

A. Beldiceanu

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

lipsă min.

*Sandul & Sandul p. 383
Bucureşti - Oțelul - Comuna*

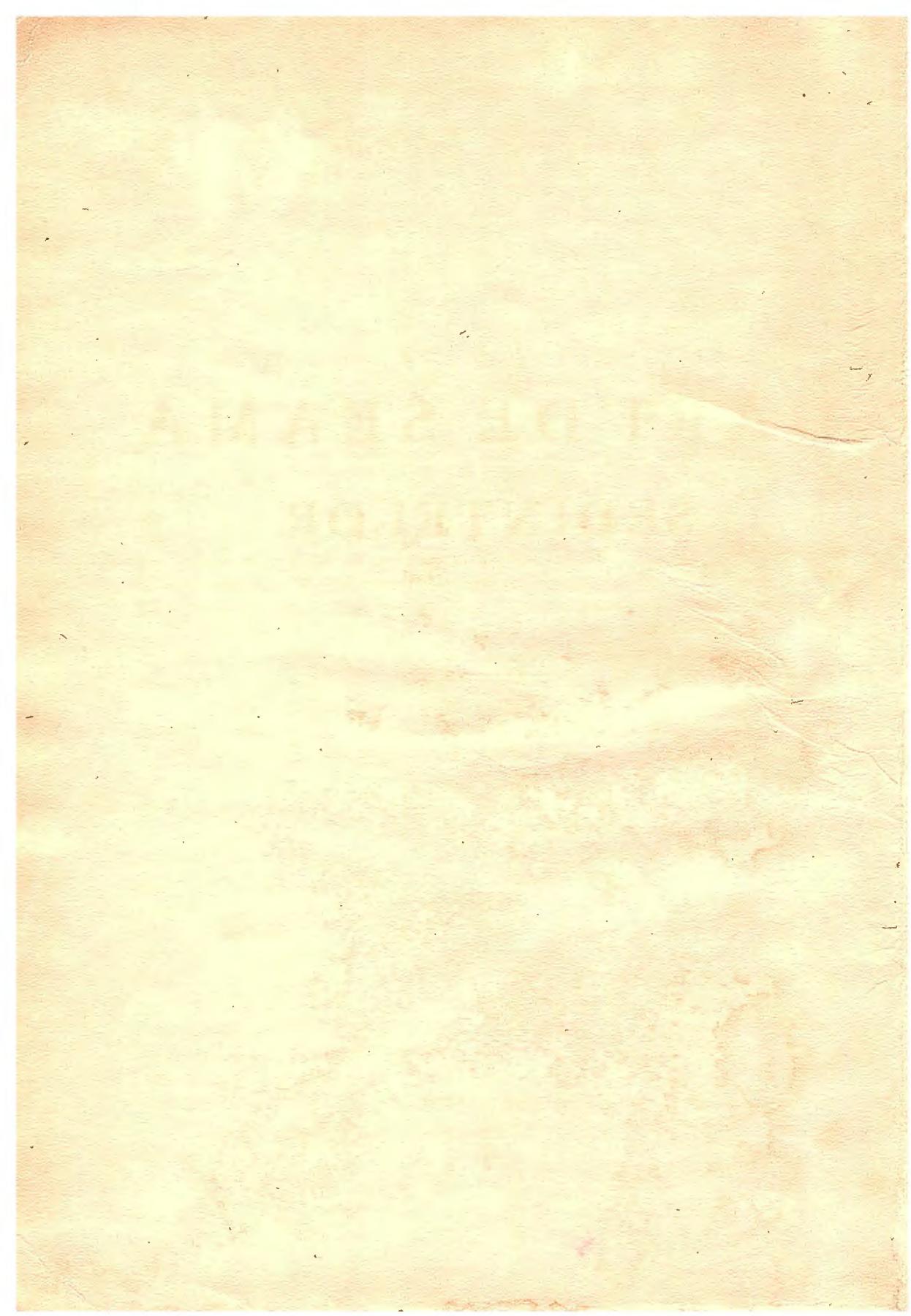
DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINȚELOR

VOL. L

(1962 — 1963)

Partea II-a

BUCUREŞTI
1964



REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. L
(1962 — 1963)

Partea II-a

BUCUREŞTI
1964

CERCETĂRI STRUCTURALE ȘI STRATIGRAFICE
ÎN CRISTALINUL BISTRITÉI
(REGIUNEA BÂRNĂREL – HOLDIȚA)¹⁾

DE

M. CODARCEA, I. BERCIU, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN

În cursul anului 1962 s-au executat o serie de profile în zona Cristalinului Bistritéi cuprinsă între valea Bârnărelului (la N) și văile Holdița și Caboaia (la S) în vederea descifrării stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene de aici. Cercetările s-au efectuat sub îndrumarea directă a conducerii Comitetului Geologic.

În regiunea menționată s-au studiat profilele geologice ale următoarelor văi: Bârnărel, Bârnar, Leșul, Ursul, Isipoaia, Holdița, Caboaia și Tarnița (vezi figura).

Istoricul cercetărilor geologice. Primele cercetări în cristalinul Bistritéi au fost efectuate de P. PONI (9), V. C. BUTUREANU, (2, 3), Th. NICOLAU (7) și R. PASCU (8). În aceste lucrări s-au acumulat o serie de date referitoare la rocile eruptive și la mineralizațiile de Mn și mai puțin la șisturile cristaline care intră în constituția acestor munți.

O primă prezentare mai de ansamblu a datelor referitoare la fundația cristalină al Carpaților orientali a fost făcută de TH. KRÄUTNER în anul 1938 (5), lucrare însotită de o schiță tectonică în care sunt reprezentate principalele serii cristalofiliene și raporturile lor. Autorul pune în evidență o serie mesozonală (seria Bretila) și o serie epizonală, reprezentând împreună unitatea autohtonă, peste care se suprapune în contact anormal o serie mezozonală care reprezintă unitatea șariată. Trebuie să remarcăm de asemenea că în această lucrare au fost trasate pentru prima dată structurile majore din zona cristalină a Carpaților orientali. TH. KRÄUTNER s-a ocupat de asemenea și de depozitele sedimentare mezozoice.

În 1938, M. SAVUL (12) cercetând Cristalinul Bistritéi descrie șisturi epizonale, intermediare și mezozonale, reprezentându-le în prima hartă

¹⁾ Comunicare în ședință din 31 mai 1963.

