînă în apropierea Siretului, de unde începe să se dezvolte Cuaternarul, nu dispunem de nici o altă informație interesantă. În schimb, situîndu-se în imediata vecinătate atît a unor regiuni cu coloane stratigrafice stabilite prin foraje de referință, cît și a unor mari unități tectonice, cum sînt Platforma podolico-rusă, Lanțul carpatic și Horstul dobrogean, problema pusă se conturează geologic, lipsa unor elemente mai bogate de suprafață fiind compensată de raporturile tectonice ce se pot stabili între regiunea studiată și unitățile majore de mai sus.

Foraje de referință există în regiunile învecinate, atît în țara noastră cît și în R. S. S. Moldovenească. Luînd chiar și unele mai îndepărtate, întrucît problema permite extinderea în toate punctele cardinale, rezultă că spre N și E, fundamentul se apropie de suprafață iar către S și W, depozitele mio-pliocene se îngroașă considerabil.

Din punct de vedere tectonic, toate ipotezele făcute pornesc de la existența a două mari depresiuni, una ce ar despărți Dobrogea de Platforma podolică, iar alta ce ar mula Lanțul carpatic. Pe prima, D. M. PREDA o împarte în două unități, după natura fundamentului: una nordică cu fundament silurian de platformă, iar alta sudică cu fundament permo-carbonifer sau șisturi verzi în pînză. I. D. GOFSTEIN precizează în legătură cu această depresiune, denumită de el marginală dobrogeană, că are fundamentul între 2000—3000 m, apartinînd la două faze de cutare: una caledoniană (paleozoică) și alta chimerică (jurasică). G. M. AVANESIAN studiază Depresiunea Moldovei, cum denumește el Moldova din cauza scufundării generale pe care a suferit-o întreaga regiune în cursul evoluției sale geologice, pornind de la necesitatea analizării unei unități mai mari cuprinsă între geanticlinalele Crimeii, Dobrogei, Balcanilor și Carpaților, pe de o parte, și masivul cristalin ucrainean, pe de alta. El împarte această unitate în patru zone tectonice: prima apartinînd Platformei ruse, a doua extremității estice a Depresiunii precarpatic, a treia Depresiunii precarpatic, iar a patra Depresiunii predobrogene. În ceea ce privește evoluția geologică a Depresiunii Moldovei, AVANESIAN o împarte în cinci etape, cărora le repartizează toate formațiunile geologice ce aparțin acestei unități, începînd din Paleozoicul inferior pînă în Cuaternar. Din această evoluție geologică, cît și din secțiunile schematicce date de AVANESIAN, rezultă că regiunea Tecuci se plasează pe bordura estică a Depresiunii precarpatic, aproximativ în dreptul zonei de comunicare a acesteia cu depresiunea predobrogeană.



Fundamentul paleozoic metamorfozat s-ar apropiă ca un pinten de suprafață, suportînd depozite cretacic-superioare alcătuite din nisipuri cu argile și marne cretoase, peste care ar urma depozitele paleogene și apoi, cu o grosime mult mai mare, cele neogene, care, îngroșindu-se din ce în ce spre W, ajung să umple de fapt întreaga Depresiune precarpatică. Toate aceste formațiuni au o cădere din ce în ce mai accentuată spre W, pe linia Siretului plasîndu-se un regim aproape abrupt.

### III. Lucrări geofizice anterioare

Începînd din 1938, regiunea a fost prospectată în repetate rînduri atît prin lucrări de recunoaștere, cît și de detaliu, electrometrice, magnetice, gravimetrice și seismice.

Lucrările electrometrice au determinat o zonă de rezistivitate ridicată în apropierea sondei de la Smîrdan și o alta urmărită pe o lățime de 10 km pînă în dreptul sondei Balinesti; prima zonă corespunde fundimentului cristalin, iar a doua Sarmațianului.

Ridicările magnetice regionale reliefază o anomalie magnetică pozitivă la Pechea, în contrast cu dezvoltarea spre W a unui cîmp magnetic liniștit, izodinamele luînd orientarea NW—SE. Anomalia de la Pechea ar apartine liniei de anomalii pozitive Sacar Bair — Piatra Roșie — Turcoaia — Pechea, iar depozitele cu susceptibilități magnetice uniforme dinspre W ar corespunde unor formațiuni de Sedimentar gros.

Cîmpul gravitațional este liniștit, indicînd o descreștere treptată spre W de la —30 mgal (Puțeni) la —70 mgal (Mărășești), izoliniile fiind orientate N—S. În schimb, în imediata vecinătate, la E și SE, hărțile de sinteză ale Comitetului Geologic și ale Min. Ind. Petrol. indică o serie de anomalii locale și regionale, care traduc stilul cu totul diferit ce se afirmă aproximativ la E de linia Puțeni — T. Vladimirescu. Astfel, un maxim gravimetric, pus pe seama fundimentului continuat spre NW, apare paralel cu linia Smîrdan — Pechea, deplasat spre W cu cca 3 km, după care urmează, tot paralel cu aceeași linie la 12 km spre W, un minim gravimetric. De asemenei, la NNE de linia Smîrdan — Pechea apare un minim gravimetric bine conturat în zona Băleni.

Rezultatele seismice dau o cădere generală de la E la W; se indică un ax sinclinal și altul anticlinal la SW de Comuna Costache Negri și de asemenei la NW de comuna Cudalbi. Între Ungureni și Corod s-a determinat, printr-un profil de refracție, o viteză de 5831 m/sec la 2337 m adîncime probabilă a fundimentului. S-a mai determinat un ax anticlinal și altul sinclinal la SE de Matca, precum și o zonă lipsită de reflexii, pusă pe seama unui anticlinal plasat pe minimul gravimetric de la Băleni; între Tecuci și Matca se suspectează o falie de



adâncime (Sovrompetrol, 1953). În continuare s-au mai pus în evidență un ax anticlinal Lunca — Crăești — Drăgușeni, un alt ax anticlinal Cuca — S. Băleni, orientat NW—SE și un ax sinclinal Oasele—Cudalbi; s-a precizat că lipsa reflexiilor din zona Băleni trebuie pusă pe seama zonei de viteză mică și s-au obținut sporadic unele orizonturi discordante la adâncime (Sovrompetrol, 1954). Ultima lucrare, executată de Comitetul Geologic în 1955, urmărește o limită cu viteză de 4500 m/sec la adâncime de aproximativ 1700 m în dreptul localității Pechea, limită ce coboară spre W și urcă spre E.

#### IV. Caracteristica seismică a regiunii

Se poate afirma că regiunea Tecuci nu prezintă un caracter unitar din punctul de vedere al lucrărilor seismometrice, aceasta fiind în funcție de zona vitezelor mici și de condițiile de împușcare. Începînd de la E la W se individualizează trei zone morfologice: zona colinară, în care grosimea Z.V.M. este între 50—100 m pe dealuri, subîndu-se simțitor în văi; cîmpia propriu-zisă cu Z.V.M. între 15—30 m și însfîrșit valea Siretului, unde Z.V.M. scade sub 15 m. În văile cu elevații minime, Z.V.M. ajunge pînă la grosimi de 2 m. Ea apare uneori formată dintr-un singur strat cu viteză între 350—470 m/sec (frecvențe fiind vitezele sub 400 m/sec), iar alteori din două strate cu viteza între 350—400 m/sec și 500—600 m/sec (în medie zona avînd 480 m/sec).

Împușcăturile au loc de regulă pentru prima zonă în nisipuri friabile, pentru a doua în argilă nisipoasă, iar pentru a treia în pietrișuri. În consecință, claritatea reflexiilor și adâncimea detectată este în funcție de acest factor, materialul cel mai bun obținîndu-se în zona de centru.

Vitezele efective, determinate pe cale analitică, dau curbe cu creșteri diferite ale vitezelor, în funcție de timpul reflexiei respective. Acest fapt a dus la întocmirea graficului de variație laterală a vitezelor efective (GLOTOV), din care se constată că intersecția profilelor I și II coincide cu schimbarea regimului de viteză în regiune, respectiv de la loc. 33 (Călmățui) spre E, curbele de egală viteză se mențin cu mici ondulații la același palier, în timp ce spre W, ele coboară la tempi din ce în ce mai mari; de o manieră asemănătoare se comportă izolinile de viteză și pe direcția N—S, loc. 33 delimitînd de asemenei coborîrea mai accentuată spre S, de ușoara ridicare spre N.

O ultimă problemă seismogeologică este cea a reflexiilor multiple. Posibilitatea existenței lor nu este exclusă, în special în partea estică a regiunii, însă un studiu amănuntit, cu rezultate îndoioanelnice, nu pare a fi indicat, întrucît criteriile intrate în practica seismică nu indică prezența fenomenului. În primul rînd, din hodografii de corelație continuă se constată la tempi mari, curbe din ce în ce mai deschise. Ca urmare, variația vitezelor nu are tendință de revenire la viteze mici



pentru timpi mari. Apoi, pe seismograme apar uneori reflexii mai puternice tocmai la timpi mari, fără a avea un impuls primar corespunzător la un timp mai mic și, însăși, se trece de cele mai multe ori pe seismogramă de la  $\Delta T$ -uri mici pentru reflexiile de mai mică adâncime, la  $\Delta T$ -uri cu mult mai mari pentru cele de adâncime mare.

### V. Metodica și tehnica lucrărilor de interpretare

După cum s-a văzut în introducere, amplasarea lucrărilor prevăzute pe rețea regională apare schimbată prin suplimentarea profilelor complexe E-W și N-S de corelație continuă și seismosondaje cu distanță între geofoni de 20 m, cu profile de seismosondaje orientate în general NE-SW, cu distanță între geofoni în special de 10 m. Faptul că a condus la această modificare de program a fost constatarea că metodica preconizată inițial nu reușea să epuizeze problema în adâncime. Într-adevăr, distanța de 20 m între geofoni s-a dovedit insuficientă, la un moment dat, recepționării datelor privind stratele a căror adâncime și înclinare depășeau ordinul de mărime obișnuit; respectiv, lucrînd pe profilele regionale cu distanță între geofoni de 20 m s-au obținut doar în cîteva puncte, prin seismosondaje, reflexii între 2 și 4 sec, cu un  $\Delta T$  între 0,50 și 0,080 sec (în zona Călmățui, loc. 35,  $t_0 = 2,3$  sec,  $\Delta T = 0,060$ ; în zona Puțeni loc. 121,  $t_0 = 4,4$  sec,  $\Delta T = 0,090$  sec). Apăreau deci strate foarte înclinate și, după toate aparențele, lipsite de o continuitate care să favorizeze urmărirea lor pe o distanță mai mare. Ajungîndu-se la această concluzie, s-a încercat micșorarea distanței între geofoni la seismosondaje, obținîndu-se într-adevăr rezultatele așteptate; nu numai că au apărut ceva mai frecvent reflexiile cu un  $\Delta T$  mare în zonele interesante, însă și adâncimea informațiilor noastre a coborît în mod curent pînă la 4 sec.

Interpretarea materialului seismic s-a făcut ținînd seama de ultimele metode și procedee apărute, cît și de cele verificate în campaniile de teren, iar acolo unde literatura nu ne-a satisfăcut, cum este cazul calculării înclinării și adâncimii stratelor discordante, s-a căutat ca soluția dată să pornească de la principii de bază în seismometrie. Hodografii de corelație continuă s-au corectat cu toate cele patru corecții: de fază, de Z.V.M., de relief și de punct de explozie, reducerile făcîndu-se la 2 plane de referință medii în regiune, +100 m pentru partea estică și +50 m pentru cea vestică. Determinarea vitezelor s-a făcut prin metode analitice, în lipsa unui foraj în regiune care să permită executarea unui seismocarotaj. Metodele utilizate au fost GLOTOV, GURVICI și IACOVACHE.

La calcularea seismosondajelor, problema a căpătat un aspect aparte, datorită condițiilor specifice în care ne-au situat datele obținute față de corelația continuă, și anume: a) reflexii de adâncime cu un  $\Delta T$  mare, deci de la orizonturi discor-

dante față de cuvertura relativ liniștită de la suprafață, și b) reflexii de adâncime cu  $t_0$  depășind limitele curbelor de viteză determinată din corelația continuă; ca atare, de la orizonturi ce nu puteau fi raportate pe secțiuni prin procedeele obișnuite.

Soluția dată a pornit de la necesitatea scindării în două a problemei seismosondajelor, admisind existența unei limite ce separă către suprafață un regim liniștit, cu inclinări mici și concordante, vitezele variind cu adâncimea conform curbelor determinante, iar în adâncime un stil cu totul diferit, pus în evidență de elementele menționate: inclinări mari și discordante ținând de formațiuni mai mult sau mai puțin frămîntate, cu viteze de propagare de același ordin de mărime cu vitezele de limită (refracție) obținute în lucrările anterioare. Până la această limită seismosondajele au fost calculate în mod obișnuit, iar de la ea în jos procedeul utilizat ia de bază legea lui SNELL și adaptează elementele din teoria razei curbe la condițiile specifice ale problemei noastre, urmărind drumul razei seismice pe un parcurs frînt.

## VI. Rezultate și interpretare

Urmărind secțiunile fiecărui profil în parte, se constată existența unei limite de discordanță ce coboară de la 1200 m în E, pînă la 3000 m în W, separînd pe verticală două stiluri tectonice diferite. Deasupra, unul liniștit, cu orizonturi puțin inclinate și slab ondulate, iar dedesupra, unul frămîntat cu o dispoziție stratigrafică net discordantă față de primul și fragmentat de o serie de fracturi. Acest al doilea stil tectonic, la rîndul său, pare să se mențină doar pînă la 5000—6000 m, sub el urmînd un al treilea, detectat pînă la 7000—8000 m, de asemenea discordant, însă din lipsă de elemente suficiente, neputînd fi identificat decît în anumite zone (pl. I și pl. II).

Limita de discordanță nu a dat reflexii continue.

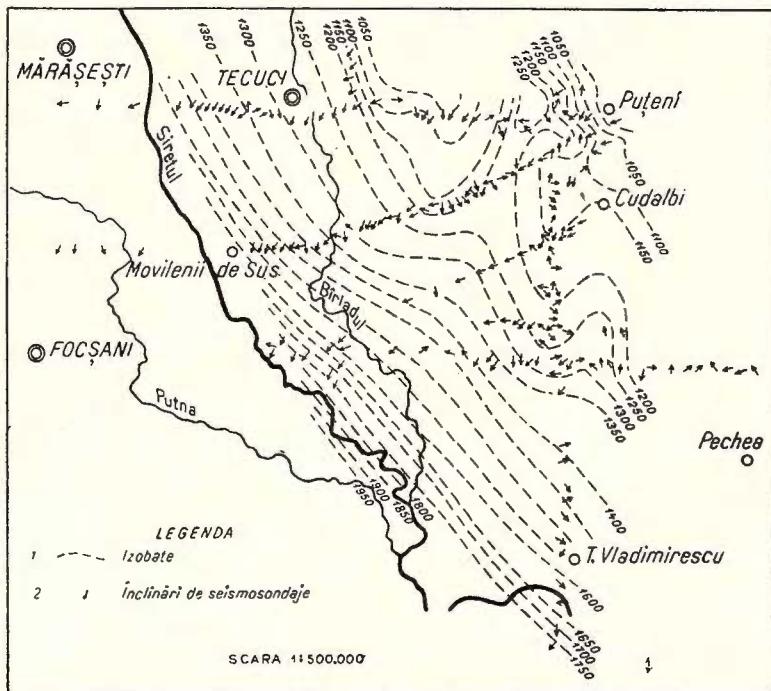
Ondulațiile orizonturilor pînă la 1200—3000 m au aspectul unor anticlinale și sinclinală de amplitudine redusă. În harta rezultatelor de deasupra limitei de discordanță, ele sunt mascate de dispoziția relativ împrăștiată a vectorilor înclinare-medie. În schema structurală întocmită la un orizont convențional, aceste cuti nu mai apar, izobatele avînd echidistanță de 50 m.

În schimb, schema scoate în evidență două fapte importante. În primul rînd căderea generală spre SW, cu o diferență de 900 m (de la 1050 m la 1950 m) pe distanță de 27 km, respectiv în medie cu 2 km pe linia Puțeni — Salcia, iar în al doilea rînd împărțirea regiunii în două zone structurale diferite: una la SW de linia Călmățui — Matca, în care se manifestă doar căderea monotonă regională spre cele două depresiuni, precarpatică și predobrogeană, și alta la NE de linia amintită, în care se conturează un regim mai agitat, a cărui explorare spre N și E



depășește limitele lucrării prezente. Această imagine structurală se reflectă și în ordinul de mărime al înclinărilor, care cresc de la  $2^{\circ}$ – $5^{\circ}$  în E pînă la  $7^{\circ}$ – $12^{\circ}$  în W.

Reprezentarea în plan a datelor de sub 1200–3000 m a constituit o problemă dificilă, a cărei rezolvare și-a găsit soluția într-o hartă, care are vectorii înclinare-medie luati pentru limite largi de adîncime.



Rezultatele seismice în regiunea Tecuci, deasupra limitei de discordanță.

Căderile inverse ce se constată în harta respectivă localizează liniile de falii urmărite pe fiecare secțiune, putîndu-se vedea continuitatea a două astfel de linii între Matca — Călmățui la 4 km E Matca și 2 km S Costache Negri. Se constată de asemenei, ca și în harta prezentată, căderi mari spre W, de  $10^{\circ}$ – $19^{\circ}$ , față de cele din spre E, de  $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$ . Această diferență de căderi este limitată însă de paralela com. Movileni, fără a se mai constata spre N.

La E de cea de a doua linie de falie, spre Cudalbi — Puțeni, apare o zonă extrem de frămîntată a cărei rezolvare poate fi pusă pe seama unui sistem de falii.

La mare adîncime, faliiile din zona estică nu pot fi continuante decît în unele puncte.

În zona vestică, în apropierea văii Siretului, s-a prins un pachet de strate puternic discordante față de cele superioare. Acest fapt pune problema deli-

mitării bordurii Depresiunii precarpatice, precum și a tectonicei formațiunilor ce sănț angajate la contactul cu fundamentul depresiunii.

Împărțirea regiunii în două prin linia Matca — Călmățui ne este sugerată și de variațiile laterale ale vitezelor efective (GLOTOV) la locația 33 Călmățui, intersecția profilelor I și II fiind chiar pe linia respectivă.

Forajul de mare adâncime este singurul care poate rezolva problema.

Revenind la rezultatele geofizice anterioare lucrării noastre, se pot face următoarele observații:

a) Se confirmă axele anticlinale și sinclinale cunoscute anterior, cu precizarea însă că ele nu au decât semnificația unor ondulații foarte slabe, care se manifestă în formațiunile de pînă la prima discordanță. În ceea ce privește axele seismice ale Sovrompetrolului, ele se îneacă în zona noastră frămîntată, nivelele diferite la care s-au întocmit hărțile nepermîtînd o sudură corectă. Falia dintre Tecuci și Matca (Sovrompetrol, 1953) a fost confirmată, ea fiind însă deplasată cu 2 km spre E.

b) În legătură cu rezultatele gravimetrice și magnetice, zona de la NE de linia Matca — Călmățui, care se presupune a avea o tectonică mai agitată, se suprapune peste o zonă de cîmp gravitațional agitat al hărții Bouguer, precum și peste zona anomală magnetică, adiacentă anomaliei magnetice de la Pechea, prelungirea liniilor noastre de falii ajungînd pînă aici.

Dacă formațiunile de sub limita de discordanță, de sub 1200—3000 m aparțin unui Sedimentar mesozoic sau unei formațiuni mai vechi (fundamentul de la Smîrdan și Frumușita?), aceasta nu o pot preciza paralelizările îndepărtate, deoarece sănțem într-o regiune suspectată de deplasări pe verticală și în plus, bogăția reflexiilor și, de astă dată, relativă lor continuitate, pledînd împotriva ipotezei Cristalinului.

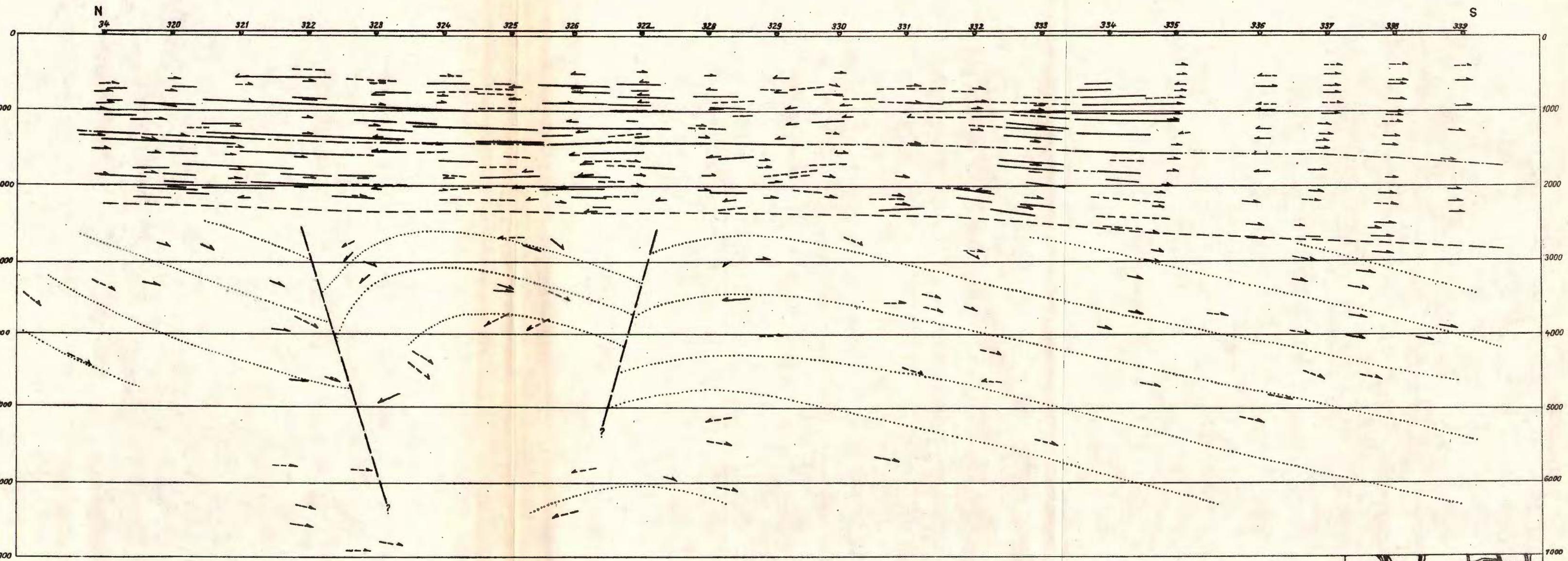
## РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА В ОБЛАСТИ ТЕКУЧ

Д. ПАЙКУ и Т. ПЭСАТ

(Краткое изложение)

Для определения структурных соотношений и ориентировки складчатости во внешней зоне Карпатского изгиба было предложено провести сеть профилей непрерывной корреляции. Северная часть этой сети, являющаяся предметом настоящего доклада, занимает участок Фокшань-Тудор Владимиреску — Пекя-Мэчишень-Мэрэшешть. Полученные, в результате первых работ по непрерывной корреляции, результаты вызвали для

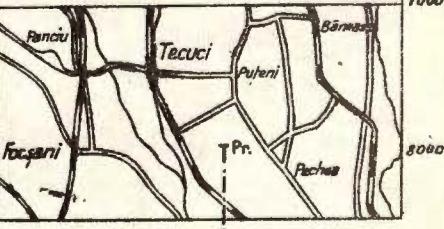




### SECȚIUNEA PROFILULUI SEISMIC II

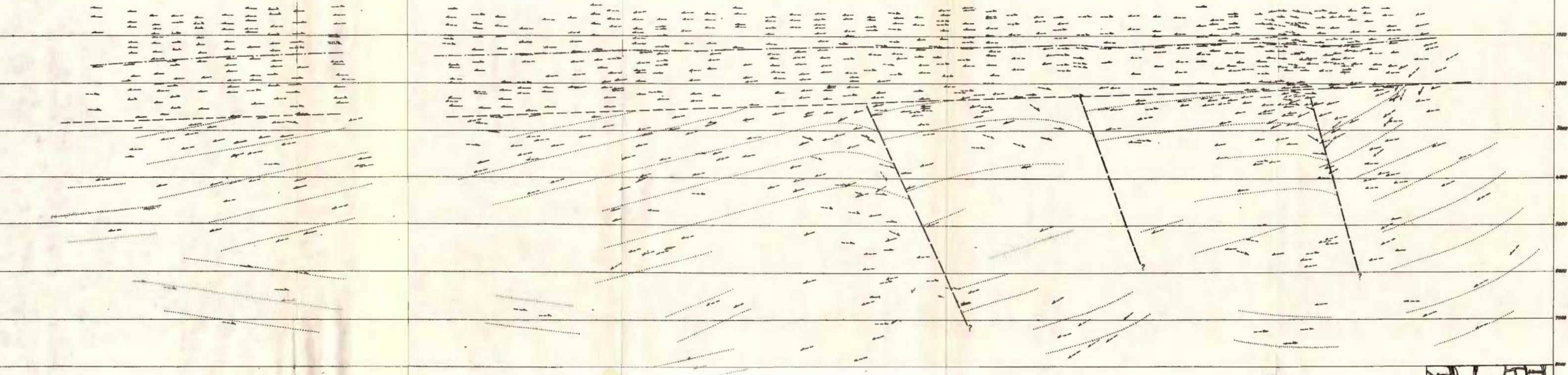
#### LEGENDA

- Orizont reflector sigur - Corelație continuă
- - - Orizont reflector nesigur - Corelație continuă
- Orizont reflector sigur - Seismosondaj
- Orizont reflector nesigur - Seismosondaj
- Orizont convențional - Schemă structurală
- Limită de discordanță convențională
- Limite convenționale
- Folie

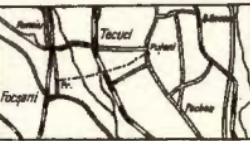


W 255 259 253 252 250 251 249 248 247 246 245 E

SW 245 246 243 242 241 240 228 225 223 222 221 220 219 218 217 216 215 213 212 210 199 198 197 196 195 194 193 182 179 203 190 188 185 184 183 182 179 178 177 176 175 174 173 172 171 NE

**LEGENDA**

- Orizont reflector elgor - Seismosondaj
- Orizont reflector resigur - Seismosondaj
- - - Orizont convențional - Schimă structurală
- - - Limită de discordanță convențională
- - - Limite convenționale — Faliș



отряда необходимость проведения ряда полудетальных профилей сейсмозондирований.

С сейсмической точки зрения область Текуч не носит единого характера. По вертикали было выявлено два различных тектонических стиля: один из них, меньшей глубины (до 1200 м на востоке и 3000 м на западе), с пологими и слабо волнистыми пластами, и второй — ниже этого предела, с несогласием к первому, с меньшим числом отражающих горизонтов и с значительно большими несогласными падениями. Второй тектонический стиль как бы сохраняется до глубины 5000—6000 м, откуда предполагается что следует третий стиль до 7000—8000 м, также несогласный, который удается уточнить лишь в известных зонах. Граница разделяющая первые две геологические формации не дала непрерывных отражений.

В приповерхностной части по простиранию примерно СВ—ЮЗ выявляется ряд слабых волнистых образований в виде антиклиналей и синклиналей незначительной амплитуды. Эти образования отмечены и сравнительно разрозненным расположением векторов среднего падения. Однако они не выявляются в структурной схеме поверхности зоны указываемой изобатами с расстоянием в 50 м.

В пределах участка работ не удается уточнить распространение изобат к северу и востоку.

Структурная схема выявила:

1. Общее падение к ЮЗ.

2. Разделение области на две зоны с особыми тектоническими стилями:

а) зону смятия к СВ от линии связывающей села Матка и Кэлмэцуй со сбросами, расположенными на расстоянии 4—5 км один от другого;

б) сравнительно спокойную зону, к ЮЗ от этой линии с резкими падением к ЮЗ.

Боковые изменения эффективных скоростей подсказывают также это деление. Ввиду того что исследуемый участок не очень обширен не удалось провести достаточного контроля над региональным ориентированием сбросов и их группировок в более общую систему. Для того чтобы уточнить относятся ли к мезозою или кристаллической толще геологические формации расположенные под границей несогласия, необходимо провести бурение глубинных скважин.

### ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА

Результаты сейсмических исследований в области Текуч проведенных над уровнем несогласия.



**PROSPECTIONS SISMIQUES RÉGIONALES DANS  
LA RÉGION DE TECUCI**

PAR

D. PAICU et T. PĂSAT

(Résumé)

Afin d'établir les rapports structuraux et l'orientation des plissements dans la zone externe de la courbure des Carpates, on a supposé le plissement d'un réseau de profils de corrélation continue. Le secteur septentrional de ce réseau, qui constitue l'objet de ce travail, occupe le périmètre Focşani — Tudor Vladimirescu — Pechea — Măcişeni — Mărăşeşti. Les résultats obtenus pendant les premiers travaux de corrélation continue ont imposé l'exécution de quelques profils de semi-détail de sismosondages.

Au point de vue sismique, la région de Tecuci n'accuse pas un caractère unitaire. En verticale ont été mis en évidence deux styles tectoniques différents, à savoir: l'un, de profondeur plus petite, jusqu'à 1200 m dans l'E et de 3000 m dans l'W, dont les couches ont un pendage réduit et sont légèrement ondulées, et un autre, au-dessous de cette limite, en discordance par rapport au premier, avec moins d'horizons réflecteurs et des pendages discordants plus accentués. Le second style tectonique semble se maintenir à peine jusqu'à 5000—6000 m, d'où suit un troisième style jusqu'à 7000—8000 m, également discordant, lequel, à cause des éléments insuffisants, ne peut être précisé que dans certaines zones. La limite qui sépare les deux premières formations géologiques ne présente pas de réflexions continues.

À la surface, sur une direction approximativement NE—SW, apparaît une succession de légères ondulations sous forme d'anticlinaux et de synclinaux d'amplitude réduite. Ces ondulations sont trahies aussi par la disposition quasi désordonnée des vecteurs de pendage moyen. Néanmoins, elles échappent du schéma structural de la zone superficielle, à isobathes à distance de 50 m l'une de l'autre.

Dans le cadre de ce périmètre on ne saurait préciser le développement des isobathes vers le N et vers l'E.

Le schéma structural a mis en évidence:

1. Le pendage général vers le SW;

2. La division de la région en deux zones à régimes tectoniques différents, à savoir une zone tectonisée, au NE de la ligne qui unirait les communes de Matca et de Călmățui, à failles situées à 4—5 km de distance l'une de l'autre, et une zone relativement calme, au SW de cette ligne, à pendage prononcé vers le SW.



Les variations latérales des vitesses effectives suggèrent elles aussi cette division. L'étendue réduite de la surface étudiée ne nous a pas permis de faire un contrôle suffisant sur l'orientation régionale des failles et sur leur groupement dans un système plus général. Pour préciser si les formations au-dessous de la limite de discordance appartiennent au Mésozoïque ou au Cristallin, il est nécessaire que l'on exécute des forages de grande profondeur.

#### EXPLICATION DE LA FIGURE

Résultats sismiques dans la région de Tecuci au-dessus de la limite de discordance.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI SEISMOMETRICE ÎN REGIUNEA GALAȚI<sup>1)</sup>  
DE  
I. VASILIU și A. SOLOMON

În anul 1955 am efectuat măsurători de teren prin metoda corelației continue de reflecții și refracție în zona de curbură a Carpaților orientali.

Regiunea prospectată este delimitată la est de rîul Prut, la nord de paralela Tătarca — Pechea — Hanul Conache, la vest de calea ferată Tecuci — Galați, iar la sud de rîul Siret.

Din punct de vedere morfologic, în porțiunea de la nord, regiunea prezintă un aspect colinar accentuat, cu văi dirijate nord—sud, cu diferențe de nivel cating uneori valori maxime de circa 70 m. Înaintând spre sud și vest, relieful se aplătizează, pentru a constitui în ansamblu partea cea mai nordică a Cîmpiei Române.

**Caracteristica geologică și geofizică a regiunii**

Din punct de vedere geologic, regiunea studiată se situează (după AVANESIAN) pe flancul estic al depresiunii subcarpatice, în zona de legătură a acesteia cu depresiunea subdobregeană.

Din punct de vedere stratigrafic, în întreaga regiune apar la zi numai depozitele cuaternare, constituite din loess. Forajul de la Smîrdan, situat la circa 8 km nord-vest de Galați, efectuat de către Min. Ind. Petrol., marchează limita inferioară a Dacianului reprezentat printr-o alternanță de argile, marne și nisipuri, la adâncimea de 520 m, după care urmează o formăjune dură reprezentată prin micașisturi cu injecții de aplite, avînd înclinări de circa 15°, atribuită Paleozocului. Forajul de la Frumușita, efectuat de către I.S.E.M. ulterior definitivării lucrărilor noastre, marchează următoarea succesiune stratigrafică: între 0—23 m Cuaternar reprezentat prin loess, între 23—390 m Levantin și Dacian reprezentat prin marne policolare și vinete, plastice sau nisipoase, în alternanță cu nisipuri fine și intercalații de strate subțiri de lignit; între 390—600 m Sarmațian fosi-

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 29 martie 1957.



lifer (*Tapes*, *Ervilia*, *Mactra*), constituit din marne, marne calcaroase cenușii, gresii calcaroase grosiere; între 600—639 m Cenomanian constituie din marno-argile verzi cu nisip cuartos alb și, în sfîrșit, între 639—666 m marne șistoase negricioase cu început de metamorfozare, cu diaclaze de calcit și pirite; aceste marne sunt atribuite Silurianului sau unor formațiuni mai vechi.

Din punct de vedere geofizic, prospecțiunile gravimetrice executate anterior marchează o descreștere a cîmpului gravitațional de la est la vest, pusă pe seama scufundării către sud-vest a fundamentului. Din aceleasi prospecțiuni se conturează la est de comuna Pechea o linie de minim gravimetric, orientată SE—NW și flancată la vest de o linie de maximă. O creștere accentuată a cîmpului gravitațional se observă la est de rîul Siret, de-a lungul unei linii ce ar trece prin localitățile Călmățui — Tudor Vladimirescu — Independența, și care ar separa, la est, o zonă cu un aspect mai sinuos al izolinilor gravimetrice, de alta, la est, cu un puternic efect regional.

Prospecțiunile magnetometrice executate de către Comitetul Geologic în anul 1952 au pus în evidență în zona Pechea o anomalie magnetică care ar reprezenta, după autorul lucrării, efectul unor culminații ale catenei chimerice, ce s-ar prelungi spre sud-est, în Dobrogea.

Prospecțiunile electrometrice executate de către Comitetul Geologic indică o serie de rezistivități de valoare mare în apropierea sondei de la Smîrdan, ce ar corespunde fundamentului reperat prin foraj.

Prospecțiunile de seismometrie anterioare au pus în evidență o cădere generală a stratelor de la est la vest, cu inclinări de 1°—5°, marcând totodată o slabă cută anticlinală la est de Comuna Liești și una sinclinală adiacentă.

### Metodica lucrărilor geofizice de teren

În urma programului experimental s-a constatat că, de fapt, condițiile seismologice nu permit aplicarea cu eficacitate a metodei seismice de reflecție, iar după efectuarea a două profile de reflecție prin metoda corelației continue, unul de orientare nord—sud, între Galați și Frumușita, și celălalt de orientare est—vest, între Galați și Independența, s-a trecut la aplicarea, la început experimentală și apoi în serie, a metodei de corelație pe fază a undelor refractate, executându-se următoarele profile longitudinale, cu punctele de explozie distanțate între 3680—8280 m (vezi figura):

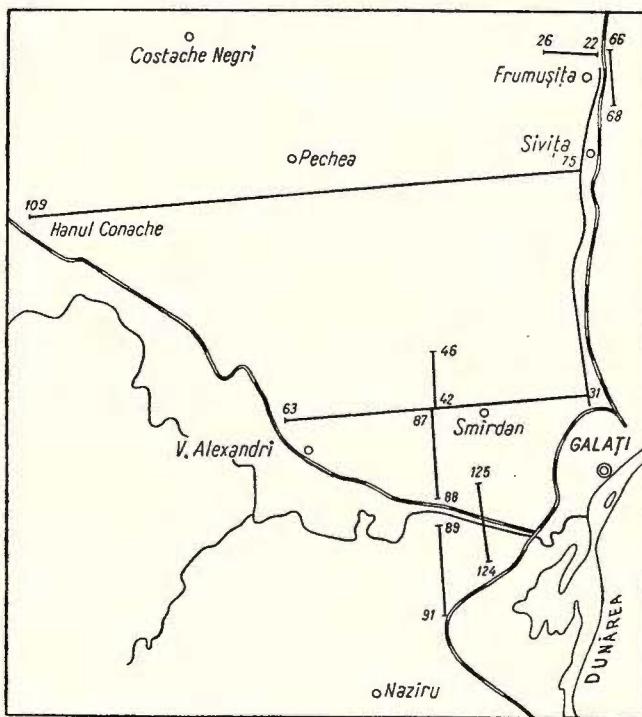
a) Profilul III, de orientare E—W, Smîrdan—Independența, pe o lungime de 15 km, trecind prin dreptul sondei de referință a Min. Ind. Petrol. ;

b) Profilul II, de orientare E—W, Tătarca—Pechea—Hanul Conache, pe o lungime de circa 36 km;

c) Profilul 66—68 Frumușita, situat în zona inundabilă a rîului Prut, de orientare N—S;



- d) Profilul 22—26 nord Frumușita, de orientare E—W;  
e) Profilul 75—76 Ijdileni—Tătarca, de orientare NNE—SSW;



Amplasarea lucrărilor de refracție în regiunea Galați.

- f) Profilul 87—88 vest Smîrdan—Şerbeşti Vechi, de orientare N—S, efectuat prin metoda corelaţiei continue;  
g) Profilul 89—91, sud Şerbeşti Vechi, de orientare N—S;  
h) Profilul 123—124, de orientare N—S, trecând peste rîul Siret în dreptul localităţii Şendreni.

Regiunea studiată prezintă un orizont puternic refractator și reflectator, ce a fost urmărit îndeaproape pe profilele de mai sus. Pe măsură ce pornim de la Galați către nord și vest, acest orizont coboară ușor, făcind loc seriei de strate mio-pliocene reprezentate în rezultatele seismice prin prezența unor viteze de propagare a undelor elastice mai mici (1900—2400 m/sec).

Orizontul caracteristic din regiune are o viteză de limită de propagare a undelor elastice de circa 4500 m/sec, ceea ce denotă că el se comportă din punct de vedere elastic ca o formațiune extrem de compactă. Viteza medie a complexului de strate mio-pliocene de deasupra acestui orizont caracteristic este de circa

1900 m/sec, ajungînd printr-o trecere gradată, pe măsură ce orizontul caracteristic se adîncește, la valoarea maximă de circa 2100 m/sec în dreptul locației 109, situată la vest de comuna Hanul Conache.

## DESCRIEREA REZULTATELOR

Secțiunea I—I a profilului de reflectie de pe traseul Galați — Tulucești — Sivița — sud Frumușita, caracterizată din punct de vedere seismic prin reflecții de calitate satisfăcătoare, însă necorelabilă pe întreaga porțiune a profilului, arată o cădere de la sud la nord a orizontului caracteristic, cu o variație de adîncime de 520 m, în dreptul locației nr. 2 și de 580 m în dreptul locației nr. 14.

Secțiunea II—II a profilului de refracție de pe traseul sud Sivița — Pechea — Hanul Conache, care a permis o corelație continuă a orizontului caracteristic refractator, începînd de la locația nr. 77 la est și pînă la locația nr. 84 la vest, marchează o coborîre lentă la vest de 630 m (locația 77) pînă la 710 m (vest locația 84). Datorită metodei de construcție aplicată (metoda cîmpurilor de timp), s-au putut pune în evidență usoarele ondulații ale acestui orizont caracteristic. În zona de la est de locația 85, pe o distanță de circa 1300 m, orizontul caracteristic existent în seismogramele înregistrate nu a mai fost trasat în continuare pe secțiune, din lipsa unui profil de legătură. Acest orizont a fost reluat din dreptul locației 85 situată la circa 4,5 km est de comuna Pechea și continuat pînă în apropierea locației nr. 109 situată în raza comunei Hanul Conache.

La est de comuna Pechea orizontul refractator arată o zonă depresionară, care apoi trece, printr-o zonă de usoară ridicare în dreptul comunei Pechea, la un regim normal de cădere generală spre vest, ajungînd să aibă o adîncime de 1400 m, în dreptul locației 109. El marchează o usoară boltire în apropierea locației nr. 100 și o boltire mai accentuată în dreptul locației nr. 108, boltire ce a apărut și din secțiunea de reflecție în această zonă. De semnalat o treaptă importantă situată la circa 700 m est de locația nr. 107.

Secțiunea III—III a profilului de refracție de pe traseul Smîrdan — Independența indică aceeași cădere regională de la est la vest a orizontului caracteristic, avînd adîncimi ce variază între 560 m la locația nr. 37 și 850 m la locația nr. 60. În dreptul comunei Smîrdan acest orizont prezintă un ușor bombament, pentru ca apoi să devină orizontal pînă în dreptul locației nr. 102, de unde coboară lent spre vest. În dreptul forajului de la Smîrdan adîncimea acestui orizont este de 565 m, diferență de 45 m față de adîncimea găsită în sondă datorindu-se faptului că în lucrare s-a luat în considerație al 2-lea impuls al undei refractate characteristic, și nu primul, concordanța celor două rezultate fiind evidentă. Între locațile nr. 102 și 109 s-a putut construi și un orizont refractator din complexul sedimentar mio-pliocen de deasupra orizontului caracteristic, construcție făcută



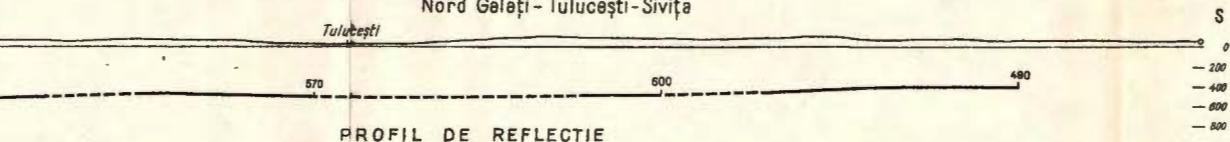
I.VASILIU și A.SOLOMON

### SECȚIUNILE PROFILELOR DE REFRACTIE DIN REGIUNEA GALAȚI PENTRU ORIZONTUL V<sub>3</sub>

0 1 2 3 4 5 km

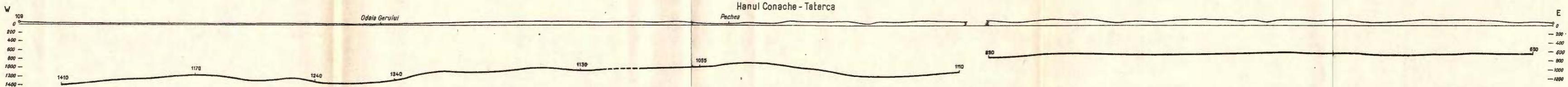
#### SECȚIUNEA Nr. 1

Nord Galați - Tulucești - Sivita



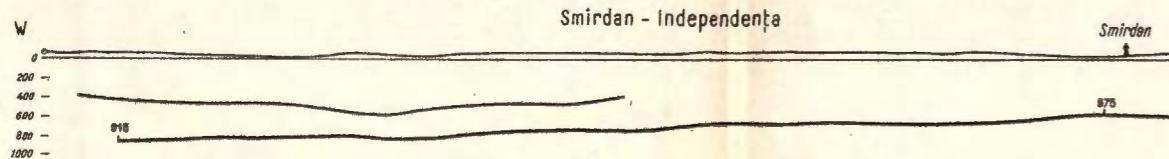
#### SECȚIUNEA Nr. 2

Hanul Conache - Tatarca



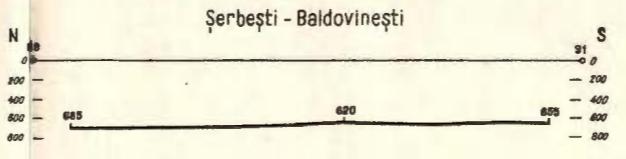
#### SECȚIUNEA Nr. 3

Smirdan - Independența



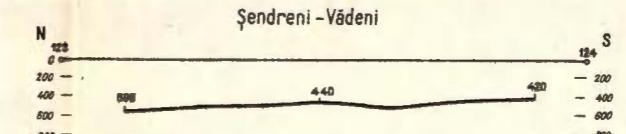
#### SECȚIUNEA Nr. 4

Serbești - Baldovinești



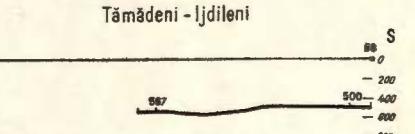
#### SECȚIUNEA Nr. 5

Şendreni - Vădeni



#### SECȚIUNEA Nr. 6

Tămădeni - Ijdileni



pe baza studiului sosirii impulsurilor ulterioare. Acest orizont prezintă același aspect ca și orizontul caracteristic.