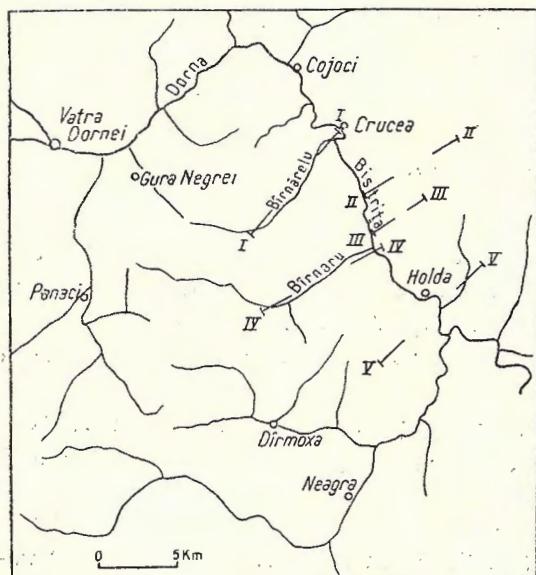
mai detaliată a Cristalinului Bistriței. În regiunea Bârnar—Bârnărel—Dirmoxa, arată raporturile anormale între „pînza mezozonala de Bârnar” și autohtonul reprezentat prin sisturi epizonale care tree spre bază la sisturi mezozonale. Descrie și caracterizează petrografic și chimie (12,13) gnaisele porfiroide de Pietrosul, arătind că acestea reprezintă un dyke de roci porfirice metamorfozate pus în loc după șariajul pînzei de Bârnar,

pe care o străbate în partea de E. În ceea ce privește vîrsta metamorfismului, autorul admite că acesta a avut loc într-o fază hercinică veche, post-devoniană. Șariajul pînzei de Bârnar s-ar fi produs într-o fază hercinică mai nouă, (pretriasică) în care timp s-ar fi intrus și dyke-ul gnaiselor porfiroide. Autorul admite că o serie de structuri sinclinale și anticlinale, pe care le descrie, s-ar datora unor mișcări post-hercinice. Încălcarea cristalinului peste stratele de Sinaia, este presupusă a fi avut loc în Cretacicul superior. În 1952—1953 cu ocazia unor lucrări de prospecțiuni pentru sulfuri complexe¹⁾ autorul menționează că studiul părții de E a regiunii, constatănd următoarea succesiune în Cristalinul epizonal din apropierea mineralizațiilor de sulfuri (pentru care admite în general o origine sedimentară): în bază apar cîuartite negre, peste care urmează sisturi sericitoase, apoi orizontul rocilor porfirogene, la partea superioară a căreia apare orizontul sisturilor cu sulfuri; seria se continuă cu sisturi sericitoase cu lentile de calcare cristaline.

Partea de E a regiunii a fost studiată între anii 1958 și 1962 de FL. TĂNĂSESCU și G. PITULEA în vederea cartării și prospectării regiunii pentru

¹⁾ a) M. SAVUL. Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri făcute în regiunea Pojarita-V. Colbului-Chirilu-Crucea-Holda. Arh. Com. Geol. 1953.

b) M. SAVUL. Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri făcute în regiunea Gemenea în vara anului 1953. Arh. Com. Geol.



Amplasarea secțiunilor geologice executate în cristalinul Bistriței dintre valea Bârnărel și valea Holdița.
I, Prof. V. Bârnărel; II, Prof. V. Leșului; III, Prof. V. Ursuliu;
IV, Prof. V. Birnar; V, Prof. V. Căboala – V. Holdița.

conturarea zăcămintelor de sulfuri. Cu prilejul acestor cercetări a fost descoperit și zăcămîntul de baritină de la Ostra. Rezultatele acestor cercetări au fost concretizate într-o comunicare însotită de o hartă geologică la scară 1 : 20.000 (15).

În 1960 D. CONSTANTINOF, M. BÎRĂ, V. PUIU, AL. MANEA, M. PUIU și L. DLUJNEVSKI¹⁾ cercetează sectorul Panaci, Crucea, Ostra. Sunt descrise și separate tipurile petrografice, încadrîndu-se în faciesurile metamorfice. Succesiunea stratigrafică în cristalin admisă de autori este următoarea: în rocile faciesului amfibolitic se distinge în bază complexul calcarelor cristaline inferioare peste care se dispune complexul paragnaiselor și amfibolitelor. Urmează o serie de complexe metamorfozate în faciesul de șisturi verzi: în bază complexul micașisturilor, apoi complexul calcarelor intermediare, complexul gnaiselor porfiroide de tip Pietrosul peste care urmează complexul șisturilor sericiticloritoase și al rocilor porfirogene, complexul rocilor cloritoase tufogene, complexul cuarțitelor negre și complexul calcarelor superioare. Rocilor porfiroide de tip Pietrosul li se atribuie o origine eruptivă (admisă de M. SAVUL). Șisturile cristaline formează un anticlinoriu în care se recunoaște o structură în solzi deversați spre vest.

Partea de S a regiunii a fost cercetată de FL. TĂNĂSESCU și C. COSTOIU²⁾, de AL. MANEA și V. PUIU³⁾ descriindu-se diferitele tipuri de rocă înfilnîte și mineralizațiile din zona cercetată.

La N de valea Bârnărel și în valea Dîrmoxa, N. BÎRĂ, V. PUIU și I. TEUCĂ⁴⁾ au pus în evidență mai multe complexe petrografice. Autorii menționează existența a două liniații corespunzătoare la două faze de cutare (caledoniene și hercinice). Regiunea de la W de porfiroidele de la Pietrosul, inclusiv acestea, a fost metamorfozată în prima fază în condițiile faciesului amfibolitic. După metamorfism, a avut loc scufundarea regiunii de la est de gnaisele porfiroide. În această zonă s-au depus sedimente care s-au metamorfozat în a doua fază de cutare, în condițiile faciesului de șisturi verzi; concomitent rocile metamorfozate inițial în faciesul amfibolitic au fost afectate parțial de retromorfism.

¹⁾ D. CONSTANTINOF, N. BÎRĂ, V. PUIU, AL. ANRA, M. PUIU, L. DLUJNEVSKI. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra. Arh. Com. Geol. 1960.

²⁾ FL. TĂNĂSESCU, C. COSTOIU. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în reg. Broșteni. Arh. Com. Geol. 1959.

³⁾ AL. MANEA, V. PUIU. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din cristalinul de la W de Broșteni (Carpății Orientali). Arh. Com. Geol. 1959.

⁴⁾ N. BÎRĂ, V. PUIU, I. TEUCĂ. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Colbu-Chirilu-Dîrmoxa. Arh. Com. Geol. București, 1961.

Luerările de explorare pentru sulfurile complexe și baritină din regiune au fost și sunt executate de către T. E. M. N. și respectiv de către I. S. E. M. în sectoarele Crucea, Leșul Ursului, Isipoaia și Gemenea-Ostra.

Regiunea cuprinsă între văile Bărnărel și Crucea, la N, și văile Căboiaia și Holdița, la S, este alcătuită predominant din sisturi cristaline care au constituit obiectul principal al cercetărilor noastre. În partea de E aceste formațiuni suportă depozitele sedimentare mezozoice și încălecă spre E formațiunile flișului cretacic inferior. Sisturile cristaline sunt străbătute local de filoane de lamprofire, iar în partea de W de către eruptivul neogen al Munților Călimani.

În considerațiile noastre ne vom referi numai la zona cuprinsă între flișul cretacic inferior și partea mijlocie a bazinelor văilor Bărnărel, Bărnar și Căboiaia, sector în care au existat suficiente deschideri pentru a se putea obține o imagine stratigrafică și tectonică cît mai completă. În această regiune profilele arată existența a două unități tectonice bine individualizate : unitatea estică și unitatea vestică. Aceste două unități sunt separate prin dyke-ul gnaiselor porfiroide de Pietrosu, mărginit de o parte și de alta (la E și W) de două falii direcționale importante marcate de milonite și fenomene diaftoritice. Întrucât în stadiul actual al cercetărilor noastre, nu se poate întrevedea legătura stratigrafică între aceste două compartimente, se impune tratarea lor separată.

În vederea orizontării cristalinului au fost executate profile foarte amănunte, prin compararea cărora și prin completarea lor reciprocă putindu-se obține o imagine de ansamblu asupra succesiunilor stratigrafice din cele două compartimente. Aceste profile au permis : descifrarea structurii de amănunt a sistemelor cristaline, stabilirea unor nivele reper și separarea unor complexe cu valoare stratigrafică.

a) Descifrarea structurii de amănunt a sistemelor cristaline s-a efectuat cu ajutorul metodelor de cercetare microstructurală. Astfel în primul rînd s-a deosebit statificația inițială a rocilor de sistozitatile de clivaj foarte frecvente în rocile incompetente (care adesea a indus în eroare pe cei care le-au luat drept statificație). Urmărirea statificației inițiale în profil transversal pe structură a fost posibilă prin observarea continuă a flancurilor cutelor și microcutelor (flancuri normale și flancuri inverse). Astfel s-a putut obține relieful structurii majore. Vergența cutelor reprezentate în profile a fost determinată prin măsurarea poziției clivajului axial și a planului axial în general. Elementele lineare măsurate (lineații și axe de cunți) ne-au indicat poziția axului structurii majore (afundări și ridicări axiale).

b) Pe profilele parcurse s-au întîlnit o serie de nivele caracteristice cu dezvoltare largă pe direcție care reprezintă repere stratigrafice sigure și care ajută la urmărirea reliefului structurii majore și permit orizontarea cristalinului. Drept astfel de nivele am utilizat de exemplu nivele de cuarțite negre, nivelul calcaros care ocupă o poziție mediană în complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase și nivelul blastopsefitic din baza unității estice.

c) Separarea complexelor cu valoare stratigrafică s-a făcut prin gruparea diferențierelor orizonturi delimitate de nivelele reper. Această grupare s-a făcut ținându-se semn de asociația naturală a rocilor determinată de evoluția sedimentării și magmatismului în geosinclinal: astfel, de exemplu au fost grupate în același complex tufurile și lavele acide metamorfozate produse ale unei anumite faze vulcanice bine definite cu extindere regională; cuarțitele negre și șisturile grafitoase asociate lor (de asemenea cu dezvoltare regională în Carpații orientali) reprezentând un moment bine definit în procesul de sedimentare au fost grupate într-un singur complex; similar s-a procedat și cu asociația calcarelor și amfibolitelor din unitatea vestică.

Considerăm că extinderea complexelor stabilite poate fi regională pentru cristalinul Carpaților orientali, deoarece ele corespund, după cum am arătat mai sus, unor momente bine definite în evoluția condițiilor de sedimentare și magmatism din geosinclinal. În schimb orizonturile care constituie aceste complexe nu pot avea întotdeauna extinderea regională a complexului respectiv, întrucât ele reflectă condițiile litogenetice concrete, mai mult sau mai puțin locale, care se manifestau în timpul perioadei respective de evoluție a bazinului.

Stratigrafia șisturilor cristaline

În urma profilelor executate în Cristalinul Bistriței, între valea Bârnărel și valea Holdița, s-a descifrat structura geologică punându-se în evidență două unități tectonice separate prin porfiroidele de Pietrosu și de faliile direcționale care-l mărginesc. Datorită acestui fapt stratigrafia șisturilor cristaline a fost stabilită pentru fiecare unitate tectonică în parte, și este prezentată în tabelul alăturat.

1. Unitatea vestică. Unitatea vestică se dezvoltă la W de porfiroidele de tip Pietrosu. Structura și alcătuirea petrografică a acestei unități pot fi observate în profilul transversal al văilor Bârnar și Bârnărel, care oferă cele mai bune deschideri. Rocile se caracterizează printr-un grad în general mai avansat de metamorfism și formează un anticlinal major cu flancul estic faliat la limita cu porfiroidele.