Secțiunile profilelor 89—91 și 123—124 marchează o ușoară coborîre spre nord a aceluiași orizont caracteristic.

Secțiunea profilului 66—68 din zona adiacentă comunei Frumușuța, situată în zona inundabilă a râului Prut, indică o coborîre spre nord a orizontului refractor caracteristic prin intermediul unei trepte mai accentuate situată la circa 600 m de locația nr. 20.

## CONCLUZII

În baza rezultatelor lucrărilor de prospecțiuni seismice efectuate în regiunea Galați s-a pus în evidență existența unui orizont puternic refractor, cu o viteză de limită de circa 4500 m/sec, orizont ce ar corespunde cu cel existent reperat în forajele de la Smîrdan și Frumușuța. Prezența acestui orizont în întreaga zonă prospectată seismic pare a fi confirmată și de lucrările gravimetricice efectuate anterior și ulterior lucrărilor seismice, ce pun în evidență un același aspect al cîmpului gravitațional în zona amintită, în care anomaliiile ar reflecta eventual efectul unui fundament apropiat de suprafață.

Zona depresionară de la est de Pechea ar corespunde liniei de minim gravimetric menționată mai sus, iar zona de ridicare adiacentă acesteia, maximului gravimetric, respectiv anomaliei magnetice semnalate.

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ГАЛАЦ

И. ВАСИЛИУ и А. СОЛОМОН

(Краткое содержание)

В настоящей работе авторами даются результаты сейсмических волн, при которых успешно применен, впервые в нашей стране, метод корреляции на основании преломленных волн в хорошо определенных сейсмологических условиях.

Продольные профили преломления имели длину от 3680 м до 8280 м. и выполнялись при помощи наложенных панелей с тем чтобы позволить непрерывное прослеживание преломляющего горизонта, проведение которого осуществлялось при помощи метода изохрон.



Institutul Geologic al României

Предельная скорость преломляющего горизонта составляет 4500 м/сек., а средняя скорость комплекса, вышележащих мио-плиоценовых слоев — составляла 1900—2100 м/сек., возрастая с востока к западу. Слой небольших скоростей (350 м/сек.) имеет мощность в несколько метров в долинах и в несколько десятков метров на холмах.

Авторами было выявлено небольшое погружение фундамента по направлению к северу и востоку, причем это погружение усиливается в западной части района, подтверждая тем самым результаты прежних гравиметрических и электрометрических исследований. В восточной части этот фундамент оказывается сплющенным, а к западу он имеет отдельные волнистые участки, что придает ему облик эрозионного рельефа.

Крупными тектоническими элементами выявленными в настоящей работе являются: депрессионная зона, находящаяся к востоку от села Пекя, зона наибольшего поднятия, прилегающая к депрессионной зоне, уступ находящийся против села Одая Джерулуй и уступ Фрумушица.

## ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА И ЧЕРТЕЖА

### РИСУНОК

Распределение работ по сейсморазведке, основанных на преломлении волн в области Галац.

### ЧЕРТЕЖ

Разрез изображающий преломление сейсмических волн в области Галац для горизонта  $V_3$ .

## RECHERCHES SISMOMÉTRIQUES DANS LA RÉGION DE GALAȚI

PAR

I. VASILIU et A. SOLOMON

(Résumé)

Les auteurs présentent des travaux de prospection sismique régionale où, pour la première fois dans notre pays, on a appliqué avec succès la méthode de corrélation à l'aide des ondes réfractées dans des conditions sismologiques bien déterminées.



La longueur des profils longitudinaux de réfraction a varié de 3680 m à 8280 m et ils ont été effectués en panneaux superposés pour permettre l'observation continue de l'horizon de réfraction, qui a été tracé par la méthode des isochrones.

La vitesse-limite de l'horizon de réfraction est de 4500 m/sec, et la vitesse moyenne du complexe de couches mio-pliocènes superposées atteint 1900—2100 m/sec augmentant de l'est vers l'ouest. La couche accusant de petites vitesses ( $v = 350$  m/sec) a dans les vallées quelques mètres d'épaisseur et sur les collines quelques dizaines de mètres.

Les auteurs ont observé que vers le nord et vers l'est le soubassement accuse un léger abaissement qui s'accentue dans le secteur occidental de la région. De la sorte sont confirmés les résultats des prospections gravimétriques et électrométriques antérieures. À l'est le soubassement est aplati, tandis que vers l'ouest il présente des ondulations qui lui impriment un aspect de relief d'érosion.

Les éléments tectoniques majeurs mis en évidence sont les suivants: la zone dépressionnaire à l'est de la commune de Pechea, la zone de surélévation maximum adjacente, le gradin en face de la localité d'Odaia Gerului et le gradin de la localité de Frumușita.

---

## EXPLICATION DE LA FIGURE ET DE LA PLANCHE

### FIGURE

Emplacement des travaux de réfraction dans la région de Galați.

### PLANCHE

Sections des coupes de réfraction de la région de Galați pour l'horizon  $V_s$ .

---





Institutul Geologic al României

PEDOLOGIE

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN CÎMPIA  
DINTRE OLT ȘI ARGEŞ<sup>1)</sup>

DE

ANA CONEA, C. TUTUNEA și N. MUICĂ

**Condiții fizico-geografice.** Cîmpia dintre Olt și Argeș<sup>2)</sup> este o cîmpie relativ înaltă (atinge în N 270 m alt. abs.), a cărei altitudine scade dinspre NNW către SSE; marginea ei sudică se înclină foarte slab spre NNE, lăsînd astfel aproximativ în centrul cîmpiei o fîșie mai coborîtă, corespunzătoare liniei Cîlniștea—Roșiori—Drăgănești—Olt, orientată W—E, semnalată încă de G. VILSAN în lucrarea sa Cîmpia Română (6).

Este o cîmpie veche, supusă unei îndelungate modelări, în care distingem: cîmpia propriu-zisă, și un relief mai tînăr, rezultat din acțiunea apelor curgătoare; terasele și luncile.

Terasele însoțesc cursul principalelor ape care brăzdează fața cîmpiei: Dunărea, Oltul, Vedea, Teleormanul, Argeșul. Terasele inferioare (în care am cuprins trei nivele: 6—8 m, 12—14 m și 22—28 m alt. medie rel.) sunt caracterezate, în partea sudică a cîmpiei, prin existența peste pietrișul de la bază a unor depozite loessoide cu sau fără soluri îngropate. Apa freatică este situată în general la mică adîncime. Terasele superioare (tot cu trei nivele: 40—44 m, 50—55 m și 62—65 m alt. rel.) sunt acoperite tot cu depozite loessoide, în care apar mai multe soluri îngropate; apa freatică se întîlnește la mare adîncime. Caracterele amintite sunt tipice pentru terasele Dunării. Terasele Argeșului prezintă un caracter aparte și impun împărțirea cursului rîului în trei sectoare: 1, de la Pitesti spre sud, pînă la marginea nordică a vechii cîmpii de divagare, se desfășoară în evantai seria completă de terase (1, p. 91—101), cu poduri accentuat inclinate care se

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 1 februarie 1957.

<sup>2)</sup> Cîmpia dintre Olt și Argeș a făcut obiectul cercetărilor noastre în campania de teren din anul 1955. Aceste cercetări s-au efectuat în cadrul sarcinilor trasate de Comitetul Geologic, lucrîndu-se la o scară mică (1:500.000) și avînd drept scop realizarea hărții raionării agro-pedologice a țării la scară 1:1.000.000.

pierd pe nesimțite în fața cîmpiei; 2, în sectorul din cuprinsul cîmpiei de divagare terasele lipsesc; 3, de-a lungul cursului inferior al Argeșului apar numai terase inferioare, care în amonte se pierd în cîmpia de divagare (5).

Cîmpia propriu-zisă am subîmpărțit-o, după anumite caractere comune, în mai multe subunități:

1. *Cîmpia Călmățuului* este acoperită în cea mai mare parte de depozite cu textură mai fină, depozitele loessoide cu textură de lut ușor întinzîndu-se numai pe o fîșie îngustă în vestul și sudul ei, unde apar și numeroase crovuri. Apa freatică este situată la adîncimi mari (peste 20 m).

2. *Cîmpia Cilniștei* cuprinde aproximativ bazinul Cilniștei și este constituită din depozite argiloase (atît la sud cât și la nord de valea Cilniștei), în care apa freatică se găsește, pe o suprafață întinsă, la mică adîncime (primăvara, de altfel, băltește pe suprafete întinse, lucrările agricole fiind întîrziate de obicei pînă la coborîrea nivelului stratului acvifer freatic). Cilniștea și micii ei afluenți, pe care în cea mai mare parte îi primește din sud (adică în sens contrar pantei și orientării rîurilor din restul Cîmpiei Romîne), își exercită drenajul pe fîșii foarte înguste (100—200 m), de-a lungul văilor lor, deși acestea sunt săpate adînc în suprafața cîmpiei.

Cîmpia Cilniștei are, aşa dar, aspectul unei arii depresionare, încă incomplet drenate, dar în curs de drenare (în marginea nordică a cîmpiei apar soluri în al căror profil morfologic sunt evidente încă vechile trăsături rezultate din evoluția acestor soluri sub un regim hidric de fineață, deși astăzi apa freatică se găsește la adîncimea de 8—10 m, spre deosebire de cea mai mare parte a cîmpiei unde nu depășește 5 m și unde solurile au încă un regim hidric de fineață).

Numai rama sudică a cîmpiei, acoperită de depozite loessoide, prezintă un relief cu numeroase crovuri.

3. *Cîmpia Boianului*, slab fragmentată și 4. *Cîmpia Burdea*, mult mai fragmentată, sunt acoperite tot cu depozite argiloase, care conțin și un oarecare procent de material grosier (nisip grosier și pietriș mic, cuartos); sunt cîmpii bine drenate (apa freatică este situată la peste 15—20 m adîncime).

5. *Cîmpia de veche divagare dintre Argeș și Dimbovnic* prezintă de asemenea la suprafață depozite fine, dar cu un procent mai ridicat de nisip grosier; în cuprinsul ei sunt încă evidente caracterele unei cîmpii de divagare: brațe părăsite, suprafete încă nedrenate, pe alocuri soluri foarte tinere, etc.



### 6. Cîmpia Neajlovului în sfîrșit nu a fost cuprinsă în cercetările noastre<sup>1)</sup>.

În concluzie vom reține că depozitele loessoide cu textură de lut sau lutusor se întâlnesc numai în sudul cîmpiei, pe terasele Dunării și afluenților ei, și pe o fîșie îngustă în marginea cîmpiei. Către nord se întâlnesc depozite de suprafață cu textură din ce în ce mai fină, iar diagramele A, B, C, D indică tocmai această schimbare a alcăturii granulometrice a depozitelor, de la sud către nord. Cea mai mare suprafață a cîmpiei este acoperită de depozite argiloase, cu particule grosiere sporadice.

Alcătuirea granulometrică a acestor depozite a avut o influență importantă în geneza solurilor, imprimînd profilului lor anumite caractere, care nu se întâlnesc în cîmpia de la răsărit de Argeș.

În ceea ce privește clima, din datele climatice ale I.M.C. — normalele pe 40 ani — și folosind principiile care au stat la baza împărtirii în provincii climatice a țării noastre făcute de N. CERNESCU în 1934 (1), rezultă că această cîmpie se încadrează în climatul de tip Cf (provinciile Cfax și Cfbx), cu excepția unei insule din centrul cîmpiei, în care media temperaturilor lunii celei mai reci este sub  $-3^{\circ}$ , care aparține climatului Df (provincia Dfax).

Cîmpia dintre Olt și Argeș se caracterizează printr-un regim termic asemănător celui al cîmpiei răsăritene: temperaturi medii anuale cuprinse între  $9,8 - 11,0^{\circ}$ , cu ierni mai blînde și veri nu atît de călduroase, ceea mai umed (precipitații medii între 500—660 mm anual). Se resimte într-o oarecare măsură și o slabă influență mediteraneană, ceea ce are ca rezultat o extensiune mai mare a zonei solurilor brun-roșcate de pădure.

O influență climatică, resimțită puternic, pe alocuri, este cea a vîntului. Pe terasa inferioară a rîului Vedea la sud de com. Cervenia, pe terasa Dunării la Zimnicea și la Suhaiia, s-a format un relief tipic de dune. De asemenei, aceleasi vînturi de vest au înălțat marginea cîmpiei, la Drăgănești, cu 2—3 m prin depunerea de material spulberat din malul abrupt și lipsit de vegetație.

Din cercetările asupra vegetației, întreprinse paralel cu noi de G. BABACA, reiese că sudul cîmpiei aparține zonei de silvo-stepă, iar centrul și nordul sub-zonei pădurilor de Quercine; în zona cernoziomului levigat predomină *Quercus pubescens*, în zona solurilor brun-roșcate și a solurilor brune *Q. conferta*, *Q. cerris*, în N apărînd și păduri de *Q. sessiliflora*. Astăzi, însă, pădurea ocupă suprafațe restrînse (nu acoperă nici 5% din suprafața cîmpiei).

\* \* \*

<sup>1)</sup> Cu studiul ei pedologic s-au ocupat, tot în cadrul Comitetului Geologic, M. SPIRESCU și H. ASVADUROV.

**Solurile și repartizarea lor geografică<sup>1)</sup>.** Cercetări amănunțite asupra solurilor cîmpiei dintre Olt și Argeș nu s-au făcut pînă în prezent, cu excepția cîtorva perimetre cartate la scară mare de Ministerul Agriculturii (D.O.T.A.). Singura hartă în care sănt reprezentate și solurile acestui sector este harta solurilor zonale ale României, alcătuită de G. MURGOCI și colaboratorii săi (editată de Institutul Geologic în anul 1927), în care cercetările care au stat la baza delimitării zonelor de sol au apartinut lui EM. PROTOPOPESCU-PAKE (4).

Harta de soluri alăturată reprezintă rezultatul cercetărilor noastre de teren.

În extremitatea sudică a sectorului (în același timp și partea cea mai sudică a țării noastre) am separat, pe terasele Dunării, cernoziomuri carbonatice (2) (corespunzătoare cernoziomurilor castanii și ciocolatii carbonatate din ultimele legende folosite în literatura noastră pedologică).

Am folosit denumirea de cernoziomuri carbonatice și nu aceea de cernoziomuri castanii, încrucișat atît profilul morfologic, cît și anumite caractere fizico-chimice nu corespund solurilor cunoscute în literatură sub denumirea de cernoziomuri castanii. Cea mai mare parte a profilelor de sol studiate în această unitate au un orizont A scurt, frecvent de 33—35 cm, o structură grăunțoasă medie, stabilă, cu un conținut de humus la suprafață mai mare de 3,5% (diagrama și tabl. 1) și o grosime destul de mare a orizontului de humus (la 80 cm peste 1,5% humus), cu cca 3%  $\text{CO}_3\text{Ca}$  în stratul arat. Culoarea orizontului A apare, datorită prezenței carbonațiilor, mai deschisă decît a cernoziomurilor tipice din imediata vecinătate. Grosimea și culoarea orizontului A sănt asemănătoare cu cele ale cernoziomurilor castanii deschise; conținutul în humus corespunde însă cernoziomurilor ciocolatii.

Analiza granulometrică a solului (diagrama și tabl. 1) indică o textură lutoasă la suprafață, iar roca de solificare un depozit loessoid cu textura lut ușor (nisip fin aproape 70%, iar nisip grosier sub 0,10%), în care întîlnim foarte frecvent cochilii de Gasteropode.

Dăm pentru comparație și diagrama unui cernoziom carbonatic (diagrama și tabl. 2) format tot pe un depozit loessoid pe una din terasele superioare ale Dunării (alt. rel. 40—44 m), situat la nord de orașul Zimnicea, al cărui profil morfologic este asemănător însă unui cernoziom ciocolatiu carbonatic, deși conținutul de humus în orizontul A depășește cu puțin 3%; pH, alcătuirea granulometrică și conținutul de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  sănt asemănătoare.

Remarcăm însă că analiza cationilor de schimb indică un procent ceva mai ridicat de ioni de  $\text{Na}^+$  pentru cernoziomurile carbonatice de pe terasele inferioare

<sup>1)</sup> Studiul analitic al solurilor în colaborare cu R. VERMEȘ, M. NICOLAU, FL. POPESCU, D. TODOR, L. STOICA, EL STOICA, L. BALABAN, N. IVANOV, E. BUGEAC, din Lab. de Chimie al Serv. de Pedologie (Comitetul Geologic).



TABLOUL 1

*Cernoziom carbonatic*

P. 177-3535 (4 km NW Năsturelu, raion Zimnicea)

Colectat de ANA CONEA

Analisti: Cationi schimbători, M: NICOLAU; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, N: BRATOSIN; humus și azot, EL. BUGEAC; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		Aa	A'	A''	A/C	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	D	
Adâncimea în cm		0-20	25-35	40-60	65-85	110-130	140-160	170-190	200-220
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	< 0.002 mm	22.93	23.50	23.66	21.65	20.16	18.62	18.26	15.37
	0.002-0.02 mm	21.91	21.66	21.18	22.20	22.16	22.35	21.12	20.60
	0.02-0.2 mm	54.73	54.53	54.73	55.81	57.39	58.81	60.40	63.85
	0.2-2 mm	0.43	0.31	0.43	0.34	0.29	0.22	0.22	0.18
	< 0.01 mm	35.63	34.65	34.27	32.94	30.98	30.07	28.55	25.30
	< 0.001 mm	20.62	21.84	20.79	24.66	18.69	17.58	16.82	14.11
Humus %		4.49	3.71	2.50	1.71	1.05	0.66	—	—
Azot %		0.241	0.193	0.141	—	—	—	—	—
C:N		12.61	13.01	12.00	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> Ca %		4.05	7.85	13.92	15.82	18.74	22.51	21.27	22.86
pH în suspensie apoasă		8.02	8.22	8.24	8.28	—	8.33	—	8.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %		0.107	0.096	0.093	—	—	—	—	—
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Miliechivalenti la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup>	19.80	—	12.65	9.25	—	4.36	—
		Mg <sup>++</sup> <sup>1)</sup>	2.47	—	3.04	4.33	—	4.10	—
		K <sup>+</sup>	0.49	—	0.38	0.37	—	0.33	—
		Na <sup>+</sup>	0.76	—	0.70	0.93	—	0.95	—
		T	23.52	—	16.77	14.88	—	9.74	—
	Procente din T	Ca <sup>++</sup>	84.18	—	75.44	62.16	—	44.77	—
		Mg <sup>++</sup>	10.50	—	18.12	29.10	—	42.10	—
		K <sup>+</sup>	2.08	—	2.66	2.49	—	3.39	—
		Na <sup>+</sup>	3.24	—	4.18	6.25	—	9.74	—
									32.05
									47.29
									4.50
									16.16

1) Mg nu a fost calculat direct, ci prin diferență din T.

**Descrierea profilului:**

An, 0-36 cm: lut mediu, brun închis, la uscare cenușiu, structurat în grăunți mic și medii puțin stabili, afinat, efervență puternică, pseudomicelii rare.

A/C, 36-62 cm: lut mediu, brun-castaniu, grăunți mari friabili, afinat, pseudomicelii, eflorescențe de CO<sub>3</sub>Ca.

C<sub>1</sub>, 62-90 cm: lut mediu — lut ușor, galbui-castaniu, fără structură, eflorescențe, pseudomicelii.

C<sub>2</sub>, 90-170 cm: lut mediu — lut ușor galbui, rare concrețiuni.

D, 170-220 cm: lut ușor (depozit loessoid cu mult nisip fin).

În tot profilul crotovine.



## TABLOUL 2

*Cernoziom carbonatic*

P. 179-3535 (N Movila Zimnicea, raionul Zimnicea)

Colectat de ANA CONEA

Analisti: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , FL. POPESCU; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		Aa	An	A/C	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		D
Adâncimea în cm		0-15	25-45	52-67	75-95	115-135	160-180	200-220
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	≤ 0,002 mm	23.70	23.71	22.80	21.61	18.33	—	13.76
	0,002-0,02 mm	20.81	20.85	20.04	20.03	19.79	—	17.67
	0,02-0,2 mm	55.38	55.39	57.12	58.33	61.92	—	68.53
	0,2-2 mm	0.11	0.05	0.04	0.03	0.01	—	0.05
	≤ 0,01 mm	33.52	33.17	31.16	30.46	27.02	—	21.35
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	≤ 0,001 mm	21.72	21.11	20.36	14.88	15.96	—	11.63
	Humus %	3.04	2.71	1.93	1.16	0.61	—	—
	Azot %	0.160	0.165	0.121	—	—	—	—
	C:N	12.86	11.12	10.88	—	—	—	—
	CO <sub>2</sub> Ca %	3.14	7.93	12.65	20.54	22.22	24.74	24.80
Analiza chimică	pH în suspensie apoasă	8.10	8.05	8.16	—	8.30	—	8.82
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.220	0.201	0.193	—	—	—	—
	Miliechivalență la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++ 1)</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> T	11.62 6.91 0.34 0.42 19.29	11.90 7.17 0.38 0.34 19.79	— — — — —	9.26 5.80 0.26 0.35 15.67	— — — — —	8.14 4.92 0.32 0.65 14.03
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup>	60.26 35.80 1.75 2.19	60.10 36.26 1.90 1.74	— — — —	59.13 36.90 1.66 2.31	— — — —	58.00 35.10 2.28 4.62

1) Mg nu a fost calculat direct, ci prin diferență din T.

## Descrierea profilului:

An, 0-47 cm: lut mediu, brun-închis negricios, structurat în grăunți medii, mari și mici, afinat, efervescență slabă în stratul arat, puternică în restul orizontului, pseudomicelii, trece treptat.

A/C, 47-72 cm: lut mediu, brun-castaniu, grăunți friabili, afinat, efervescență puternică, pseudomicelii și eflorescente de  $CO_3Ca$ , trecere treptată.

C<sub>1</sub>, 72-100 cm: lut mediu-lut ușor, gălbui-castaniu, (frecvente eflorescențe și pseudomicelii).

C<sub>2</sub>, 100-150 cm: lut ușor, gălbui, rare concrețiuni.

D, 150-220 cm: depozit loessoid (lut ușor — nisip lutos cu mult nisip fin).

În tot profilul crotovine.



ale Dunării, fapt ce poate să ducă la presupunerea că aceste soluri au o slabă solonețizare relictă. Conținutul lor în azot este relativ ridicat (peste 0,16%), iar în fosfor total de asemenei (peste 0,20%).

Au fost separate și cernoziomuri carbonatice freatic-umede, iar către Giurgiu, suprafețe întinse cu lăcoviști (cu apă freatică tot timpul anului mai sus de 1 m).

Cernoziomurile carbonatice cartate de noi apar ca o continuare, la nordul Dunării, a cernoziomurilor carbonatice din sudul Dunării, din R. P. Bulgaria, cu care au desigur caractere comune.

**Cernoziomurile tipice** (corespunzătoare cernoziomurilor ciocolatii și ciocolatii levigate) se întâlnesc pe o bună parte a teraselor superioare ale Dunării. Sunt formate pe un depozit loessoid cu un conținut mai ridicat în argilă (diagrama și tabl. 3), cu o textură de lut greu la suprafață, un orizont A de peste 40 cm (frecvent 45—50 cm), cu carbonații spălați din partea superioară a orizontului A sau din întreg orizontul A, capacitatea totală de schimb mai ridicată decât la cernoziomurile carbonatice, pH aproape neutră la suprafață, grad de saturatie peste 85%, conținutul în humus fiind apropiat de cel al cernoziomurilor carbonatice, acumulat, de asemenei, pe o grosime mare. Conținutul în  $P_2O_5$  este ceva mai scăzut (0,14 la suprafață), iar în N asemănător (0,174 în stratul arat).

O suprafață mult mai mare o ocupă **cernoziomurile levigate**, formate în mare parte pe depozite loessoide cu textură de lut greu (cu argilă cca 40% și nisip grosier sub 0,5% — diagrama B). Profilul morfologic prezintă caracterele specifice bine exprimate. Alcătuirea granulometrică a cernoziomurilor levigate indică lipsa unei degradări texturale la cernoziomurile slab levigate, o acumulare slabă în orizontul de tranziție A/B la cernoziomurile mediu levigate și ceva mai accentuată la cele puternic levigate. Acumularea de  $CO_3Ca$  în orizontul C depășește cu puțin 10% (indicând în general un depozit mai sărac în  $CO_3Ca$  decât loessul tipic),  $pH=6,2-6,4$  la suprafață, capacitatea totală de schimb peste 30 mc la 100 g sol, iar V = 80—85%. Conținutul în humus în orizontul A nu se deosebește de asemenei de cel al cernoziomurilor, grosimea orizontului de acumulare a humusului pe profil este însă mai mare (la 100 cm peste 1,5% humus).

Conținutul în azot este de peste 0,16%, iar cel de  $P_2O_5$  total variabil între 0,10—0,15 (în stratul arat).

Însușirile lor fizico-chimice sunt redate în diagramele și tablourile 4—7.

**Cernoziomurile levigate freatic-umede** (de fineată) s-au întâlnit în bazinul Cîlniștei. O trăsătură caracteristică a acestor soluri este atât cantitatea mai mare de humus din orizonturile superioare, cât mai ales grosimea foarte mare a acumulării humusului de profil: peste 2% humus la 100 cm adâncime și peste 1% în orizontul C. Într-adevăr, întreg profilul de sol apare întunecat, negricios, mînjit cu humus (diagrama și tabl. 8).



TABLOUL 3  
*Cernoziom tipic*  
 P. 83—3535 (4 kmW Lissa, raion Zimnicea)  
 Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , D. TODOR; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	Aa	A'	A''	A/C	C				
Adîncimea în cm	0—16	20—40	45—60	65—80	90—110	130—150	170—190		
Analiza granulometrică (recalculat la parte silicată)									
≤ 0,002 mm	33.00	35.52	33.90	30.67	31.72	31.93	31.42		
0,002—0,02 mm	27.70	25.49	28.15	29.49	27.49	22.26	23.86		
0,02—0,2 mm	39.11	38.86	37.84	39.71	40.69	45.73	44.62		
0,2—2 mm	0.11	0.13	0.11	0.13	0.10	0.08	0.10		
≤ 0,01 mm	48.25	49.14	48.08	46.95	44.54	43.44	43.98		
≤ 0,001 mm	31.09	31.71	30.82	29.45	27.61	26.31	27.25		
Humus %	3.32	3.11	2.43	1.88	1.21	0.85	—		
Azot %	0.174	0.159	0.123	—	—	—	—		
C:N	14.06	13.24	13.37	—	—	—	—		
$CO_3Ca$ %	—	—	0.06	6.67	12.95	13.05	13.77		
pH în suspensie apoasă	6.67	7.28	7.57	7.99	8.08	—	—		
$P_2O_5$ %	0.145	0.118	—	0.135	—	—	—		
Alcătuirea capacitații de schimb cationic	Miliechivalenți la 100 g sol uscat la 105 °C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	24.52 4.68 0.69 0.69 4.58 35.16	— — — — — —	29.03 2.91 0.58 0.56 1.95 35.03	— — — — — —	19.37 2.12 0.43 0.65 — 22.57	— — — — — —	15.55 2.69 0.42 0.75 — 19.41
Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> N <sup>+</sup>	69.85 13.31 1.96 1.96 13.02	— — — — —	82.67 8.28 1.65 1.85 5.55	— — — — —	85.84 9.39 1.90 2.87 —	— — — — —	70.15 13.85 2.16 3.86 —	
V %		86.98	—	94.45	—	100.00	—	100.00	

**Descrierea profilului:**

A', 0—45 cm: lut greu, brun încis negricios, grăunți medii, mici și mari stabili, afinat, nu face efervescență, trece treptat.

A'', 45—63 cm: lut greu, brun încis cu ușoară nuanță castanie spre bază, aggregate mai mari care se sfarmă în grăunți mari stabili, nu face efervescență, trece clar.

A/C, 63—84 cm: lut greu—lut mediu, brun-castaniu, bulgări friabili, efervescență puternică în masă la 63 cm, pseudomicelii și eflorescențe.

C, 84—200 cm: lut mediu gălbui, eflorescențe și pseudomicelii ce dispar către bază, mici concrețiuni.

În profil foarte multe crotovine.



TABLOUL 4  
*Cerioziom slab levigat*  
 P. 184—3535 (N Gara Șoimu, raion Zimnicea)  
 Colectat de ANA CONEA

Analisti: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , L. BALABAN; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU

Orizontul		Aa	An	B		C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	
Adîncimea în cm		0—15	25—40	60—75	80—100	110—130	140—160	180—200
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	< 0,002 mm	39.62	39.39	38.29	37.10	34.05	—	34.01
	0,002—0,2 mm	26.24	27.08	27.88	28.30	30.66	—	30.17
	0,02—0,2 mm	33.77	33.35	33.59	34.37	35.04	—	35.36
	0,2—2 mm	0.37	0.18	0.24	0.23	0.25	—	0.46
	≤ 0,01 mm	51.01	52.71	51.77	50.05	43.75	—	43.21
	≤ 0,001 mm	34.23	35.74	34.97	32.76	31.73	—	31.78
Humus %		3.88	3.51	2.49	1.78	1.14	0.99	—
Azot %		0.200	0.164	0.120	0.097	—	—	—
C:N		13.08	14.49	14.04	12.42	—	—	—
$CO_3Ca$ %		—	—	0.05	0.34	13.25	13.89	12.75
pH în suspensie apoasă		6.25	6.40	—	7.20	7.94	—	8.12
$P_2O_5$ %		0.103	0.095	—	0.085	—	—	—
Alcătuirea capacitatii de schimb cationic	Miliechivalență la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	19.77 4.42 0.37 0.56 4.40 29.52	— — — — 2.40 33.51	20.56 2.65 0.33 0.60 1.68 32.60	14.07 1.97 0.34 0.57 1.63 25.77	— — — — — 16.95	— — — — — 12.34
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	67.57 14.98 1.61 1.87 14.97	— — — — 7.19	79.78 10.29 1.28 2.33 5.01	83.05 11.62 1.99 3.34 6.32	— — — — —	83.20 11.31 2.14 3.35 —
	V %		85.03	92.81	94.99	93.68	100.00	—

**Descrierea profilului:**

- An, 0—45 cm: lut greu, brun-închis negricios, grăunți colțurați medii, mari și mici stabili, afinat, trece treptat.
- A/B, 45—52 cm: lut greu, brun cu slabă nuanță castanie, nuciform, slab compact, trece treptat.
- B, 52—102 cm: lut greu, brun-castaniu, columnoid, slab compact către bază rare eflorescențe de  $CO_3Ca$  care fac efervescentă slabă, masa solului nu face efervescență, trece clar.
- C, 102—140 cm: lut mediu, gălbui, efervescență puternică în masă la 102 cm, eflorescențe și pseudomicelii de  $CO_3Ca$ .
- C<sub>1</sub>, 140—200 cm: lut mediu gălbui cu rare concrețiuni mici.



TABLOUL 5  
*Cernoziom mediu levigat*  
 P. 47-3535 (W Brînceni, raion Alexandria)  
 Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbători, N. IVANOV;  $P_2O_5$ , D. TODOR; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A	A	A/B	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	
Adâncimea în cm		0-16	20-40	45-55	62-78	84-100	108-118	130-150	160-180	185-205
Analiza granulometrică (recalcult la parte silicată)	< 0,002 mm	39.83	43.25	44.37	43.01	40.21	39.17	37.00	—	37.44
	0,002-0,02 mm	29.99	26.89	26.13	27.63	27.79	29.64	29.16	—	29.17
	0,02-0,2 mm	29.77	29.52	29.20	29.11	31.63	30.85	33.46	—	32.87
	0,2-2 mm	0.41	0.34	0.30	0.25	0.37	0.34	0.38	—	0.51
	< 0,01 mm	43.47	48.67	57.41	57.20	54.62	54.12	51.76	—	52.21
	< 0,001 mm	36.17	40.24	39.88	38.60	36.16	36.12	33.44	—	34.27
Humus %		4.04	3.44	2.41	2.15	1.65	1.43	0.99	—	—
Azot %		0.186	0.167	0.124	0.121	—	—	—	—	—
C:N		14.70	13.94	13.16	12.02	—	—	—	—	—
$CO_3Ca$ %		—	—	—	—	—	—	12.00	11.96	9.83
pH în suspensie apoasă		6.16	6.49	—	6.84	—	—	—	8.10	8.25
$P_2O_5$		0.124	0.134	—	0.122	—	—	—	—	—
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Miliechivalenți la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	25.80 4.69 0.75 0.41 4.70 36.35	27.00 4.65 0.67 0.46 2.90 35.68	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	22.86 4.42 0.44 0.81 — 28.53	— — — — — —	— — — — — —
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	71.00 12.90 2.06 1.13 12.91	75.65 13.01 1.80 1.29 8.25	— — — — —	— — — — —	— — — — —	80.16 15.50 1.50 2.84 —	— — — — —	— — — — —
	V %		87.09	91.75	—	—	—	100	—	—

#### Descrierea profilului

- An, 0-42 cm: lut greu, brun-închis-negricios, grăunți medii și mari colțurați stabili, afinat, trece treptat.
- A/B, 42-59 cm: lut greu — argilă ușoară, brun închis, nuciform, slab compact, trece treptat.
- B, 59-123 cm: lut greu — argilă ușoară, brun cu nuanță castanie, trecind treptat în castaniu cu pete brune, columnoid, compact, separațiuni punctiforme ferimanganice, trece clar.
- C<sub>1</sub>, 123-180 cm: lut greu, castaniu-gălbui, efervescență puternică în masă, eflorescențe și vinișoare de  $CO_3Ca$ .
- C<sub>2</sub>, 180-210 cm: lut greu, gălbui cu concrețiuni rare de  $CO_3Ca$ .



**TABLOUL 6**  
*Cernoziom puternic levigat*  
P. 5-3535 (E Văceni, raion Drăgănești-Vlașca)  
Colectat de C. TUTUNEA

Analisti: Cationi schimbători, L. STOICA;  $P_2O_5$ , N. BRATOSIN; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	A	A	A/B	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		
Adîncimea în cm	0-15	20-40	40-55	60-80	90-110	125-140	145-165	170-190		
Analiza granulometrică (reacalculat la partea silicată)										
< 0,002 mm	39.77	46.67	48.56	48.67	45.75	44.02	44.16	45.62		
0,002-0,02 mm	31.71	28.57	27.55	27.46	29.04	28.97	28.41	28.60		
0,02-0,2 mm	28.35	24.67	23.78	23.73	25.08	26.89	27.34	25.62		
0,2-2 mm	0.17	0.09	0.11	0.14	0.13	0.12	0.09	0.16		
< 0,01 mm	54.79	60.65	61.61	62.32	59.89	57.89	58.13	58.55		
< 0,001 mm	36.73	42.44	44.47	44.46	41.54	39.44	40.38	41.46		
Humus %	4.37	4.03	3.11	2.34	1.52	0.96	0.79	0.74		
Azot %	0.193	0.180	0.147	0.114	-	-	-	-		
C:N	15.33	15.16	14.32	13.90	-	-	-	-		
CO <sub>3</sub> Ca %	-	-	-	-	-	-	13.46	11.86		
pH în suspensie apoasă	6.24	6.27	6.30	6.33	-	7.57	7.81	8.01		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.161	0.115	-	0.108	-	-	-	-		
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Miliechivalenți la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	23.10 6.20 0.59 0.36 5.50 35.75	25.81 6.19 0.62 0.43 4.68 37.73	- - - - - -	26.31 6.14 0.64 0.45 4.60 38.14	- - - - - -	25.74 5.28 0.53 0.47 0.78 32.80	20.91 6.23 0.78 0.48 - 28.40	21.67 6.46 0.49 0.50 - 29.12
Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	64.63 17.32 1.65 1.00 15.40	68.40 16.40 1.65 1.15 12.40	- - - - -	69.00 16.10 1.68 1.18 12.04	- - - - -	78.47 16.10 1.62 1.43 2.38	73.40 22.10 2.75 1.69 -	74.40 22.20 1.68 1.72 -	
V %		84.60	87.60	88.45	87.96	90.18	97.62	100	100	

#### Descrierea profilului:

An, 0-40 cm: argilă ușoară-lut greu, brun-închis-negricios, grăunți colțurați, slab compact, fisurat, trece treptat.

A/B, 40-53 cm: argilă ușoară, brun închis-brun-negricios, nuciform, compact, trece treptat.

B<sub>1</sub>, 53-85 cm: argilă ușoară, brun închis cu nuanță castanie slab roșcată, prismatic mare, foarte compact, trece treptat.

B<sub>2</sub>, 85-120 cm: lut greu-argilă ușoară brun-castaniu cu pete mai închise, prismatic, compact, trece treptat.

B<sub>3</sub>, 120-143 cm: lut greu-argilă ușoară, brun-castaniu, mic prismatic compact.

C<sub>1</sub>, 143-165 cm: lut greu-argilă ușoară, castaniu cu nuanță brună, frecvente concrețiuni mari, lipsesc eflorescențe și pseudomicelii de CO<sub>3</sub>Ca.

C<sub>2</sub>, 165-200 cm: lut greu-argilă ușoară, castaniu cu pete mai închise, vinișoare și rare concrețiuni de CO<sub>3</sub>Ca.



## TABLOUL 7

*Cernoziom foarte puternic levigat*

P. 113—3535 (Gara Traian, raion Roșiorii de Vede)

Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , R. VERMEŞ; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	A	A'	A/B	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	C
Adâncimea în cm	0—17	24—40	50—65	80—100	120—140	150—170	180—200
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)							
0,002 mm	38.81	41.83	45.36	41.95	36.17	97.70	40.04
0,002—0,02 mm	27.27	25.90	24.13	26.62	30.62	32.44	28.03
0,02—0,2 mm	33.64	32.17	30.40	31.35	33.15	32.70	31.81
0,2—2 mm	0.28	0.10	0.11	0.08	0.06	0.16	0.12
0,01 mm	43.10	56.64	58.42	55.73	50.97	49.16	49.69
0,001 mm	37.74	38.27	41.16	40.18	35.23	36.57	37.41
Humus %	3.40	3.28	2.50	1.87	1.20	0.73	0.68
Azot %	0.161	0.158	0.120	0.101	—	—	—
C:N	14.30	14.05	13.98	12.53	—	—	—
CO <sub>3</sub> Ca %	—	—	—	—	—	—	3.81
pH în suspensie apoasă	6.35	6.83	—	7.27	—	7.15	8.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.154	0.152	—	0.115	—	—	—
Alcătuirea capacitatii de schimb cationic	Mărimea ionilor la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	22.29 4.52 0.77 0.60 3.90 32.08	— — — — — —	24.91 5.34 0.60 0.66 2.78 34.29	— — — — — —	— — — — — —
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	69.46 14.08 2.40 1.88 12.18	— — — — —	72.63 15.57 1.76 1.94 8.10	— — — — —	— — — — —
V %			87.82	88.75	88.83	91.90	90.79
						91.13	100

## Descrierea profilului

An, 0—45 cm: lut greu, brun închis-negricios, structurat în grăunți colțurați mari și medii, fisurat, afinat, trecere clară.

A/B, 45—67 cm: lut greu—argilă ușoară, brun închis, nuciform, compact.

B<sub>1</sub>, 67—110 cm: lut greu, brun, columnoid-prismatic, foarte compact, separații punctiforme ferimanganice, trecere treptată.

B<sub>2</sub>, 110—145 cm: lut greu, brun cu nuanță castanie, columnoid, foarte compact, separații punctiforme ferimanganice, trecere treptată.

B<sub>3</sub>, 145—173 cm, lut greu, castaniu închis roșcat, columnoid compact, trecere ondulată.

C, 173—200 cm, lut greu, castaniu-roșcat, efervescență în pete la 173 cm și în masă la 178 cm, concrețiuni în curs de alterare și vinișoare de CO<sub>3</sub>Ca.



Cu un profil asemănător apar și cernoziomurile levigate cu apă adâncă (8–10 m) de la sud de Videle; chiar solul de sub pădure (pădure de *Q. pedunculiflora*) are un orizont de acumulare a humusului foarte gros. Acest caracter duce la presupunerea că și aceste soluri s-au format și au evoluat o lungă perioadă de timp sub influența apei freatici; ulterior, regiunea s-a drenat, apa s-a adâncit mult, dar solurile mai păstrează încă multe din trăsăturile solurilor de fineată.

Soluri brun-roșcate de pădure tipice s-au întîlnit numai în vestul sectorului cercetat (unde sunt în mare parte podzole) și pe terasele Oltului. Soluri brun-roșcate cu profil caracteristic, formate pe depozite fine (diagrama și tabl. 9) acoperă partea centrală a cîmpiei. Profilul lor morfologic, în general închis la culoare (brun – brun închis cu nuanță roșcată), uneori cu suborizontul B mai închis decât A, cu atât mai evident cu cât orizontul de tranziție A/B are un colorit pronunțat roșcat deschis. La solurile brun-roșcate de acest tip podzolite culoarea roșcată deschisă apare încă de la suprafață, orizontul B păstrînd însă culoarea închisă. Podzolirea nu este în general prea înămintată și se manifestă pe unități foarte restrînse (nu apar la scara hărții noastre).