TABEL
Succesiunea stratigrafică în cristalinul Bistriței

Unitatea estică				
	Denumirea complexului	Denumirea orizonturilor	Grosimi	Faciesul metamorfic
d	Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare	—	600—700 m (grosime cunoscută)	
c	Complexul porfiroidelor și tufoidelor acide ¹⁾	—	500—650 m	
b		b ₃ orizontul superior (cuarțite negre superioare și șisturi grafitoase)		
	Complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase	b ₂ orizontul median (calcaros)	250—350 m	Faciesul șisturilor verzi (subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit și subfaciesul cuarț-albit-biotit)
		b ₁ orizontul inferior (cuarțite negre inferioare și șisturi grafitoase)		
a		a ₃ orizontul superior sericito-cloritos	200—250 m	
	Complexul șisturilor sericito-cloritoase inferioare cu intercalații de roci blastopsefítice	a ₂ orizontul median blastopsefític	100—150 m	
		a ₁ orizontul inferior sericito-cloritos (cu intercalații de cuarțite)	200—250 m (grosime cunoscută)	

¹⁾ Rocile porfiroide și tufoide acide corespund grupei rocilor porfirogene denumită astfel de către I. ATANASIU (1).

Conform principiului cartării stratigrafice definit mai înainte, în cadrul acestei unități se pot stabili două complexe bine caracterizate : A, complexul calcarelor cristaline și al amfibolitelor, care ocupă o pozitie inferioară și B, complexul șisturilor sericito-cloritoase, sericito-grafitoase și al șisturilor biotitice, la partea superioară.

A Complexul calcarelor cristaline și al amfibolitelor (peste 950—1100 m grosime), se dezvoltă în ambele flancuri ale anticlinalului din valea Bărnarului, cuprindând două orizonturi stratigrafice : A₁ orizontul calcarelor și dolomitelor cristaline în bază și A₂ orizontul amfibolitelor și paragnaiselor, la partea superioară a complexului.

A₁ Orizontul calcarelor și dolomitelor cristaline (peste 450 — 500 m grosime) bine deschis în valea Bărnarului, corespunde complexului calcarelor cristaline inferioare, separat de CONSTANTINOF D. și colaboratorii ¹⁾. Acest orizont este format din dolomite cristaline rubanante cu zone de talcizări și calcare zaharoide uneori cu tremolit. Ultimile se întâlnesc mai ales în baza orizontului (către axul anticlinalului). Din cauza afundării axiale a structurii spre N, în valea Bărnarrel acest orizont nu mai apare la zi.

A₂ Orizontul amfibolitelor și paragnaiselor (500 — 600 m grosime). Corespunde în parte complexului paragnaiselor și amfibolitelor separat de CONSTANTINOF și colab. ¹⁾ Se întâlnesc pe valea Bărnarrel și Bărnar. În valea Bărnarului acest orizont îmbracă structura anticlinală, fiind mai bine dezvoltat în flancul vestic între văile Tomnatecului și Plotonului. El este alcătuit dintr-o alternanță de paragnaise micacee, șisturi cuartitice cu biotit, micașisturi cu intercalății de amfibolite, calcare dolomitice și dolomite cristaline. La partea superioară se întâlnesc intercalății de calcare cristaline zaharoide și lentile de amfibolite cu magnetit. În partea inferioară mai apare un nivel de amfibolite cu magnetit care se regăsește în axul anticlinalului de pe valea Bărnarrel.

B Complexul șisturilor sericito-cloritoase, sericito-grafitoase și al șisturilor biotitice (1200—1250 m), apare bine deschis în valea Bărnarului începînd din aval de confluența cu valea Plotonului, spre amonte pînă la confluența cu valea Cîrjanului. Complexul este constituit din două orizonturi stratigrafice : B₁ orizontul șisturilor cuartitice-biotitice, la partea inferioară și B₂ orizontul șisturilor sericito-cloritoase și sericito-grafitoase, la partea superioară.

B₁ Orizontul șisturilor cuartitice biotitice (500 m grosime), este alcătuit din șisturi cuartitice biotitice, șisturi cuartitice sericitice

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 5.

(continuare tabel)

Unitatea vestică				
B	Complexul șisturilor sericito-cloritoase, sericito grafitoase și al șisturilor biotitice	B ₂ orizontul șisturilor sericito-cloritoase și, sericito-grafitoase	700—750 m (grosime cunoscută)	Faciesul șisturilor verzi Subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.
		B ₁ orizontul șisturilor, cuarțitice biotitice	500 m	Subfaciesul cuarț-albit-biotit
A	Complexul calcarelor și al amfibolitelor	A ₂ orizontul amfibolitelor și al paragnaiseelor	500—600 m	Subfaciesul cuarț-albit-almandin
		A ₁ orizontul calcarelor și dolomitelor	450—500 m (grosime cunoscută)	Faciesul amfibolitelor cu almandin (subfaciesul cuarț-staurolit)

cu biotit uneori slab grafitoase și cuartite biotitice. Foarte rar se întâlnesc intercalații subțiri de șisturi calcaroase. În aceste roci biotitul apare în lamele mici care se dispun în general transversal (oblic) pe șistozitate.

B₂ Orizontul șisturilor sericito-cloritoase și sericito-grafitoase (700—750 m) este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase cuarțitice, șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase și cuartite grafitoase. Termenii mai bogăți în grafit formează partea inferioară a orizontului trecind în jos la șisturile cuarțitice cu biotit.

2. Unitatea estică. Se dezvoltă la E de porfiroidele de tip Pietrosu formând un larg sinclinoriu al căruia flanc estic încalcă peste depozitele flișului cretacic și suportă depozitele mezozoice transgresive ale cuvetei Rărăului.

Șisturile cristaline care formează această unitate se deosebesc de cele ale unității vestice, atât prin gradul lor de metamorfism mai scăzut (faciesul de șisturi verzi) cât și prin diferența de competență. În cadrul acestui compartiment s-au deosebit patru complexe stratigrafice, care în ordinea lor de jos în sus sănt următoarele :a) complexul șisturilor sericito-cloritoase inferioare cu intercalații de șisturi blastopsefítice ; b) complexul

cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase ; c) complexul porfiroidelor și al tufoidelor acide ; d) complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare.

a, *Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de șisturi blastopsefítice* (peste 500 — 650 m grosime), apare bine deschis pe valea Bărnărel, Bărnar și valea Căboaia. În alcătuirea acestui complex se disting următoarele orizonturi : a₁, Orizontul șisturilor sericito-cloritoase inferior cu intercalații cuarțitice ; a₂, Orizontul mediu blastopsefitic ; a₃, Orizontul șisturilor sericito-cloritoase superior.

a₁, *Orizontul inferior al șisturilor sericito-cloritoase* (cu intercalații de cuarțite) (200 — 250 m grosime cunoscută), apare în axul unui anticlinal, de sub orizontul blastopsefitic, imediat la E de porfiroidele de Pietrosu, pe valea Bărnarului și în partea superioară a văii Căboaia. Acest orizont este constituit predominant din șisturi sericitoase, șisturi sericitoase cuarțitice ± clorit, cu intercalații de cuarțite cenușii rubanate și cuarțite sericito-cloritoase ; subordonat apar intercalații de șisturi cuarțitice clorito-sericitoase ± biotit.

a₂, *Orizontul median blasto-psefitic* (100 — 150 m grosime) se dispune la partea superioară a orizontului precedent, reprezentând un pachet constituit din șisturi blasto-psefítice în care se observă o matrice șistoasă cuarțito-sericito-cloritică în care apar elemente remaniate rotunjite de feldspat (feldspat potasic și Schachbrettalbit) cu diametrul de 0,5 — 2 cm. Roca reprezintă probabil termenul metamorfic al unei gresii cu elemente microconglomeratice cu ciment cuarțos argilos.

a₃, *Orizontul superior al șisturilor sericito-cloritoase* (200 — 250 m grosime) se dispune peste nivelul blastopsefitic și se întâlnește bine dezvoltat în văile Bărnărel-Bărnarului, valea Căboaia și în versantul văii Bistriței la gura pârâului Ursului. În cadrul acestui orizont se întlnesc tipuri de șisturi sericitoase satinate, șisturi cuarțitice sericitoase, șisturi cuarțitice sericitoase-cloritoase cu intercalații de cuarțite rubanate și de șisturi sericitoase cu biotit.

b, *Complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase* (250 — 350 m grosime), este același cu orizontul stratigrafic al cuarțitelor negre asociate cu zăcăminte de mangan din Cristalinul Bistriței (11, 12). Poziția cuarțitelor negre sub rocile porfirogene din Cristalinul Bistriței a fost remarcată pentru prima dată de M. SAVUL în 1952 și 1953¹⁾ iar în regiunea Baia Borsă de către M. SOCOLESCU (14). El corespunde deci stratigrafic cu orizontul cuarțitelor negre cu zăcăminte de mangan sedimentogene metamorfozate din zona dealului Rusului — Șarul Dornei — Iacobeni.

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 4.

Complexul corespunde în parte din punct de vedere petrografic, complexului cuarțitelor negre separat (de-a lungul văii Bistrița) de D. CONSTANTINOF și colab¹⁾.

Complexul apare bine deschis în valea Bistriței și în cursul inferior al văilor Bărnărel, Leșului, Ursului, Bărnar, și Căboaia unde se întâlnesc cu înclinări generale spre E, peste complexul șisturilor sericitoase și sub-complexul porfiroidelor și al tufoidelor acide. În partea de S a regiunii, în profilul văii Căboaia și Holdița, complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase apare pe ambele flancuri ale sinclinalui unității estice. Pe flancul estic apare pe valea Holdița la limita cu flișul, iar pe flancul vestic în regiunea cursului mediu al văii Căboaia.

Acest complex este format predominant din șisturi grafitoase în care se disting două nivele de cuarțite negre grafitoase și un orizont intermediar calcaros. În regiunea Broșteni în cadrul acestui complex se întâlnesc zăcăminte de mangan sedimentogene metamorfozate care au fost menționate de cercetătorii anteriori (2, 3, 8, 9). Nivelele de cuarțite negre se dispun la partea inferioară și superioară a complexului în timp ce orizontul calcaros apare în partea mediană a acestuia.

b₁, Orizontul inferior de cuarțite negre și șisturi grafitoase a fost întilnit pe văile Ursului și Căboaia. Cuarțitele negre grafitoase sunt roci dure, compacte care formează bancuri decimetrice și metrice intercalate în șisturile grafitoase.

b₂, Orizontul median calcaros a fost întilnit pe văile Bărnărel și Ursului. Între văile Ursului și Bărnarului orizontul calcaros aflorează în versantul stâng al văii Bistriței și pe drumul de la galeria Isipoaia, ca și în alte puncte unde a fost întilnit complexul grafitos. Acest orizont apare constituit dintr-o serie de strate discontinui, cu grosimi metrice și decimetrice de calcare albe-cenușii, rubanate, uneori cu clorit, cutate și adesea budinate. Ele se înșiră pe același nivel stratigrafic (vezi planșa de profile) fapt care permite încadrarea acestor roci calcaroase într-un orizont stratigrafic. Pe valea Ursului calcarele apar intercalate în șisturi calcaroase, de la care se trece treptat la șisturi grafitoase.

b₃, Orizontul superior de cuarțite negre și șisturi grafitoase se dispune la partea superioară a complexului grafitos în toate profilele, fiind orizontul cel mai constant. Aflorimente se pot vedea în versantul stâng al văii Bistrița la gura pîrîului Bărnărel.

c, Complexul porfiroidelor și tufoidelor acide (500 – 650 m grosime) cuprinde complexul rocilor porfirogene descris de M. SAVUL (12) corespun-

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 5

zind de asemenea în parte petrografic complexului șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice feldspatice și a rocilor porfiogene stabilit de CONSTANTINOF și colaboratorii¹⁾. Acest complex apare la partea superioară a complexului grafitos și este alcătuit din alternanțe de șisturi sericitoase, șisturi sericitoase cloritoase, șisturi sericitoase slab grafitoase, porfiroide de tip hâlleflinta și intercalații subțiri de șisturi cloritoase. În ceea ce privește natura materialului premetamorfic unele șisturi sericitoase reprezintă ca și în accepțiunea lui ION ATANASIU (1), roci tufitogene acide (tufoide acide) iar porfiroidele roci efuzive (lave) acide de tipul riolitelor.

În consecință complexul rocilor porfiroide și al tufoidelor acide reprezintă o alternanță, uneori intimă, de material efuziv acid, tufaceu și terigen în care raporturile dintre acești componente pot varia în limite largi. Este posibil ca produsele unor manifestări mai izolate ale magmatismului acid (ce a dat naștere rocilor porfiogene) să se găsească și la nivele stratigrafice mai sus situate față de complexul rocilor porfiogene, care corespunde fazei principale de activitate a magmatismului amintit.