În ceea ce privește caracterele fizico-chimice, remarcăm grosimea mare a orizontului de acumulare a humusului (diagrama 9): la 100 cm au încă peste 1% humus, iar procentul de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  acumulat în orizontul C este relativ redus (7%). Orizontul C al acestor soluri, ca și al celor pe care le vom descrie mai departe, se caracterizează de asemenei prin lipsa concrețiunilor și prin acumularea  $\text{CO}_3\text{Ca}$  sub formă de pete pe crăpături (datorită desigur texturii fine a roci). Orizontul B prezintă o puternică acumulare de argilă.

Gradul de saturație al solurilor brun-roșcate de acest tip variază la suprafață între 75–80%;  $\text{pH} = 5,5–6$ .

Conținutul de azot este de cca 0,10 în stratul arat, scăzînd sub acesta la 0,7%; aceleasi valori le prezintă și fosforul.

Solurile brune pseudogleizate (3), care ocupă partea nordică a cîmpiei și care se continuă și la nord de limita suprafeței cercetate de noi<sup>1)</sup>, sunt formate pe depozite fine (diagrama D) cu peste 5% nisip grosier. Morfologic, profilul acestor soluri se caracterizează în primul rînd printr-un orizont foarte subțire (pînă la 25 cm), de cele mai multe ori format din stratul arat, sub care apare imediat, fără nici un fel de tranziție, orizontul B, foarte compact, care se desface în bulgări prismatice.

În unele cazuri, întregul profil apare colorat intens (unitatea în care am separat solurile brune închise pseudogleizate) și conținutul de humus, în orizontul de la suprafață, este asemănător celui al cernoziomurilor levigate. În orizontul B cantitatea de humus este de peste 1% pînă la 120 cm adâncime

<sup>1)</sup> După cercetările efectuate de H. ASVADUROV și A. POPOVAT în cursul aceleiași campanii



TABLOUL 8

*Cernoziom puternic levigat de fineață (apa freatică: 3–3,5 m adâncime)*

P. 185–3535 (W Drăgănești, raion Drăgănești-Vlașca)

Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationii schimbători și  $P_2O_5$ , M. NICOLAU; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; alcătuirea granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	Aa	An	A/B	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	C			
Adâncimea în cm	0–15	24–40	45–60	70–901	55–175	155–175	180–200		
Analiza granulometrică (recalcult la partea silicată)	< 0,002 mm	43.44	47.27	48.45	44.96	44.32	44.97	45.77	
	0,002–0,02 mm	29.66	28.20	27.57	30.87	29.58	28.72	27.99	
	0,02–0,2 mm	26.69	24.30	23.82	23.96	25.93	26.15	26.04	
	0,2–2 mm	0.21	0.23	0.16	0.21	0.17	0.16	0.20	
	< 0,01 mm	64.32	61.71	62.01	60.41	58.52	57.75	58.50	
	< 0,001 mm	38.72	44.37	45.05	43.60	41.81	40.19	41.56	
Humus %		4.65	4.28	3.40	2.54	1.17	0.79	0.64	
Azot %		0.205	0.190	0.150	0.112	—	—	—	
C:N		15.35	15.26	15.34	15.35	—	—	—	
CO <sub>3</sub> Ca %		—	—	—	—	—	10.07	12.76	
pH în suspensie apoasă		6.46	6.78	6.90	6.57	6.72	7.88	8.10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %		0.22	0.21	—	0.16	—	—	—	
Alcătuirea capacitații de schimb cationic	Miliechivalenti la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup>	28.90	31.58	31.20	30.10	28.41	25.15	24.15
		Mg <sup>++</sup>	5.47	5.88	5.61	5.31	4.60	4.13	3.85
		K <sup>+</sup>	0.82	0.69	0.67	0.66	0.53	0.63	0.57
		Na <sup>+</sup>	0.26	0.28	0.37	0.33	0.33	0.41	0.45
		H <sup>+</sup>	4.90	3.92	3.51	3.54	2.79	—	—
		T	40.35	42.35	41.36	39.94	36.66	30.32	29.02
Procente din T		Ca <sup>++</sup>	71.62	74.57	75.55	75.37	77.50	82.95	83.22
		Mg <sup>++</sup>	13.52	13.82	13.58	13.29	12.55	13.62	13.26
		K <sup>+</sup>	2.10	1.70	1.62	1.66	1.44	2.08	1.97
		Na <sup>+</sup>	0.65	0.66	0.75	0.82	0.90	1.35	1.55
		H <sup>+</sup>	12.11	9.25	8.50	8.86	7.61	—	—
V %			87.89	90.75	91.50	1.14	92.39	100	100



tabloul 8 (urmăre)

Analiza extrasului apos  g la 100 g sol uscat la 105°C  me	Reziduu fix la  180°	0.095	—	0.065	—	0.098	0.068	0.072
	K <sup>+</sup>	0.0006 0.025	—	0.0004 0.015	—	0.0003 0.0126	0.0004 0.015	0.0005 0.017
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.0185 0.3044	—	0.0180 0.2951	—	0.0151 0.2478	0.0418 0.7074	0.0456 0.7480
	Cl <sup>-</sup>	0.0057 0.1623	—	0.0051 0.1504	—	0.0046 0.1307	0.0068 0.1925	0.0046 0.1286
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.0041 0.0855	—	0.0051 0.1267	—	0.0051 0.1267	0.0040 0.0846	0.0070 0.1457
	Ca <sup>++</sup>	0.0068 0.3426	—	0.0066 0.3305	—	0.0057 0.2905	0.0150 0.7504	0.0151 0.7569
	Mg <sup>++</sup>	0.0036 0.1764	—	0.0042 0.2063	—	0.0030 0.1460	0.0030 0.1513	0.0029 0.1456
	Na <sup>+</sup>	0.0021 0.0471	—	0.0020 0.0433	—	0.0027 0.0612	0.0032 0.0715	0.0047 0.1080
	Total săruri	0.0414	—	0.0414	—	0.0365	0.0742	0.0804
	Na Ca + Mg	0.17	—	0.12	—	0.19	0.096	0.12

**Descrierea profilului**

- A, 0–43 cm: argilă ușoară, brun închis — negrios, grăunți colțurați mari, afinat, trece clar.
- A/B, 43–61 cm: argilă ușoară, brun închis, nuciform, compact, trece treptat.
- B<sub>1</sub>, 61–110 cm: argilă ușoară, brun cu slabă nuanță castanie, columnoid prismatic, foarte compact, separațiuni punctiforme ferimanganice, trece treptat.
- B<sub>2</sub>, 110–150 cm: lut greu — argilă ușoară, castaniu, columnoid, compact, separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere netă.
- C, 150–205 cm: lut greu — argilă ușoară, gălbui-castaniu cu slabă nuanță cenușie, efervescență puternică în masă, vinișoare și către bază concrețiuni de CO<sub>3</sub>Ca.



## TABLOUL 9

*Sol brun-roșcat de pădure*

p. 118—3540 (S Dobrotești, raion Roșiorii de Vede)

Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbători, D. TODOR;  $P_2O_5$ , FL. POPESCU; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; alcătuirea granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A 0—15	A 25—37	B <sub>1</sub> 50—70	B <sub>2</sub> 95—115	B <sub>3</sub> 125—140	C 155—175	C 180—200	
	Adâncimea în cm								
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicică)	< 0,002 mm	27.70	41.34	55.09	49.93	46.79	47.56	47.28	
	0,002—0,02 mm	31.68	27.93	22.06	24.84	28.06	24.65	25.12	
	0,02—0,2 mm	36.82	27.18	21.20	23.97	24.78	26.15	25.68	
	0,2—2 mm	4.00	3.55	1.65	1.26	0.38	1.64	1.92	
	< 0,01 mm	42.46	54.91	65.62	62.58	58.69	62.97	62.50	
	< 0,001 mm	23.35	37.06	52.02	46.34	44.02	43.52	43.69	
Humus %		2.60	1.40	1.39	1.17	0.95	—	—	
Azot %		0.129	0.074	0.084	0.070	—	—	—	
C:N		13.64	12.81	11.20	11.31	—	—	—	
$CO_3Ca$ %		—	—	—	—	—	6.00	7.00	
pH în suspensie apoasă		5.79	5.69	5.71	—	7.65	8.26	—	
$P_2O_5$ %		0.120	0.095	0.097	—	—	—	—	
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Miliechivalenti la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	13.55 3.81 0.52 0.42 6.00 24.30	— — — — — —	23.55 7.98 0.67 0.89 6.47 39.56	24.48 7.98 0.60 1.08 6.50 40.64	— — — — — —	21.00 8.01 0.54 1.20 — 30.75	— — — — — —
	Procente din T	Ca <sup>+</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	55.77 15.68 2.18 1.72 24.69	— — — — —	59.27 20.17 2.25 2.25 16.35	60.26 19.63 1.47 2.65 15.99	— — — — —	68.31 26.04 1.75 3.90 —	— — — — —
V %			75.31	—	83.65	84.01	—	100	—

## Descrierea profilului

An, 0—37 cm: argilă ușoară (lut greu, în stratul arat) brun cu ușoare pete castanii, grăunți colțurați, afinat, trecere clară.

B<sub>1</sub>, 37—85 cm: argilă ușoară, brun cu nuanță și pete mici roșcate, prismatic, foarte compact, crăpat, separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată.

B<sub>2</sub>, 85—120 cm: argilă ușoară, brun-roșcat, columnoid prismatic, foarte compact, separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată.

B<sub>3</sub>, 85—120 cm: argilă ușoară, roșcat, columnoid, compact, trecere netă.

C, 146—205 cm: argilă ușoară, roșcat, efervescentă puternică, pete, vinișoare și concrețiuni rare, în curs de alterare, de  $CO_3Ca$ .



(diagrama și tabl. 10). Aceste soluri au fost separate pe harta zonelor de soluri a României (editată în 1927) drept cernoziomuri degrade. Alteori, întreg profilul are o culoare brună (unitatea separată ca soluri brune pseudogleizate propriu-zise; diagrama și tabl. 11). În amândouă cazurile suborizontul  $B_1$  prezintă slabe sau foarte slabe reflexe cenușii, datorită pseudogleizării, rezultate în urma îmbibării acestui orizont cu apă din precipitații și stagnării ei o perioadă mai îndelungată. Uneori însă, profilul de sol apare cu o pseudogleizare evidentă în suborizontul  $B_1$ , care are o culoare cenușie-vineție cu slabe pete ruginii și cu un suborizont  $B_2$  închis la culoare cenușiu-negricios metalic. Sunt solurile denumite brun-deschise pseudogleizate. Curba acumulării humusului în aceste soluri arată două maxime: unul la suprafață și unul în suborizontul  $B_2$  (unde ar putea fi un humus relict; diagrama și tabl. 12).

Gradul de saturatie al solurilor brune-pseudogleizate variază la suprafață între 75–80%, iar pH-ul = 5–5,5, la suprafață. Procentul de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  din orizontul C este mic, iar acest orizont prezintă caracterele menționate la solurile brun-roșcate descrise mai sus. Conținutul de  $\text{P}_2\text{O}_5$  total este de 0,10 la suprafață și scade la 0,6 în orizontul următor, iar conținutul de azot este de 0,16 în stratul arat.

Chiar solurile brune separate pe harta noastră prezintă anumite trăsături deosebite de cele ale solurilor brune de pădure tipice. Astfel, unele au un orizont A foarte asemănător cu orizontul A al cernoziomurilor levigate: închis la culoare-negricios (cu humus peste 3%), frumos structurat în grăunți colțurați, afinat, gros de 30–40 cm; altele au în orizontul A o culoare brună care se menține în întreg profilul (uneori cind profilul este scurt culoarea întregului profil este închisă, orizontul B trecând net într-un orizont C de culoare galbuie, amintind astfel profilul unor pseudorendzine).

Și aceste soluri sunt formate pe depozite argiloase, cu un colorit mai mult sau mai puțin roșcat, sărace în  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Un caracter comun al acestor soluri, care le deosebește net de cernoziomurile levigate, chiar dacă în unele cazuri solurile numite de noi brune au un profil morfologic asemănător cernoziomurilor levigate, este cantitatea mare de bobovine, unele de cîțiva mm  $\varnothing$ , care apar de la suprafață solului.

Caracterele acestor soluri ne fac să presupunem că depozitele pe care s-au format ar putea fi de origine lacustră, iar solurile au evoluat trecând mai întîi printr-o fază de mlaștină, apoi prin faza de fineață, pentru ca după drenarea cîmpiei să ajungă în stadiul actual, păstrînd încă evidente anumite caractere relicte.

Pe suprafețe restrînse s-au întîlnit și soluri brune pseudogleizate podzolite, podzolirea manifestîndu-se uneori slab — reducîndu-se la o ușoară pudrare cu silice a elementelor structurale — alteori mai accentuat — deosebindu-se în profil un suborizont  $A_1A_2$  (pe harta noastră au fost separate

TABLOUL 10

*Sol brun închis de pădure pseudogleizat*  
 P. 120—3540 — W Valea Bălăcelului, raion Roșiorii de Vede  
 Colectat de ANA CONEA

Analisti: Cationii schimbători, MARG. NICOLAU;  $P_2O_5$ , FL. POPESCU; humus și azot. EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică; Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A	B <sub>1</sub>	40—60	70—90	B <sub>2</sub>	C	180—200
Adâncimea în cm		0—10	15—35	40—60	70—90	130—150	160—175	180—200
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)								
Λ 0,002 mm		39.53	50.99	48.92	53.74	53.18	51.75	50.34
0,002—0,02 mm		30.86	24.43	24.90	23.87	23.78	25.97	27.01
0,02—0,2 mm		26.25	22.43	24.54	21.01	21.78	20.93	21.25
0,2—2 mm		3.36	2.15	1.64	1.58	1.26	1.35	1.40
Λ 0,01 mm		55.79	66.30	61.61	66.17	66.56	65.28	64.91
Λ 0,001 mm		35.23	49.25	45.57	50.74	50.21	48.59	46.18
Humus %		3.26	2.07	1.96	1.74	1.01	0.80	0.91
Azot %		0.161	0.108	0.103	0.110	—	—	—
C:N		13.71	12.99	12.88	10.71	—	—	—
CO <sub>3</sub> Ca %		—	—	—	—	—	3.04	5.04
pH în suspensie apoasă		5.28	6.15	6.17	6.28	7.60	8.00	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %		0.102	0.066	0.058	0.052	—	—	—
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Miliechivalenți la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	18.40 5.87 0.50 0.33 7.93 33.03	23.99 8.30 0.52 0.47 6.85 40.13	— — — — — —	24.15 8.63 0.47 1.20 5.83 40.28	— — — — — —	24.12 5.73 0.68 1.17 — 31.70
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>++</sup> H <sup>+</sup>	55.70 17.79 1.51 0.99 24.01	59.78 20.68 1.29 1.17 17.08	— — — — —	59.93 21.44 1.16 2.98 14.49	— — — — —	76.10 18.08 2.14 3.68 —
	V %		75.99	82.92	—	85.51	—	100
								—
								—
								—
								—

#### Descrierea profilului:

- A, 0—12 cm: strat arat, argilă ușoară, brun închis—cenușiu, bulgări, grăunți mari și pulverulent, trecere netă.
- B<sub>1</sub>, 12—117 cm: argilă ușoară, brun închis cu luciu metalic ceva mai deschis pe primii 40 cm, prismatic, foarte compact, crăpat, trecere treptată.
- B<sub>2</sub>, 117—157 cm: argilă ușoară, castaniu-roșcat, columnoid, compact, trecere clară.
- C, 157—210 cm: argilă ușoară, castaniu închis—roșcat, efervescență puternică, pete de CO<sub>3</sub>Ca.

În profil bobovine și sporadic particule grosieră.



TABLOUL 11  
*Sol brun de pădure pseudogleizat.*  
 Profil 239–3540 (E Brebeni, raion Slatina)  
 Colectat de ANA CONEA.

Analisti: Cationi schimbători, R. VERMEŞ;  $P_2O_5$ , D. MANES; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	A	A	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	B <sub>4</sub>	C	C	
Adîncimea în cm	0–17	20–30	32–52	60–80	90–110	120–140	155–175	180–200	
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)									
< 0,002 mm	31.77	40.18	51.36	51.93	48.85	—	46.51	47.32	
0,002–0,02 mm	29.81	26.98	22.12	28.81	23.43	—	24.94	24.32	
0,02–0,2 mm	36.35	31.27	25.10	24.31	27.16	—	28.10	27.91	
0,2–2 mm	2.07	1.57	1.44	0.95	0.56	—	0.45	0.45	
< 0,01 mm	46.58	54.70	63.88	64.22	60.97	—	59.58	60.53	
< 0,001 mm	27.67	36.02	48.55	45.57	44.41	—	43.12	44.35	
Humus %	3.14	2.35	2.00	1.50	1.11	0.83	0.69	—	
Azot %	0.135	0.106	0.084	0.078	—	—	—	—	
C:N	15.74	15.01	16.12	13.02	—	—	—	—	
$CO_3Ca$ %	—	—	—	—	—	—	5.77	5.73	
pH în suspensie apoasă	5.91	6.43	6.39	6.52	—	7.91	8.49	—	
$P_2O_5$ %	0.108	0.077	0.067	—	—	—	—	—	
Alcătuirea capacitatii de schimb cationic	Milechivaleanți la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	15.34 4.76 0.38 0.46 6.25 27.19	— — — — — —	22.22 9.26 0.44 1.03 5.86 38.81	— — — — — —	24.29 10.44 0.54 1.60 2.21 39.08	— — — — — —	21.46 6.47 0.62 1.54 — 30.09
Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	56.42 17.51 1.40 1.69 22.98	— — — — —	57.25 23.86 1.14 2.65 15.10	— — — — —	— — — — —	62.16 26.72 1.38 4.09 5.65	— — — — —	71.75 21.50 1.85 4.90 —
V %		77.02	—	84.90	—	—	95.35	—	100

**Descrierea profilului:**

An, 0–30 cm: argilă ușoară (în stratul arat lut greu), brun, grăunți colțurați mari și medii, afinat, trecere clară.

B<sub>1</sub>, 30–54 cm: argilă ușoară, brun cu pete castanii, slab pseudogleizat, prismatic, foarte compact, trecere treptată.

B<sub>2</sub>, 54–81 cm: argilă ușoară, brun, mai închis ca B<sub>1</sub>, prismatic, foarte compact, trecere treptată.

B<sub>3</sub>, 81–117 cm: argilă ușoară, brun cu pete castanii, columnoid, compact, trecere treptată.

B<sub>4</sub>, 117–150 cm: argilă ușoară, castaniu cu slabă nuanță roșcată, columnoid, compact, trecere netă.

C, 150–205 cm: argilă ușoară, castaniu, compact, pete și vinișoare de  $CO_3Ca$ , efervescență puternică în masă la 150 cm.

În profil particule grosiere și bobovine de la suprafață.



TABLOUL 12  
*Sol brun deschis de pădure pseudogleizat*  
 P. 119-3540 (N Miroși, raion Costești)  
 Colectat de ANA CONEA

Analisti: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , R. VERMES; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C: SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	C		
Adîncimea în cm		0-16	25-45	80-100	120-135	140-155	160-180	
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	< 0,002 mm	38.41	49.46	54.15	51.60	51.07	51.70	
	0,002-0,02 mm	31.41	26.04	24.68	25.52	26.62	25.15	
	0,02-0,2 mm	26.08	22.18	19.64	21.44	20.71	21.34	
	0,2-2 mm	4.10	2.32	1.53	1.44	1.59	1.81	
	< 0,01 mm	53.71	62.66	68.07	65.26	64.12	64.16	
	< 0,001 mm	35.12	46.22	51.04	49.94	47.59	47.95	
Humus %		2.62	1.38	1.46	0.83	0.72	0.66	
Azot %		0.131	0.075	0.069	0.056	0.049	0.049	
C:N		13.54	12.45	14.32	10.03	9.95	9.12	
CO <sub>3</sub> Ca %		—	—	—	0.14	4.52	6.27	
pH în suspensie apoasă		5.50	5.70	6.50	7.58	8.10	7.95	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %		0.063	0.054	0.046	—	—	—	
Alcătuirea capacitații de schimb cationic	Miliechivalență la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	16.25 6.20 0.50 0.64 6.33 29.92	18.77 8.25 0.46 0.72 5.16 33.36	26.23 10.87 0.58 -1.14 3.98 42.80	25.17 10.34 0.56 1.36 2.14 39.57	24.70 7.95 0.54 1.40 — 34.59	24.81 8.68 0.72 1.51 — 35.72
	Procente din T	Ca <sup>+</sup> Mg <sup>+</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	54.31 20.71 1.67 2.16 21.15	56.26 24.74 1.37 2.17 15.46	61.26 25.40 1.37 2.67 9.30	63.61 26.13 1.42 3.43 5.41	71.40 22.97 1.57 4.06 —	69.46 24.30 2.01 4.23 —
	V %		78.85	84.54	90.70	94.59	100	100

**Descrierea profilului:**

- A, 0-16 cm: strat arat, argilă ușoară, brun-cenușiu, grăunțos-colțurat mare și pulverulent, pudrat slab cu silice; trecere netă.
- B<sub>1</sub>, 16-68 cm: argilă ușoară, cenușiu cu pete portocalii-ruginii, pseudogleizat, prismatic, foarte compact, trecere netă.
- B<sub>2</sub>, 68-115 cm: argilă ușoară—argilă mijlocie, brun încis cenușiu cu reflexe metalice, bulgări, foarte compact, trecere treptată.
- B<sub>3</sub>, 115-137 cm: argilă ușoară, castaniu-roșcat, columnoid-prismatic, compact, trecere netă.
- C, 137-180 cm: argilă ușoară, castaniu-roșcat, efervescență puternică în masă, acumulații de CO<sub>3</sub>Ca în pete și vinișoare.

În profil material grosier și bobovine de la suprafață.



numai aceste din urmă soluri, pe care le-am socotit ca fiind mediu podzolite). În acest caz, profilul de sol apare cu un orizont A mai gros — de 40—50 cm — subîmpărțit într-un A<sub>1</sub> în medie de 25—30 cm și A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> cenușiu mai deschis, în care se recunoaște însă cu ușurință structura grăunțoasă, dar care cedează ușor prin presare. Orizontul B, de culoare închisă, uneori negricioasă (uneori B<sub>2</sub> mai închis ca B<sub>1</sub>) se caracterizează și printr-o acumulare mare de argilă. Diagrama și tabloul 13 arată caracterele fizico-chimice ale acestor soluri: humusul (la suprafață sub 3%) este acumulat tot pe o grosime mare, pH puțin peste 5, V = 60—65% la suprafață, curba capacității de schimb cationic indicând o evidentă diferență între orizonturile A și B.

Conținutul de N total este de cca 0,12%, iar P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> total în jurul a 0,10% la suprafață.

În sfîrșit, pe terasele Argeșului s-au întîlnit soluri brune de pădure și brune podzolite (de cele mai multe ori pseudogleizate), formate pe depozite aluviale cu o cantitate apreciabilă de argilă, dar și cu mult material grosier (diagrama și tabl. 14), așezate pe pietrișuri de terasă care se întâlnesc de obicei la o adâncime mai mică de 2 m. În profilul de sol nu întîlnim un orizont de acumulare a CO<sub>3</sub>Ca, acesta fiind sau spălat pînă la apa freatică sau lipsind de la început din depozit<sup>1)</sup>

Solul de pe aceste terase prezintă o podzolire ceva mai accentuată; au un suborizont A<sub>2</sub>, în care structura abia se mai recunoaște, cel puțin egal ca grosime cu A<sub>1</sub>; orizontul B prezintă uneori o nuanță roșcată, iar existența, în apropiere, a unor petece de sol brun-roșcat de pădure podzolit ar putea să ducă la presupunerea că, dacă n-ar fi intervenit anumite condiții locale, în acest sector s-ar fi format tot soluri brun-roșcate de pădure.

Solurile brune podzolite de pe terasele Argeșului de la sud de Pitești au un conținut mai scăzut în humus, V sub 60% (sau chiar sub 50%); conținutul în azot scade de la 0,11 la 0,7 sub stratul arat.

Solurile din luncile rîurilor care brăzdează cîmpia dintre Olt și Argeș nu au fost studiate de noi, dată fiind scară la care s-a efectuat cartarea. Menționăm totuși că, în luncile Oltului, Dunării, Vedei, Teleormanului, Cîlniștei, apar solonețuri sodice. Dăm în diagrama și tabloul 15 însușirile fizico-chimice ale unui astfel de soloneț din valea Călmățuiului.

În concluzie, din prezentarea foarte sumară a solurilor de mai sus, constatăm că ele prezintă anumite caractere care le diferențiază net de solurile întâlnite în cîmpia de la răsărit de Argeș.

Indiferent de alcătuirea granulometrică a roci de solificare, solurile din cîmpia dintre Olt și Argeș au o curbă a variației conținutului de humus caracteristică, indicînd acumularea acestuia pe o grosime mare.

<sup>1)</sup> Aluviunile Argeșului sănt lipsite de CO<sub>3</sub>Ca.

TABLOUL 13  
*Sol brun de pădure, pseudogleizat, mediu podzolit*  
 P. 1-3545 (Gara Ionești-Argeș, raion Costești)  
 Colectat de C. TUTUNEA

Analiști: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , N. BRATOSIN; humus și azot, EL. BUGEAG; pH C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul	Aa	A <sub>1</sub>	A <sub>2/B</sub>	B <sub>1</sub>			B <sub>2</sub>		C	
Adâncimea în cm	0-10	10-20	20-30	30-45	60-80	100-115	125-140	150-165	180-200	
Analiza granulometrică (recalcultat la partea silicată)										
< 0,002 mm	24.70	—	29.93	—	—	53.52	—	47.31	—	
0,002-0,02 mm	37.62	—	33.97	—	—	24.68	—	25.91	—	
0,02-0,2 mm	31.07	—	27.35	—	—	18.93	—	23.04	—	
0,2-2 mm	6.61	—	8.75	—	—	2.87	—	3.74	—	
< 0,01 mm	44.06	—	48.36	—	—	67.46	—	62.19	—	
< 0,001 mm	21.36	—	26.60	—	—	50.44	—	45.22	—	
Humus %	2.49	2.10	1.56	1.45	1.32	0.95	1.16	1.07	—	
Azot %	0.128	0.119	0.088	0.090	—	—	—	—	—	
C:N	13.17	11.94	12.00	10.90	—	—	—	—	—	
CO <sub>3</sub> Ca %	—	—	—	—	—	—	—	—	1.03	
pH în suspensie apoasă	5.34	5.64	6.09	6.62	5.68	—	—	6.62	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.071	0.071	0.083	0.053	—	—	—	—	—	
Alcătuirea capacitatei de schimb cationic	Mărimea ionilor la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>++</sup> H <sup>+</sup> T	10.40 2.49 0.23 0.38 7.88 21.28	12.17 3.59 0.23 0.45 5.80 22.24	11.96 5.32 0.25 0.60 5.73 23.86	22.17 7.63 0.56 1.05 10.11 41.52	21.89 9.27 0.57 1.23 8.92 41.88	— — — — — —	23.56 7.55 0.46 1.50 4.22 37.29	— — — — — —
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup>	48.87 11.70 1.09 1.78 36.56	54.73 16.14 1.03 2.02 26.08	50.13 22.30 1.04 2.51 24.02	53.41 18.37 1.35 2.52 24.35	52.27 22.13 1.36 2.94 21.30	— — — — —	63.18 20.25 1.23 4.02 11.32	— — — — —
V %			63.44	73.92	75.98	75.65	78.80	—	88.68	—

**Descrierea profilului:**

- A<sub>1</sub>, 0-20 cm: lut greu, brun (cenușiu la uscare), grăunți colțurați, slab compact, trecere clară.  
 A<sub>2</sub>B, 20-30 cm: lut greu, cenușiu-brun, grăunți mari friabili, poros, pudrat cu silice, slab compact, trecere clară.  
 B<sub>1</sub>, 30-120 cm: argilă usoară-argilă mijlocie, brun închis, prismatic, foarte compact, trecere treptată.  
 B<sub>2</sub>, 120-165 cm: argilă ușoară, brun-castaniu cu nuanță roșcată pătat cu cenușiu-vinețiu, pe alocuri pete mari negricioase, prismatic, foarte compact, trecere clară.  
 C, 165-200 cm: argilă ușoară, castaniu-roșcat, efervescentă în masă, acumulări în pete și vinișoare de CO<sub>3</sub>Ca.

În profil sporadic material grosier; bobovine numeroase și mari de la suprafață.



TABLOUL 14

*Sol brun de pădure, pseudogleizat, puternic podzolit*

P. 25—3545 (S. Pitești, raion Pitești)

Colectat de C. TUTUNEA

Analiști: Cationi schimbători și  $P_2O_5$ , R. VERMEŞ; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; analiza granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A <sub>1</sub>	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	A <sub>2</sub> B	B <sub>1</sub>		B <sub>2</sub>		B <sub>3</sub>	
Adâncimea în cm		2—15	19—33	35—50	60—75	80—95	110—130	140—160	170—190	200—220
Analiza granulometrică (recalciat la parte silicată)	< 0,002 mm	20.98	21.23	35.70	46.30	45.76	—	38.24	—	45.07
	0,002—0,02 mm	27.52	26.24	23.06	20.84	22.18	—	20.43	—	16.84
	0,02—0,2 mm	44.38	40.47	34.20	28.94	28.65	—	35.56	—	33.09
	0,2—2 mm	7.12	12.06	6.96	3.92	3.41	—	5.77	—	5.00
	< 0,01 mm	35.61	35.20	48.36	57.50	61.45	—	50.27	—	54.47
	< 0,001 mm	17.97	16.98	32.54	41.99	43.29	—	34.96	—	42.48
Humus %		2.84	1.04	0.90	1.04	1.02	1.01	0.79	0.53	0.50
Azot %		0.151	0.065	0.060	0.077	—	—	—	—	—
C:N		12.73	10.83	10.15	9.14	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> Ca %		—	—	—	—	—	—	—	—	—
pH în suspensie apoasă		5.42	5.56	5.77	6.14	6.72	—	7.49	—	7.71
pH în suspensie salină		4.12	3.89	3.80	—	4.69	—	5.25	—	5.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %		0.107	0.104	0.082	—	—	—	—	—	—
Alcatuirea capacitații de schimb cationic	Miliechivalenti la 100 g sol uscat la 105°C	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> H <sup>+</sup> T	6.67 2.07 0.15 0.42 6.95 16.26	5.19 2.23 0.16 0.48 6.05 14.11	— — — — — —	16.13 6.49 0.32 1.70 6.89 31.53	— — — — — —	17.94 8.72 0.33 1.76 3.72 32.47	— — — — — —	17.70 7.86 0.28 1.47 3.00 30.31
	Procente din T	Ca <sup>++</sup> Mg <sup>++</sup> K <sup>+</sup> Na <sup>++</sup> H <sup>+</sup>	41.04 12.72 0.93 2.61 42.70	36.80 15.80 1.11 3.44 42.85	— — — — —	51.14 20.57 1.03 5.40 21.86	— — — — —	55.24 26.84 1.02 5.43 11.47	— — — — —	58.37 25.95 0.93 4.85 9.90
	V %		57.30	57.15	—	78.14	—	88.53	—	90.10

## Descrierea profilului:

A, 0—16 cm: lut mediu, brun-cenușiu, bulgări și pulverulent, bobovine.

A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>, 16—39 cm: lut mediu, cenușiu—cenușiu-albicios, acumulare maximă de silice, făinos, afinat, bobovine.

A<sub>2</sub>B, 39—50 cm: lut greu, brun cu nuanță roșcată, mic prismatic, pudrat intens cu silice, bobovine și separații punctiforme ferimanganice compact.

B<sub>1</sub>, 50—110 cm: argilă ușoară, brun închis cu pete cenușii și rugini (pseudogleizat), prismatic mare, foarte compact, bobovine și separații ferimanganice.

B<sub>2</sub>, 110—200 cm: argilă ușoară, brun-castaniu-roșcat, prismatic, foarte compact, bobovine mari în tot orizontul, nu face efervescentă.



TABLOUL 15

*Solonet soloniceacoid sodic.*Vegetația: *Camphorosma annua*, *Puccinellia distans*, multe chelituri

P. 80–3535 (W com. Piatra, raion Zimnicea)

Colectat de ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbători și analiza extrasului apos, EL. STOICA;  $P_2O_5$ , N. BRATOSIN; humus și azot, EL. BUGEAG; pH, C. SCHRAMEK; alcătuirea granulometrică, Colectivul de granulometrie; carbonați, M. DOBRESCU.

Orizontul		A	B					
Adîncimea în cm		0–3	3–8	10–20	25–38	45–60	65–80	90–105
Analiza granulometrică (recalculat la partea silicată)	< 0,002 mm	7.05	25.86	28.42	29.02	28.69	—	26.39
	0,002–0,02 mm	7.77	15.48	16.35	17.44	18.96	—	19.18
	0,02–0,2 mm	49.80	35.60	32.65	31.91	32.77	—	36.12
	0,2–2 mm	35.38	23.04	22.58	21.63	19.58	—	18.31
	< 0,01 mm	9.87	33.74	37.60	38.56	39.20	—	35.71
	< 0,001 mm	5.36	23.01	26.70	27.28	26.90	—	25.27
Humus %		0.65	1.80	0.70	0.75	0.62	0.41	0.22
Azot %		0.042	0.070	0.037	0.032	—	—	—
C:N		10.48	17.41	14.27	15.85	—	—	—
$CO_3Ca$ %		1.55	2.49	4.63	8.36	13.53	21.42	22.30
pH în suspensie apoasă		9.51	9.66	9.65	9.63	9.67	9.71	9.70
$P_2O_5$ %		0.083	0.099	0.096	0.091	—	—	—
Alcătuirea capacății de schimb cationic	Miliechivalenți la 100 g sol uscat la 105°C	$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	1.44	4.83	3.45	—	5.38	—
		$K^+$	0.38	0.58	0.52	—	0.49	—
		$Na^+$	3.06	16.80	16.25	—	10.52	—
		$H^+$	—	—	—	—	—	—
		T	4.88	22.21	20.22	—	16.39	—
		$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	29.50	21.80	17.05	—	32.77	—
		$K^+$	7.80	2.62	2.57	—	2.99	—
Procente din T	$Na^+$	62.70	75.60	80.38	—	64.24	—	45.86
	$H^+$	—	—	—	—	—	—	—



tabloul 15 (urmare)

Analiza extrasului apăs g la 100 g sol uscat la 105°C mc		CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0.069	0.085	0.060	0.047	0.043	0.038	0.020
			2.312	2.810	1.998	1.560	1.433	1.270	0.670
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.066	0.419	0.250	0.193	0.174	0.141	0.215	
		1.092	6.878	4.082	3.170	2.850	2.330	3.320	
	Cl <sup>-</sup>	0.055	0.091	0.076	0.059	0.028	0.013	0.012	
		1.560	2.550	2.132	1.679	0.792	0.407	0.334	
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.359	0.398	0.320	0.152	0.057	0.033	0.036	
		7.481	8.282	6.660	3.021	1.190	0.691	0.755	
	Ca <sup>++</sup>	0.006	0.078	0.025	0.014	0.009	0.008	0.029	
		0.300	3.906	1.265	0.700	0.450	0.400	1.450	
	Mg <sup>++</sup>	abs.	abs.	abs.	abs.	abs.	urme	urme	
		0.281	0.431	0.321	0.227	0.130	0.099	0.076	
	Na <sup>++</sup>	12.230	18.706	13.950	9.870	5.650	4.210	3.316	
Total săruri		0.836	1.502	1.052	0.692	0.440	0.332	0.388	
Na		40.80	0.780	11.02	14.15	12.55	10.52	2.28	
Ca + Mg									

**Descrierea profilului:**

- A, 0–3 cm: nisip legat cu foarte mult nisip grosier, albicios, șistos, friabil, efervescentă, trecere netă.
- B, 3–8 cm: lut mediu, negricios, columnar, foarte compact, crăpături, efervescentă, trecere clară.
- 8–23 cm: lut mediu, brun-castaniu, bulgări, umed, foarte adeziv, efervescentă, trecere treptată.
- 23–40 cm: lut mediu, castaniu-brun, fără structură, umed, efervescentă, trecere treptată.
- 40–63 cm: lut mediu, castaniu, fără structură, umed, efervescentă, trecere treptată.
- 63–85 cm: lut mediu, castaniu-gălbui cu pete mai închise, fără structură, foarte umed; concrețiuni în formare, efervescentă.
- 85–105 cm: lut mediu, gălbui-cenușiu cu pete castanii, îmbibat cu apă, efervescentă puternică.

În profil material grosier (pietriș 2–3 cm ø). Apa freatică mustește la 90 cm, în groapă la 105 cm, sărată.



Cantitatea de carbonați acumulată în orizontul C scade în raport cu alcătuirea granulometrică a depozitului (respectiv în funcție de procentul de carbonați conținut de fiecare rocă), solurile formate pe depozitele loessoide din sud având un procent ridicat de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , iar solurile formate pe depozitele fine din centrul și nordul cîmpiei având un procent foarte scăzut de carbonați (uneori lipsind chiar orizontul C).

Mare parte din solurile cîmpiei de la răsărit de Olt păstrează în profilul lor anumite caractere relicte (humus relict în prim rînd), iar alte caractere — pseudogleizare, bobovine numeroase de la suprafață — rezultate din influența anumitor factori locali, ne fac să apropiem aceste soluri de cele întîlnite în cercetările pedologice la apus de Olt în Platforma Getică<sup>1)</sup>.

Ca rezultat al cercetărilor noastre, hărții solurilor zonale din țara noastră î s-au adus unele modificări: S-a restrîns zona de cernoziom la o fîșie foarte îngustă în dreptul orașului T. Măgurele și ceva mai lată de-o parte și alta a cursului inferior al rîului Vedea. S-a constatat, de asemenei, că zona de cernoziom levigat nu înaintează de-a lungul văii Oltului pînă la Slatina (a fost înlocuită pe harta noastră printr-o fîșie de sol brun-roșcat de pădure, care acoperă cea mai mare parte a teraselor Oltului pînă la nord de Slatina). O altă constatare este aceea că insula de cernoziom degradat (levigat) dintre rîurile Vedea și Teleorman de la sud de Pitești cuprinde soluri care nu aparțin acestui tip de sol, deși culoarea solului și aspectul general, la suprafață, în arătură mai ales, este foarte asemănător cernoziomurilor levigate. În această unitate am cartat solurile ale căror trăsături caracteristice le-am descris mai sus și care au fost denumite soluri brun-închise pseudogleizate.

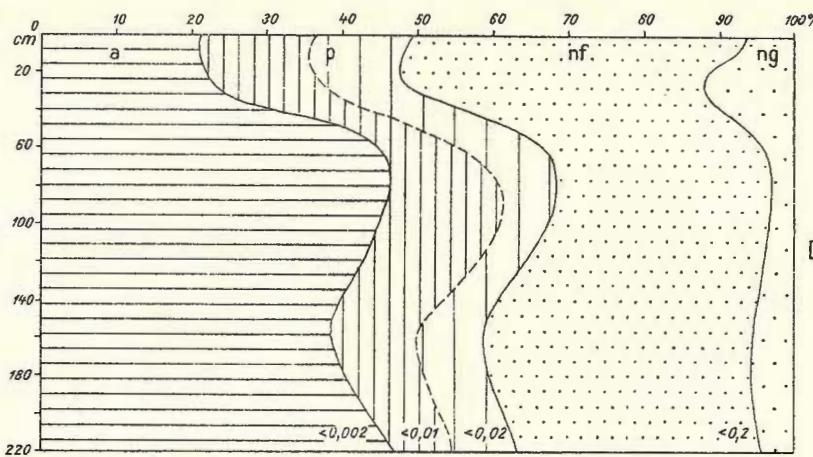
Remarcăm de asemenei că solurile brun-roșcate de pădure ar fi avut o extensiune mult mai mare (s-ar părea că zona de sol brun-roșcat s-ar întinde pe aproape toată partea nordică a cîmpiei) dacă anumite cauze locale, legate de evoluția cîmpiei și de originea roci de solificare, n-ar fi intervenit și n-ar fi influențat atît de mult evoluția solurilor. S-au format, astfel, soluri ale căror caractere indică trecerea acestor soluri, în cursul evoluției lor, printr-un stadiu de fineață sau chiar mlaștină.

\* \* \*

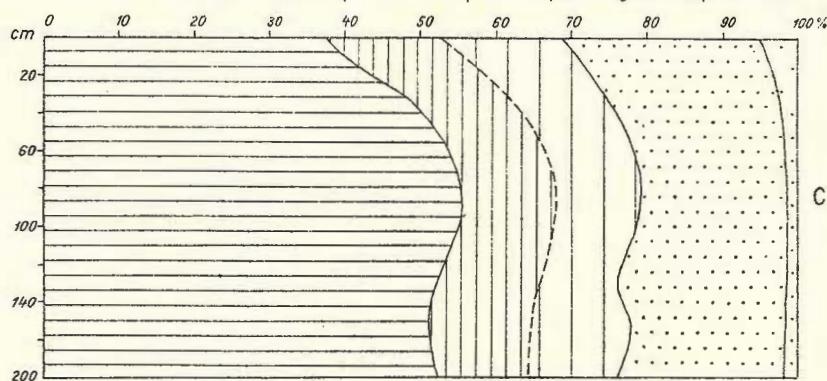
În ceea ce privește caracterele agro-productive, se impune de la început, ținînd seama bine înțeles de tipurile zonale de sol, separarea unei grupe de soluri cu textura de lut sau lut ușor și alta a solurilor cu textură argiloasă.

<sup>1)</sup> Cercetări pedologice făcute sub îndrumarea lui M. POPOVĂT, de echipele pedologice conduse de St. CRSTEA, Sc. MATRESCU, M. SPIRESCU, H. ASVADUROV.

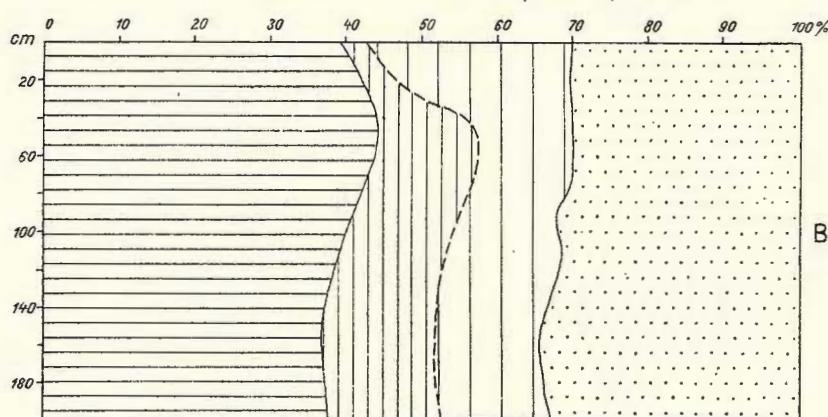




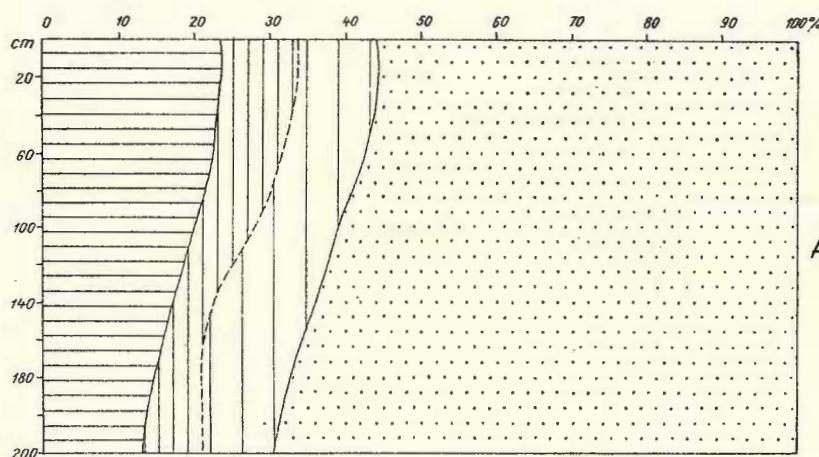
P.23 SE. Pitești, sol brun podzolit de pădure pseudogleizat, puternic



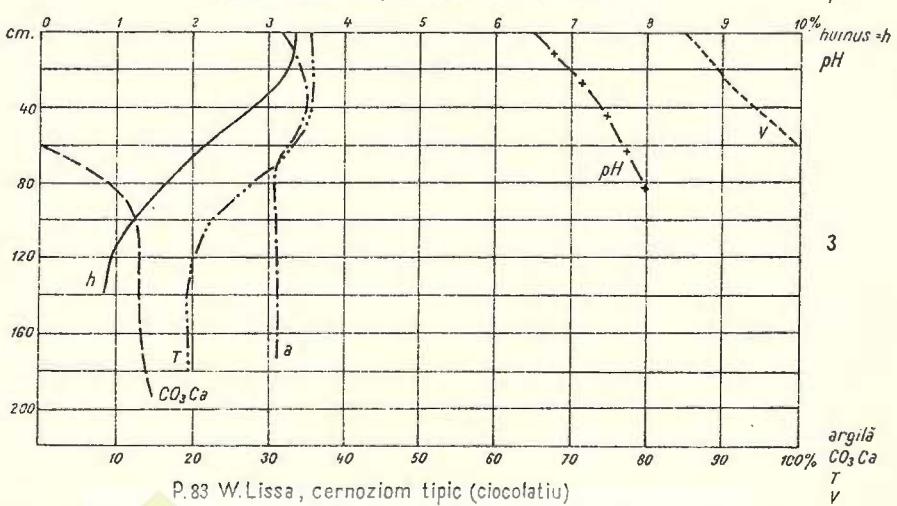
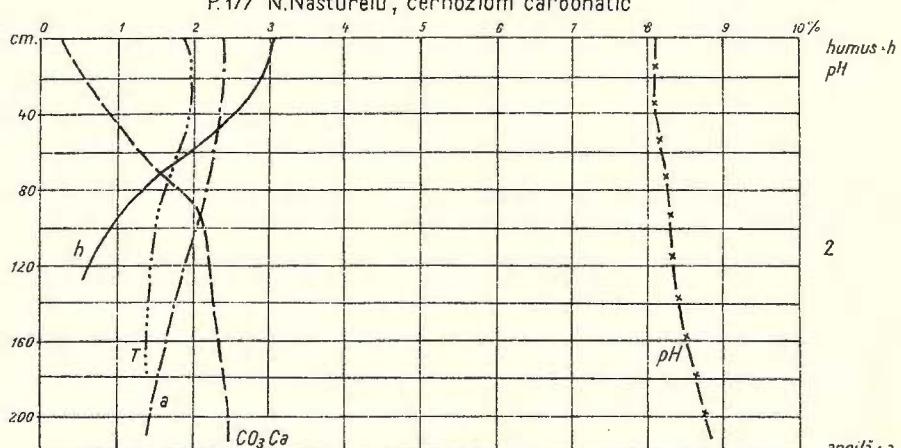
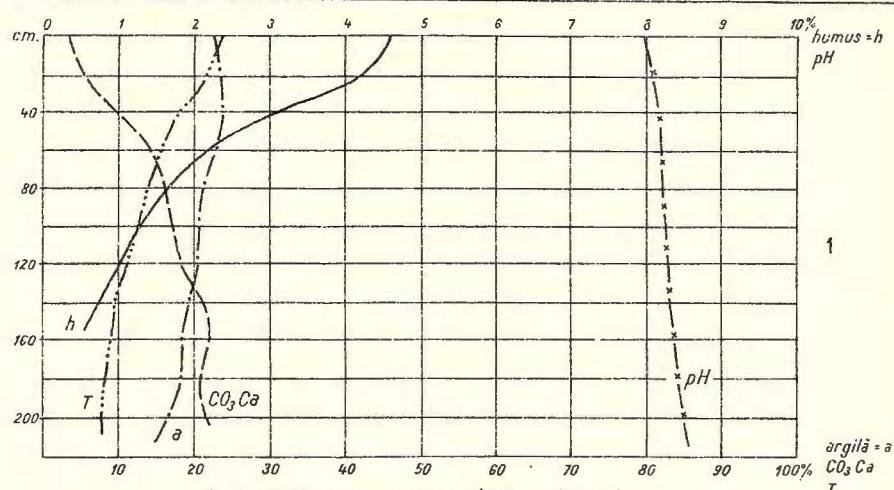
P.119 N. Miroși, sol brun-deschis de pădure pseudogleizat

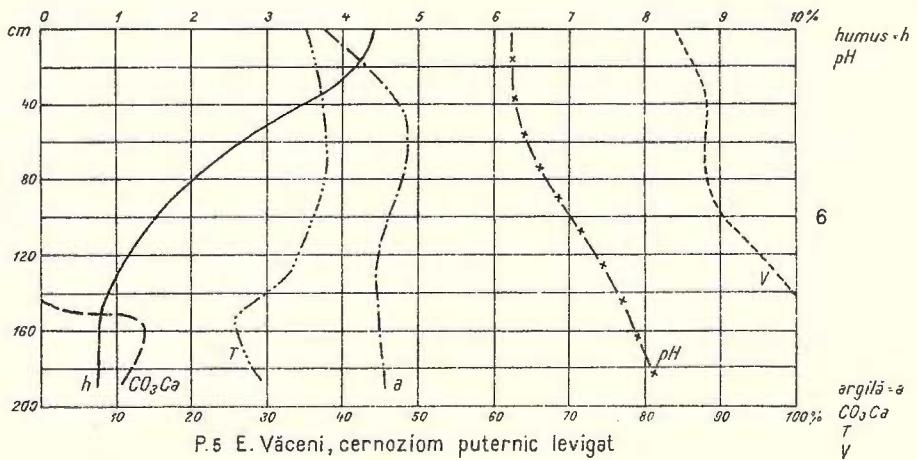
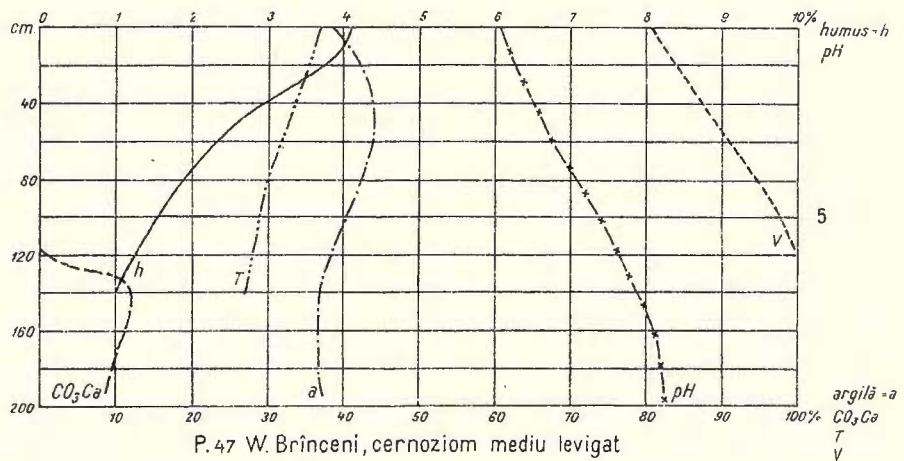
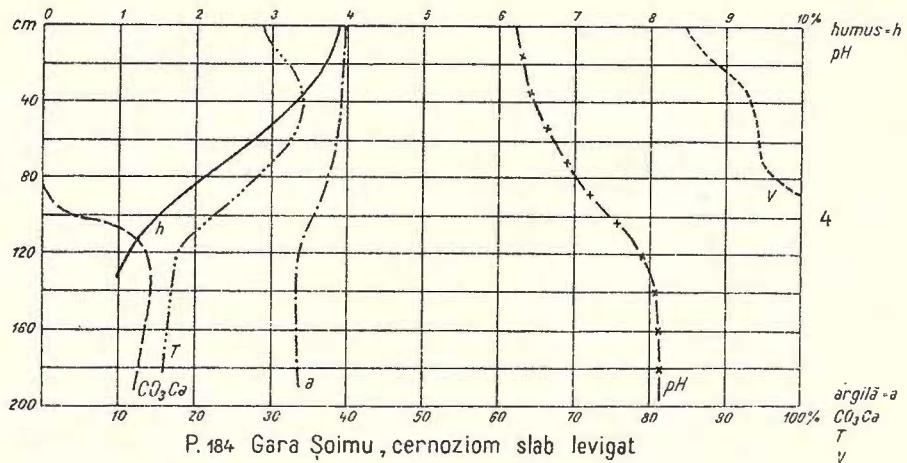


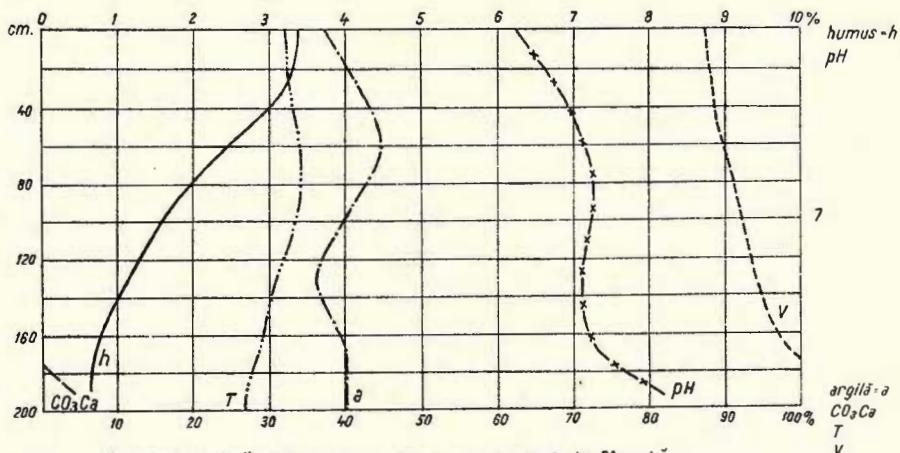
P.47 V. Brînceni, cernoziom mediu levigat



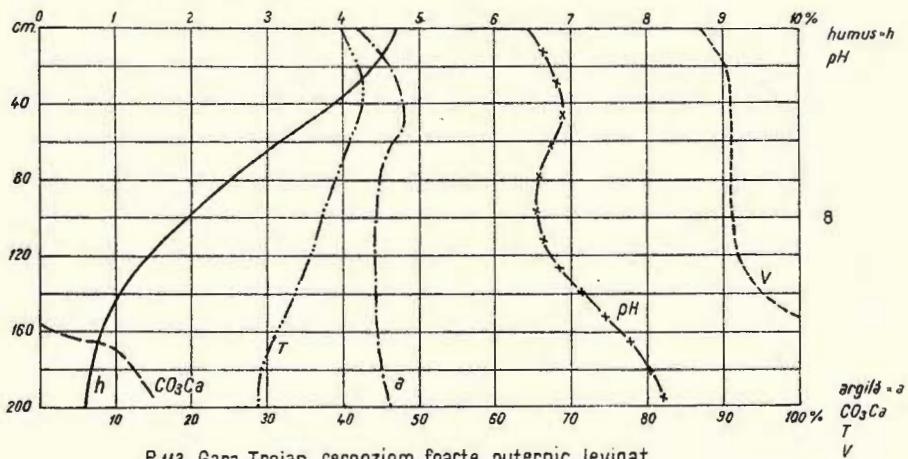
P.179 N. Zimnicea, cernoziom carbonatic



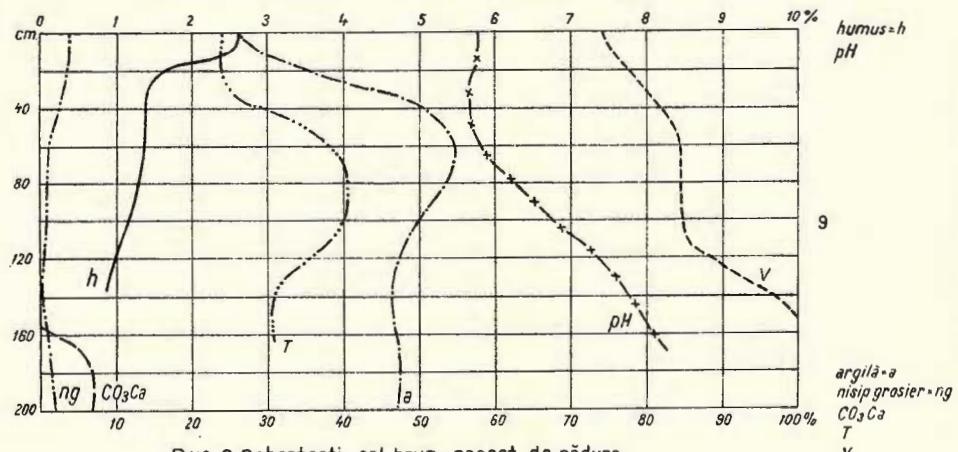




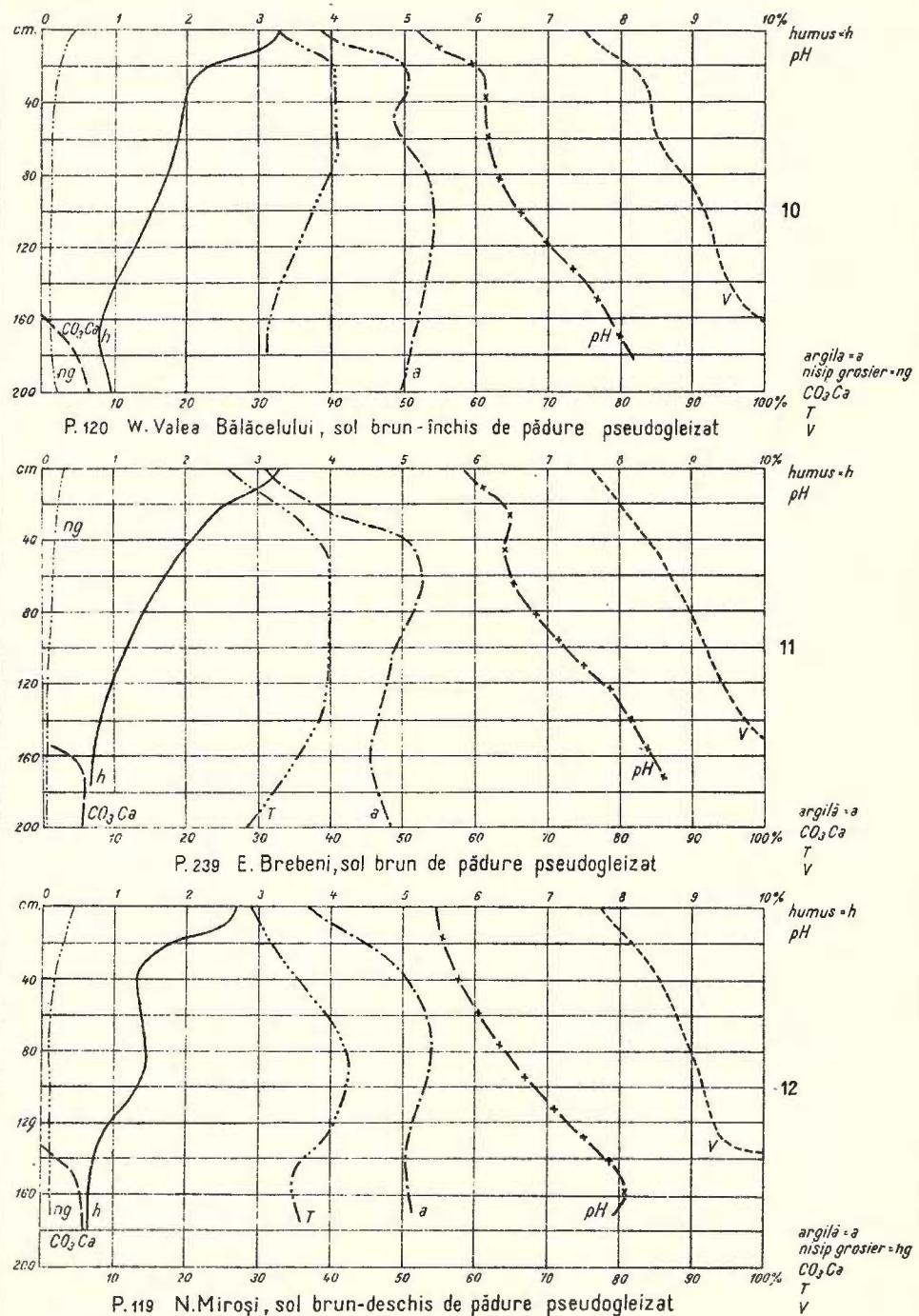
P.185, W. Drăgănești, cernoziom puternic levigat de fineată

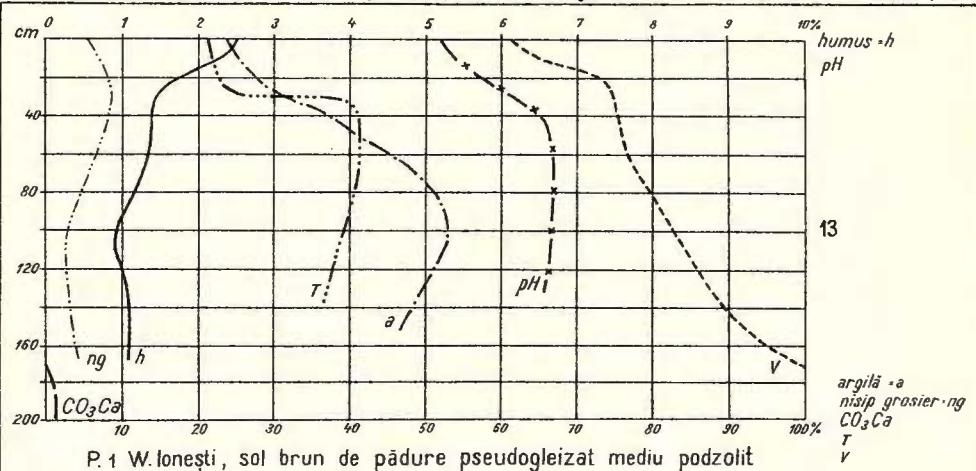


P.113, Gara Trojan, cernoziom foarte puternic levigat

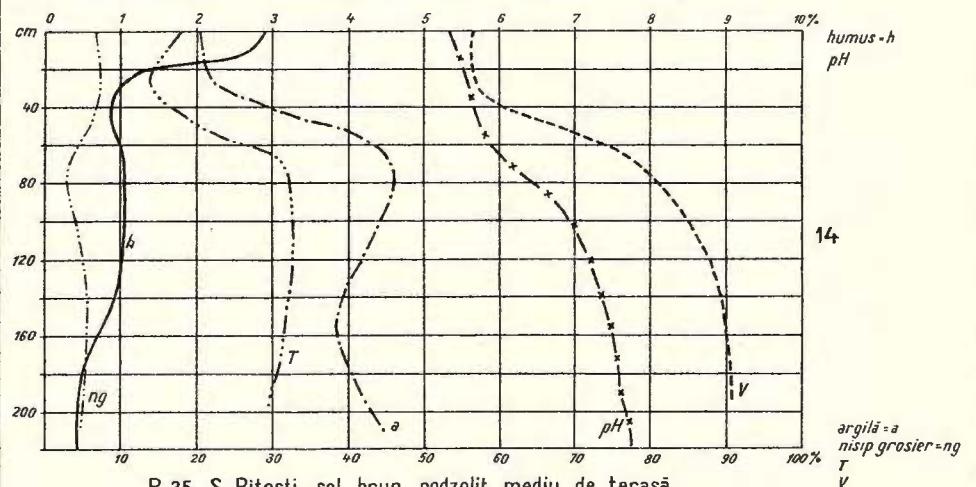


P.118, S. Dobrotești, sol brun-roscat de pădure

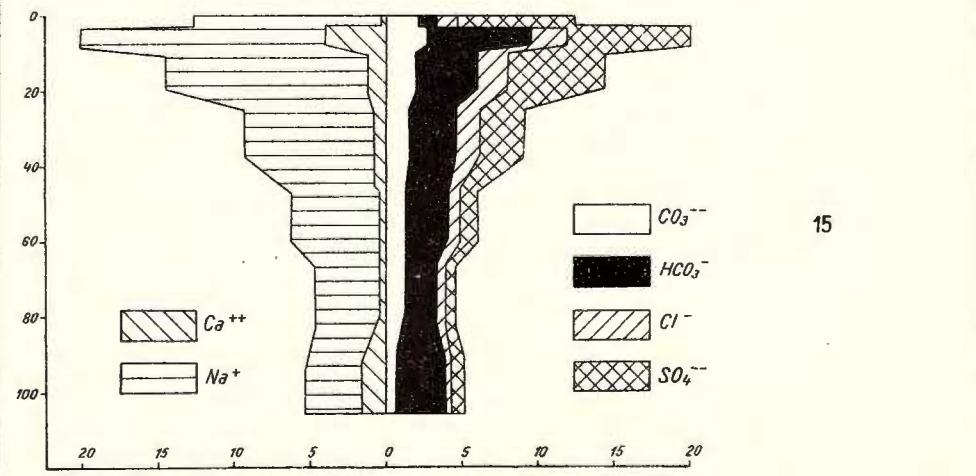




P.1 W.Ionești, sol brun de pădure pseudogleizat mediu podzolit



P.25 S.Pitești, sol brun podzolit mediu de terasă



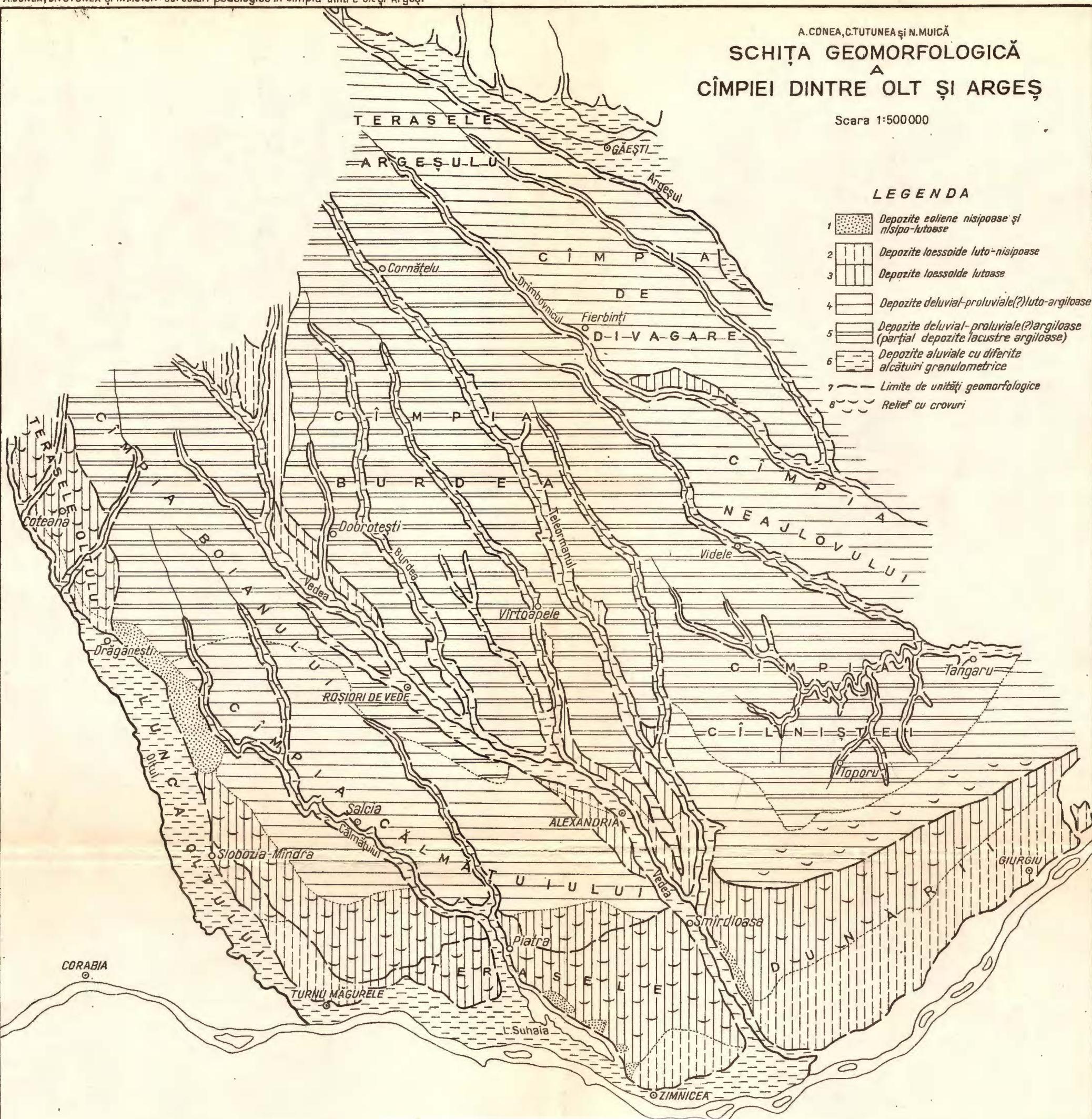
P.80 Solonetz soloniceacoid sodic. Profil de săruri (W.Piatra)

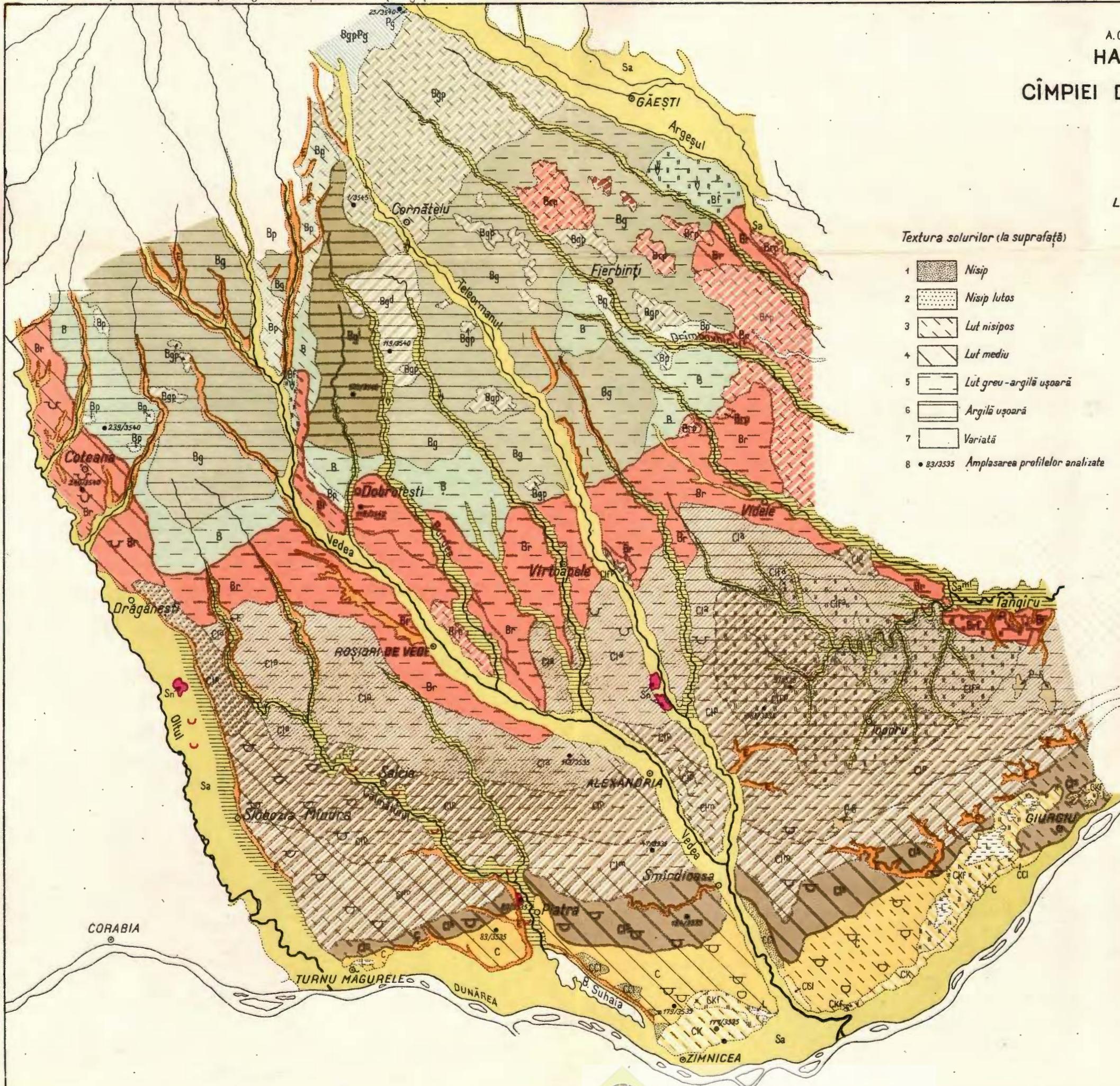
A.CONEA, C.TUTUNEA și N.MUICĂ  
SCHIȚA GEOMORFOLOGICĂ  
A  
CÎMPIEI DINTRE OLT ȘI ARGEȘ

Scara 1:500 000

**LEGENDA**

- 1 Depozite eoliene nisipoase și nisipo-lutoase
- 2 ||| Depozite loessoide luto-nisipoase
- 3 | | | Depozite loessolide lutoase
- 4 | | Depozite deluvial-proluviale(?)luto-argiloase
- 5 | | | Depozite deluvial-proluviale(?)argiloase (partial depozite lacustre argiloase)
- 6 | | | Depozite aluviale cu diferite alăturiri granulometrice
- 7 - - Limite de unități geomorfologice
- 8 - - - Relief cu crozuri





A.CONEA, C.TUTUNEA și N.MUICĂ  
HARTA SOLURILOR

CÎMPEI DINTRE OLT ȘI ARGEŞ

Scara 1:500.000

L E G E N D A

Textura solurilor (la suprafață)

- 1 Nisip
- 2 Nisip lutos
- 3 Lut nisipos
- 4 Lut mediu
- 5 Lut greu - argilă ușoară
- 6 Argilă ușoară
- 7 Variată
- 8 • 83/3535 Amplasarea profilelor analizate

- |            |   |                                       |
|------------|---|---------------------------------------|
| 1 CK       | Cernoziom carbonatic  |                                       |
| 2 C        | Cernoziom 2a  | □ Cernoziomuri de depresiune          |
| 3 " CKF "  | Cernoziom de fineță carbonatic  |                                       |
| 4 " CFS "  | Cernoziom levigat slab  |                                       |
| 5 " CMM "  | Cernoziom levigat mediu   |                                       |
| 6 " CIP "  | Cernoziom levigat puternic  |                                       |
| 7 " CIP "  | Cernoziom levigat foarte puternic 7a  | □ Cernoziomuri levigate de depresiune |
| 8 " CIP "  | Cernoziom de fineță levigat puternic  |                                       |
| 9 CIPF     | Cernoziom de fineță levigat foarte puternic   |                                       |
| 10 Clp     | Cernoziom levigat podzolit  |                                       |
| 11 CCI     | Cernoziomuri și cernoziomuri levigate   |                                       |
| 12 Br      | Sol brun roșcat de pădure   |                                       |
| 13 Brp     | Sol brun roșcat de pădure podzolit  |                                       |
| 14 " Brf " | Sol brun roșcat de pădure freatic umed  |                                       |
| 15 B       | Sol brun de pădure  |                                       |
| 16 Bgi     | Sol brun închis de pădure, pseudogleizat  |                                       |
| 17 Bg      | Sol brun de pădure, pseudogleizat   |                                       |
| 18 Bgd     | Sol brun deschis de pădure, pseudogleizat   |                                       |
| 19 Bp      | Sol brun de pădure podzolit (slab și mediu)   |                                       |
| 20 Bgp     | Sol brun de pădure pseudogleizat podzolit (slab și mediu)                             |                                       |
| 21 " Brf " | Sol brun de pădure freatic umed   |                                       |
| 22 Pg      | Podzol secundar pseudogleizat   |                                       |
| 23 BgpPg   | Soluri brune de pădure pseudogleizate podzolite și podzoluri secundare pseudogleizate |                                       |
| 24 PS U    | Soluri pseudogleice podzolite de depresiune (podzoluri de depresiune)                 |                                       |
| 25 E       | Soluri puternic erodate și roca la zi   |                                       |
| 26 " U     | Solaneturi  |                                       |
| 27 L       | Lăcoviști   |                                       |
| 28 G       | Soluri gleice   |                                       |
| 29 Sa      | Soluri de luncă în diferite stadii de evoluție  |                                       |
| 30 Seml    | Soluri semimăslinoase de lunci și bălti   |                                       |

Soluri cu textură nisipoasă se întâlnesc numai pe suprafețe reduse pe terasele Dunării și rîului Vedea, unde apare un relief ondulat, de dune.

Solurile cu textură de lut și lut ușor în orizontul superior cuprind partea sudică a cîmpiei — unitățile cu cernoziomuri carbonatice, cernoziomuri și parte din cernoziomurile levigate. Caracterele fizico-chimice ale acestor soluri (caracter menționate la descrierile respective) indică o fertilitate naturală ridicată și sunt cultivate aproape în întregime (aproape nu mai există păduri) cu cereale. Datorită condițiilor climatice favorabile, suprafețe mari sunt cultivate cu bumbac (de altfel, stațiunea I.C.A.R. de la Brînceni are tocmai acest specific).

O altă categorie de soluri cu textură lutoasă la suprafață sunt solurile brune de pădure podzolite din nord, care însă, datorită caracterelor lor fizico-chimice, nu au o fertilitate ridicată. Sunt soluri care necesită aplicarea de îngrășăminte și o agrotehnică specială, pentru a da recolte bogate. O bună parte din aceste soluri sunt acoperite de păduri.

Grupa solurilor cu textura fină ocupă o suprafață destul de mare (cuprinde solurile brune, brune pseudogleizate și parte din solurile brune-roșcate). Sunt soluri cu însușiri fizice rele datorită tocmai texturii lor argiloase: au o capacitate redusă pentru aer, un regim de aerare nesatisfăcător și mai ales o capacitate mare pentru apă. Însăși existența unui orizont mai mult sau mai puțin pseudogleizat, imediat sub orizontul A, la cea mai mare parte din ele indică perioade îndelungate de stagnare a apei. Lucrarea solului începe astfel mai tîrziu primăvara, iar în perioadele de secetă el se usucă, se întărește și crapă puternic, mai ales dacă are orizont A subțire.

\* \* \*

În concluzie, în prezentarea sumară de mai sus am încercat să arătăm foarte pe scurt caracterele generale ale solurilor predominante întâlnite în cercetările noastre. În același timp însă, am vrut să scoatem în evidență că pentru o mare parte a acestor soluri, sunt necesare cercetări mai amănunțite, întrucît pun probleme interesante de geneză și evoluție.

Pe de altă parte, în cultivarea acestor soluri este necesară aplicarea unor măsuri agrotehnice speciale, care să asigure ridicarea fertilității lor naturale, astăzi destul de scăzută.

## BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Facteurs de climats et zones de sol en Roumanie. *Studii tehn. și econ.*, Seria C, nr. 2. București, 1934.
2. FLOREA N. Asupra criteriilor de clasificare a cernoziomurilor din România, cu privire specială asupra celor din Cîmpia Română. *D. S. Comit. Geol.*, XLIII (1955—1956). București, 1962.



3. FLOREA N. Privire sumară asupra solurilor din partea de sud a regiunii Pitești. *Probleme agricole*, nr. 11—12. București, 1956.
  4. PROTOPOPESCU-PAKE Em. Cercetări agro-geologice în Cîmpia Română dintre Valea Mostistei și rîul Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1923.
  5. RĂDULESCU-CONEA A. și TUTUNEA C. Cercetări pedologice în sectorul sudic al interfluviului Argeș-Dâmbovița. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955). București, 1959.
  6. VILSAN G. Cîmpia Română. *Bul. Soc. Geogr.*, XXXVI. București, 1915.
- 

## ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА РАВНИННОМ УЧАСТКЕ МЕЖДУ РЕКАМИ ОЛТ И АРДЖЕШ

АНА КОНЯ, К. ТУТУНЯ и Н. МУЙКЭ

(Краткое содержание)

Участок расположенный между долинами рек Олт и Арджеш является западной частью Румынской Равнины. В отличие от восточной части Румынской Равнины, западный участок — более приподнят, причем он древнее восточного и был подвергнут продолжительному моделированию. Выделяется собственно равнина, а также террасы и поймы, результат воздействия водотоков.

Южная часть равнины покрыта лёссовидными отложениями среднего и легкого механического состава, а северная часть—поверхностными отложениями более тонкого механического состава. Диаграммы А, В, С, Д, показывают это изменение отложений по направлению Ю—С.

Равнинный участок между реками Олт и Арджеш отличается таким же теплым климатом как и восточной части Румынской Равнины, но несколько влажнее (среднее годовое количество осадков—свыше 500 мм) и с некоторым средиземноморским влиянием, в результате чего наблюдается широкое развитие красновато-бурых лесных почв. Средние годовые температуры составляют свыше 11° на юге, и ниже 10° на севере, тогда как среднее годовое количество осадков возрастает в том же направлении. В отношении растительности, большая часть равнины относится к зоне равнинных лесов, состоящих из различных видов дуба.

На приложенной карте были выделены следующие почвы, свойства которых описаны на диаграммах и в четежах приложенных к ним:

Карбонатные черноземы (диаграмма и чертеж 1 и 27)

Типичные черноземы (диаграмма и чертеж 3)



Выщелоченные черноземы (диаграмма и чертёж 4, 5, 6, 7).

Грунтово-увлажненные черноземы и выщелоченные грунтово-увлажненные или луговые черноземы (диаграмма и чертеж 8).

Красновато-бурые лесные почвы (диаграмма и чертеж 9),

Бурые лесные почвы и бурые лесные псевдооглеенные почвы (диаграмма и чертеж 10, 11, 12), в том числе средне-оподзоленные (диаграмма и чертеж 13 и 14).

В некоторых поймах были встречены натриевые солонцы (диаграмма и чертеж 14).

Почвы равнинного участка между реками Олт и Арджеш обладают известными характерными особенностями. У них характерная кривая изменения содержания гумуса, указывающая на мощное скопление гумуса. Количество карбонатов накопленных в горизонте С — значительно в почвах на отложениях среднего механического состава, находящихся на юге. Почвы на тонкозернистых отложениях центральной и северной части равнины отличаются очень малым содержанием карбонатов в горизонте С (причем горизонт С иногда отсутствует).

Значительная часть почв равнинного участка между реками Олт и Арджеш — опсевдооглеены и содержат часто бобовины с самой поверхности почвы. В почвенном разрезе они сохраняют отдельные реликтовые черты (реликтовый гумус).

В заключение указаны агропродуктивные свойства изученных почв, рассматривая главным образом группу псевдооглеенных почв. Эти почвы обладают неблагоприятными физическими свойствами и требуют специальных агромелиоративных мероприятий, обеспечивающих повышение их естественного плодородия.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И КАРТ

### ЧЕРТЕЖИ

#### Чертеж I

А, разрез 179, к северу от Зимница, карбонатный чернозем; В, разрез 47, Долина Брынчень средне-выщелоченный чернозем; С, разрез 119, к северу от Мирош, светло-бурая лесная почва, псевдооглеенная; Д, разрез 23, к юго-востоку от Питешть, Бурая лесная оподзоленная сильно псевдооглеенная почва.

#### Чертеж II

1, разрез 177, к северу от Нэстурелу, карбонатный чернозем; 2, разрез 179, к северу от Зимница, карбонатный чернозем; 3, разрез 83, Долина Лисса типичный чернозем (шоколадный)



Чертеж III

4, разрез 184, вокзал Шойму, слабо-выщелоченный чернозем; 5, разрез 47, Долина Брынчень-средне-выщелоченный чернозем; 6, разрез 5, к востоку от Валенъ, сильно-выщелоченный чернозем.

Чертеж IV

7, разрез 185, долина Драгэнешть, сильно-выщелоченный луговой чернозем; 8, разрез 113, вокзал Троян, очень сильно-выщелоченный чернозем; 9, разрез 118, к югу от Добротешть, красновато-бурая лесная почва.

Чертеж V

10, разрез 120, к западу от долины Бэлэчелулуй, темно-бурая лесная псевдооглеенная почва; 11, разрез 239, к востоку от Бребень, бурая лесная псевдооглеенная почва; 12, разрез 119, к северу от Мирош, светло-серая лесная псевдооглеенная почва.

Чертеж VI

13, разрез 1, Долина Ионешть, бурая лесная псевдооглеенная почва, средне-оподзоленная; 14, разрез 25, югу от Питешть, бурая, приуроченная к террасам, средне-оподзоленная почва; 15, разрез 80, солончаковый, содержащий натрий, солонец, разрез в соляных породах.

## КАРТЫ

Геоморфологическое изображение междуречья Олта и Арджеша.

1, эоловые отложения; 2, песчаные и песчано-суглинистые; 2, лёссовидные песчано-суглинистые отложения; 3, лёссовидные суглинистые отложения; 4, делювиально-пролювиальные отложения (?) глинисто-суглинистые; 5, глинистые делювиально-пролювиальные (?) отложения (частично озерные глинистые отложения); 6, аллювиальные отложения с различным гранулометрическим составом; 7, границы геоморфологических единиц; 8, Рельеф изобилующий блюдцами.

Карта почвы междуречья Олта и Арджеша.