În cadrul acestui complex în profilele geologice anexate, se pot distinge două nivele mai importante de roci porfiogene cu care sunt asociate mineralizațiile stratiforme de sulfuri complexe, din văile Leșului și Ursului. Aceste nivele sunt formate predominant din șisturi sericitice uneori euarțoase, albicioase (tufitogene), formate aproape exclusiv din sericit și cuarț; porfiroide sticloase (de culoare verzuie) în care se observă fenocristale relicte de cuarț și feldpsat și porfiroide sericitice (gnaise sericitice în clasificarea lui I. ATANASIU (1).

La aceste roci se adaugă intercalații de șisturi terigene reprezentate prin șisturi sericitoase, sericito-cloritoase, cloritoase și sericito-grafitoase.

În partea de S a regiunii în profilul văii Holdița aceste două nivele tind să se unească într-unul singur mult mai gros.

Zăcăminte de sulfuri de la Leșul Ursului fiind asociate și intercalate concordant complexului rocilor porfiroide și tufoide acide cu care sunt cutate și metamorfozate în același timp, trebuie considerate drept acumulări exhalativ—sedimentogene metamorfozate. Ele sunt legate genetic de activitatea hidrotermală a magmatismului rocilor porfiogene. Aceste zăcăminte s-au format prin depunerea sulfurilor în mediul marin în urma unui aport de soluții hidrotermale în acest mediu, similar modului de formare admis pentru zăcămîntul Burloaia—Baia Borșa (10) și pentru altele similare din Carpații orientali (4).

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 5.

d) *Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare* (peste 600 — 700 m grosime) reprezintă ultimul termen stratigrafic cunoscut în regiune al seriei cristaline din unitatea estică, formând umplutura sinclinoriului care se dezvoltă în văile Leșului și Holdița. Complexul are rare intercalății de șisturi verzi tufitogene și uneori cuartite negre.

Rocile sănt reprezentate prin șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuartitice sericitoase, uneori slab grafitoase șisturi grafitoase, sporadic cuartite grafitoase și șisturi cloritoase verzi, tufitogene, și rar lentile de calcare.

Porfiroidele de Pietrosu. Porfiroidele de Pietrosu separă cele două unități pe o distanță considerabilă în Carpații orientali. Aceste roci au fost considerate de către M. SAVUL (12) și în cercetările ulterioare (13)¹⁾, ca reprezentând un dyke de roci eruptive porfirice metamorfozat în condiții de mezozonă. Cercetări mai noi²⁾ au arătat că alături de materialul de origină eruptivă, în zona gnaisului porfiroid apar și pene de roci sedimentogene. Prezența materialului sedimentogen a fost observată și de noi pe valea Bârnărelului, unde se întâlnesc pene de șisturi biotitice terigene și amfibolite (vezi profilul văii Bârnărelului). Caracterul magmatic al porfiroidelor de Pietrosu este relevat de structura porfircă relictă (blastoporfircă) în care se recunosc fenocristale de cuart, care adesea păstrează urme relicte de coroziune magmatică (Pl. II, fig. 1). În aceste cristale se surprind toate stadiile de deformare, de la cristale compacte (uneori bipiramidate) la aglomerări de cuart alungite (lentilizate) și parțial recristalizate (Pl. I, fig. 1, 2, 3). De asemenea se disting fenocristale relicte de feldspat potasic (Pl. I, fig. 4) și Schachbrettalbit. Fenocristalele relicte amintite sunt prinse într-o masă șistoasă alcătuință din cuart feldpsat, și biotit ce reprezintă produsul recristalizării metamorfice a pastei inițiale. În această masă se recunoaște pe alocuri dezvoltarea porfiroblastică metasomatică a feldspatului potasic, fenomen care uneori local (pe valea Bârnărelului) ia o amploare mai mare.

Către zonele periferice se observă porțiuni în care biotitul trece prin diaforeză în clorit. Aceste fenomene de retromorfism au fost descrise de cercetătorii anteriori (12, 13)³⁾. Aceste zone diaforice trec treptat spre contactul estic și vestic al porfiroidelor de Pietrosu cu șisturile celor două unități, la milonite. Acestea indică existența a două falii direcționale

¹⁾ Vezi notele 1, 3 și 4 pag. 5.

²⁾ D. RĂDULESCU, G. CIOFLICA. Raport asupra cercetărilor geologice executate în regiunea văii Borca Arh. Com. Geol. București 1955.

³⁾ Vezi nota 1, pag. 3.

importante care delimitizează porfiroidele de Pietrosu față de unitățile tectonice de la E și W. Înclinarea mare a acestor două fracturi poate fi dedusă atât din înclinarea puternică a suprafeteelor „S” din milonitele menționate cât și din alura cartografică aproape rectilinie a limitelor de E și W a gnaiseelor porfiroide.

Zonele de contact ale porfiroidelor de Pietrosu reprezentând suprafețe de discontinuitate importante, s-au transformat datorită mișcărilor ulterioare în cele două falii direcționale menționate care au putut rejuca în diverse perioade ulterioare.

Tectonica și microtectonica regiunii

Profilele geologice arată că între cele două unități există o deosebire în ceea ce privește gradul de cutare.

Astfel, în unitatea vestică se relievează o structură anticinală clară care a fost menționată de M. SAVUL (12) ca făcind parte din pînza de Bărnar. Această structură este alcătuită din structuri de ordin inferior slab schițate. Relieful tectonic liniștit se datorește gradului de competență ridicat al complexului calcarelor cristaline și al amfibolitelor care datorită grosimii sale (2100 – 2350 m) este nivelul tectonic conducător. În unitatea estică, în schimb, stilul tectonic este puțin deosebit apărînd numeroase cufe minore, adesea strînse pînă la izoclinale, uneori slab aplecate (deversate) spre W. Dacă privim însă structura majoră, observăm că ne găsim în prezență unui sinclinalu larg care corespunde sinclinalului semnalat de M. SAVUL (12) între văile Puzdrei și Holdiței. Complicația cutării se datorește faptului că majoritatea materialului care participă la alcătuirea acestui unități, este incompetent și are tendință să se cufeze strîns și să se dezvolte clivaje. În unitatea estică din această cauză fără ajutorul microtectonicei nu s-ar fi putut rezolva structura geologică. Profilele anexate au fost construite ținînd seama de poziția sistozitatii de stratificatie, de tipul de flanc al cutelor și de vergență în fiecare punct.