Почвы: 1, карбонатный чернозем; 2, чернозем; карбонатный луговой чернозем; 4, слабо-выщелоченный чернозем; 5, средне-выщелоченный чернозем; сильно-выщелоченный чернозем; 7, очень сильно выщелоченный чернозем; 8, луговой сильно-выщелоченный чернозем; 9, луговой очень сильно выщелоченный чернозем; 10, оподзоленный выщелоченный чернозем; 11, черновемы и выщелоченные черноземы; 12, выщелоченный чернозем впадин; 13, красновато-бурая лесная почва; 14, красновато-бурая луговая почва; 15, красновато-бурая лесная оподзоленная почва; 16, бурая лесная почва; 17, темно-бурая лесная псевдооглеенная почва; 18, бурая лесная псевдооглеенная почва; 19, светло-бурая лесная псевдооглеенная почва; 20, бурая лесная почва (слабо или средне оподзоленная); 21, бурая лесная псевдооглеенная почва (слабо или средне оподзоленная); 22, бурая луговая почва; 23, вторичный псевдооглеенный подзол; 24, бурые лесные оподзоленные псевдооглеенные почвы; 25, вторичные, псевдооглеенные подзолы; 26, размытые почвы и обнаженные горные породы; 27, солонец; 28, «лэковишть» (черноземно-луговые и луговые почвы) 29, глеевые почвы; 30, почва аллювиальных равнин в различных стадиях эволюции; 31, и полуболотные аллювиальные почвы и болота. Текстура почв: (на поверхности): 1, пески; 2, супесь 3, суглинок 4, тяжелый суглинок; 5, тяжелый суглинок-глина; 6, глина.



**RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LA PLAINE COMPRISE  
ENTRE L'OLT ET L'ARGEŞ**

PAR

**ANA CONEA, C. TUTUNEA et N. MUICĂ**

(Résumé)

La plaine comprise entre les vallées de l'Olt et de l'Argeş représente la partie occidentale de la Plaine Roumaine qui, différemment de la Plaine Roumaine orientale, est plus haute, plus ancienne et plus modelée. On distingue la plaine proprement dite et un relief plus jeune, résulté de l'action des eaux courantes, à savoir: les terrasses et les plaines alluviales.

La partie méridionale de la plaine est recouverte par des dépôts loessoïdes à texture moyenne-légère et la partie septentrionale est constituée par des dépôts à texture de plus en plus fine. Les diagrammes A, B, C, D montrent cette variation des dépôts dans la direction sud—nord à l'aide des résultats de l'analyse granulométrique.

La plaine d'entre l'Olt et l'Argeş accuse un climat chaud comme celui de la Plaine Roumaine orientale, mais plus humide (précipitations moyennes au-dessus de 500 mm par an) à influences méditerranéennes, qui ont déterminé une extension plus prononcée de la zone des sols bruns-roux de forêt. Les températures moyennes annuelles varient entre au-dessus de 11° au sud et au-dessous de 10° au nord, tandis que la quantité moyenne des précipitations augmente dans la même direction. Du point de vue de la végétation, la plus grande partie de la Plaine appartient à la zone des forêts de plaine, constituée par différentes espèces de Quercinées.

Sur la carte ci-jointe on a séparé les sols suivants, dont les caractéristiques sont figurées dans les diagrammes et les tableaux mentionnés:

Tchernozems carbonatés (diagramme et tableaux 1 et 2),

Tchernozems typiques (diagramme et tableau 3),

Tchernozems lessivés (diagramme et tableaux 4, 5, 6, 7),

Tchernozems à nappe phréatique et tchernozems lessivés à nappe phréatique (diagramme et tableau 8),

Sols bruns-roux, sylvestres (diagramme et tableau 9),

Sols bruns sylvestres et sols bruns sylvestres à pseudogley (diagramme et tableaux 10, 11, 12), dont quelques-uns moyennement podzolisés (diagramme et tableaux 13 et 14).

Dans quelques plaines alluviales il y a des «solonetz» sodiques (diagramme et tableau 14).



Les sols de la Plaine comprise entre l'Olt et l'Arges accusent quelques caractères spécifiques. Ils ont la courbe caractéristique de variation de la teneur en humus, indiquant l'accumulation de ce dernier sur une épaisseur importante. La quantité de carbonates accumulés dans l'horizon C est fort élevée dans les sols formés sur les dépôts à texture moyenne situés au sud de la plaine. Les sols formés sur les dépôts à texture fine, qui occupent la partie centrale et septentrionale de la plaine, ont un pourcentage fort réduit en carbonates accumulés dans l'horizon C (parfois ce dernier manque complètement).

Une grande partie des sols de cette plaine est formée par les sols à pseudogley et à « bobovinas ».

Le profil du sol accuse des caractères relictes (humus relicte).

En conclusion, les auteurs montrent les propriétés agro-productives des sols levés, tout en insistant sur le groupe des sols à pseudogley. Ces sols présentent des caractères physiques défavorables et nécessitent des mesures agro-amélioratives spéciales, qui puissent assurer l'augmentation de leur fertilité naturelle.

## EXPLICATION DES PLANCHES ET DES CARTES

### PLANCHES

#### Planche I

A, profil 179, N Zimnicea, tchernozem carbonatique; B, profil 47, Valea Brînceni, tchernozem moyennement lévigé; C, profil 119, N Miroși, sol brun clair de forêt, à pseudogley; D, profil 23, SE Pitești, sol brun de forêt podzolisé fortement pseudogleysé.

#### Planche II

1, profil 177, N. Năsturelu, thernezem carbonatique; 2, profil 179, N. Zimnicea, tchernozem carbonatique; 3, profil 83, Valea Lissa, tchernozem typique (chocolat).

#### Planche III

4, profil 184, gare de Soimu, tchernozem faiblement lévigé; 5, profil 47, Valea Brînceni, tchernozem moyennement lévigé; 6, profil 5, E Văceni, tchernozem fortement lévigé.

#### Planche IV

7, profil 185, Valea Drăgănești, tchernozem de prairie fortement lessivé; 8, profil 113, gare de Troian, tchernozem très fortement lévigé; 9, profil 118, S Dobrotești, sol brun rougeâtre de forêt.

#### Planche V

10, profil 120, W Valea Bălăcelului, sol brun foncé de forêt pseudogleysé; 11, profil 239, E Brebeni, sol brun de forêt pseudogleysé; 12, profil 119, N Miroși, sol brun clair de forêt pseudogleysé.



## Planche VI

13, coupe 1, Valea Ionești, sol brun de forêt, à pseudogley, moyennement podzolisé; 14, coupe 25, S Pitești, sol brun de terrasse moyennement podzolisé; 15, coupe 80, solonetz solonchacoïde sodique, coupe de sels.

## CARTES

Esquisse géomorphologique de la plaine d'entre l'Olt et l'Argeș.

1, dépôts éoliens, sablonneux et sablo-limoneux; 2, dépôts loessoïdes limoneux-sablonneux; 3, dépôts loessoïde limoneux; 4, dépôts déluviaux-proluviaux (?) limoneux-argileux; 5, dépôts déluviaux-proluviaux (?) argileux (partiellement dépôts lacustres argileux); 6, dépôts aluviaux à différentes constitutions granulométriques; 7, limite d'unités géomorphologiques; 8, relief à soucoupes.

Carte des sols de la plaine comprise entre l'Olt et l'Argeș.

Sols: 1, tchernozem carbonatique; 2, tchernozem; 3, tchernozem carbonatique à nappe phréatique; 4, tchernozem faiblement lévigé;<sup>1)</sup>; 5, tchernozem moyennement lévigé; 6, tchernozem fortement lévigé; 7, tchernozem très fortement lévigé; 8, tchernozem fortement lévigé à nappe phréatique; 9, tchernozem très fortement lévigé à nappe phréatique; 10, tchernozem lévigé podzolisé; 11, tchernozems et tchernozems lévigés; 12, tchernozems lévigés de dépression; 13, sol brun roux de forêt; 14, sol brun roux à nappe phréatique; 15, sol brun roux; 16, sol brun de forêt; 17, sol brun foncé de forêt pseudogleysé; 18, sol brun de forêt pseudogleysé; 19, sol brun clair de forêt pseudogleysé; 20, sol brun de forêt, podzolisé (faiblement et moyennement); 21, sol brun de forêt, pseudogleysé podzolisé (faiblement et moyennement); 22, sol brun à nappe phréatique; 23, podzol secondaire pseudogleysé; 24, sols bruns de forêt, podzolisés, pseudogleysés; 25, podzols secondaires pseudogleysés; 26, sols érodés et roches à nu; 27, solonetz; 28, «lăcovisti» (sols à gley); 29, sols à gley; 30, sols de plaine alluviale en différents stades d'évolution; 33, sols alluviaux sémi-marécageux et marécages. Textures des sols (à la surface): 1, sable; 2, sable limoneux; 3, limon; 4, limon argileux; 5, limon argileux — argile; 6, argile.

<sup>1)</sup> On a utilisé le terme de «lévigé» au lieu de celui de «dégradé», considérant le premier plus adéquat.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN SECTORUL  
OLT — CERNA — PIATRA OLT — BĂBENI-BISTRITA<sup>1)</sup>  
DE  
S. CÂRSTEA și N. MARTIAN

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele preliminare ale cercetărilor pedologice făcute în sectorul din Oltenia cuprins între Olt, Cerna, Piatra-Olt și Băbeni-Bistrița, la scara 1:100.000<sup>2)</sup>.

Teritoriul cuprins între Colibași și Strejeștii de Sus a fost cercetat în campania anului 1954 (1), iar rezultatele au fost prezentate în altă comunicare (2).

Primele observații asupra solurilor din acest sector au fost făcute de G. MUNTEANU-MURGOȚI și colaboratorii săi, și concretizate în « Harta solurilor României », scara 1:1.500.000 (1927). În 1955, S. CÂRSTEA și N. MARTIAN au făcut o cercetare la nivel de recunoaștere (3).

### I. Condițiile naturale

**Geologia.** Sectorul cercetat aparține unităților structurale Depresiunea Getică (6). Rocile de solificare, constituite din argile, luturi și nisipuri cu pietrișuri, aparțin la formațiuni de vîrstă levantină sau cuaternară (5). Un caracter deosebit îl prezintă argilele cu nodule calcaroase (levantine), ce conțin și sulfati (gips).

**Clima.** Sectorul se încadrează în provincia climatică Dfbx (4) și prezintă următoarele caracteristici: temperatura medie anuală 9—10°C, a lunii ianuarie între —2° și —3°C și a lunii iulie: 21°C; precipitații medii anuale 600—700 mm, iar pe o fîsie de-a lungul Oltului, de la Drăgășani pînă la Băbeni-Bistrița 500—

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 12 aprilie 1957.

<sup>2)</sup> Hărțile de sol, textură, geomorfologie, apă freatică, eroziune, la scara 1:100.000, se găsesc în arhiva Comitetului Geologic.

600 mm; indicele de ariditate 25—35, în cea mai mare parte 30—35; vînturi neregulate, în general locale.

**Hidrografia.** Întregul sector aparține bazinului hidrografic al Oltului. Apele din acest sector sunt reprezentate prin râuri, pîraie, izvoare de coastă, lacuri de coastă și bălti.

Oltul, principalul rîu, trece pe la partea estică a teritoriului, primind, ca afluenți, Bistrița, Luncavățul, Pesceana, Mamu și Beica. În partea vestică este Cerna cu affluentul său Cernișoara. Întreaga rețea hidrografică, cu excepția Oltului, este caracterizată de regim torrential; unele râuri seacă complet vara.

Izvoarele de coastă apar mai frecvent pe versanții dealurilor joase și mijlocii, ca și la trecerea dintre terase și lunci.

**Geomorfologia.** Sectorul se împarte în: cîmpul înalt, dealurile, terasele, luncile și conurile de dejectione.

1. *Cîmpul înalt* este continuarea cîmpului înalt fragmentat, ce se dezvoltă din sud (2) spre nord, pînă la limita Lungăști—Mărgineni. Cotele absolute se înscriu într-un plan înclinat spre sud, cu o pantă de cca 4 m/km (cota absolută în sud 190 m, iar în nord 360 m).

Este puternic fragmentat de văi destul de late, adînci pînă la 80—90 m, fragmentarea fiind mai puternică spre nord. Diferența de nivel față de Olt, către care se scurge majoritatea apelor de suprafață, variază de la 100 m în sud pînă la peste 150 m în nord. Interfluviile separate se prezintă ca platouri late pînă la peste 1 km, uneori cu mici depresiuni, slab exprimate. Trecerea spre lunci se face prin versanți scurți, în cea mai mare parte uniformi, uneori destul de înclinați.

2. *Dealurile joase*. La nord de cîmpul înalt se separă:

a) *Dealurile joase*, care se întind pînă la linia Stănești—Orlești, constituind oarecum și zona de trecere de la cîmpul înalt fragmentat la dealuri. Gradul de fragmentare mai avansat decît la cîmpul înalt și prezența mameloanelor și șeilor pe interfluvii au constituit elementele principale la separarea acestei unități. Cotele absolute caracteristice acestei unități sunt: spre Olt, 390 m la Orlești și 270 m la Ștefănești, cu diferențe de nivel față de Olt de 220 m și respectiv 140 m, iar spre Cerna, 413 m în nord și 355 m în sud, cu diferențe de nivel față de Cerna de 170 m și respectiv 130 m. Planul general al cotelor absolute are o înclinare spre sud de 5—6 m/km și o înclinare spre est de 2—2,5 m/km. Din cauza energiei de relief mai mare spre Olt, bazinul hidrografic legat direct de Olt s-a dezvoltat mult în detrimentul celui al Cernei, determinînd și o frag-



mentare mai puternică. În sud-estul unității, fiind o energie de relief mai mică, teritoriul prezintă o fragmentare mai redusă. Culmile sunt mai late în sud, pînă la 4–500 m, rareori mai mult, ușor ondulate, cu diferențe de nivel de 4–10 m între mameloane și șei. Spre nord devin mai înguste și ondulate, cu frecvențe șei și mameloane, între care sunt diferențe de nivel pînă la 30–50 m; pe alocuri, culmile sunt foarte înguste (creste). Versanții sunt mai lungi și ondulați, cu trepte de alunecare mai frecvențe și mai întinse în jumătatea nordică a unității.

*b) Dealurile mijlocii.* Acestea se situează între dealurile joase (la sud) și cele înalte (la nord), fiind despărțite de ultimele printr-o linie sinuoasă ce pornește ceva mai sus de confluența Cerna–Cernișoara, spre est pînă la Negraia, trecînd apoi spre nord prin Popești. Prezintă cote absolute pînă la circa 450 m, cele mai înalte fiind în partea nord-estică.

Teritoriul este puternic fragmentat de numeroase văi înguste (mai lată fiind valea Luncavățului) și adînci pînă la peste 150 m. Culmile au numeroase ramificații, prezintînd, cu excepția cîtorva placore mici, creste ascuțite și puternic denivelate, șei adînci și piscuri, între care diferențele de nivel depășesc, uneori, 70–80 m. Versanții sunt lungi, cu numeroase schimbări de pantă, uneori abrupte, determinate de alunecări vechi sau recente. Pe alocuri, treptele de alunecare sunt destul de dezvoltate, prezintînd soluri neerodate, luate în cultură.

*c) Dealurile înalte,* care ocupă o suprafață restrînsă în sectorul cercetat, prezintă cote absolute de peste 450 m, relief mai accidentat cu creste ascuțite, piscuri și șei puternic dezvoltate. Versanții au pante neregulate, frecvent abrupte, și trepte de alunecare mari. Aceste dealuri sunt destul de greu accesibile circulației, fiind în cea mai mare parte străbătute numai de poteci.

3. *Terasele.* De-a lungul rîurilor mai mari, în special de-a lungul Oltului, se întîlnesc o serie de terase, ca:

*a) Terasele Oltului,* care se păstrează numai în partea sudică a sectorului. După altitudinile absolute și relative se separă:

Terasa I-a, cea mai veche, cu altitudine relativă de 100–120 m, întîlnită numai la nord-vest de Drăgășani; este puternic fragmentată și prezintă soluri cu anumite caractere deosebite (soluri brune podzolite).

Terasa II-a, cu altitudine relativă de 50–70 m, situată la sud de Pesceana, ocupă suprafețe din ce în ce mai întinse spre sud. Pe alocuri prezintă depresiuni mici, în care solurile au caractere deosebite de cele din jur (podzoluri de depresiune);

Terasa a III-a, cu altitudine relativă de 30–35 m, ce apare ca fragmente la nord-vest de Drăgășani și la vest de Pleșoi;



Terasa a IV-a, cu altitudine relativă de 20—25 m, situată la sud de Drăgășani; are cea mai mare extindere și prezintă frecvente depresiuni mici, în care solurile au caracter aparte;

Terasa a V-a, cea mai recentă, cu altitudine relativă față de Olt de 15—17 m; se găsește la confluența Oltului cu Mamu și între Mamu și Beica.

b) Terasa I-a la confluența Oltului cu Bistrița, situată la vest și sud de Băbeni-Bistrița. Prezintă trei nivele față de Olt, respectiv 100 m, 60—70 m și 40—50 m. Cu cât sunt mai înalte cu atât sunt mai fragmentate.

c) Terasa Cernei, reprezentată prin fragmente mici, care se înscriu într-o fâșie îngustă, pornind de la Stănești spre sud. Prezintă trei nivele, dintre care cel mai înalt se găsește la altitudine relativă de cca 100 m față de Cerna. Solurile de pe aceste terase prezintă caracteristici deosebite de cele de pe dealuri.

d) Terasa Beiciei, un fragment de terasă locală situată la Cocărăști. Ocupă o suprafață foarte restrânsă.

#### 4. Luncile sunt reprezentate prin:

a) Lunca Oltului, cea mai importantă din sector, destul de lată, putându-se separa în lunca joasă și lunca înaltă. Are lățimi pînă la 4—5 km. Este străbătută de gîrle și prezintă relief ușor ondulat cu grinduri și privaluri, în special în lunca joasă.

b) Lunca Cernei, lată pînă la peste 1 km; prezintă relief ondulat străbătut de o rețea deasă de gîrle și privaluri, cu grinduri înalte între ele.

Celelalte lunci sunt înguste și cu relief slab ondulat, mai importante fiind: lunca Luncavățului, lunca Pesceanei, lunca Mamului, lunca Beicei și lunca Cernișoarei.

5. Conurile de dejecție se întâlnesc atât pe terase cât și pe lunci, în imediata vecinătate a dealurilor sau cîmpului înalt. Cele mai dezvoltate sunt pe terasele Oltului.

**Apa freatică** se găsește la adîncimi ce ajung la peste 20 m.

Pe placore, în cîmpul înalt fragmentat cât și în dealuri, este la adîncimi mai mari de 20 m, exceptie făcînd pe placorele de lîngă Drăgășani, unde apare la 15—20 m.

Pe versanți apa freatică este la diferite adîncimi, alimentînd izvoare și lacuri de coastă.

Pe terase există o oarecare concordanță între nivelul teraselor și nivelul apei freaticice. Astfel, pe terasa I-a a Oltului, apa freatică este la 15—20 m, iar pe celelalte terase ale Oltului la 10—15 m (în sudul sectorului), la 5—10 m (în jurul Drăgășanilor) și la 2—5 m (în sud și pe lîngă Drăgășani). Pe terasele Cernei



apa freatică se găsește la 5—10 m, iar pe terasele de confluență ale Bistriței cu Oltul la 10—15 m și la 5—10 m.

În luncile Oltului și Cernei, apa freatică se află uneori la 2—5 m și alteori la 0—2 m. În celelalte lunci se găsește la adâncimi mici (pînă la 2 m, mai rar pînă la 5 m).

**Vegetația.** Vegetația naturală și cultivată este reprezentată prin păduri, pășuni și fînețe, livezi, vii și diverse culturi agricole.

Pădurile sînt, în general, păduri de amestec (șleau), avînd extindere mai mare în nord. În dealuri, ocupă versanții și văile, mai puțin crestele, iar în cîmpul înalt fragmentat mare parte din placore. Speciile predominante sînt: *Quercus frainetto*, *Quercus petraea*, *Quercus cerris*, etc., iar ca specii de amestec: *Acer platanoides*, *Acer pseudoplatanus*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior*, *Ulmus* sp., *Fagus silvatica*, *Crataegus monogyna*, *Corillus avellana*, etc. *Fagus silvatica* nefiind în optimum ecologic, nu apare decît pe versanți și pe văi, întîlnindu-se în exemplare singuratice pînă la sud de Drăgășani, cam în dreptul localităților Lungești, Fumurei.

În lunci sînt zăvoaie cu *Alnus glutinosa*, *Salix* sp., *Populus* sp., *Tamarix* sp., etc.

Plantele cultivate diferă de la sud spre nord, și anume: în sud predomină cerealele (grîu, porumb, orz, ovăz, mai rar secară), floarea soarelui, cartofii, cînepa, etc., mai puțin via și pomicultura; în partea centrală, între Lungești și Ionești, via (podgoria Drăgășani cu peste 7000 ha, vie în cea mai mare parte din soiuri nobile), mai puțin cerealele și pomicultura. În nord sînt livezi, fînețe, mai puțin cereale, și local vii (hibrizi).

## II. Solutile

**A) Solutile zonale** se întîlnesc, în cea mai mare parte, pe cîmpul înalt, dealuri și terase, mai puțin luncile înalte. Dintre acestea fac parte: podzolurile secundare, solurile brune de pădure podzolite, solurile brune de pădure și solurile brun-roșcate de pădure.

1. *Podzolurile secundare* ocupă suprafețe foarte restrînse pe cîmpul înalt fragmentat, pe dealurile joase, pe terase și apar rar în celelalte dealuri. Se găsesc pe terenuri plane, uneori cu mici depresiuni, fiind formate pe roce grele, medii sau chiar ușoare, apa freatică fiind la peste 10 m. Sînt acoperite de păduri, izlazuri sau culturi.

Criteriul morfologic esențial în separarea acestor soluri este prezența suborizontului ( $A_1 \rightarrow A_2$ ) sau  $A_2$  separabil, care, în general, în această zonă, nu-i prea dezvoltat. Textura orizontului A este ușoară. S-au separat: podzoluri secun-



dare cu orizont B simplu, podzoluri secundare cu pseudoglei în suborizontul B', podzoluri secundare cu pseudoglei în suborizontul B'' și podzoluri secundare cu sulfati deasupra orizontului cu carbonați.

a) Podzoluri secundare cu orizont B simplu se întâlnesc pe terasa de confluență Olt—Bistrița și pe terasele Cernei, pe roce cu textură medie sau ușoară, uneori cu schelet. Se asemănă cu cele dintre Amaradia și Olt (1).

b) Podzoluri secundare cu pseudoglei în suborizontul B' se găsesc pe terasa Oltului de la nord-vest de Ștefănești, formate pe roce argiloase. Prezintă caracteristic suborizontul B' de culoare brună cu pete de nuanță cenușie-vineție și pete castaniu-ruginii ca și cele dintre Amaradia și Olt (1).

c) Podzoluri secundare cu pseudoglei în suborizontul B'' apar pe cîmpul înalt și pe dealurile joase. Este caracteristic suborizontul B'' de culoare mai închisă pînă la negru-vinețiu, cu conținut de humus mai mare decît în B' (1).

d) Podzoluri secundare cu sulfati deasupra orizontului cu carbonați se întâlnesc mai rar pe cîmpul înalt fragmentat și dealurile joase. Sunt formate pe roce grele cu nodule calcaroase. Prezintă caractere morfologice asemănătoare podzolurilor cu pseudoglei în suborizontul B'', cu deosebirea că au sulfati deasupra orizontului cu carbonați. Sulfatii (gips) apar ca pete albicioase prăfoase, formate din cristale fine. De remarcat că în afară de petele respective, nu apar sulfati la încercarea calitativă.

Originea acestor sulfati este în strînsă legătură cu roca de solificare, care este constituită din argile levantine gălbui și cenușii, cu nodule calcaroase și sulfati.

Exemplu: profilul 41/3045/1:100.000/NW Gușoeni.

Creastă — mic platou, pădure tînără de *Quercus petraea*.

- A<sub>1</sub>, 0—(2—3) cm: lut nisipos, brun-castaniu-cenușiu, potrivit umed, prăfos-grăunțos, uneori șistos, afînat, poros; frecvente bobovine mici, foarte multe rădăcini ierboase, trecere netă;
- A<sub>2</sub>, (2—3)—25 cm: lut nisipos (mai lutos 'ca A<sub>1</sub>), castaniu-cenușiu cu pete cenușii (potrivit umed) grăunțos-prăfos, frecvente bobovine medii și mici, rar mari, afînat, foarte multe rădăcini lemnoase, mai puțin ierboase, trecere clară.
- A<sub>2B</sub>, 25—35 cm: textura face trecerea la orizontul B, castaniu deschis cu pete cenușii, mai rar pete castaniu-ruginii, potrivit umed, grăunțos-colțuros, spre bază colțuros nuciform, frecvent bobovine mici și medii, rar mari, afînat, poros, trecere clară;
- B', 35—70 cm: lut argilos—argilă, marmorat (castaniu cu pete mari cenușii cu nuanțe slab albăstrui), umed; prismatic, compact, frecvent bobovine mici și medii, trecere clar-treptată;
- B'/B'', 70—105 cm: lut argilos—argilă, cenușiu mai închis cu pete albăstrui și castanii (în profunzime devine cenușiu închis — albăstrui, cu pete brun-castanii mai



închise și pete cenușii), umed, prismatic; frecvent bobovine mici și medii, rar mari, compact, trecere clar-netă.

- B'', 105–145 cm: lut argilos – argilă, brun închis cu pete brun-negricioase, castanii și brun-castanii, pete și concrețiuni ferimangoanoase de culoare negricioasă și ruginie, rar pete albe, fin prăfoase (gips), prismatic, umed, trecere clar-treptată;
- B''/C, 145–165 cm: lut argilos, castaniu închis cu pete brun-castanii, pete și bobovine ferimangoanoase brun-negricioase și brun-ruginii, umed, columnar-prismatic, compact, rar pete mici albe, prăfoase, ca și în B'', trecere în limbi;
- C, de la 165 cm în jos: lut argilos, castaniu închis cu pete castanii, castanii-gălbui, castanii-cenușii, pete brune-negricioase și brune-ruginii și bobovine ferimangoanoase, umed, pungi gălbui-albicioase și concrețiuni de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Analitic<sup>1)</sup> acest profil prezintă:

Orizontul	Adinc. pro- bei cm	Argilă Ø < 0,002 mm %	$\text{H}_2\text{O} \%$ din sol uscat la aer	Ca% din T	H% din T	SB me%	T me%	V%	pH	Humus%	N total (Kjeldahl) %	C/N
A <sub>1</sub>	0-(2-5)	23,87	3,25	49,20	39,60	15,80	26,16	60,40	5,29	9,74	0,346	19,05
A <sub>2</sub>	5–15	—	2,48	8,61	79,60	3,27	16,02	20,40	4,45	2,07	0,139	10,08
	15–25	27,02	2,78	—	—	—	—	—	—	1,18	0,063	12,68
A <sub>2</sub> B	25–35	—	4,02	25,70	55,58	10,03	22,58	44,42	4,81	0,69	0,046	10,15
B'	35–45	60,07	7,68	—	—	—	—	—	—	0,63	—	—
	45–60	62,20	7,73	—	—	—	—	—	4,81	0,53	—	—
B'/B''	75–90	—	7,10	—	—	—	—	—	—	0,59	—	—
B''	120– 135	53,55	6,15	54,05	12,01	35,31	40,13	87,99	5,76	0,91	—	—
B''/C	145– 160	—	4,08	—	—	—	—	—	—	0,64	—	—
C	175– 190	53,56	6,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—

2. Solurile brune de pădure podzolite ocupă cea mai mare suprafață. Sunt formate pe roce grele în dealurile joase și cîmpul înalt, și pe diferite alte roci

1) Analisti: VASILE VINTILĂ, granulometrie; ROSETTE VERMEŞ, cationi schimbabili; C. SCHRAMEK, pH; ELENA BOBAN, humus și azot.



în rest. Apar pe terenuri slab înclinate, uneori cu mici depresiuni și chiar pe versanții mai puțin eroați, atât sub pădure cît și sub culturi. Prezintă caracteristic suborizontul de tranziție  $A_2B$ , situat imediat sub orizontul  $A_1$ .

Textura orizontului  $A_1$  este variabilă, în funcție de roca de solificare și de gradul de podzolire, care deasemeni variază mult. S-au separat: soluri brune de pădure podzolite cu  $B$  simplu, soluri brune de pădure podzolite cu pseudoglei în suborizontul  $B'$ , soluri brune de pădure podzolite cu pseudoglei în suborizontul  $B''$ , soluri brune de pădure podzolite cu sulfati deasupra orizontului cu carbonați, soluri brune de pădure podzolite cu manifestări de înmlăștinire la suprafață.

Primele patru subîmpărțiri au caracteristicile morfologice al orizontului  $B$  asemănătoare cu cele corespunzătoare podzolurilor secundare, diferențele esențiale constând în manifestarea gradului de podzolire.

Solurile brune de pădure podzolite cu manifestări de înmlăștinire la suprafață apar local în dealurile joase, pe cîmpul înalt și terasele de la confluența Olt-Bistrița. Sînt legate de depresiuni ușoare. Înmlăștinirea este mai puternică pe terenurile cu păduri recent defrișate și lăsate să se refacă prin lăstărire. Pe lîngă caracterul de înmlăștinire la suprafață, aceste soluri pot prezenta pseudoglei în suborizontul  $B''$  sau sulfati deasupra orizontului cu carbonați.

Exemplu: profilul 95/3244/1:20.000 SW Cîrlogani.

Creastă—platou, pădure de *Quercus* sp. cu vegetație ierboasă și mușchi.

- $A'_1$ , 0–4 cm: lut nisipos—lut, umed, brun slab cenușiu cu pete cenușii—albăstrui, afinat, bobovine, rădăcini ieroase foarte multe, trecere clară;
- $A''_1$ , 4–11 cm: lut nisipos—lut, umed, cenușiu închis cu pete cenușii-castanii și rar castanii-ruginii, aggregate colțuroase mediu-mici, afinat, poros, trecere clar-treptată;
- $A_2B$ , 11–20 cm, lut apoi lut—lut argilos, umed, cenușiu închis cu pete cenușii și frecvente pete castanii-ruginii; aggregate colțuroase mari-nuciforme, afinat, poros trecere clar-netă;
- $B'$ , 20–35 cm; lut argilos—argilă, cenușiu cu castaniu și castaniu—ruginiu, pete cenușii închise, spre bază vineții, umed, prismatic, compact, rădăcini lemoase, frecvent bobovine, trecere clar-netă;
- $B''$ , 53–125 cm, lut argilos—argilă; vineții-negricios cu pete brun-ruginii; potrivit umed; prismatic; foarte compact; bobovine; de la 80 cm separații de gips sub formă de pungi mici albicioase, prăfoase; trecere clară;
- $B'''$ , 125–150 cm (tranziție) lut argilos; castaniu cu pete vineții și brun-ruginii, potrivit umed, compact, bobovine, pete rare ferimanganoase, separații de gips în pungi (material prăfos, albicios), trecere netă (efervescentă) și treptată (coloristic);
- $C$ , de la 150 cm în jos: lut argilos, castaniu cu pete brun-ruginii și cenușii-vineții, rare pete ferimanganoase, potrivit umed, compact, bobovine, vinișoare și concreții de  $CO_3Ca$ .

3. Solurile brune de pădure apar în toate unitățile geomorfologice, cu extinderea cea mai mare pe terasele Oltului. Rocele de solificare sunt variate, ca și



textura de la suprafață. Pe dealuri și cîmpul înalt, în strînsă legătură cu roca de solificare (argile cu nodule calcaroase), formează împreună cu pseudorendzinele sau cu solurile brune de pădure podzolite, microcomplexe cu caracteristici particulare. Au fost separate: soluri brune de pădure cu orizont B simplu; soluri brune de pădure cu pseudoglei în suborizontul B'; soluri brune de pădure cu pseudoglei în suborizontul B''; soluri brune de pădure cu sulfati deasupra orizontului cu carbonați; soluri brune de pădure cu glei în orizontul B; soluri brune de pădure cu manifestări de lăcovișture.

Solurile brune de pădure cu orizontul B simplu se găsesc pe dealurile mijlocii și înalte, local pe cele joase, deasemenea pe terase și luncile înalte. În dealuri, din cauza eroziunii, se întâlnesc soluri brune de pădure cu profil scurt, iar pe roce bogate în pietriș, soluri brune de pădure bogate în schelet silicios.

Următoarele trei categorii se întâlnesc pe cîmpul înalt, dealurile joase și terase. Criteriul de separare a fost că și la solurile brune de pădure podzolite.

Solurile brune de pădure cu glei în orizontul B se întâlnesc pe luncile înalte ale Oltului, Cernei și Beicei. Fiind formate pe terenuri cu apă freatică la mică adâncime, prezintă glei la partea inferioară a orizontului B și în orizontul C, unde uneori au și sulfati.

Solurile brune de pădure cu manifestări de lăcovișture se întâlnesc în lunci. Sînt soluri grele cu apă freatică aproape. Prezintă manifestări de gleizare în întreg profilul.

**4. Solurile brun-roșcate de pădure** se găsesc numai pe terasele Oltului. Sînt situate la limita nordică a zonei solurilor brun-roșcate de pădure (1).

**B) Solurile intrazonale** sînt reprezentate prin pseudorendzine și soluri pseudorendzinice, podzoluri de depresiune, complexul Piscupia.

**1. Pseudorendzinele și solurile pseudorendzinice** apar pe cîmpul înalt și dealuri, mai ales pe formele erodate. Sînt legate de argilele cu nodule calcaroase (pseudorendzine) și orizonturile cu carbonați sau alte roce carbonatate aduse la zi prin eroziune (soluri pseudorendzinice). În general, au textură grea, mai usoară spre nord. Prezintă profil de tipul A—A/C—C sau D. Levigarea carbonaților este la adâncime variabilă, separîndu-se uneori un început de orizont B, ce indică tranziția la solul brun de pădure.

**2. Podzolurile de depresiune** apar în mici depresiuni de pe terasele Oltului de la sud de Drăgășani. Apar în complex cu soluri brun-roșcate de pădure și chiar cu soluri brune de pădure podzolite. Prezintă caracter asemănătoare cu cele dintre Olt și Amaradia (1).



3. *Complexul Piscupia* (microasociație de pseudorendzine cu soluri brune de pădure) ocupă suprafețe remarcabile pe cîmpul înalt și dealuri, fiind în continuitate cu cel din sud-vest (1). Este format pe argile cu nodule calcaroase. Sub păduri prezintă microrelief specific (ridicături și lăsături mici și frecvente). Solurile ce compun acest complex se succed alternativ la distanțe foarte mici. Pseudorendzinele ocupă formele ridicate, iar solurile brune de pădure ocupă formele lăsate ale microreliefului. Mai jos se dau descrierile a trei profile întinute pe o suprafață cu raza de 8–10 m.

Profilul 272/3247/1:20.000 W Jaroștea.

Creastă rotundă cu ridicături și lăsături foarte mici.

Vegetația: *Doricnium herbaceum*, *Agrostis* sp., *Trifolium* sp. și tufăriș de *Prunus spinosa*.

a) Pseudorendzină, pe ușoară ridicătură:

A, 0–11 cm: lut argilos, brun; uscat, aggregate colțuroase medii + nuciforme + bulgări, foarte compact, bobovine, efervescență potrivită în masă, foarte puternică în puncte, unde sunt nodule, nodule calcaroase frecvente de la suprafață, trecere clară (în linie sinuoasă);

A/C(D), 11–27 cm: lut argilos, castaniu încis cu pete brune (scurgeri din A) din ce în ce mai slabe în profunzime, potrivit umed, fisurat, compact, bobovine, nodule calcaroase și concrețiuni abundente (uneori foarte multe, în cuiburi); trecere treptată,

C(D), de la 27 cm în jos: lut argilos, castaniu cu pete cenușii-vineții, potrivit umed, fisurat, compact, bobovine, concrețiuni și nodule calcaroase abundente (uneori foarte abundente în cuiburi) pungi frecvente de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  sfărâmicioși.

b) Sol brun de pădure cu pseudoglei în B, în depresiune ușoară:

A, 0–17 cm: lut argilos, brun încis cu pete brun-castanii, la bază mai castanii, uscat – potrivit umed, aggregate colțuroase medii + nuciforme + bulgări, poros, foarte compact, bobovine mici, frecvente, rădăcini lemnoase, frecvente, rădăcini ieroboase abundente, trecere clară;

B', 17–65 cm: lut argilos – argilă, marmorat (catanii-ruginiu cu pete castanii, cenușii și vineții), potrivit umed; prismatic, fisurat, compact, bobovine mici și medii frecvente, rădăcini frecvente, trecere clară;

B'', 65–105 cm: lut argilos – argilă, cenușiu-vinețiu, cu pete castanii-ruginii și pete abundente, ruginii, ferimanganoase (în cuiburi), potrivit umed – umed, prismatic, compact; bobovine abundente, medii și mici, rădăcini rare, trecere treptată;

BC, 105–125 cm: lut argilos – argilă, vinețiu cu pete castanii-cenușii și castanii-ruginii, umed, columnar, bobovine frecvente, separații în pete albicioase, fin cristalizate (gips), efervescență foarte slabă, trecere clară;

C, de la 125 cm în jos: lut argilos, castanii-gălbui încis cu pete cenușii (uneori vineții) și castanii slab ruginii, umed, compact, pete negricioase ferimanganoase și pete mici albicioase constituite din separații de  $\text{CaCO}_3$  (pungi, concrețiuni, nodule cu  $\varnothing > 2–3$  cm, colțuroase sau rotunjite), bobovine.

c) Pseudorendzină cu început de levigare:

A, 0–37 cm: lut argilos, brun încis, uscat spre potrivit umed, aggregate colțuroase medii + nuciforme + bulgări, foarte compact; bobovine mici, frecvente,



- nodule calcaroase foarte rare de la suprafață, rare de la 18 cm, efervescentă în puncte (unde sunt nodule), rădăcini ierboase frecvente, trecere treptată;
- AC, 37–70 cm: lut argilos, brun-vinețiu cu pete rare castanii; compact, bobovine, nodule calcaroase, mai frecvente în profunzime, rădăcini rare, efervescentă în masă de la 60 cm; trecere treptată;
- C(D), de la 70 cm în jos: lut argilos, castaniu-cenușiu cu pete vineții-cenușii și castanii-ruginii, pete ferimanganoase, potrivit umed, compact, pete mari abundente albicioase (pungi, concrețiuni) și nodule de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Pe terenurile arabile, cu microrelieful nivelat prin lucrări aratorii, acest complex se remarcă ușor. La suprafața solului sunt pete mici cu nodule calcaroase, intercalate cu alte pete lipsite de acestea. În general, în primele pete sunt pseudorendzine, iar în celelalte, soluri brune de pădure. Odată nivelat terenul, solurile din acest microcomplex evoluează și anume: pseudorendzina devine sol brun de pădure, iar solul brun de pădure capătă caracter de sol brun de pădure podzolit. În cele ce urmează se dă descrierea unui asemenea complex.

#### Profilul 211/3045/1:100.000, SSE Măciuca.

Creastă – mic platoul, arabil.

a) Sol brun de pădure:

- A, 0–10 cm: lut-lut argilos, brun-castaniu, potrivit umed, grăunțos-colțuros, bobovine, trecere treptată;
- B', 10–45 cm: lut argilos castaniu cu castaniu-ruginiu și cenușiu-brun, potrivit umed, columnar-prismatic, compact, bobovine, trecere treptată;
- B'', 45–60 cm: lut argilos – argilă, castaniu-cenușiu cu pete castanii și vineții potrivit umed, compact; trecere netă (în linie sinuoasă);
- C, de la 60 cm în jos: lut argilos, castaniu-vinețiu cu pete castanii-ruginii, potrivit umed, concrețiuni de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ :

b) Sol brun de pădure podzolit:

- A<sub>1</sub>, 0–10 cm: lut, brun-castaniu, potrivit umed – uscat, grăunțos, afinat, bobovine, trecere netă (prin arătură);
- A<sub>2</sub>B, de 10–20 cm: lut, apoi lut argilos, castaniu cu pete castanii-cenușii, castanii-ruginii și pete cenușii de silice, potrivit umed, aggregate colțuroase, poros, afinat, bobovine medii și mici, trecere clară (în limbi);
- B', 20–60 cm: lut argilos – argilă, marmorat (castaniu cu castaniu-ruginiu și cenușiu), potrivit umed, columnar-prismatic, compact, trecere clară;
- B'', de la 60 cm în jos: lut argilos – argilă, brun-vinețiu, cu pete castanii și castanii-cenușii, potrivit umed, compact, bobovine.

C) **Solurile azonale** sunt reprezentate prin: soluri puternic modificate prin eroziune și alunecări, soluri aluviale, soluri coluviale, soluri aluviale-coluviale.

1. *Solurile puternic modificate prin eroziune și alunecări* prezintă caractere morfologice cu totul deosebite de cele dezvoltate în condiții normale. Apar pe terenurile în pantă și ocupă cele mai mari suprafețe în dealuri.



2. *Soluri aluviale* apar pe depozitele recente depuse de râuri în luncile respective. S-au separat (1): soluri aluviale ce tind spre tipul zonal (sol brun de pădure); soluri aluviale, gleizate, înmlăștinate; soluri aluviale, stratificate, înțelenite, în diverse grade de levigare; aluviuni recente.

3. *Solurile coluviale* au caractere asemănătoare celor aluviale, cu deosebire că sînt formate pe depozite coluviale. Au fost separate: soluri coluviale ce tind spre tipul zonal (sol brun de pădure) și soluri coluviale, stratificate, înțelenite, în diverse grade de levigare.

4. *Solurile aluviale-coluviale* sînt formate pe sedimente de origine aluvială și coluvială. Prezintă asemănări cu solurile aluviale și coluviale. Au fost separate: soluri aluviale-coluviale ce tind spre tipul zonal (sol brun de pădure) și soluri aluvial-coluviale, stratificate, înțelenite, în diverse grade de levigare.

Cartografic, majoritatea unităților de sol au fost separate în complexe, dat fiind neuniformitatea învelișului de sol pe unitatea de suprafață și scara hărții pe care au fost reprezentate.

**Starea de păstrare a solurilor.** Datorită anumitor condiții naturale locale și uneori activității omului, solurile au fost și sînt supuse la o serie de modificări prin: eroziunea determinată de scurgerea apelor de suprafață, alunecările de teren, înmlăștinirile de suprafață, lucrările de desfundare a terenurilor pentru vîi, acumulările aluviale sau coluviale.

1. *Eroziunea determinată de scurgerea apelor de suprafață* se manifestă pe toate terenurile înclinate, arabile și chiar împădurite. Sub pădure apare deobicei acolo unde nu există subarboret, remarcîndu-se prin desgolirea rădăcinilor copacilor sau lăsarea unor martori de eroziune în jurul tulpinilor copacilor. A fost notată prin grade de eroziune, sintetizate apoi în cele cinci clase de eroziune cunoscute: eroziune neapreciabilă, slabă, moderată, puternică și foarte puternică. Eroziunea neapreciabilă se găsește pe unele din crestele dealurilor joase, pe cîmpul înalt fragmentat și pe terase. Eroziunea slabă ocupă suprafete mici pe versanții scurți, pe terasele fragmentate și pe parte din crestele dealurilor joase. Eroziunea moderată se găsește mai mult în sudul și centrul sectorului. Eroziunea puternică este caracteristică zonei deluroase, apărînd local în rest. Eroziunea foarte puternică este frecventă, în petece, în zona dealurilor, cu precădere în zona dealurilor mijlocii, pe suprafetele neîmpădurite.