a) *Competența rocilor.* În unitatea vestică, în complexul calcarelor cristaline și al amfibolitelor, calcarele cristaline și dolomitele se cufează în cufe de ordin inferior care nu scad sub ordinul zecilor de metri. În schimb rocile complexului superior, al șisturilor sericito-cloritoase, sericito-grafitoase și al șisturilor biotitice, se cufează în cufe mai strînse fără a influența asupra ansamblului structurii de ordin superior. În unitatea estică, dimpotrivă, rocile cele mai competente în ansamblu se dovedesc a fi cele ale complexului rocilor porfiroide și al tufoidelor acide iar cele mai incompetente șisturile grafitoase ale complexului cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase. Nivelele de cuarțite negre grafitoase deși dure tectonic, datorită

faptului că nu sunt prea groase, nu au condus deformarea, supunîndu-se tectonicei masei importante de șisturi grafitoase incompetente care predomină în cadrul complexului menționat.

b) *Cutarea, șistozitatea și clivajul.* Trebuie subliniat că toate rocile din regiune au suferit o cutare sinmetamorfică de îndoire cu alunecare concentrică, neîntîlnindu-se cazuri de cute de alunecare. Cutele șisturilor cristaline din regiune au luat naștere astfel în timpul mișcărilor sinmetamorfice.

Șisturile grafitoase prezintă cutarea decimetrică și centimetrică a șistozității de stratificație care se poate identifica mai ușor în varietățile cuarțitice. Pentru rocile incompetente, mișcarea s-a continuat după apariția clivajului pe suprafața acestuia. În șisturile grafitoase moi, clivajul sterge aproape complet șistozitatea de stratificație și se dezvoltă șistozitatea de clivaj sau foliația planului axial. În sinclinaliori unității estice, clivajul axial a servit drept cale de intruziune pentru filoanele de lamprofir, care se întâlnesc pe văile Leșului și Ursului. În profile se observă cum ele pătrund paralele cu planul axial al cutelor. Pe teren, s-a măsurat atât șistozitatea de stratificație, cât și clivajele și șistozitatea de clivaj. De ex: în profilul din valea Ursului, șistozitatea de clivaj în rocile grafitoase înclină în medie cu 70° , în timp ce șistozitatea de stratificație înclină în medie cu $20^{\circ} - 30^{\circ}$.

Examinarea poziției vergenței cutelor, după clivajul axial și după tipul de flanc, a permis construcția cutelor cu vergențe contrare nu numai în zona de sinclinalior dar și în structura anticlinoriului de ordin inferior care apare în valea Ursului, și care ar fi putut fi interpretată ca sinclinal. Observarea tipului de flanc al cutelor, a permis de pildă de asemenea desemnarea flancului răsturnat în complexul grafitos de la S de Isipoaia, care se poate vedea în profilul văii Bărnarului.

Caracterele microtectonice ale șisturilor grafitoase sunt valabile în general și pentru toate șisturile sericitoase, sericito-cloritoase, cuarțitice sericitoase, care participă la alcătuirea unității estice; acestea din urmă prezintă adesea clivajul mult mai slab dezvoltat din care cauză șistozitatea de stratificație și cutele se pot urmări mai ușor.

c) *Fenomene de budinaj* se observă mai ales în orizontul calcaros al complexului cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase pe drumul spre galeria Isipoaia (în versantul Bistriței în aval de Isipoaia) și pe valea Bărnarului. Elementele budinate iau aspecte uneori de „mullion” care rezultă din cutarea și budinarea materialului competent. În unele cazuri se întâlnesc budini rotiti care stau total discordant față de șistozitatea de stratificație, (de exemplu pe drumul ce urcă din valea Bistriței spre galeria Isipoaia). Axele lor sunt paralele cu liniația B principală.

d) *Elementele liniare* apar sub formă de axe de cute și microcute, lineații de dispunere a mineralelor și lineații de intersecție. Am luat în considerație numai axele de cute și lineațile mineralelor a căror poziție dău poziția axei tectonice B principale. În harta prezentată de CONSTANTINOIU D. și colab.¹⁾ sunt reprezentate în această regiune o serie de elemente lineare orientate în general NNW-SSE.

Din studiul poziției elementelor lineare rezultă că în ambele unități axa B are poziția N 10° – 20°W și înclină către NNW cu 10° – 20° excepțional pînă la 30° (Pl. II, fig. a și c). Deci în sectorul cuprins între văile Bărnărel și Holdița, în ambele unități se produce o afundare axială a structurii spre NNW. Aceasta se observă și în profilele geologice: astfel în profilul văii Bărnărel, din cauza afundării axiale, în unitatea estică nu mai apare orizontul șisturilor sericitoase inferioare cu intercalări cuartitice a complexului inferior, iar din orizontul blastopsefitic apare numai partea sa superioară. În unitatea vestică, afundarea axială spre NNW face ca la același nivel topografic, orizontul calcarelor și dolomitelor cristaline bine deschis în anticinalul de pe valea Bărnarului, să nu mai apară în valea Bărnărel, unde apare doar orizontul superior al amfibolitelor și paragnaiselor. Afundarea axială a structurii spre NNW din valea Bărnarului a fost menționată pentru prima dată de M. SAVUL (12). Este de remarcat faptul că în unitatea estică pe valea Ursului începînd din amonte de zona cu filoane de lamprofire, axul devine aproape orizontal păstrînd însă direcția NNW.

În porfiroidele de Pietrosu se dezvoltă o lineație mai accentuată dată de alungirea cuarțului albăstrui și de dispoziția biotitului paralel cu B, care are în general poziția N 20° – 30°W cu înclinații de 15° – 25° spre NNW (Pl. II, fig. b) ca și în rocile celor două unități. Uneori se observă plane de sistozitate care se datoresc mișcările de laminare sinmetamorfice. Coincidența poziției axei tectonice în porfiroidele de Pietrosu și în șisturile cristaline din cele două unități, așa cum rezultă din diagrama generală a elementelor lineare (Pl. II, fig. d), ne determină să admitem că rocile din regiune au suferit un metamorfism sincron, iar mișcările disjunctive ulterioare nu au afectat direcția și sensul înclinației lineaților.

e) *Fisuri și falii*. Fisurile și faliiile care afectează șisturile cristaline, după clasificarea genetică sunt plane de tensiune (ac) și plane de forfecare (hol). Fisurile sunt frecvente în toate complexele.