2. *Alunecările de teren* apar caracteristic pentru zona dealurilor, în special în dealurile joase și mijlocii, local și sub pădurile din dealurile mijlocii și înalte.



În anumite cazuri (Racu, Fumureni, Valea Porcului, Zevideni, etc.) ating proporții impresionante, provocînd pagube serioase.

3. Înmlăștinirile de suprafață apar local pe cîmpul înalt fragmentat, dealurile joasă și terase, în usoare depresiuni, unde sînt și roce argiloase.

4. Lucrările de desfundare a terenurilor pentru vii au modificat puternic profilul morfologic al solurilor din podgoria Drăgășani, în special pe dealurile de la Drăgășani.

5. Acumulările aluviale sau coluviale, depuse recent de rîuri sau de apele care se scurg de pe versanți, modifică, de cele mai multe ori, în sens negativ, fertilitatea solurilor respective. Aceste depunerile recente se întîlnesc în lunca inferioară a Oltului și de-a lungul celorlalte rîuri, ca și la baza unora dintre versanți.

### III. Concluzii

În condițiile de cercetare pentru scară 1:100.000 nu s-au putut aprofunda problemele întîlnite. Totuși, se poate constata că teritoriul prezintă condiții fizico-geografice destul de variate, care au dus la apariții de soluri cu caractere deosebite. Influența acestor condiții nu se reflectă numai în formarea solurilor, ci împreună cu acestea au determinat o serie întreagă de preocupări în activitatea omului, care la rîndul lui, a reușit în anumite situații să influențeze puternic acțiunea celorlalți factori, pînă la schimbarea puternică a peisajului.

Acest teritoriu este caracterizat în primul rînd de predominarea terenurilor afectate de eroziune și alunecări. Totuși, în acest teritoriu, se întrevăd posibilități mari de dezvoltare economică. Înînd seama de condițiile naturale și sociale-economice, am separat teritoriul în raioane agropedameliorative, dînd o serie de recomandări pentru fiecare în parte (vezi tabloul alăturat).

### BIBLIOGRAFIE

1. CîRSTEA St. și MATEESCU Sc. Cercetări pedologice în sectorul dintre Olt și Amaradia și în lunca Jiului la sud de Craiova. Comit. Geol., manuscris (4983). 1954.
2. — și MATEESCU Sc. Cercetări pedologice între Jiu și Olt. (sub tipar).
3. — și MARȚIAN N. Cercetări pedologice în sectorul Olt-Cerna. Comit. Geol. (manuscris), 1955.
4. DISESCU C. Cap. Climatologie, *Manualul Inginerului Agronom*, ed. I. București, 1954.
5. IONESCU-ARGETOIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* VII (1914). București, 1918.
6. ONCESCU N. *Manualul Inginerului de Mine*. București, 1951.



### RAIONAREA AGROPEDOAMELIORATIVĂ

Raionul agropedoameliorativ	Relieful	Aspectul învelișului de sol	Folosința actuală	Folosința recomandată	Măsuri agropedoameliorative
1. Raionul cîmpului înalt fragmentat și de o serie de văi al teraselor.	Plan, brăzdată de râuri cu drenaj intern și extern nesatisfăcător (pseudogliezate). Eroziune pe suprafețe restrînse.	Predominarea solurilor cu drenaj (rav, vîi (fără rare), în nordul raionului mai ales pe versanți).	Culturi agricole (în special cereale), darea culturilor arabile	Idem, cu extinderea culturilor arabile	Organizarea teritoriului. Îndepărtarea excesului de apă din solurile pseudogliezate. Îngrășăminte organice și minerale. Amendamente calcaroase. Combaterea eroziunii solului.
2. Raionul dealurilor joase.	Mai accidentat, versanți lungi cu crepeante mari și crescute mai înguste.	Predominarea solurilor cu drenaj extern și intern mai mult sau mai puțin satisfăcător. Eroziune pe suprafețe mari, alunecări frecvente.	Viticultură, culturi agricole.	Idem, cu extinderea viticulturii și pomiculturii pe versanți.	Organizarea teritoriului. Combaterea eroziunii solului. Combaterea alunecărilor. Captarea și drenarea izvoarelor de coastă. Îngrășăminte organice și minerale. Amendamente calcaroase (local). Îndepărtarea excesului de apă din solurile pseudogliezate.
3. Raionul dealurilor mijlocii și înalte.	Puternic fragmentat, văi adânci, verșani cu pante mari pînă la abrupte, piscuri și șei puternic dezvoltate.	Predominarea solurilor erodate. Alunecări frecvente.	Păduri, fineje, livezi, rar culturi agricole și vîi (în sud).	Idem, cu extinderea padurilor și finezelor pe rîpe și terenuri puternic degradate.	Organizarea teritoriului. Combaterea eroziunii solului. Îngrășăminte organice și minerale. Amendamente calcaroase.
4. Raionul luncilor.	Plan foarte ușor ondulat, cu grinzi și privăluri (în luncile rîurilor mari).	Puternic fragmentat, văi adânci, verșani cu pante mari pînă la abrupte, piscuri și șei puternic dezvoltate.	Culturi agricole, vîi, livezi, pășuni, legumicultură.	Idem, cu extinderea legumiculturii.	Organizarea teritoriului. Combaterea aluvionării și coluviorii. Drenaj. Îngrășăminte organice și minerale. Irrigații.



ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УЧАСТКЕ  
ОЛТ—ЧЕРНА—ПЬЯТРА ОЛТ—БЭБЕНЬ—БИСТРИЦА

С. КЫРСТЯ и Н. МАРЦИАН

(Краткое содержание)

Исследуемый участок расположен между реками Олт и Черна, простираясь от местности Пъятра Олт до местности Бэбень Бистрица и входит в состав геологической единицы Гетской Депрессии. Она пересечена густой сетью притоков Олта и Черны, моделировавших современный рельеф, состоящий из равнинных и холмистых участков, террас, пойм и конусов выноса.

Почвообразующие породы принадлежат леванту и четвертичным формациям.

В климатическом отношении этот участок входит в состав климатического района Dfbx (со средней годовой температурой 9—10° Ц, и с годовым количеством осадков 500—700 мм).

Природная растительность представлена пастбищами [деградированными] и смешанными лесами. В лесах преобладают *Quercus frainetto*, *Quercus petraea*, *Quercus cerris*, *Acer platanoides*, *Acer pseudoplatanus*. Бук появляется изолированными экземплярами на склонах и в затененных долинах, становясь более густым к северу.

В морфологическом отношении с юга к северу отмечается все более расчленённый рельеф, с возрастающей высотой и с более густой гидрографической сетью; климат становится более влажным; размыт и оползни являются более частыми. Грунтовые воды залегают на глубинах до 20 м., причем отмечаются изменения в различных геоморфологических единицах или даже в пределах одной и той же геоморфологической единицы.

В почвенном отношении этот участок характеризуется преобладанием бурых лесных почв, бурых лесных оподзоленных, до вторичных подзолов, причем на юге развиты красно-бурые лесные почвы. Наряду с вышеуказанными зональными типами выявляются также почвы, морфологические особенности которых обусловлены местными условиями (горными породами, рельефом, грунтовыми водами, размывом и пр.). В связи с появлением глин, содержащих известковые желваки, развивается микрокомплекс «Пискуния». Застой вод атмосферных осадков на поверхности почвы вызывает псевдооглеение, а наличие грунтовых вод на небольшой глубине обуславливает оглеение данных почв.

По этим причинам, в особенности из-за размыва, зональность Ю—С отмеченная у одних из почвенно-генетических факторов, не является уже столь отчетливой и в почвах, главным образом в холмистой зоне.

Систематический список почв указан в нижеследующей:

Почвы 1	Геоморфологическое размещение 2	Почвообразующие породы (механи- ческий состав) 3
Вторичный подзол с простым горизонтом В	Террасы	Средние, легкие
Вторичный подзол с псевдоглеем в горизонте В'	Террасы	Средние
Вторичный подзол с псевдоглеем в горизонте В''	Равнины и холмы	Тяжелые
Вторичный подзол с сульфатами над горизонтом С	То же	Глины с известковистыми желваками
Бурая лесная почва оподзоленная с простым горизонтом В.	Равнины, холмы и террасы	Средние, легкие
Бурая лесная почва оподзоленная с псевдоглеем в подгоризонте В'	Там же	Тяжелые и средние
То же в подгоризонте В''	Там же	То же
Бурая лесная почва, оподзоленная с сульфатами над горизонтом С	Равнины и холмы	Глины с известковистыми желваками.
Бурая лесная оподзоленная почва с заболачиванием на поверхности	Небольшие впадины, на высоком мысе, холмы и террасы	Тяжелые, средние
Бурая лесная почва с простым горизонтом В	Холмы, террасы и высокие поймы	Легкие
Бурая лесная почва с псевдоглеем в подгоризонте В'	Равнины, холмы и террасы	Тяжелые, средние
То же в подгоризонте В''	Там же	Тяжелые и средние
Бурая лесная почва с сульфатами над горизонтом С	Равнины и холмы	Глины с желваками (известковистыми)
Бурая лесная почва с глеем в горизонте В	Высокие поймы	Тяжелые, средние
Бурая лесная глеевая почва с «лэковиште»	Там же	Тяжелые
Красно-бурая лесная почва	Террасы реки Олт	Средние



Почвы	Геоморфологическое размещение	Почвообразующие осадки (механический состав)
1	2	3
Псевдорендзина и псевдорендзиновая почва	Равнины и холмы (размытые почвы)	Глины с известковистыми желваками, горизонт С выходит на дневную поверхность
Низменный подзол	Небольшие впадины на террасах Олта	Средние
Комплекс «Пискупия»	Равнина и холмы	Глины с известковистыми желваками
Почва сильно измененная размывом и оползнями	Склоны	Изменчивый механический состав
Аллювиальная почва тяготеющая к зональному типу (бурая лесная почва), О gleеная аллювиальная почва заболоченная	Высокие поймы	Средние, легкие
Аллювиальная, задерненная слоистая почва	Поймы	Средние, легкие
Аллювиальные наосы Коллювиальная почва тяготеющая к зональному типу (бурая лесной почве)	Поймы Конусы выноса (пролювиальный)	Средние, легкие
Слоистая задерненная коллювиальная почва	Конусы выноса (пролювиальные)	Средние, легкие
Алювиально-коллювиальная почва тяготеющая к зональному типу (бурая лесной почве)	Поймы (у подножья склонов)	Средние, легкие
Алювиально-коллювиальная почва слоистая, задерненная	Поймы (у подножья склонов)	Средние, легкие

Значительная часть исследуемой территории размыта стекающимися водами, так что вопрос о борьбе против эрозии является первоочередным.

С точки зрения землеиспользования, территория обнаруживает следующие особенности: зерновые культуры на юге; виноградарство,



в меньшей мере плодоводство — в центральной части; леса, луга и фруктовые сады — в северной части; в поймах — зерновые и овощные культуры. Характерной чертой является виноградарство (винодельческий район Дрэгашань), занимающее довольно большие поверхности и являющееся главным занятием для большей части населения.

Учитывая природные и социально-экономические условия, авторы разделили исследуемую территорию на агропочвенно-мелиоративные районы, и дали рекомендации для каждого из них в отдельности.

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LE SECTEUR  
OLT—CERNA—PIATRA OLT—BĂBENI-BISTRITA

PAR  
S. CIRSTEIA et N. MARTIAN

(Résumé)

Le secteur étudié est situé entre l'Olt et la Cerna, à partir de la ville de Piatra-Olt jusqu'à la localité de Băbeni-Bistrița, et appartient à l'unité géologique de la Dépression Gétique. Il est traversé par un réseau dense de rivières affluentes des vallées de l'Olt et de la Cerna, qui ont modelé le relief actuel constitué par des plaines, des collines, des terrasses, des plaines alluviales et des cônes de déjection.

Les roches de solification appartiennent au Levantin et au Quaternaire.

Au point de vue climatique, le secteur fait partie de la région climatique Dfbx (température moyenne annuelle 9—10° C, précipitations annuelles 5 — 700 mm).

La végétation naturelle est représentée par des prés (dégradés) et des forêts de mélange. Dans les forêts prédominent *Quercus frainetto*, *Quercus petraea*, *Quercus cerris*, *Acer platanoides*, *Acer pseudoplatanus*, etc. Le hêtre apparaît isolé sur les versants et les vallées ombragées; il devient plus fréquent vers le nord.

Au point de vue morphologique, on distingue du sud au nord un relief toujours plus accidenté, à altitude plus élevée et un réseau hydrographique plus dense; le climat devient plus humide, l'érosion et les glissements plus forts. La nappe d'eau phréatique se trouve au-dessous de 20 m de profondeur, variant d'une unité géomorphologique à une autre ou encore dans le cadre de la même unité géomorphologique.

Sous l'aspect pédologique, ce secteur est caractérisé par les sols bruns sylvestres, les sols bruns sylvestres podzolisés jusqu'aux podzols secondaires, et dans la partie méridionale se développent les sols bruns-roux sylvestres. À part les types zonaux mentionnés ci-dessus apparaissent également des sols, dont les caractères morphologiques sont déterminés par des conditions locales



(roche, relief, eau phréatique, érosion, etc.). En corrélation avec l'apparition des nodules calcaires, se développe le microcomplexe de Piscupia. La stagnation des eaux de précipitations à la surface du sol cause la formation du pseudogley et la présence de la nappe d'eau phréatique à petite profondeur détermine la formation du gley dans les sols respectifs.

Étant donné ces causes et surtout par suite de l'érosion, la zonalité sud—nord, remarquée chez quelques-uns des facteurs pédogénétiques, cesse d'être si évidente dans les sols, surtout dans la zone collinaire.

La liste systématique des sols est indiquée dans le tableau ci-dessous:

S o l s	Localisation géomorphologique	Sédiments de solification (texture)
1	2	3
Podzol secondaire à horizon B simple	Terrasses	Légers, moyens
Podzol secondaire à pseudogley dans l'horizon B'	Terrasses	Moyens
Podzol secondaire à pseudogley dans l'horizon B''	Haute plaine et collines	Lourds
Podzol secondaire à sulfates au-dessus de l'horizon C	Haute plaine et collines	Lourds
Sol brun sylvestre podzolisé à horizon B simple	Haute plaine, collines et terrasses	Légers, moyens
Sol brun sylvestre podzolisé à pseudogley dans le sous-horizon B'	Haute plaine, collines et terrasses	Lourds et moyens
Sol brun sylvestre podzolisé à pseudogley dans le sous-horizon B''	Haute plaine, collines et terrasses	Lourds et moyens
Sol brun sylvestre podzolisé à sulfates au-dessus de l'horizon C	Haute plaine et collines	Argiles à nodules calcaires
Sol brun sylvestre podzolisé marécageux à la surface	Petites dépressions, haute plaine, collines et terrasses	Lourds, moyens
Sol brun sylvestre à horizon B simple	Collines, terrasses et hautes plaines alluviales	Légers
Sol brun sylvestre à pseudogley dans le sous-horizon B'	Haute plaine, collines et terrasses	Lourds, moyens
Sol brun sylvestre à pseudogley dans le sous-horizon B''	Haute plaine, collines et terrasses	Lourds, moyens



S o l s	Localisation géomorphologique	Sédiments de solification (texture)
1	2	3
Sol brun sylvestre à sulfates au-dessus de l'horizon C	Haute plaine et collines	Argiles à nodules calcaires
Sol brun sylvestre à gley dans l'horizon B	Hautes plaines alluviales	Lourds, moyens
Sol brun sylvestre semi-marécageux	Hautes plaines alluviales	Lourds
Sol brun-roux, sylvestre	Terrasses de l'Olt	Moyens
Pseudo-rendzines et sol pseudo-rendzinique	Haute plaine et collines (terrains érodés)	Argiles à nodules calcaires, affleurement de l'horizon C
Podzol de dépression	Dépressions des terrasses de l'Olt	Moyens
Complexe de «Piscupia»	Haute plaine et collines	Argiles à nodules calcaires
Sol fortement modifié par l'érosion et les glissements	Versants	Texture variable
Sol alluvial qui tend vers le type zonal (brun sylvestre)	Hautes plaines alluviales	Moyens, légers
Sol alluvial à gley, marécageux	Plaines alluviales	Moyens, légers
Sol alluvial stratifié, en friche	Plaines alluviales	Moyens, légers
Alluvion récente	Plaines alluviales	Moyens, légers
Sol colluvial qui tend vers le type zonal (brun sylvestre)	Cônes de déjection (pro-luviaux)	Moyens, légers
Sol colluvial stratifié en friche	Cônes de déjection (pro-luviaux)	Moyens, légers
Sol alluvial-colluvial qui tend vers le type zonal (brun sylvestre)	Plaines alluviales (à la base des versants)	Moyens, légers
Sol alluvial-colluvial stratifié, en friche	Plaines alluviales (à la base des versants)	Moyens, légers

Une grande partie du territoire étudié est érodé par des eaux d'écoulement, de sorte que le problème de la lutte contre l'érosion est de prime importance.

Au point de vue de l'utilisation, le territoire présente les caractéristiques suivantes: la culture agricole dans le sud; la viticulture, moins la pomiculture,



dans la partie centrale; des forêts, des prés et des vergers dans le nord; la culture des céréales et des légumes dans les plaines alluviales. Une note caractéristique est donnée par la viticulture (la région viticole de Drăgășani), qui occupe des surfaces assez étendues et constitue la préoccupation principale de la plupart des habitants.

Tenant compte des conditions naturelles et sociales-économiques, les auteurs ont séparé le territoire étudié par secteurs agropédoamélioratifs, faisant des recommandations pour chaque secteur à part.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN PARTEA ESTICĂ  
A INTERFLUVIULUI CĂLMĂȚUI—IALOMIȚA<sup>1)</sup>

DE

ANA CONEA, ANGELA POPOVĂȚ, C. VOLOVICI,  
IULIA MUCENIC și D. CÂRSTEA<sup>2)</sup>

**Condiții fizico-geografice.** Sectorul care face obiectul comunicării noastre reprezintă o unitate geomorfologică aparte în cadrul interfluviului Călmățui—Ialomița, întrucât este format, ca și partea corespunzătoare din Cîmpia Brăilei, numai din terase. Pe hărțile geomorfologice mai vechi (9) sau mai noi (7, 14) este reprezentată, în acest sector, numai o singură terasă, terasa inferioară (a Dunării și a Ialomiței), figurată ca atare și pe harta alăturată (pl. I). Totuși, o cercetare detailată pe teren arată că în partea estică a interfluviului dintre Ialomița și Călmățui se deosebesc, atât către Dunăre, cât și către Ialomița, două trepte: terasa inferioară de 10—14 m alt. rel. (22—23 m alt. abs.) și terasa superioară de 26—30 m (38—43 m alt. abs.)<sup>3)</sup>. Contactul cu luncile celor trei ape mărginașe, din nord, est și sud, este subliniat de denivelări evidente (pe alocuri depășind 25 m). De asemenei este bine precizat contactul între cele două trepte. Discutabilă este numai limita vestică dintre terasa de 26—30 m și cîmpia propriu-zisă.

În stabilirea acestei limite ne-am bazat pe următoarele observații: pe teren se constată o evidentă denivelare între ceea ce am numit noi cîmpia propriu-zisă și ceea ce rămîne la est, denivelare care se poate urmări încă din afara sectorului nostru, pe o linie ce ar trece prin dreptul satelor Reviga—Grivița—Roșiori—Tătaru—Dudești. Cîmpul se menține, în general, la alt. abs. de peste 50 m

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 3 mai 1957.

<sup>2)</sup> A. POPOVĂȚ și D. CÂRSTEA fac parte din Colectivul de Pedologie al Academiei R.P.R.

<sup>3)</sup> G. VîLSAN menționează (4, pag. 223) existența la Gura Ialomiței, a două terase, deosebind un nivel inferior de 10—11 m deasupra Luncii și altul superior de 20—21 m; terasa inferioară, arată el, dispără la nord de Ialomița, unde capătă o largă dezvoltare terasa superioară sau terasa Brăilei. Această ultimă treaptă corespunde terasei figurate pe harta noastră ca terasă inferioară.



(54—58 m. alt. abs.), iar terasa sub 45 m (38—43 m alt. abs.) existând deci o diferență de nivel de cel puțin 9—10 m. O serie de depresiuni, cu sau fără lacuri, subliniază acest contact (lacul Unturaș, lacul Tătaru, lacul Traian, etc.), pînă în Valea Lată; la sud de această vale, cele două trepte se continuă de-a lungul Ialomiței, cu terasele acestui rîu.

În afară de această deosebire de ordin morfologic, se constată și diferențe de ordin pedologic: pe terase se întîlnesc cernoziomuri și cernoziomuri carbonatice, în timp ce pe cîmp s-au format cernoziomuri incipient levigate (cernoziomuri de tranziție spre cernoziomurile levigate). De altfel, N. CERNESCU, în lucrarea de sinteză, în manuscris, asupra Cîmpiei Romîne de NE<sup>1)</sup> a separat un raion cu caracter proprii, care corespunde ca limite terasei superioare. G. VîLSAN (13, p. 223—224) constată că terasa de 12—14 m se prelungeste pe Valea Strachina și pe valea Ciorii și se continuă cu o regiune în care apar « largi depresiuni superficiale, uneori foarte întinse ».

Am încercat să urmărim, folosind lucrările existente (1, 4, 10)<sup>2)</sup>, continuarea la sud de Ialomița și la nord de Călmățui a celor două terase. Am constatat astfel că în sudul cîmpiei înalte Hagieni, H. ASVADUROV deosebește o treaptă mai joasă, pe care o denumește cîmpia propriu-zisă și care se paralelizează ca altitudine cu ceea ce și noi am denumit, în interfluviul Ialomița—Călmățui, cîmpia propriu-zisă. Depresiunea largă a Jegăliei, cu altitudini în jurul a 40—45 m, pe care G. MURGOCI (8, p. 177) o socotește a fi fost creată de un vechi braț al Dunării, se situează în continuarea directă a terasei superioare de la nord de Ialomița, care are și o altitudine asemănătoare. Pe marginea estică a cîmpiei înalte a Hagienilor, se întîlnesc două trepte, dintre care cea superioară modelată eolian, care corespund celor două terase de la N de Ialomița.

În cîmpia Brăilei, constatăm continuarea acelorași trepte, cîmpia propriu-zisă rămînînd la vest de linia Batogu—Ianca—Șutești.

În unitatea naturală alcătuită din cele două terase, în partea estică a interfluviului Călmățui—Ialomița, am deosebit următoarele subunități (pl. I):

### I. Cîmpia propriu-zisă

Terasa superioară

Terasa superioară	{ II a, Sectorul cu arii depresionare Cioara—Doicești; II b, Sectorul înalt Movilele Nasu—Cotrocenca;
-------------------	--

<sup>1)</sup> N. CERNESCU. Caracterizarea zonelor și raioanelor de condiții naturale pentru teritoriul cuprins între Trotuș—Ialomița—Dunăre și Subcarpați; manuscris, în arhiva colecțivului de Pedologie al Academiei R.P.R., 1955.

<sup>2)</sup> H. ASVADUROV. Cercetări pedologice în cîmpia înaltă Hagieni—Fetești. Raport Arhiva Comitetului Geologic, 1952.



Terasa inferioară	III a, Terasa inferioară a Dunării (terasa Mihai Bravu); III b, Terasa inferioară a Ialomiței;
Relief de dune	IV a, Sectorul nisipos Însurăței; IV b, Sectorul loessic Luciu;
Luncile (Dunării, Ialomiței, Călmățuiului).	

*Cîmpia propriu-zisă și luncile* nu au făcut obiectul cercetărilor noastre, ele fiind cartate de alte echipe pedologice<sup>1)</sup>;

*Terasa superioară de 26—30 m (alt. rel.)* cuprinde partea vestică a sectorului. Continuitatea acestei terase este întreruptă de o vale mai importantă, orientată W—E — Valea Lată — care adăpostește cel mai mare lac al sectorului, lacul Strachina.

În general, altitudinea acestei trepte se menține în medie la 40—43 m alt. abs., coborînd însă sub 40 m în depresiuni (mai ales pe partea stîngă a Văii Late). În cadrul acestei terase deosebim un sector mai lăsat, cu frecvențe depresiuni largi — sectorul cu arii depresionare Cioara — Doicești — cu o înclinare N—S (către Valea Lată). Aspectul de zonă coborîtă este accentuat de malul drept al aceleiași Văii Late, care se ridică brusc la peste 40 m alt. abs.

În acest sector apa freatică este situată la adâncimi mai mici (mai sus de 5 m) în depresiunile ce ocupă suprafețe întinse și cu puțin sub 5 m în rest. Grosimea depozitelor loessoide de suprafață este în general de 2—3 m; sub această adâncime apar nisipuri.

Un al doilea sector — înalt — cuprinde partea sud-estică a terasei.

Acest sector, deși nu are o altitudine mult deosebită față de restul terasei — peste 40 m (cotele de pe mobile fiind de 44—47 m, numai pe Movila Nasu Mare de 52 m) — fiind totuși așezat în imediata apropiere a Văii Late apare ca o suprafață înaltă. E. LITEANU, A. PRICĂJAN (11) consideră parte din acest sector (Movila Nasu) ca o continuare spre N, sub formă de martor, a cîmpiei înalte Hagieni (cîmpia de platformă), datorită grosimii mari a depozitelor loessoide. Relieful apare mai uniform, cu puține crovuri, prezente mai ales în porțiunea de la sudul Văii Late.

Apa freatică se întîlnește la adâncimi mai mari de 10—15 m.

<sup>1)</sup> T. GOGOAŞĂ, Cercetări pedologice în luncile Dunării și Ialomiței, raport manuscris în arhiva Comit. Geologic, 1956; I. MUNTEANU, Cercetări pedologice în interfluviul Călmățui-Ialomița, raport manuscris în arhiva Comit. Geologic, 1956; A. CONEA, C. VOLOVICI, I. MUCENIC, I. NIȚU Cercetări pedologice în valea Călmățuiului, raport manuscris în arhiva Comit. Geologic, 1957.



*Terasa inferioară de 10—14 m* (alt. abs. de 22—23 m în medie) este bine precizată și se poate urmări cu ușurință atât în lungul Dunării cît și al Ialomiței. Terasa Dunării prezintă un relief oarecum asemănător sectorului cu arii depresionare al terasei descrise mai înainte, adică o serie de depresiuni care alternează cu suprafețe relativ plane mai înalte. Treapta din lungul Ialomiței este mai uniformă, dar fragmentată de cele două văi cu limane fluviatice: Strachina și Ograda.

Depozitele de suprafață ale acestei terase au o textură mai grosieră decât cea a loessului (nisip lutos — lut ușor) cu frecvențe cochiliilor de *Succinea oblonga* și *Tropodiscus* sp.

*Relieful de dune*, deși cuprinde de fapt partea nordică a unităților descrise mai sus, acoperite de depozite nisipoase, a fost separat ca o unitate aparte.

Sectorul Insurătei prezintă un relief caracteristic de dune nisipoase orientate NNE—SSW, pe unele locuri cu văluri mai accentuate, cu spulberări pe coame, iar pe alte locuri cu ondulații mai largi, în care și textura depozitului este ceva mai fină. Apar de asemenei suprafețe cu nisipuri mobile.

Al doilea sector modelat eolian se întinde ca o fâșie de-a lungul marginii dinspre Dunăre a terasei inferioare și domină terasa cu 10—15 m (uneori chiar 18 m). Prezintă același relief ondulat, cu dune orientate pe aceeași direcție NNE—SSW; depozitele de suprafață nu mai sunt nisipoase ci au o textură grosieră de nisip lutos — lut ușor, iar acțiunea vîntului în prezent se resimte mai slab.

Acest sector, prin altitudinea lui față de podul terasei, ne amintește de suprafețele înalte din cuprinsul terasei medii și putem considera ca o trăsătură caracteristică a teraselor dintre Ialomița și Călmățui, existența unor astfel de fragmente cu altitudine mai mare, alături de suprafețe mai lăsate care formează podul propriu-zis al terasei.

\* \* \*

Partea estică a interfluviului dintre Ialomița și Călmățui se încadrează în zona climatului stepic și anume în provincia climatică BSax, după N. CERNESCU (2), cu media temperaturilor lunii celei mai calde mai mare de 22° și cu precipitații între 400—500 mm anual. Pentru o mare parte a sectorului nostru corespund aceste valori. În partea de vest a sectorului, există însă o insulă cu o cantitate mult mai mare de precipitații: la Iazu, din înregistrările pe o perioadă de 40 ani, s-a obținut o medie anuală de peste 600 mm precipitații.

În diagramele alăturate (pl. V.) am reprezentat pentru comparație datele climatice ale stațiunii Grivița și ale stațiunii Brăila, ultima din afara sectorului nostru, dar tipică pentru zona de stepă. Se observă pentru stațiunea Grivița două maxime de precipitații: unul iarna și altul mai accentuat la sfîr-



șitul primăverii; mijlociile lunare ale temperaturii sunt asemănătoare între cele două stații; indicii de ariditate pentru stațiunea Grivița au însă valori mult mai ridicate iarna și ceva mai scăzute vara, maximul din perioada ploioasă de la începutul verii extinzindu-se pe mai multe luni, decât în climatul stepic tipic.

În soluri aceste caractere ale elementelor climatice se reflectă printr-o spălare mai accentuată a sărurilor numai la cernoziomurile situate pe formele de teren mai înalte, deoarece în depresiuni acțiunea normală de spălare a sărurilor este modificată sub influența apelor freatiche situate la mică adâncime.

Nu mai insistăm asupra importanței contribuției la modelarea reliefului și respectiv la formarea și evoluția solurilor exercitată de vînturile de NNE.

În ceea ce privește apa freatică, din harta alăturată (pl. II) constatăm predominarea adâncimilor mijlocii: 5—10 m; numai în sectoarele în care se resimte puternic acțiunea de drenare a văilor, stratul acvifer superficial coboară la peste 20 m față de suprafața solului; în depresiuni urcă pînă la 3—5 m sau mai sus.

Mineralizarea acestor ape este slabă și numai pe suprafete foarte restrînse, mijlocie.

Se constată de asemenei o pantă generală de curgere NW—SE, a apei freatiche. Acțiunea de drenare a Călmățuiului se manifestă pe o fîșie îngustă de cîțiva km, a Ialomiței pe o fîșie mai lată; Dunărea exercită drenajul cel mai pronunțat. Către depresiunile și văile cu soluri saline se constată un aflux de ape freatiche.

Vegetația naturală a fost înlocuită, cu excepția celei halofile sau a aceleia de pe pantele mai accentuate, prin culturi, astfel încît astăzi cu greu se pot indica, în cadrul zonei de stepă căreia-i aparține sectorul, anumite elemente cu totul caracteristice. Cu studiul ei s-a ocupat I. ȘERBĂNESCU (12).

**Solurile.** Partea estică a interfluviului Călmățui—Ialomița este situată în întregime în zona cernoziomurilor; subzona cernoziomurilor carbonatice, care cuprinde aproximativ terasa inferioară și subzona cernoziomurilor (tipice), în restul sectorului (pl. III).

În clasificarea și denumirea solurilor întîlnite în acest sector am avut în vedere propunerea de clasificare a cernoziomurilor prezentată de N. FLOREA (5), ca și rezultatele cercetărilor de teren întreprinse de noi în cîmpia dintre Olt și Argeș (3). Am încercat, ținînd seama de criteriile stabilite în lucrarea citată, să urmărim mai îndeaproape variația conținutului în humus și carbonați (sau gradul de spălare a carbonaților) în succesiunea zonală a diferitelor cernoziomuri.

Am separat astfel în partea estică a sectorului subzona cernoziomurilor carbonatice, care cuprinde terasa inferioară a Dunării și parte din aceeași terasă a Ialomiței cu soluri formate pe depozite loessoide, cu o textură mai grosieră: nisip lutos — lut ușor. La subîmpărțirea acestor cernoziomuri carbonatice am luat drept criterii de bază cantitatea de carbonați din orizontul superior, conțin-



nutul în humus din același orizont, cît și grosimea orizontului de acumulare a humusului, separînd chiar pe teren unitățile respective. Ulterior, cu ajutorul analizelor de laborator efectuate, am verificat observațiile de teren. Am confruntat deasemeni datele noastre cu cele obținute în laboratoarele DOTA. Nu avem încă analize complete ale profilelor principale recoltate, de aceea în această prezentare preliminară, ne sprijinim numai pe analizele efectuate asupra probelor din orizonturile superioare.

Am deosebit astfel:

Pe o unitate restrînsă ca suprafață, care cuprinde colțul sud-estic al sectorului, soluri bălăne. Profilul de sol prezintă un orizont A care nu atinge 40 cm grosime, de culoare deschisă brună-castanie, cu efervescență puternică de la suprafață, cu acumulări de carbonați sub formă de pseudomicelii, începînd de sub stratul arat, cu foarte rare și mici concrețiuni friabile de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  în orizontul C; grosimea orizontului de acumulare a humusului este mică (sub 55 cm). Din datele analitice se constată că solurile bălăne, sărace în humus și cu orizont subțire de acumulare a humusului, au în stratul arat un conținut de humus sub 2,5% (mai precis 2,37% în profilul analizat) și peste 7% carbonați (7,35% la același profil) și respectiv 2% humus și 12% carbonați sub stratul arat.

Către vest am separat cernoziomuri din ce în ce mai puțin carbonatice, deosebind c e r n o z i o m u r i m e d i u c a r b o n a t i c e, cu un orizont A de culoare brună-castanie, cu efervescență puternică la suprafață și cu pseudomicelii în orizontul A. Datele de laborator indică un conținut în humus cuprins între 2,4% și 3,4% în stratul arat (respectiv 2,08% și 2,79% sub stratul arat) și un conținut de carbonați variabil între 4,92% și 2,28% în stratul arat (respectiv 6,35% și 4,47% sub acest strat). Variația conținutului în humus ne-a făcut să separăm cernoziomuri mediu carbonatice sărace mijlocii (adică sărace în humus, considerînd sărace solurile cu un conținut în humus sub 3% și cu un orizont de acumulare a humusului mijlociu ca grosime) și cernoziomuri puternic carbonatice moderate (în sensul de conținut moderat de humus) mijlocii.

Unitatea imediat următoare este aceea a c e r n o z i o m u r i l o r s l a b c a r b o n a t i c e, în care la suprafață solului, în stratul arat și uneori în partea superioară a orizontului A, efervescență cu HCl se produce mai slab, iar pseudomiceliile sunt frecvente în orizontul de tranziție A/C. Conținutul în humus, la probele analizate, variază între 2,42–3,49% în stratul arat și 2,99–3,07% sub stratul arat, conținutul în carbonați fiind sub 2% în stratul arat și variind între 2–2,17% în restul orizontului A. Cernoziomurile mediu și slab carbonatice s-au încadrat astfel în categoria solurilor cu conținut mijlociu de humus.

În succesiunea zonală s-a separat apoi subzona cernoziomurilor (tipice sau decarbonatate, cum le denumește N. FLOREA (5), corespunzătoare cernozi-



murilor castanii și ciocolatii). Am încercat să facem și în această subzonă subîmpărțiri, având la bază aceleași criterii ca mai sus.

Astfel, o primă unitate a cuprins acele cernoziomuri în care efervescența apare imediat sub stratul arat, în general cam la 20–30 cm, și am denumit aceste soluri cernoziomuri superficial decarbonatare (sau cernoziomuri castanii). Profilul de sol prezintă un orizont A, gros cam de 40 cm, de culoare brună sau brună—brună—închisă, cu pseudomicelii de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  din A/C și cu concrețiuni frecvente în orizontul C.

Conținutul în humus variază între 3–3,64% în stratul arat și 2,69–3,05% sub acest strat, după datele analitice de care dispunem. Aceste soluri au deci tot un conținut moderat de humus. Orizontul de acumulare a humusului are o grosime mijlocie.

O a doua unitate taxonomică separată în această subzonă este aceea a cernoziomurilor normale decarbonatare (sau ciocolatii), în care carbonații sănt spălați pînă spre baza orizontului A, respectiv pînă la 35–55 cm. Profilul de sol nu se deosebește prea mult de cel descris mai înainte, culoarea orizontului A fiind însă mai închisă și structura ceva mai stabilă.

Conținutul în humus se menține aproximativ tot între limitele menționate la cernoziomurile superficiale decarbonatare, grosimea de acumulare a humusului fiind deasemeni aceeași.

Ca o tranziție a zonei cernoziomurilor spre zona cernoziomurilor levigate s-au separat cernoziomurile adînc decarbonatare (cernoziomuri incipient levigate), la care se constată o spălare mai adîncă a carbonațiilor, în medie între 55–70 cm, și o îmbrunire a orizontului de tranziție A/C, asociată cu o structură în aggregate mai mari, cu tendință de alungire. Conținutul în humus al orizontului superior se menține și la aceste soluri între 3–3,5%.

În concluzie, din observațiile de teren și din datele analitice de care dispunem, constatăm că variația conținutului în humus la solurile din partea estică a interfluviului Călmățui—Ialomița este mică, intervalul de variație fiind cuprins în limitele unui singur procent: în medie între 2,5% și 3,5%. În cadrul acestei variații am socotit totuși solurile cu humus sub 3% în orizontul A ca sărace în humus, iar cele cu peste 3% humus în orizontul A ca având un conținut moderat de humus. În ceea ce privește însă conținutul în carbonați, se constată o variație mai mare: de la solurile bălăne din E, care au un conținut de peste 7%  $\text{CO}_3\text{Ca}$  la suprafață, se trece treptat la cernoziomurile incipient levigate din W, cu o spălare a carbonațiilor pînă la 60–80 cm. Această gamă de variație a spălării carbonațiilor în succesiunea de soluri separate reflectă de fapt influența climaticului care devine din ce în ce mai umed de la E la W.



Continuitatea zonală este însă modificată de anumite influențe locale, în cazul sectorului nostru, cele mai importante fiind influența apei freatici și influența vîntului, asociată cu natura rocelor de solificare.

Datorită influenței apei freatici, situată la mică adâncime, s-au format pe suprafețe întinse cernoziomuri de finează, asupra caracterelor cărora nu mai insistăm, dat fiind că sunt cunoscute (6). Ele au fost subîmpărțite după aceleași criterii ca și cernoziomurile zonale, la care s-a adăugat, unde a fost cazul, intensitatea gleizării și salinizarea.

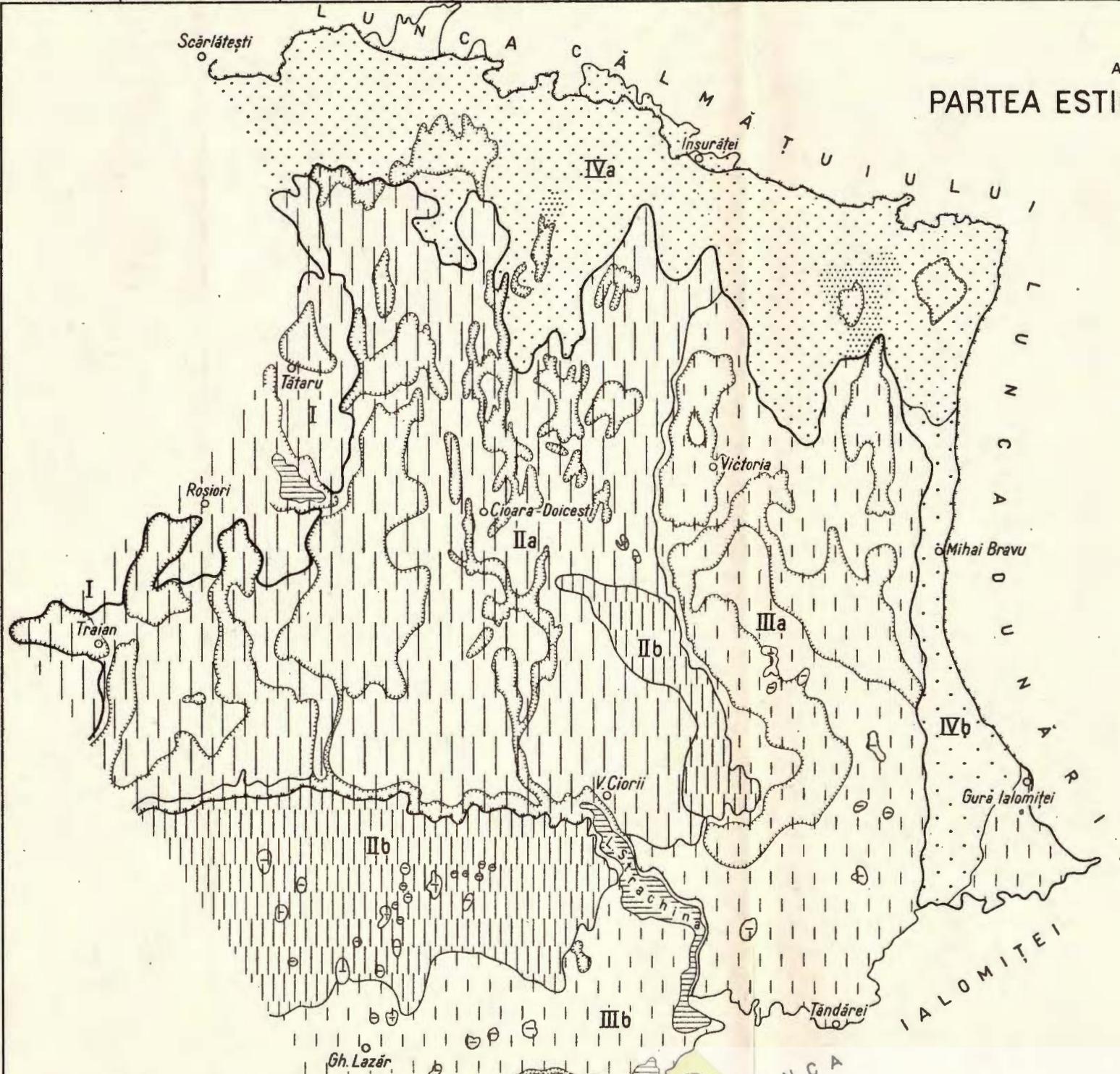
S-au întîlnit de asemenei, datorită aceleiași influențe, soluri saline și alcălice — solonceacuri și solonețuri — mai răspândite la contactul dintre terase și cîmpie.

Pe rocele nisipoase din nordul sectorului, s-a format o categorie aparte de soluri, care nu respectă succesiunea zonală descrisă. Pînă în marginea estică a interfluviului s-au întîlnit pe suprafețe supuse azi unei slabe deflații, cernoziomuri levigate nisipoase, al căror profil se caracterizează prin existența și a unui orizont B, de culoare castanie, în care se poate recunoaște o ușoară tendință de structurare în aggregate alungite (orizont B fără degradare texturală). Ca soluri mai puțin evolute s-au separat nisipuri în solificare, care se întîlnesc de obicei în complex cu cernoziomuri levigate nisipoase și pe alocuri cu nisipuri mobile. Aceste nisipuri mobile, formate în cea mai mare parte din nisip mediu, sunt lipsite de carbonați, iar cernoziomurile levigate nisipoase sunt formate tocmai pe asemenea roce.

**Raionarea agro-pedologică.** În încheiere, vom prezenta și raionarea agro-pedologică a acestui sector, în care am separat următoarele raioane: Subzona cernoziomurilor carbonatice (raionul terasei vălurite Luciu, raionul de terasă inferioară parțial drenată Victoria, raionul de terasă inferioară drenată Țăndărei); Subzona cernoziomurilor (raionul de terasă medie bine drenată Movilele Nasu-Cotrocenca, raionul de terasă medie parțial drenată Cioara-Doicești); Complexul reliefului eolian Însurăței-Dudești (pl. IV).

**A) Subzona cernoziomurilor carbonatice.** 1. *Raionul terasei vălurite Luciu* cuprinde relieful înalt din cuprinsul terasei inferioare. Ca soluri se întîlnesc aici cernoziomuri mediu carbonatice și cernoziomuri de depresiune, uneori slab levigate. Numai în colțul de SE apar pe o suprafață restrînsă soluri bălăne. Culturile cele mai obișnuite în acest raion sunt cerealele, bumbacul, pe alocuri vii (hibrizi). Ele suferă însă foarte mult din cauza secetei datorită atât cantitatii reduse de precipitații, cât și evaporării puternice. Vînturile, care bat aproape tot timpul anului, spulberă zăpada în timpul iernii, iar gerurile puternice compromit adesea semănăturile. De aceea este necesară plantarea de perdele de





# A.CONEA A.POPOVĂT C.VOLOVICI I.MUCENIC D.CÎRSTEÀ PARTEA ESTICĂ A INTERFLUVIULUI CĂLMĂȚUI-IALOMIȚA SCHITĂ GEOMORFOLOGICĂ

SCARA 1:200.000

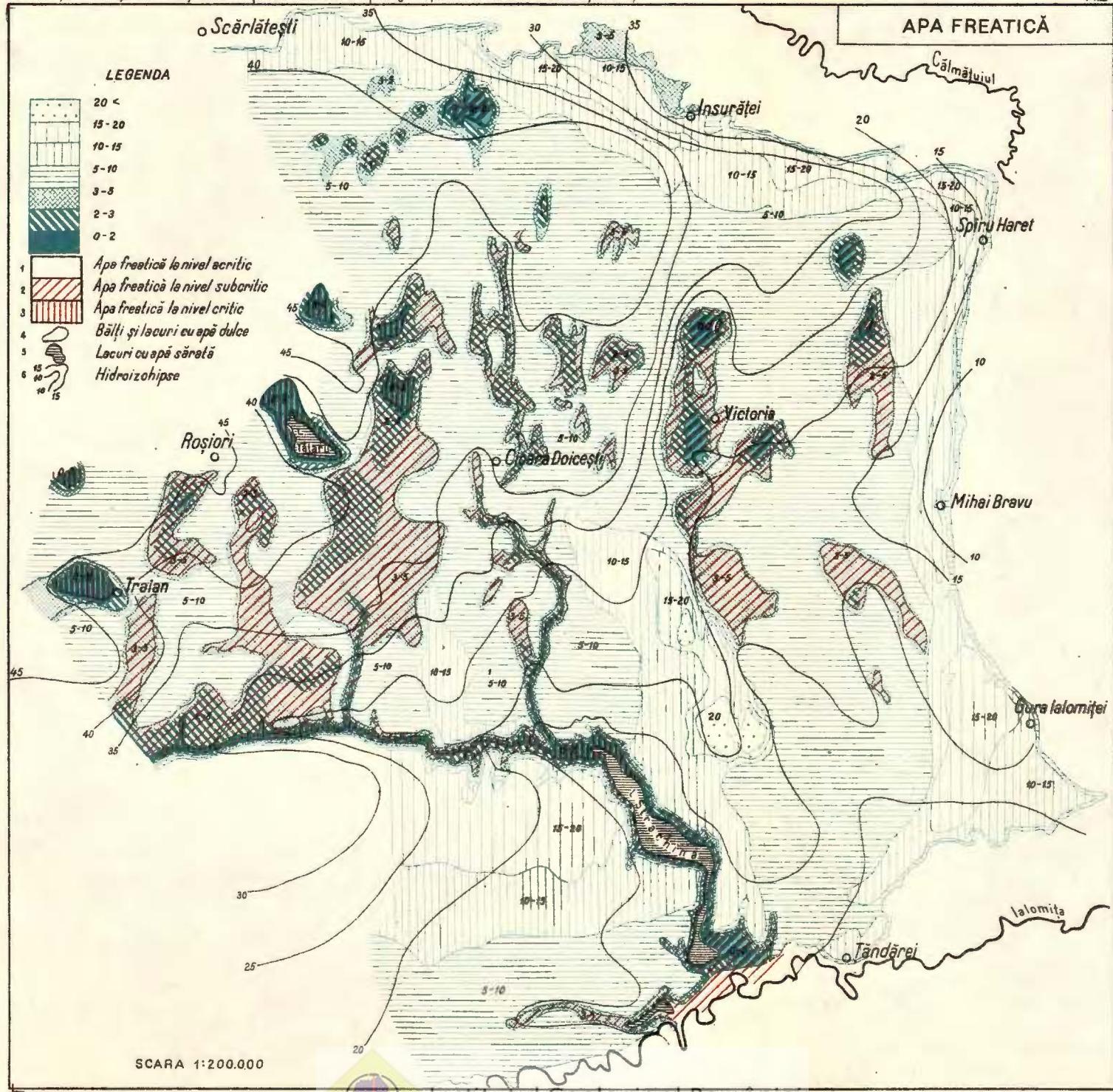
## LEGENDA

- I Cîmpia propriu zisă
- II Terasa superioară
- IIa Sectorul cu erii depresionare Cioare-Doicești
- IIb Sectorul înalt Movilele Nesu-Catoceance
- III Terasa inferioară
- IIIa Terasa inferioară a Dunării (Mihai Bravu)
- IIIb Terasa inferioară a Ialomiței
- IV Relieful de dune
- IVa Sectorul nisipos Insurăței
- IVb Sectorul loessic Luciu
- Depresiuni
- Mal puțin înalt
- Mal înalt abrupt
- Limită de subunități naturele
- Crovuri
- Lecuri
- Depozite eoliene nisipoase (dune mobile)
- Depozite eoliene nisipoase și nisipolutoase (dune stabilizate)
- Depozite nisipolutoase, remanente eolian
- Depozite loessoide nisipolutoase - lutonisipoase
- Depozite loessoide lutonisipoase subțiri
- Depozite loessoide lutonisipoase groase

## PARTEA ESTICĂ A INTERFLUVIULUI CĂLMĂȚUI-IALOMIȚA

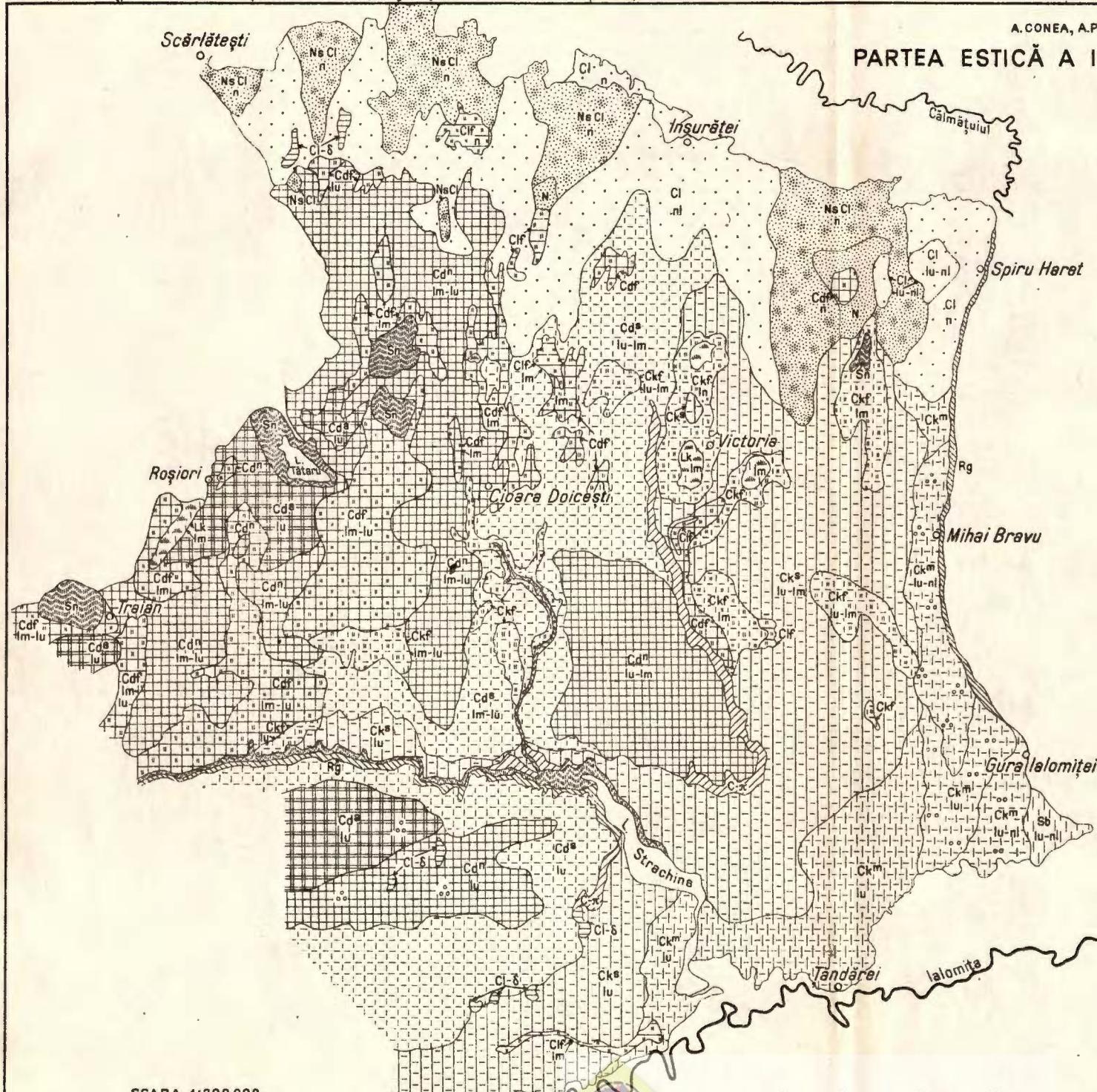
A.CONEA, A.POPOVĂT, C.VOLOVICI, I.MUCENIC și D.CÎRSTEA: Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui-Ialomița

PI. II



A.CONEA, A.POPOVĂT, C.VOLOVICI, I.MUCENIC și D.CÎRSTEÀ

# PARTEA ESTICĂ A INTERFLUVIULUI CĂLMĂȚUI-IALOMIȚA SOLURI



## LEGENDA *Soluri*

1		Sol bălan
2		Cernoziom mediu carbonatic
3		Cernoziom slab carbonatic
4		Cernoziom castaniu (superficie decarbonatată)
5		Cernoziom ciocolatiu (normal decarbonatată)
6		Cernoziom incipient levigat
7		Cernoziom carbonatic de finețe
8		Cernoziom de finețe
9		Cernoziom levigat de finețe
10		Cernoziomuri levigate nisipoase
11		Cernoziomuri de depresiune
12		Cernoziomuri de pantă
13		Cernoziomuri levigate de depresiune
14		Nisipuri slab solificate și cernoziomuri levigate nisipoase
15		Nisip mobil
16		Soluri puternic erodate de pantă
17		Lăcovîști carbonatice
18		Soloneluri și soloncsecuri

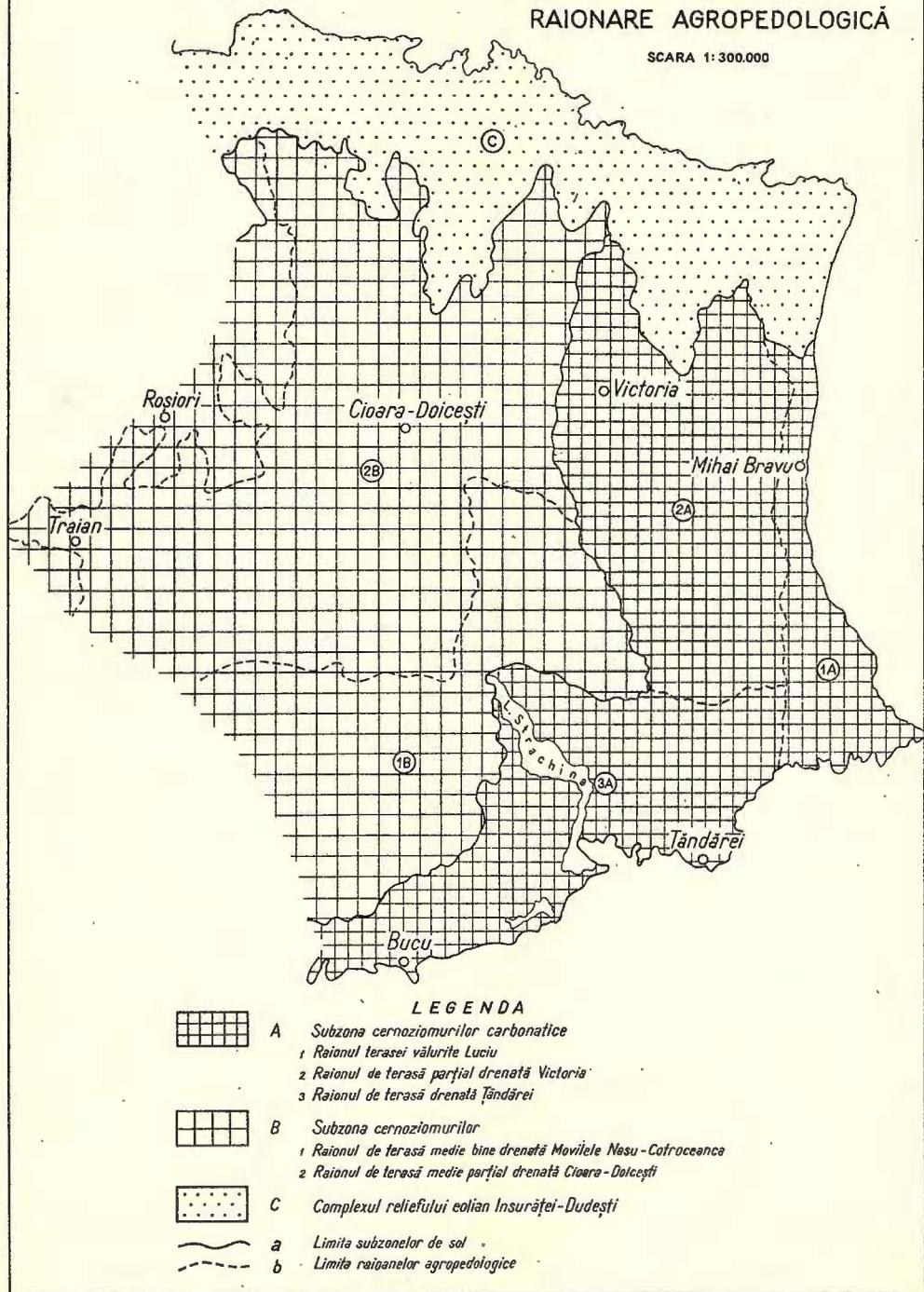
## *Texturi la suprafață*

19		Nisip
20		Nisip lutos
21		Lut ușor
22		Lut mediu

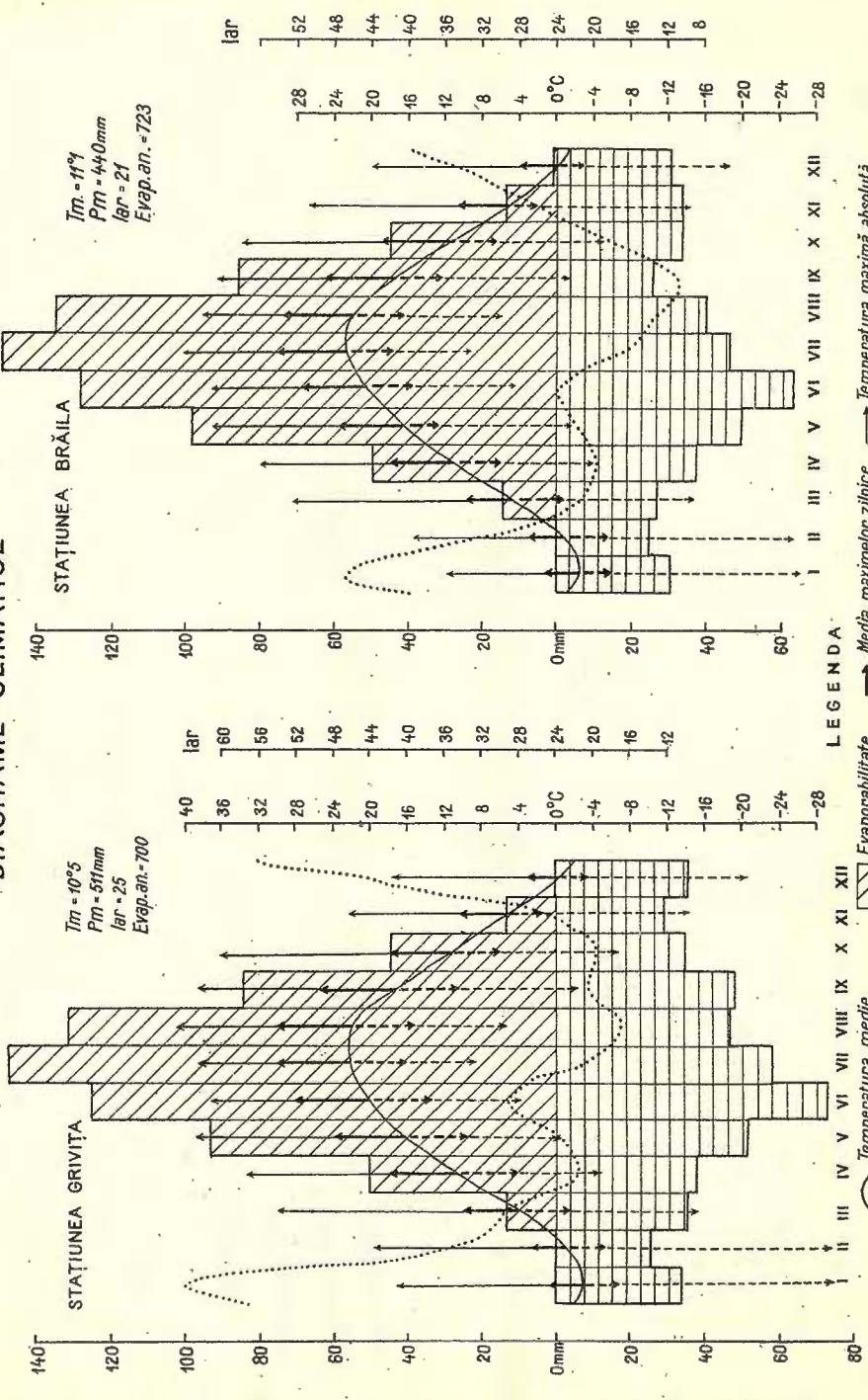
A.CONEA, A.POPOVĂȚ, G.VOLOVICI, I.MUCENIC, D.CÎRSTEÀ

## RAIONARE AGROPEDOLOGICĂ

SCARA 1:300.000



## DIAGRAME CLIMATICE



protecție, care lipsesc azi cu desăvîrșire, pentru ca să stăvilească acțiunea vînturilor și să ajute la reținerea zăpezii. Pentru a nu favoriza extinderea spulberărilor, se recomandă împădurirea sau înierbarea coamelor dunelor. Apa freatică adâncă și diferența mare de nivel față de luncă împiedică în general irigarea. Pentru ridicarea fertilității acestor soluri, sînt necesare însă măsuri de îmbogățire în humus și de refacere a structurii puțin stabile din cauza conținutului ridicat în  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

*2. Raionul de terasă inferioară parțial drenată Victoria* este format dintr-o alternanță de suprafețe plane mai drenate și de depresiuni, cu apă freatică situată la mică adâncime. Învelișul de sol al acestui raion este format din cernoziomuri slab și, mai puțin, mediu carbonatice, cernoziomuri carbonatice de finează și pe suprafețe foarte restrînse lăcoviști și sărături.

Întreaga suprafață, cu excepția lăcoviștilor și sărăturilor, este cultivată cu cereale sau cu plante industriale (floarea soarelui și bumbac). Textura de lut ușor a orizontului A al solurilor face ca lucrările agricole să se execute cu ușurință. Primăvara sau după ploile mai mari de vară, terenul se svîntă repede, astfel încît lucrarea solului poate începe devreme primăvara și se poate executa imediat după ploaie. Relieful relativ plan este favorabil mecanizării agriculturii. Sînt necesare însă și în acest raion administrarea de îngrășăminte (azotice și fosfatice) care să îmbogățească solul în substanțe nutritive, ca și măsuri de refacere și conservare a structurii solului.

*3. Raionul de terasă inferioară drenată Tăndărei* se caracterizează printr-un relief în cea mai mare parte plan, cu apă freatică mai adâncă de 5 m.

Solurile, cernoziomuri slab și mediu carbonatice, au o textură de lut ușor — lut mediu; se lucrează ușor și dau recolte bogate în anii mai puțin secetoși.

**B) Subzona cernoziomurilor.** *1. Raionul de terasă bine drenată Movilele Nasu-Cotrocenca* cuprinde partea de SE a acestei zone, în care solurile s-au format pe depozite loessoide groase. Apa freatică se află situată la mare adâncime, astfel încît în acest raion nu întîlnim cernoziomuri freatic-umede.

Crovurile, mai numeroase dar mai puțin adânci, nu păstrează apă mult timp și pot fi luate în cultură odată cu terenurile plane. Mecanizarea agriculturii se recomandă, iar solurile cu o fertilitate naturală ridicată, dau recolte bogate. Trebuie luate însă măsuri de stăvilire a acțiunii vîntului, măsuri care să ajute și la reținerea zăpezii, micșorînd în același timp efectele secetei.

*2. Raionul de terasă medie parțial drenată Cioara-Doicești* cuprinde restul terasei pe care se întîlnesc suprafețe întinse cu apă la adâncime subcritică.

Cernoziomurile, atât cele zonale, cât și cele freatic-umede, sunt soluri foarte fertile. Dacă la aceasta mai adăugăm și faptul că precipitațiile sunt mai bogate decât în alte raioane de stepă și că cernoziomurile de sineață se întâlnesc pe suprafețe destul de mari, putem considera acest raion ca având condiții naturale favorabile pentru obținerea unor recolte bogate; este însă necesară aplicarea unei agrotehnici rationale pentru menținerea fertilității naturale a solului.

**C) Complexul reliefului eolian însurătei-Dudești** a fost separat de noi într-o unitate aparte întrucât prezintă caractere care nu permit înglobarea lui în subzonele amintite.

Această vîntului se manifestă în acest sector nu numai printr-o mărire a evaporației, ci și prin spulberări. În primul rînd trebuie luate, aşa dar, măsuri de stăvîlire a înaintării nisipurilor mobile, de fixare a lor și de diminuare a acțiunii vîntului în celelalte sectoare. Nisipurile mobile trebuie imediat împădurite și trebuie păstrată această folosință a terenului.

Relieful, pe alocuri foarte ondulat, face ca mecanizarea lucrărilor să nu se poată efectua în bune condiții. Se recomandă o mecanizare a lucrărilor numai în sectoarele mai slab ondulate, care au de altfel și o textură ceva mai fină: nisip-lutoasă.

Cernoziomurile levigate nisipoase sunt soluri sărace în humus, cu o permeabilitate foarte mare, deci cu o capacitate de reținere a apei în sol foarte mică. Culturile de pe aceste soluri suferă foarte mult din cauza secetei. În același timp lucrările de irigare ar fi foarte costisitoare. Vor trebui luate măsuri de micșorare a evaporației apei din sol și de reținere a zăpezii, măsuri care coincid cu cele de stăvîlire a acțiunii vîntului. Este necesară administrarea de îngrășaminte și mai ales, cultivarea de plante care se pot dezvolta în aceste condiții, în general, puțin favorabile.

## BIBLIOGRAFIE

1. ASVADUROV H. Cercetări pedologice în cîmpia înaltă Hagieni—Fetești *D. S. Comit. Geol. XLII* (1954—1955). București, 1959.
2. CERNESCU N. Facteurs de climats et zones de sols en Roumanie. București, 1934.
3. CONEA ANA, TUTUNEA C., MUICĂ N. Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș. În volumul de față.
4. FLOREA N. Cercetări pedologice în partea sudică și vestică a Cîmpiei Brăilei. *D. S. Comit. Geol. XLI* (1953—1954). București, 1958.
5. — Asupra criteriilor de clasificare a cernoziomurilor din România, cu privire specială asupra celor din Cîmpia Română. *D. S. Comit. Geol. XLIII* (1955—1956). București, 1962.



6. FLOREA N. Quelques particularités, morphogénétiques des tchernozems phréatique-humides (de prairie) de la Plaine Roumaine. VI-e Congr. Intern. de la Science du sol. Paris 1956, vol. E, Paris, 1956.
7. MIHĂILESCU V. Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe baze geografice. *Bul. Științific Acad. R.P.R., secția Geologie-Geografie*, t. I-II, nr. 1, București, 1957.
8. MURGOCI G. Studii de Geografie fizică în Dobrogea de Nord, « Opere alese », Edit. Acad. R.P.R. București, 1957.
9. POPP N. Harta Cîmpiei Romîne (reprodusă după harta manuscrisă a Cîmpiei Romîne de G. Vîlsan în 1945). *Revista Geografică*, an. II, fasc. I — IV, 1945. București, 1946.
10. — Formarea Cîmpiei Romîne (o hipoteză de lucru). București, 1947.
11. PRICĂJAN A. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița. *St. Tehn. Econ. Seria E (Hidrogeologie)*, nr. 5. București, 1961.
12. ȘERBĂNESCU I. Cercetări asupra vegetației din estul Cîmpiei Romîne, *D. S. Comit. Geol. XLII* (1954—1955). București, 1959.
13. VÎLSAN G. Cîmpia Romînă, *Bul. Soc. Geogr.*, t. XXXVI, București, 1915.
14. \* \* \* Monografia geografică a R.P.R. Edit. Acad. R.P.R. București, 1960.

ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
МЕЖДУРЕЧЬЯ КЭЛМЭЦУЙ-ЯЛОМИЦА

АНА КОНЯ, АНДЖЕЛА ПОПОВЭЦ, ·К. ВОЛОВИЧ, ЮЛИЯ МУЧЕНИК  
и Д. КЫРСТА

(Краткое содержание)

В настоящем труде даны результаты почвенных исследований проведенных в восточной части междуречья Кэлмэцуй-Яломица.

Были выделены следующие геоморфологические единицы:

I. Средняя терраса (средняя абс. выс. — 40 м.), имеющая участок с широкими впадинами, с грунтовыми водами, залегающими на глубине около 5 м. и с тонкими лёссовидными отложениями и другой участок с высоким рельефом, с грунтовыми водами на глубине более 10—15 м. и с лёссовидными отложениями большой мощности.

II. Нижняя терраса — 22—23 м. абс. выс. прослеживается, как вдоль Дуная, так и вдоль реки Яломица.

III. Рельеф дюнных песков.

С климатической точки зрения исследуемый участок, включается в зону степного климата, а именно в климатическую провинцию BSax (по Н. ЧЕРНЕСКУ).

Что касается глубины водоносного пласта отмечается преобладание средних глубин [5—10 м], за исключением низинных форм, где грунтовые воды, залегают на глубине 1—5 м. и сильно дренированных частей, где глубина водоносного пласта снижается ниже 20 м. Минерализация этих вод — слабая.

**Почвы.** Исследуемый участок расположен полностью в восточной части черноземной зоны. На востоке участка были выделены подзона карбонатных черноземов на лёссовидных отложениях. Подразделения этой подзоны имели в своей основе содержание карбонатов и перегноя в верхнем горизонте, а также мощность горизонта накопления гумуса. С востока к западу были выделены следующие типы почв: сильно карбонатные черноземы [свыше 7% карбонатов], бедные гумусом [до 2,5% в пахотном слое]; средне-карбонатные черноземы [с 4,92—2,28% карбонатов в пахотном слое] и слабо-карбонатные черноземы [с менее 1% карбонатов в пахотном слое]. Содержание гумуса в этих черноземах колеблется от слабого до умеренного [2,4—3,4% гумуса в пахотном слое].

В западной части была выделена подзона черноземов [типичных или обезкарбонатизированных], в которых были выделены поверхностно обескарбонатизированные черноземы со вскипанием ниже пахотного слоя, с умеренным содержанием гумуса (3—4, 64%) и с горизонтом накопления гумуса средней мощности и средне обескарбонатизированные черноземы с карбонатами вымытыми к основанию горизонта А [30—40 см].

Как переход к зоне выщелоченных черноземов были выделены черноземы, находящиеся в начальной фазе выщелачивания, с более глубоким вымыванием карбонатов [60—80 см]. и более тёмной окраской, с тенденцией к удлинению структурных агрегатов в А/С.

Зональная непрерывность изменена под воздействием отдельных местных факторов а именно: грунтовых вод, ветра, состава горных пород, характера почвообразующих пород. В связи с наличием грунтовых вод, залегающих на небольшой глубине, образовались луговые черноземы (грунтовоувлажненные), которые были подразделены, согласно тем же критериям, как и зональные черноземы, в том числе критерию оглеения и засоления. На контакте между террасами и равниной были выделены засоленные и щелочные почвы [солончаки и солонцы].

На севере участка, на песчанистых породах выявляются песчанистые выщелоченные черноземы. В качестве менее развитых почв были



выделены пески, находящиеся в стадии почвообразования. Местами встречаются и движущиеся пески без карбонатов.

В заключении дается агропочвенное районирование участка.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

### Чертеж I

Восточная часть междуречья Кэлмэцуй-Яломица (геоморфологическое изображение).

I, собственно равнина; II, верхняя терраса; III участок депрессионных поверхностей Чоара Дойчешть; II<sub>b</sub>, более высокая часть террасы (холмы Насу-Котрочанка); III, нижняя терраса; III<sub>a</sub>, нижняя терраса Дунай (Михай Браву); III<sub>b</sub>, нижняя терраса Яломицы; IV, рельеф дюн; IV<sub>a</sub>, песчаный участок Инсурэцей; IV<sub>b</sub>, покрытая лесом часть (Лучу); 1, впадины; 2, невысокий берег; 3, высокий крутой берег; 4, граница естественных единиц; 5, блюдца; 6, озера; 7, золовые песчаные отложения и песчанистый ил (подвижные дюны); 8, Эоловые песчанистые и супесчаные отложения (закрепленные дюны); 9, легко-суглинистые отложения подвергшиеся сильному золовому влиянию; 10, легко-суглинистые и легко-суглинистые отложения; 11, тонкие лессовидные легко-суглинистые отложения; 12, лессовидные легко-суглинистые отложения большой толщины.

### Чертеж II

Восточная часть междуречья Калмэцуй-Яломица (грунтовые воды).

1, грунтовая вода на акритическом уровне; 2, грунтовая вода под критическим уровнем; 3, грунтовая вода на критическом уровне; 4, болота и пресные озера; 5, соленые озера; 6, гидропизогипсы.

### Чертеж III

Восточная часть междуречья Калмэцуй-Яломица (почвы).

Почвы: 1, каштановая почва (южных степей); 2, среднекарбонатовый чернозем, 3, слабокарбонатный чернозем; 4, каштановый чернозем (поверхностно карбонатный); 5, шоколадный чернозем нормально декарбонизированный), 6, чернозем при начинаяющемся выщелачивании; 7, карбонатный луговой чернозем; 8, луговой чернозем; 9, выщелоченный луговой чернозем; 10, песчаный выщелоченный чернозем; 11, чернозем впадин; 12, чернозем склонов; 13, выщелоченный чернозем впадин; 14, пески в стадии начала почвообразования и песчаные выщелоченные черноземы; 15, подвижные пески; 16, сильно-размытые почвы склонов; 17, карбонатные почвы «лаковиште»; 18, солонцы и солончаки. Текстура на поверхности: 19, пески; 20, супесь; 21, легкий суглинок; 22, средний суглинок.

### Чертеж IV

Агропедологическое распределение зон.

А, подзона карбонатных черноземов: 1, округ волнистой террасы Лучиу; 2, округ частично осушенней террасы Виктория; 3, округ осушенней террасы Цындарей. В, подзона черноземов: 4, округ средней террасы, хорошо осушенней (дренированной) в местности Мовилеле Нашу и Котрочанка; 5, округ частично осушенней террасы Чоара-Дойчешть; 6, комплекс золового рельефа Инсурэцей-Дудешть; 7, границы почвенных подзон; 8, границы агропедологических окружов.

### Чертеж V

Климатические диаграммы.

1, средне-умеренный; 2, среднее количество атмосферных осадков; 3, Испаряемость; 4, показатели запущливости; 5, средняя дневных максимумов; 6, средняя дневных минимумов; 7, максимальная абсолютная температура; 8, минимальная абсолютная температура



## RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLAINE INTERFLUVIALE CĂLMĂȚUI—IALOMIȚA

PAR

ANA CONEA, ANGELA POPOVĂȚ, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC  
et D. CÂRSTEA

(Résumé)

Ce travail présente les résultats des recherches pédologiques effectuées dans la partie orientale de la plaine interfluviale Călmățui—Ialomița.

On a distingué les unités géomorphologiques suivantes:

I. La terrasse moyenne (altitude moyenne 40 m), qui comprend un secteur à larges dépressions et un autre caractérisé par un haut relief, des dépôts loessoïdes épais et la nappe d'eau phréatique située à une profondeur au-dessous de 10 m.

II. La terrasse inférieure (22—23 m d'altitude), développée autant le long du Danube que de la Ialomița.

III. Le relief de dunes sablonneuses.

Au point de vue climatique, le secteur étudié appartient au climat steppique, notamment à la province climatique BSax (d'après N. CERNESCU).

En ce qui concerne la profondeur de la nappe d'eau phréatique, on constate la prédominance des profondeurs moyennes (5—10 m), à l'exception des dépressions, où la profondeur varie entre 1 et 5 m, et des zones fortement drainées, où la nappe phréatique descend au-dessous de 20 m. La minéralisation de ces eaux est faible.

La végétation naturelle (steppique), à l'exception de celle halophyle, a été remplacée par des cultures.

**Sols.** Le secteur étudié est situé dans la zone des tchernozems. Dans l'est du secteur on a distingué la sous-zone des tchernozems carbonatés sur des dépôts loessoïdes. Les subdivisions de cette sous-zone ont été faites en tenant compte de la teneur en carbonates et en humus de l'horizon supérieur et de l'épaisseur de l'horizon d'accumulation d'humus. De l'est à l'ouest on a distingué les variétés de sol suivantes: brun-clair (au-dessous de 7% de carbonates), pauvres en humus (au-dessous de 2,5% dans la couche labourée); tchernozems moyennement carbonatés (de 4,92 à 2,28% de carbonates dans la couche labourée) et tchernozems faiblement carbonatés (au-dessous de 1% de carbonates dans la couche labourée). Le contenu d'humus varie de faible à modéré (2,4—3,4% d'humus dans la couche labourée).



Dans la partie occidentale on a distingué la sous-zone des tchernozems (typiques ou décarbonatés), qui comprennent: des tchernozems superficiellement décarbonatés, à effervescence au-dessous de la couche labourée, à contenu modéré d'humus (3—3,64%) et à l'horizon d'accumulation d'humus d'épaisseur moyenne, et des tchernozems moyennement décarbonatés, à carbonates lessivés jusque vers la base de l'horizon A (30—40 cm).

Comme transition vers la zone des tchernozems lévigés<sup>1)</sup> on a distingué des tchernozems dans un stade de lévigation naissante avec les carbonates à une profondeur de 60 à 80 cm et un coloris plus foncé, associée à une tendance d'allongement des agrégats structuraux dans A/G.

La continuité zonale est modifiée sous l'influence de quelques facteurs locaux, à savoir: l'eau phréatique, le vent, la nature des roches de solification. Dû à la nappe d'eau phréatique située à des profondeurs réduites, se sont formés les tchernozems à nappe phréatique, qui ont été subdivisés d'après les mêmes critériums que les tchernozems zonaux, y compris la gleyfication et la salinisation. Au contact des terrasses et de la plaine on a séparé des sols salins et des sols à alcalis (solontchak et solonetz).

Dans la partie septentrionale du secteur, sur des roches sablonneuses on rencontre des tchernozems lévigés sablonneux. Comme sols moins évolués on a distingué des sables en voie de solification. Par endroits, on rencontre également des sables mouvants exempts de carbonates.

En conclusion, on présente la division du secteur par secteurs agropédologiques.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Partie E de l'interfleuve Călmățui—Ialomița (Esquisse géomorphologique).

1, plaine proprement dite; II, terrasse supérieure; IIa, secteur à aires dépressionnaires Cioără — Doicești; IIb, partie plus haute de la terrasse (Movilele Nasu—Cotrocenca); III, terrasse inférieure; IIIa, terrasse inf. du Danube (Mihai Bravu); IIIb, terrasse inf. de la Ialomița; IV, relief de dunes; IVa, secteur sablonneux d'Insurăței; IVb, partie recouverte de loess (Luciu); 1, dépressions; 2, berge peu haute; 3, berge haute abrupte; 4, limite des subunités naturelles; 5, «cros» petite dépression en soucoupe; 6, lacs; 7, dépôts éoliens sablonneux (dunes meubles); 8, dépôts éoliens sablonneux et sablo-limoneux (dunes stabilisées); 9, dépôts sablo-limoneux, qui ont subi un remaniement éolien; 10, dépôts loessoïdes sablo-limoneux—limoneux-sableux; 11, dépôts loessoïdes limoneux-sableux minces; 12, dépôts loessoïdes limoneux-sableux épais.

### Planche II

Partie E de l'interfleuve Călmățui—Ialomița (eaux phréatiques).

1, eau phréatique au niveau acritique; 2, eau phréatique au niveau subcritique; 3, eau phréatique au niveau critique; 4, marais et lacs à eau douce; 5, lacs à eau salée; 6, hydroisohypes.

<sup>1)</sup> On a utilisé le terme de «lévigelé» au lieu de celui de «dégradé», considérant le premier plus adéquat.



**Planche III**

Partie E de l'interfleuve Călmățui—Ialomița (sols).

Sols: 1, sol brun clair de steppe; 2, tchernozem moyenement carbonatique; 3, tchernozem faiblement carbonatique; 4, tchernozem châtain (superficiellement carbonaté); 5, tchernozem, chocolat (normalement décarbonaté); 6, tchernozem à lévigation naissante; 7, tchernozem carbonatique à nappe phréatique (sols à gley); 8, tchernozem à nappe phréatique (sols à gley); 9, tchernozem lévigé à nappe phréatique (sols à gley); 10, tchernozem lévigé sablonneux; 11, tchernozem de dépression; 12, tchernozem de pente; 13, tchernozem lévigé de dépression; 14, sables faiblement solifiés et tchernozems lévigés, sablonneux; 15, sables meubles; 16, sols fortement érodés de pente; 17, « lacoviști » carbonatiques; 18, solonetz et soloncheac. Texture à la surface: 19, sable; 20, sable limoneux; 21, limon léger; 22, limon moyen.

**Planche IV**

Distribution zonale agropédologique.

A, sous-zone des tchernozems carbonatiques: 1, district de la terrasse ondulée de Luciu; 2, district de terrasse partiellement drainée de Victoria; 3, district de terrasse partiellement drainée de Tăndărei. B, sous-zone des tchernozems: 4, district de terrasse moyenne bien drainée de Movilele Nasu — Cotrocenca; 5, district de terrasse partiellement drainée Ciocra-Doicești; 6, complexe du relief éolien Însurăței — Dudești; 7, limite des sous-zones de sol; 8, limite des districts agropédologiques.

**Planche V**

Diagrammes climatiques.

1, température moyenne; 2, quantité moyenne de précipitations; 3, évaporabilité; 4, indice d'aridité; 5, moyenne des maximums quotidiens; 6, moyenne des minimums quotidiens; 7, température maximum absolue; 8, température minimum absolue.



PROPUNERI CU PRIVIRE LA NOTAREA EROZIUNII  
SOLURILOR LEVIGATE DIN REGIUNEA DELUROASĂ<sup>1)</sup>

DE

M. SPIRESCU

În hărțile privitoare la « eroziunea solului » sau la « gradul de eroziune » (6,1) nu se are în vedere eroziunea ca fenomen, ci numai « starea de păstrare a solurilor », aşa cum pe drept cuvînt o denumesc M. Moțoc (5) și N. FLOREA (4). Starea de păstrare a solurilor este o notiune statică, fără luarea în considerare a perspectivei dezvoltării fenomenului. Notarea stării de păstrare a solului nu reflectă întru totul interdependența factorilor naturali, ci se limitează la înregistrarea unei situații de moment.

Este oportun ca pe hărțile de eroziune a solului să se indice nu numai starea de păstrare a solului ci însăși intensitatea procesului de eroziune. De fapt, acesta a fost, în bună parte, celul celor ce s-au ocupat cu eroziunea solurilor. Trebuie să avem în vedere faptul că studiile în legătură cu eroziunea solului s-au efectuat, pînă în prezent, în special în țările unde spațiul agricol principal a fost pus în valoare numai în ultimii 200—300 ani. Din această cauză notația lui BENNETT (2), care nu are în vedere decît materialul înlăturat din profilul solului (de ex. 4, eroziune moderată = eroziunea care a înlăturat tot orizontul A și 1/4—3/4 din orizontul B), este adaptată la situația în care eroziunea accelerată (6, p. 75) ia în primire, pentru prima oară, terenurile folosite irațional. Precum se observă, BENNETT nu ține suficient seama de procesul de solificare. Acesta decurge și în timpul cât materialul din sol este înlăturat, fiind însă continuu stînjenit de procesul de eroziune. Trebuie însă un discernămînt accentuat, pentru a deosebi solurile tinere datorite eroziunii, de solurile tinere condiționate de specificul pedogenetic al formei de relief. Deși materialul acumulat la baza pantei arată existența eroziunii, pe versantul respectiv pot fi observate soluri tinere cu un profil relativ normal; spre exemplu, în nisipuri, orizontul eluvial se formează

<sup>1)</sup> Comunicat în ședință din 3 mai 1957.



repede, lăsând impresia că eroziunea nu acționează. Eroziunea accelerată condiționată de activitatea omului se grefează totdeauna pe eroziunea geologică; sferele celor două noțiuni nu pot fi net separate. Procesul de eroziune poate fi accelerat de altfel și de alți factori: distrugerea pădurilor de focul cauzat de trăznet, de paraziți vegetali (*Usnea barbata*, *Ophiostoma ulmi*) și animali (*Lymantria dispar*, *Ips typographus*), de castori, de înaintarea regresivă a rîpilor (3), de schimbările de climă (invazia stepei sau a ghețarilor); modificările nivelului de bază, mișcările de ridicare ale substratului tectonic, etc. Vegetația ierboasă poate fi și ea înălțaturată de animale sălbaticice: mistreți, ierbivore în număr excesiv de mare, etc.

La noi, cu deosebire în dealurile de la sudul și estul Carpaților, în timpul marilor migrații de popoare și chiar înainte de acestea, din motive de siguranță, majoritatea populației a locuit în special în depresiunile de sub munte. Dealurile în special Subcarpații interni, au fost populate și cultivate la maximum și, în majoritatea cazurilor, irațional. Pădurile au fost tăiate de multe ori. Cînd o fază de eroziune accelerată s-a declanșat, locuitorii au renunțat să mai cultive locurile afectate de eroziune. Eroziunea s-a stabilizat în mare măsură, pînă cînd o nouă despădurire sau altă cauză a provocat o recrudescență a eroziunii accelerate. De multe ori, în morfologia solului actual se descifrează și eroziunea din trecut. În soluri se imprimă ceea ce am putea numi eroziunea însumată, cu caracter de permanență și periodicitate, care se desfășoară în faze. « În majoritatea cazurilor, spălarea solului are loc și azi pe vechile căi ale eroziunii », cum arată SOBOLEV (6, p. 150). Găsim azi solurile puternic erodate pe aceleași creste unde s-a produs și altă dată un atac puternic al eroziunii, pe aceleași pante și în aceleași roce. La o scară mai accesibilă pentru cartarea eroziunii în întreaga țară, ca de exemplu 1:100.000, este dificil să separăm în cadrul unei unități naturale, solurile recent erodate de cele atinse de eroziune numai în trecut sau de cele puternic erodate și resolificate. De aceea va fi necesar să folosim, în cartarea eroziunii, o notație care să prezinte, în primul rînd, această eroziune însumată, permanentă sau potențială, cea mai indicată pentru organizarea agrosilvică a teritoriului. Acest sistem de notație ar reflecta mult mai bine interdependența între ceilalți factori naturali (relief, etc.) și eroziune, neatribuind întîmplării decît importanța la care are dreptul. Din această cauză, el ar oferi singurul mod de a folosi metoda « cheilor », pusă în aplicare în întocmirea hărții eroziunii U.R.S.S. (6, p. 61,278). Pe relieful, elementele climatice, roca și utilizarea actuală a regiunilor asemănătoare cu sectorul « cheie » va fi mult mai ușor să schițăm o hartă a eroziunii însumate și cu caracter de permanență, decît o hartă a eroziunii de strictă actualitate, cu atît mai puțin o hartă cu starea de păstrare a solurilor variabilă de la loc la loc (solul cu eroziune de suprafață fiind un microcomplex cu soluri diferit erodate (6, p. 91) și de la an la an. De fapt, cercetătorii din domeniul eroziunii



(ca M. Moțoc) iau în considerare și solurile tinere condiționate de eroziune, pe care însă nu le includ în eroziunea solului propriu-zisă.

Propunem deci, pentru cartarea eroziunii solurilor levigate din dealurile R.P.R., sistemul de notare încercat de noi, experimentat chiar pe teren, arătat mai jos. Se vor nota la fața locului eroziunea de suprafață din solurile levigate sau podzolite, în special din cele cu caracter zonal. La scară mare se vor delimita în teren, în mod analitic, unități de egală eroziune; la scară mică nu se vor putea nota decât cifrele corespunzătoare intensității și naturii eroziunii. În celelalte soluri cu caracter intrazonal și peste tot unde morfologia solului prezintă dificultăți pentru interpretarea intensității eroziunii, se poate proceda ulterior la redactarea hărții definitive a eroziunii, prin extra- sau interpolare față de solurile unde evoluția procesului este clară, comparând hărțile reliefului, elementelor climatice, rocelor-mâmă, solurilor și utilizării, cu schițele provizorii cu notările din teren, ținând seama de rolul acestor factori în procesul de eroziune.

Prezentul sistem de notare nu ne aparține încă totul, el nefiind decât o adaptare a sistemelor deja existente (BENNETT, SOBOLEV și cel adaptat de Minist. Agriculturii și Silviculturii, Academia R.P.R. și Comitetul Geologic).

În ceea ce privește eroziunea în suprafață, inclusiv acumulările, dăm următoarele notări:

- ++ Acumulări periodice intense: Ritmul acumulării foarte puternic, vizibil în intervale de timp reduse. Proces cu șanse de continuitate în viitor.
- + Acumulări periodice: Acumulări reduse, însă cu șanse de continuitate.
- Acumulări produse în trecut, care nu au șanse de a se reînnoi.
- 0 Eroziune inexistentă sau acumulare imperceptibilă: Unde ar putea exista acumulări, dată fiind situația topografică, dar nu se observă efectul acestora.
- 1 Eroziune neapreciabilă: Unde ar putea exista eroziune, însă nu i se observă efectul.
- 2 Eroziune slabă: Orizontul A puțin mai scurt (erodat pînă la 1/3) decât al solului cu eroziune neapreciabilă.
- 3 Eroziune moderată: 3 a, Orizontul A erodat mai mult decât 1/3. Cînd există și un suborizont A<sub>2</sub>B, acesta este foarte scurt. Slabă acumulare de nisip grosier și pietriș atunci cînd este cazul. 3 c, Orizontul iluvial aparent neatins. Totuși, profilul ceva mai scurt decât profilul de referință dezvoltat pe aceeași rocă.
- 4 Eroziune puternică: 4 a, Eroziunea a pătruns în orizontul iluvial B, dezgolindu-l. Acumulare de nisip grosier și schelet la suprafață, în solurile în care materialele mai grozioare există. 4 b, Pe un orizont ilu-



- vial B argilos bine dezvoltat, un orizont A recent. 4 c, Profil în general mult mai scurt, de același tip sau de un subtip mai puțin evoluat decât tipul de referință; în cazul solurilor cu bobovine, bobovine mai puțin bine formate ca în profilul de referință.
- 5 Eroziune foarte puternică: 5 a, Eroziunea a ajuns în orizontul C sau în roca-mamă. 5 b, Sol tânăr, în care numai orizontul A diferă de roca-mamă.
- G Eroziune pe roca dură: La suprafață roca dură, pe care formarea solului este foarte grea, din cauza înlăturării imediate a fragmentelor rezultate din dezagregarea și alterarea rocei.

Actualitatea eroziunii se marchează prin litera „a“ după cifra indicatoare, eroziunea sau acumularea eoliană prin litera „E“ după cifră.

În ceea ce privește notarea alunecărilor și eroziunii în adâncime, considerăm că este cazul să rămînă, în principiu, aceeași ca în sistemele de notație folosite în prezent.

Rugăm specialiștii din domeniul eroziunii solului să ne ajute să îmbunătățim acest sistem de notare, pentru a se putea efectua cartarea eroziunii solului la orice scară și în orice scop aplicativ.

## BIBLIOGRAFIE.

1. BĂLOIU V. Ameliorarea terenurilor érodante, p. 53. București, 1955.
2. BENNETT H. H. Soil Conservation, p. 73. New York and London, 1939.
3. COREȚCAIA L. A. Eroziunea solului (Traducere) p. 67. Edit. de Șt. București, 1951.
4. FLOREA N. Starea de păstrare a solului în partea mijlocie a Podișului Rîmnicului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), p. 230–232. București, 1952.
5. Moțoc M. Cercetări în legătură cu solul și eroziunea solului, executate în Bazinul Cilișcanului, porțiunea inferioară a Podișului Rîmnicului Sărat și Bazinul superior al Rîmnicului Sărat. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), p. 233. București, 1952.
6. SOBOLEV S. S. Razvitie erozionnih processov na territorii evropeiscoi ciasti S.S.S.R. i borba s nimi. I, p. 61, 75, 89, 91, 150, 278. Moskva-Leningrad, 1948.



## НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ОБОЗНАЧЕНИЕМ РАЗМЫВА ПОЧВ

М. СПИРЕСКУ

(Краткое содержание)

Для обозначения размыва почв при малом масштабе необходимо применять такую систему обозначения, в которой следует учитывать не только степень сохранности почвы, но и постоянство и прерывистость размыва. Обозначение суммированного, постоянного или потенциального размыва, включающее также почвы обусловленные размывом, позволяет применять метод опорных участков, в связи с тем что он отражает взаимозвязь между природными факторами и размывом почв. Для поверхностного размыва и оползней предлагаем следующую адаптацию систем обозначения БЕННЕТТА и СОБОЛЕВА:

- ++ Интенсивные периодические накопления: очень быстрые темпы накопления, видимые в незначительные отрезки времени; эти процессы имеют перспективы дальнейшего развития.
- + Периодические накопления: незначительные накопления, без перспектив дальнейшего развития.
- [++], [+] Накопления имевшие место в прошлом, но которые не имеют перспектив возобновления.
- 0 Несуществующий размыв или неощутимое накопление: в тех местах где могли бы существовать накопления, имея в виду топографическую обстановку, но их эффект не наблюдается.
- 1 Незначительный размыв: в тех местах где мог бы быть размыв, но не наблюдается его эффекта.
- 2 Слабый размыв: Горизонт А несколько короче [размытый в размере 1/3], чем горизонт почвы с незначительным размывом.
- 3 Умеренный размыв: 3 а. Горизонт А размыт больше 1/3. Когда имеется и подгоризонт  $A_2B$ , последний очень короток. Слабое накопление грубозернистого песка и гальки (в связи с обстановкой). 3 с. Иллювиальный горизонт кажется незатронутым. Всё таки разрез несколько короче чем опорный разрез, развитый на той же породе.
- 4 Сильный размыв: — 4а. Размыв проник в иллювиальный горизонт В, обнажая его. Накопление грубозернистого песка и скелета на поверхности, в почвах, в которых имеются более гру-



бозернистые материалы. — 4 б. На хорошо развитом глинистом иллювиальном горизонте В, — недавний горизонт А. — 4 с. Разрез обычно значительно короче, того же зонального типа или же подтипа переходного к зональному типу.

- 5 Очень сильный размыв: — 5 а. Размыв достиг уже горизонта С или материнской породы. — 5 б. Молодая почва, в которой только горизонт А отличается от материнской породы. — 5 с. Почва, образовавшаяся на той же породе, отличается от зональной почвы, главным образом с меньшим развитием горизонта В, в связи со временем образования, которым она располагала.
- G Размыв на твердой породе: на поверхности залегает твердая горная порода, на которой почвообразование очень затруднительно из-за немедленного удаления материала получившегося в результате выветривания и разложения.

Современность размыва отмечается буквой а после указательной цифры. Эоловый размыв или эоловое накопление: — буквой Е после цифры.

### POINT DE VUE CONCERNANT LA NOTATION DE L'ÉROSION DU SOL

PAR

M. SPIRESCU

(Résumé)

Pour la notation de l'érosion du sol à petite échelle il est nécessaire d'adopter un système qui considère non seulement la conservation du sol, mais aussi les caractères de permanence et d'intermittence de l'érosion. La notation de l'érosion totale — permanente ou potentielle — comprenant également les sols conditionnés par l'érosion, permet d'utiliser la méthode des « secteurs-clé », étant donné qu'elle reflète l'interdépendance des facteurs naturels et de l'érosion du sol. Pour l'érosion superficielle et les glissements, l'auteur propose les systèmes de notation de BENNETT et de SOBOLEV:

- ++ Accumulations périodiques intensées: rythme d'accumulation très fort, visible à petits intervalles de temps; processus ayant des chances de continuité.



- + Accumulations périodiques: accumulations réduites, mais avec des chances de continuité.
- [++], [+] Accumulations qui ont eu lieu dans le passé, mais sans chance de se renouveler.
- 0 Érosion inexistente ou accumulation imperceptible: étant donné la situation topographique, de telles accumulations seraient possibles sans qu'on puisse toutefois en observer l'effet.
- 1 Érosion inappréciable: l'érosion serait possible, sans qu'on puisse toutefois en observer l'effet.
- 2 Érosion faible: horizon A plus court (érodé jusqu'à 1/3) que celui du sol à érosion inappréciable.
- 3 Érosion modérée: 3 a, horizon A érodé plus de 1/3. Lorsqu'il y a aussi un sous-horizon A<sub>2</sub> B, il est très court. Faible accumulation de sable grossier et de gravier. 3 c, Horizon illuvial intact. Néanmoins, le profil est un peu plus court que le profil de référence développé sur la même roche.
- 4 Forte érosion: 4 a, L'érosion a pénétré dans l'horizon illuvial B, en le dénudant. Accumulation de sable grossier et squelettique à la surface, dans les sols contenant des matériaux plus grossiers. 4 b, Sur un horizon illuvial B argileux, bien développé, il y a un horizon A récent. 4 c, Profil en général plus court, du même type zonal ou d'un sous-type de transition vers le type zonal.
- 5 Érosion très forte: 5 a, L'horizon a atteint l'horizon C ou la roche-mère. 5 b, Sol récent dans lequel il n'y a que l'horizon A qui diffère de la roche-mère. 5 c, Le sol, quoique formé sur la même roche diffère du sol zonal, particulièrement en ce qui concerne le développement plus réduit de l'horizon B, selon la durée de la période de formation.
- G Érosion sur la roche dure: à la surface il y a une roche dure, sur laquelle la formation du sol est très difficile, étant donné que les fragments résultés de la désagrégation et de l'altération sont immédiatement enlevés.

L'actualité de l'érosion est marquée par la lettre *a* placée près du chiffre indicateur, l'érosion ou l'accumulation éolienne par la lettre *E* placée près du chiffre.





Institutul Geologic al României

METODĂ PRECISĂ DE DETERMINARE PE CALE  
UMEDĂ A CARBONULUI ORGANIC TOTAL  
DIN SOLURI<sup>1)</sup>

DE  
ALEXANDRU GR. DIMITRIU

Obiectul comunicării de față constă în descrierea unei metode pentru determinarea carbonului organic total din soluri, bazată pe utilizarea mixturi Van Slyke — Folch — Plazin (7) într-un aparat simplu gaz-absorbtiv gravimetric. Metoda are precizia combustiei uscate, este simplă și rapidă.

Mixtura anhidră folosită de VAN SLYKE — FOLCH — PLAZIN are compozitia: 67 ml acid sulfuric fumans (20% SO<sub>3</sub> liber), 33 ml acid fosforic ( $d = 1,72$ ), 5 g anhidridă cromică și 1 g iodat de potasiu; o cantitate suplimentară de iodat de potasiu (0,3—0,5 g) se adaogă ca « reactiv solid » odată cu proba. Autorii folosind mixtura într-un aparat manometric, găsesc combustia completă în 1—2 minute pentru o mare varietate de compuși, printre care substanțe relativ greu de oxidat, ca: acizi grași, colesterol, cistină. Limitele de erori găsite de autori sunt de  $\pm 0,5\%$  pentru submicrodeterminări și  $\pm 0,3\%$  pentru semimicrodeterminări. Aceleași erori au fost găsite și de alți analiști în cazul determinărilor semimicro, folosind alte procedee de determinare a bioxidului de carbon (procedeul gravimetric (5), titrimetric (4)). Capacitatea de oxidare a mixturi este datorită următoarelor proprietăți: absența apei produce oxidare energetică și completă; iodatul catalizează oxidarea oxidului de carbon la bioxid de carbon; acidul fosforic previne formarea bioxidului de sulf din descompunerea acidului sulfuric și ridică temperatura de fierbere a mixturi.

Metoda Van Slyke — Folch — Plazin a fost introdusă în multe laboratoare. Recent, VAN SLYKE (8) ilustrează într-un raport asupra combustiei umede numeroasele aplicații date metodei: la micro-determinarea grăsimilor și proteinelor, a elementelor care formează precipitate cu reactivi organici, a carbonului

1) Comunicare în ședința din 10 mai 1957.

radioactiv. Defectul metodei constă în limitarea aplicabilității exclusiv la compuși uscați și nevolatili. Pentru compuși volatili, — indiferent de solubilitatea lor în apă — rezultate precise se obțin prin metoda cu persulfat (3). Metoda Van Slyke—Folch—Plazin a atras atenția și analiștilor de soluri. SCHOLLENBERGER (6) în anul 1945, DRAGUNOV (1) în 1952 recomandă introducerea metodei în laboratoarele de chimia solului; VAN WESEMAEL și LEHR consideră metoda drept « metodă absolută » (9).

În cadrul tematicei de studii a Comitetului Geologic s-a cercetat aplicarea la soluri a mixturei Van Slyke—Folch—Plazin. Rezultatul cercetărilor efectuate în anul 1955 constă în punerea la punct a unei metode bazate pe utilizarea mixturei în aparatul Mc Cready—Hassid (5) modificat, a cărei obiect este prezenta comunicare.

### Principiul metodei

Carbonul organic din sol este oxidat la bioxid de carbon prin acțiunea la cald a mixturei anhidre; bioxidul de carbon este dezvoltat în vid (20—40 mm col. Hg) și după terminarea combustiei este antrenat în curent de aer și prins în fiole tarate, încărcate cu soluție 45% hidroxid de potasiu.

*Discuții.* Efectuarea oxidării în vid face ca fierberea mixturii să aibe loc la o temperatură (170°—175°) inferioară temperaturii de descompunere a iodatului de potasiu și acidului cromic.

Dezvoltarea bioxidului de carbon și absorbția bioxidului de carbon fiind operații separate, prezintă avantajul că: 1) viteza de combustie nu depinde de ritmul realizării absorbției cantitative, fiind funcție numai de capacitatea oxidantă a mixturei, ceea ce conduce la timp minim de combustie (8—12 min.), și 2) absorbția bioxidului de carbon are asigurat caracterul cantitativ, efectuându-se la regimul aerării, operație ușor controlabilă.

### Aparatura

Dezvoltarea bioxidului de carbon în spațiu închis pune următoarele probleme:

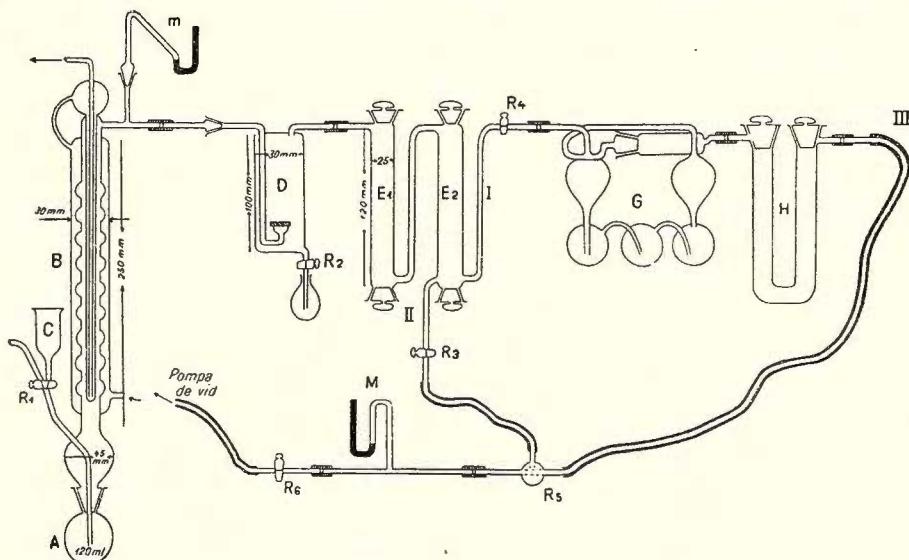
1. Mărimea spațiului oferit bioxidului de carbon dezvoltat trebuie să fie în raportul 1,5:1 față de volumul bioxidului de carbon dezvoltat (pentru 0,2 g bioxid de carbon revin 158—160 ml în condițiile vidului de 20—30 mm Hg). În consecință, dimensionarea aparatului trebuie să corespundă și cerințelor de a avea volumul interior de minimum 160 ml.

2. Dimensionarea făcîndu-se pentru volumul bioxidului de carbon dezvoltat la temperatura camerei (20°—25°C), trebuie asigurată o bună răcire a bixi-



dului de carbon dezvoltat pentru a anula creșterea volumului datorită temperaturii. De aici necesitatea utilizării unui refrigerent eficient (refrigerentul cu dublă răcire model ALLIHN—MC CREADY—HASSID (5).

3. Antrenarea totală a bioxidului de carbon dezvoltat din spațiul de acumulare, în fiola de absorbție cere trecerea unui volum de aer de 2–2,5 ori mai mare decât volumul spațiului de acumulare; pentru a avea timpul de aerare



Aparat pentru determinarea carbonului organic total din soluri.

minim este necesar ca volumul aparatului să fie cît mai apropiat de volumul menționat vezi punctul 1).

Aparatura folosită prezintă următoarele caracteristici (vezi figura):

a) Vasul spălător *D* are tija de barbotare terminată cu placă filtrantă din sticlă de porozitate *G* și se încarcă cu acid sulfuric conc. cu ajutorul vidului. Acest vas prezintă avantajul că permite realizarea vidului în aparatură într-un timp scurt, deoarece încărcarea vasului se face după evacuarea aerului din aparatură și prin aceasta se evită antrenarea lichidului din vas în aparatură.

În cazul solurilor saline se intercalează în aparatură, între refrigerent și vasul spălător *D*, un al doilea vas spălător de același tip, încărcat cu soluție saturată de KJ.

b) Turnurile de uscare *E*<sub>1</sub> și *E*<sub>2</sub> sunt încărcate fie cu piatrăponce saturată cu sulfat de cupru anhidru, fie cu clorură de calciu siccum saturată în prealabil cu bioxid de carbon, pentru neutralizarea oxidului de calciu care impurifică clorura de calciu.

## Partea experimentală

*Reactivi și materiale.* Metoda folosește următorii reactivi și materiale care se produc în țară:

a) Mixtura oxidantă. Într-un balon de Pyrex sau de cuart de 1 litru se introduc 25 g  $\text{CrO}_3$ , 5 g  $\text{KJO}_3$ , 167 ml  $\text{H}_3\text{PO}_4$  ( $d = 1,72$ ) și 333 ml  $\text{H}_2\text{SO}_4$  fumans. Adăugarea acidului sulfuric fumans se face în porțiuni mici, odată cu agitarea balonului sub curent de apă rece. Balonul se încălzește pe baie de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  conc. pînă la  $140-150^\circ\text{C}$ . În timpul încălzirii se rotește balonul din cînd în cînd pentru a ajuta dizolvarea  $\text{CrO}_3$  și a expulza  $\text{CO}_2$  format prin oxidarea urmelor de materie organică care impurifică reactivii. Cînd a fost atinsă temperatura de  $150^\circ\text{C}$  se îndepărtează flacăra, se acoperă deschiderea balonului cu un pahar răsturnat și se lasă să ia temperatura camerei. După aceea, conținutul balonului se trece într-un vas prevăzut cu dispozitiv de sifonare care are legătura cu atmosfera printr-o serie de vase de uscare. Este important ca mixtura să nu vină în contact cu umezeala din aer, deoarece se micșorează sensibil capacitatea de oxidare a mixturii<sup>1)</sup>.

- b) Iodat de potasiu p.a. pulverizat.
- c) Acid sulfuric conc. ( $d = 1,84$ ) p. a.

d) Soluția saturată de iodură de potasiu: la 100 ml apă acidulată cu  $\text{H}_2\text{SO}_4$  se adaugă 120 g KJ tehnică (acidul sulfuric anulează eventuala alcalinitate a soluției).

e) Piatraponce saturată cu sulfat de cupru sau clorură de calciu siccum granulație II.

f) Soluție apoasă 45% KOH.

*Mersul determinării.* Proba de sol 8—2 g corespunzătoare dezvoltării a 0,15—0,2 g  $\text{CO}_2$  (în raport cu conținutul în humus și carbonat de calciu) cîntărită la balanță analitică este introdusă în balonul de combustie A uscat. Se adaugă 1,5 g  $\text{KIO}_3$  și după ungerea șlifului cu acid fosforic ( $d = 1,72$ ) balonul se couplează cu refrigerentul.

Robinetele și șlifurile instalației se ung cu unsoare de robinet, în afară de robinetele  $R_1$  și  $R_2$ , care se ung cu acid fosforic conc. întrucît vin direct în contact cu mediul sulfuric.

Robinetele  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_4$  fiind închise, se realizează în instalație un vid de 20—40 mm Hg prin aplicarea vidului la robinetul  $R_3$ , aducîndu-se robinetul  $R_5$

<sup>1)</sup> La prepararea mixturii există uneori dificultatea ca  $\text{CrO}_3$  să conțină prea multă apă. În acest caz se recomandă stabilirea concentrației  $\text{CrO}_3$  prin titrare cu sare Mohr sau KJ.



în poziție convenabilă; mărimea vidului realizat, precum și păstrarea vidului în aparat, se apreciază la manometrul  $M$ , — criteriu luat de noi pentru controlul etanșeității aparatului (vidul realizat trebuie să se păstreze timp de 15 min. la toleranța citirii  $\pm 1$  mm). Vasul spălător  $D$  se încarcă cu acid sulfuric conc. aflat în balonașul  $a$ , prin ușoara deschidere a robinetului  $R_2$  (în același fel se procedează și la încărcarea cu soluție saturată de KJ a vasului spălător utilizat la analiza solurilor saline).

Robinetul  $R_3$  fiind închis, se toarnă în cupa  $C$  15 ml mixtura oxidantă care se introduce în balonul de combustie prin aducerea robinetului  $R_1$  în poziție corespunzătoare; deschiderea robinetului se face cu grijă, astfel ca mixtura să se scurgă încet, pentru a preveni intrarea aerului în aparat. În cazul probelor cu conținut bogat în carbonat sau ușor oxidabile (solurile de munte) se introduce mixtura în porțiuni mici odată cu agitarea balonului de combustie. Dezvoltarea brusă de bioxid de carbon cauzează formarea unei spume ce se ridică chiar pînă la nivelul știfului, antrenînd particule de probă pe pereții balonului care, rămîn astfel în afara mediului de reacție și care cu greu pot fi readuse în acest mediu prin agitare în cursul încălzirii.

Balonul  $A$  se încălzește la flacăra unui bec de gaz în aşa fel încît spumarea să fie moderată, și se agită din cînd în cînd. Pe măsură ce spumarea scade se mărește câte puțin flacăra pînă cînd lichidul începe să fierbă. Cînd în lichid se formează bule mari negre oxidarea este terminată; după aceasta încălzirea este continuată încă un minut. Timpul de încălzire este de 8—12 minute. Trebuie avut grijă ca flacăra să nu fie mărită prea mult, pentru a evita descompunerea termică a  $KIO_3$ , care conduce la formarea de vaporii de iod bruni-roșcați. În acest scop recomandăm încălzirea balonului la un microbec de gaz.

Se deschide robinetul  $R_1$  pentru a face legătura cu aerul; deschiderea robinetului este făcută astfel ca intrarea aerului să fie de 5—8 ml/sec, ceea ce corespunde la o barbotare ușoară în vasul spălător  $D$ . În acest timp se cuplează fiolele tarate (bule de absorbție și tub  $U$  de control) cîntărîte în prealabil. După aducerea spațiului de acumulare a bioxidului de carbon la presiunea atmosferică se face legătura fiolelor tarate cu pompa de vid prin robinetul  $R_5$ . Robinetele  $R_1$  și  $R_4$  sunt lăsate deschise. Reglarea absorbției se face prin mînuirea atență a deschiderii robinetului de la vasul de siguranță intercalat între pompa de vid și robinetul  $R_5$ , în aşa măsură încît barbotarea în bulele de absorbție să fie de 2—3 bule/sec. Se continuă aerarea timp de 30—35 minute. Apoi se închide robinetul  $R_6$  și se decuplează fiolele tarate. După 15 minute se cîntăresc. Creșterea în greutate a fiolelor corespunde bioxidului de carbon dezvoltat. Dacă creșterea în greutate a tubului de control depășește 10 mg trebuie înlocuită încărcătura fiolelor de absorbție și repetată determinarea.



*Calculul rezultatelor.* Conținutul în carbon al probei analizate se obține din g probă și g bioxid de carbon determinat, folosindu-se formula:

$$\text{Carbon \%} = \frac{\text{g CO}_2 \times 27,27}{\text{g probă}}$$

În cazul probelor ce conțin carbonat se scade cantitatea de bioxid de carbon corespunzătoare carbonațiilor, determinată suplimentar printr-o metodă de aceeași precizie (metodă gaz-absorbtivă).

*Rezultatele experimentale.* În tabloul 1 se indică rezultatele obținute pe cîteva probe de soluri reprezentative (caracterizate în tabloul 2) care au fost analizate de asemenea prin metoda combustiei uscate (metoda Dennstedt), metoda Knopp și metoda titrimetrică (2).

Analizele prin combustie uscată au fost executate de I. HRISTESCU și I. GHERGHEL, analizele prin metoda Knopp de M. DOBRESCU iar analizele prin metoda titrimetrică de ELENA BOBAN.

Analiza granulometrică și pH au fost executate de Laboratorul de chimie (Serv. Pedologie).

Pentru aprecierea reproductibilității metodei sînt figurate în tabloul 3 rezultatele obținute la două probe de sol.

### Concluzii

Metoda prezintă aceeași precizie și acurateță ca și metoda combustiei uscate. Durata unei analize este de 80 min.; prin folosirea unui procedeu gaz-absorbtiv titrimetric este posibilă reducerea timpului la jumătate (40 min.). Spre deosebire de substanțele organice pure, pentru care combustia durează 2–3 minute (7, 5), în cazul substanțelor humice din soluri combustia s-a dovedit completă în 8–12 min. (timpul maxim corespunde rendzinelor, solurilor argiloase). Diferența aceasta în comportarea la oxidare a materiei organice din soluri se poate explica prin starea coloidală a materiei organice și argilozitatea solurilor (2). Experiența recentă a lui WELTE (10) în privința influenței absorbției substanței organice de către argilă asupra micșorării gradului de oxidare vine în sprijinul explicației.

Deoarece metoda este precisă și rapidă, prezintă o productivitate crescută față de metoda Knopp, iar calitatea determinărilor este asigurată prin modul de lucru ușor controlabil, propunem să se studieze introducerea ei în locul metodei Knopp. Aceasta ar avea ca rezultat totodată și reducerea volumului de determinări prin metoda titrimetrică (modificația T. GOGOASĂ) (2), cunoscută ca puțin precisă.



**TABLOUL 1**  
*Analiza probelor de soluri*  
*(rezultatele exprimate în g Carbon la 100 g sol)*

Nr. probei	Combustie uscată		Combustie umedă					
	Metoda gaz-absorbtiv gravimetrică g%		Metoda propusă g%		Metoda Knopp g%		Metoda titri- metrică <sup>1)</sup> (2) g%	
	Determ. indiv.	Media determ.	Determ. indiv.	Media determ.	Determ. indiv.	Media determ.	Determ. indiv.	Media determ.
1	1,86		1,80		1,75		1,57	
	1,82	1,84	1,81	1,81	1,79	1,77	1,58	
2	—		3,16		3,11		2,74	
	—		3,19	3,18	—	3,11	2,79	2,78
3	4,25		4,25		4,13		3,85	
	4,22	4,23	4,28	4,27	4,11	4,12	3,82	3,84
4	4,56		4,51		4,35		3,88	
	4,54	4,55	4,48	4,50	4,33	4,34	3,98	3,93
5	2,08		2,07		2,05		1,84	
	2,06	2,07	2,03	2,05	2,01	2,03	1,78	
6	1,91		1,90		1,87		1,70	
	1,92	1,92	1,95	1,92	1,90	1,89	1,73	1,72

<sup>1</sup> In calculul rezultatelor nu s-au introdus factorul mediu de corecție și factorii de corecție pentru tipul de sol; rezultatele corespund « valorii de oxidare » a metodei.

**TABLOUL 2**  
*Caracterizarea solurilor luate în analiză*

Nr. probei	Nr. profil. și foaia localizării	Tipul genetic de sol	Orizontul și adîncimea cm	Tex- tura	Argila < 0,002 mm	Gradul de sa- turație în baze V %	pH în sus- pensie apoasă	CaCO <sub>3</sub> %
1	43/XXII/V 10,5 km S Mărculești sat	Cernoziom ciocolatiu	A; 20–40	lut	27,46	100	—	0,31
2	132/2555 NE Calan	Rendzină pe calcar organo- gen	A; 0–10	lut nisipos	16,10	100	7,96	27,12
3	526/5671/4 com. Rece Islaz	Pseudo- rendzină	A; 0–20	argilă	54,38	78,3	5,41	0,00



Nr. probei	Nr. profil. și foia localizării	Tipul genetic de sol	Orizontul și adâncimea cm	Tex-tura	Argila < 0,002 mm	Gradul de sa-turăție în baze V %	pH în sus-pensie apoasă	CaCO <sub>3</sub> %
4	41/4856 E. Bogza	Cernoziom argilos	A; 0–20	argilă	55,78	92,9	6,29	0,00
5	14/2960 șoseaua Sebeș — Pianul de Jos	Cernoziom degradat format pe lăco-viște	A; 0–15	lut argilos	37,26	85,4	5,67	0,00
6	73/S XIX 700 m Movilă Lăscărache	Solonțeac	A; 0–5	lut	31,39	100	7,86	1,03

TABLOUL 3  
Date asupra reproductibilității metodei

Tipul de sol	Carbo n %	
	Determ. indiv.	Media determ.
Pseudorendzină levigată	5,76	5,74
	5,78	
	5,70	
	5,71	
	5,74	
Sol negru de fîneață umed	3,43	3,40
	3,38	
	3,40	

## BIBLIOGRAFIE

1. DRAGUNOV S. S. Metode de cercetare a substanțelor humice. *Lucrările Inst. de Pedologie «V. V. Docuceaev»*, XXXVIII, p. 86. 1951 Moscova (în limba rusă).
2. GOGOAŞĂ TH. Dozarea titrimetrică a humusului din sol. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954–1955), p. 251–271. București, 1959.
3. KATZ J., ABRAHAM S. and BAKER N. Analytical procedures using a combined combustion-diffusion vessel. *Anal. chem.* 26, 9, p. 1503–1504. 1954.
4. LINDENBAUM A., SCHUBERT J. and ARMSTRONG W. D. Rapid wet combustion method for carbon determination. *Anal. chem.* 20, 11, 1120–1121. 1948.
5. FARRINGTON P. S., NIEMANN C. and SWIFT E. H. Determination of carbon by wet combustion. *Anal. chem.* 21, 11, p. 1423–1424. 1949.



5. MC CREADY R. M. and HASSID W. Z. Semimicrodetermination of carbon using the Van Slyke—Folch oxidation mixture. *Ind. and. eng. Anal.* Ed. 14, p. 525—528. 1942.
6. SCHOLLENBERGER C. J. The determination of soil organic matter. *Soil Sci.*, 59, p. 53—56. 1945.
7. VAN SLYKE D. D., FOLCH I. and PLAZIN. Manometric carbon determination. *J. biol. chem.* 136, p. 509—545. 1940.
8. VAN SLYKE D. D. Wet carbon combustion and some of its applications. *Anal. chem* 26, 11, p. 1706—1712. 1954.
9. VAN WESEMAEL J. Сн. and LEHR J. J. The applicability of the dichromate method for the determination of soil organic matter. *Rapports du VI-e Congrès International de la Science du sol.* vol. B, p. 593—599. Paris, 1956.
10. WELTE E. Z. Über die Bestimmung des Kohlenstoffs auf oxidimetrischem Wege. *Z. Pflanzendüng. Bodenkunde* 70, 1 p. 26—35. 1955.

---

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩЕГО ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ  
АЛЕКСАНДРУ ДИМИТРИУ

(Краткое содержание)

---

Описан метод для определения общего органического углерода в почвах, основанный на использовании безводной смеси ван Слайк-Фольх-Плазин (1) в приборе модели Креди-Хэссид (2).

Органический углерод, содержащийся в аналитическом образце почвы, окисляется до двуокиси углерода—под воздействием безводной смеси в условиях теплоты;  $\text{CO}_2$  развивается в вакууме (20—40 мм рт. ст.) и после окончания сгорания он захватывается воздушным потоком направляется в тарированные бутылки содержащие  $\text{KOH}$  45%.

Продолжительность полного анализа составляет 80 минут. Для сгорания требуется 8—12 минут.

Даны результаты полученные при типичных почвах (таб. 1 и 2) по методу Деништедта, Кноппа, Уолкли-Блека, модификации Т. Гогоашэ и по описанному здесь методу. Точность и аккуратность метода — такая же как и при методе Деништедта.

---

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА

Аппарат для определения общего содержания органического угля в почвах.



Institutul Geologic al României

## MÉTHODE PRÉCISE DE DÉTERMINATION PAR VOIE HUMIDE DU CARBONE ORGANIQUE TOTAL DES SOLS

PAR  
ALEXANDRU DIMITRIU

(Résumé)

L'auteur présente la méthode de détermination du carbone organique total dans les sols à l'aide de la mixture anhydre Van Slyke— Folch— Plazin (1) dans l'appareil McCready Hassid (2) modifié.

Le carbone organique de l'échantillon de sol est oxydé à chaud en bioxyde de carbone par l'action de la mixture anhydre; le bioxyde de carbone se dégage dans le vide (20 — 40 mm col. Hg) et à la fin de la combustion il est entraîné dans un courant d'air et retenu dans des vases d'absorbtion contenant du hydroxyde de potassium 45%.

La durée d'une analyse complète est de 80 minutes; la combustion exclusive comporte 8 — 12 minutes.

L'auteur présente les résultats obtenus avec des sols représentatifs (tabl. 1 et 2) par les méthodes Dennstedt, Knopp, Walkley — Black (modification Th. Gogoașă) et la méthode que nous venons de présenter. Cette méthode accuse la même précision et exactitude que la méthode Dennstedt.

### EXPLICATION DE LA FIGURE

Appareil pour la détermination du carbon organique total des sols.



## C U P R I N S U L

Pag.

AIRINEI ST. Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei de Trestioara (Reg. Ploiești) . . . . .	265
CÂRSTEA D., CONEA ANA, POPOVĂȚ ANGELA, VOLOVICI C. și MUCENIC IULIA. Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui – Ialomița . . . . .	393
CÂRSTEA ST. și MARȚIAN N. Cercetări pedologice în sectorul Olt–Cerna–Piatra Olt–Băbeni-Bistrița . . . . .	371
CONEA ANA, POPOVĂȚ ANGELA, VOLOVICI C., MUCENIC IULIA și CÂRSTEA D. Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui–Ialomița . . . . .	393
— TUTUNEA C. și MUICĂ N. Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș . . . . .	337
CONSTANTINESCU P. și PAICU D. Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Cristur . . . . .	279
— și TEODORESCU V. Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Balta Albă	305
CONSTANTINOF D. Cercetări geologice în partea de sud-vest a Munților Sebeș . . . . .	213
DIMITRIU A. Metodă precisă de determinare pe cale umedă a carbonului organic total din soluri . . . . .	417
DRAGOȘ V. și NEDELCU I. Cercetări geologice în Bazinul Orăștie . . . . .	243
GHENEÀ C. Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea văilor Timiș și Bistra, între Slatina-Timiș și Oțelul Roșu . . . . .	37
IONESI L. Geologia regiunii dintre P. Bolovăniș și P. Rădvanu (valea superioară a Tarcăului) . . . . .	183
LAZĂR F. LAZĂR. Cercetări experimentale asupra rocelor carbonatațe în scopul proiectării construcțiilor hidrotehnice . . . . .	107
MARINESCU I. Cercetări geologice în Flișul Munților Buzăului . . . . .	61
MARȚIAN N. și CÂRSTEA ST. Cercetări pedologice în sectorul Olt–Cerna–Piatra Olt–Băbeni-Bistrița . . . . .	371
MIRĂUȚĂ E. și MIRĂUȚĂ O. Observații asupra structurii geologice a regiunii Bașpunar–Camena–Ceamurlia de Sus (Dobrogea) . . . . .	83
MIRĂUȚĂ O. și MIRĂUȚĂ E. Observații asupra structurii geologice a regiunii Bașpunar–Camena–Ceamurlia de Sus (Dobrogea) . . . . .	83
MOTAȘ I. Date noi cu privire la corelarea Miocenului . . . . .	159
MUCENIC IULIA, CONEA ANA, POPOVĂȚ ANGELA, VOLOVICI C. și CÂRSTEA D. Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui–Ialomița . . . . .	393
MUICĂ N., CONEA ANA și TUTUNEA C. Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș . . . . .	337



	Pag.
NEDELCU I. și DRAGOȘ V. Cercetări geologice în Bazinul Orăștie . . . . .	243
NIȚĂ-PION P. Considerații asupra vîrstei și orizontării stratelor cu cărbuni dintre văile Topolița și Coșuștea . . . . .	169
PAICU D. și CONSTANTINESCU P. Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Cristur . . . . .	279
— și PĂSAT T. Prospecțiuni seismice regionale în regiunea Tecuci . . . . .	317
PÂRVU G. Cercetări geologice tehnice asupra zăcămîntului calcaros de la Banpotoc . . . . .	95
PĂSAT T. și PAICU D. Prospecțiuni seismice regionale în regiunea Tecuci . . . . .	317
POPOVĂȚ ANGELA, CONEA ANA, VOLOVICI C., MUCENIC IULIA și CÂRSTEIA D. Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui—Ialomița . . . . .	393
SAVU H. Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea . . . . .	11
— Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș—Pirnești din masivul Drocea . . . . .	137
SCHOVERTH ECAT. Observații asupra genului Limnocardium stoliczka . . . . .	205
SOLOMON A. și VASILIU I. Cercetări seismometrice în regiunea Galați . . . . .	329
SPIRESCU M. Propuneri cu privire la notarea eroziunii solurilor levigate din regiunea deluroasă . . . . .	409
TEODORESCU V. și CONSTANTINESCU P. Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Balta Albă. . . . .	305
TUTUNEA C., CONEA A. și MUICĂ N. Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș	337
VASILIU I. și SOLOMON A. Cercetări seismometrice în regiunea Galați . . . . .	329
VISARION M. Anomalie majoră a cîmpului gravimetric de la Colibița. . . . .	285
VOLOVICI C., CONEA ANA, POPOVĂȚ ANGELA, MUCENIC IULIA și CÂRSTEIA D. Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmățui—Ialomița . . . . .	393

Redactor: Mircea D. Ilie

Tehnoredactor: G. Cazaban

Traduceri: C. Missir, I. Tețulescu, V. Tamaș  
Illustrația: I. Petrescu

Dat la cules: 18.1.1961 Bun de tipar: 2.4.1962 Tiraj: 1550 ex.  
Hîrtie velină 45,5 gr/m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar: 27,75  
Com. 34/1961. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55 (058)

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică nr. 4. Calea  
Serban Vodă nr. 133–135, — București — R.P.R.





Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României