Faliiile principale care afectează rocile cristaline, sunt falii directive de tip (hol) așa cum se poate observa și în profilele geologice. Pe valea

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 5.

Bărnarului în apropierea faliei direcționale dintre porfiroidele de Pietrosu și unitatea vestică, apar microfalii cu zone de milonite care arată, după sensul deplasării, că unitatea vestică reprezintă, în comparație cu porfiroidele, un compartiment ridicat. De altfel este logic să fie aşa pentru că în acest compartiment ies la zi termeni cu metamorfism mai ridicat decât în unitatea estică. O altă faliere direcțională importantă se găsește la contactul dintre porfiroidele de Pietrosu și unitatea estică, faliere însotită de asemenea de milonite și diaforeză în cadrul porfiroidelor.

O faliere importantă direcțională a fost pusă în evidență și în unitatea estică, în regiunea mediană a văilor Leșului și Ursului și care pune în contact, pe valea Leșului, termeni ai complexului cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase cu termeni superiori ai complexului rocilor porfiroide și tufoide acide. În Valea Ursului această faliere afectează complexul rocilor porfirogene. Faliile direcționale menționate sunt puternic inclinate în general către E. În zona din apropierea limitei tectonice a cristalinului cu flișul, în cristalin cercetătorii anteriori (6, 15¹⁾) figurează faliile cu înclinări către W, paralele cu această limită.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU. I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIII. București 1929.
2. BUTUREANU V. C. Étude sur la composition chimique des minéraux de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni. *Ann. Scient. Univ. Jassy.* Tome V. fasc. 2 et Tome VI, fasc. I. Iași 1908 — 1909.
3. BUTUREANU V. C. Masivul cristalin dela Broșteni. (Studiu morfologic, petrografic și mineralogic) (cu rezumat francez) (cu 2 planșe și o hartă geologică color.). *An. Ac. Rom. Mem. Sect. St. Ser. II. Tom. XXXVIII* (1915 — 1916). București 1920.
4. GHICA ȘT. Procese geologice, fizico-chimice și metalo-genetice din Munții Rodnei. *D. S. Com. Geol.* vol. XLI (1953 — 1954). București 1957.
5. KRAUTNER TH. Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIX. București 1938.
6. KRAUTNER TH. L'extrême sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XIX. București 1931.
7. NICOLAU TH. Gnaisul de la Rărău. Arh. Soc. St. Lit. Iași, 1905. *Asoc. rom. p. înaint. și răsp. Științ. Congresul II din București 1903.* București 1908.
8. PASCU R. Zăcămintele de minereuri manganifere din regiunea Broșteni, județul Neamțu. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XI. București 1926.
9. PONI P. Cercetări asupra mineralelor din massivul cristallin de la Brosceni, *An. Ac. Rom. II. Memoriile, Ser. II, Tom IV, 1881 — 1882.* București 1884.

¹⁾ Vezi nota 1 b, pag. 2 și nota 1, pag. 3.

PLANSA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Porfiroid de Pietrosu — fenocristal relict de cuarț cu fenomene de coroziune magmatică. Nic. +.

Fig. 2. — Porfiroid de Pietrosu — stadiu intermediar de zdrobire al fenocristalelor de cuarț. Nic. +.

Fig. 3. — Porfiroid de Pietrosu—stadiu avansat de zdrobire al fenocristalelor de cuarț. Nic. +.



1.



2.



3.



4.

PLANSÁ II

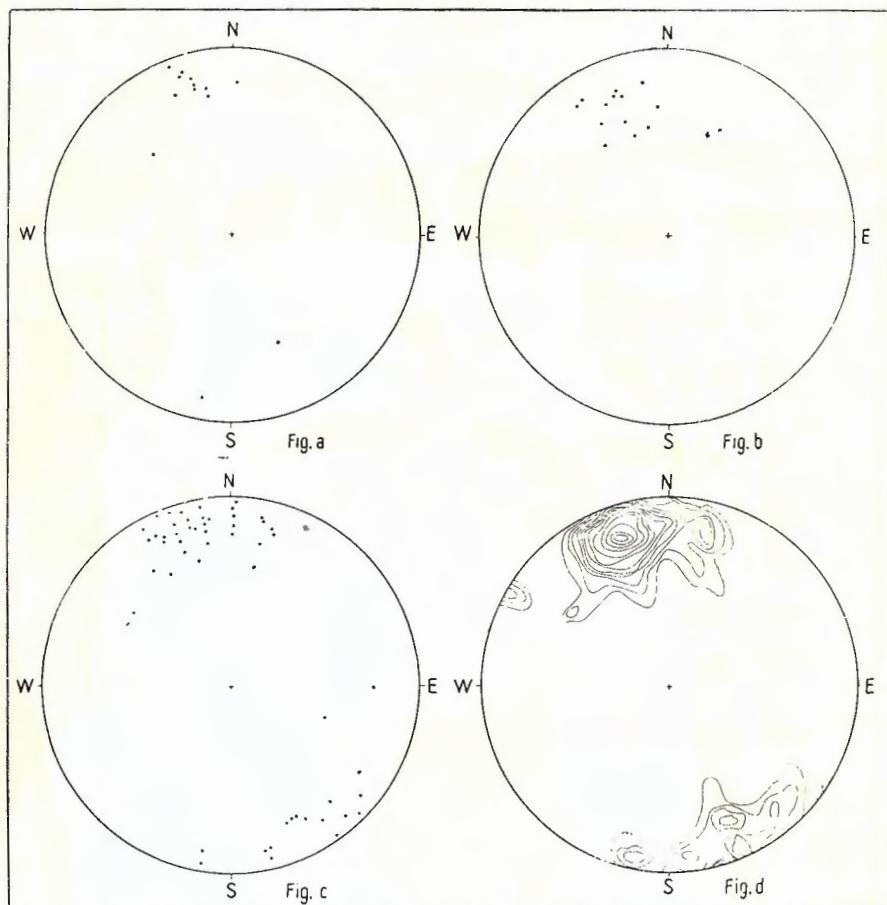
PLANŞA II

Fig. a) — Unitatea vestică ; emisfera inf. ; 14 măsurători.

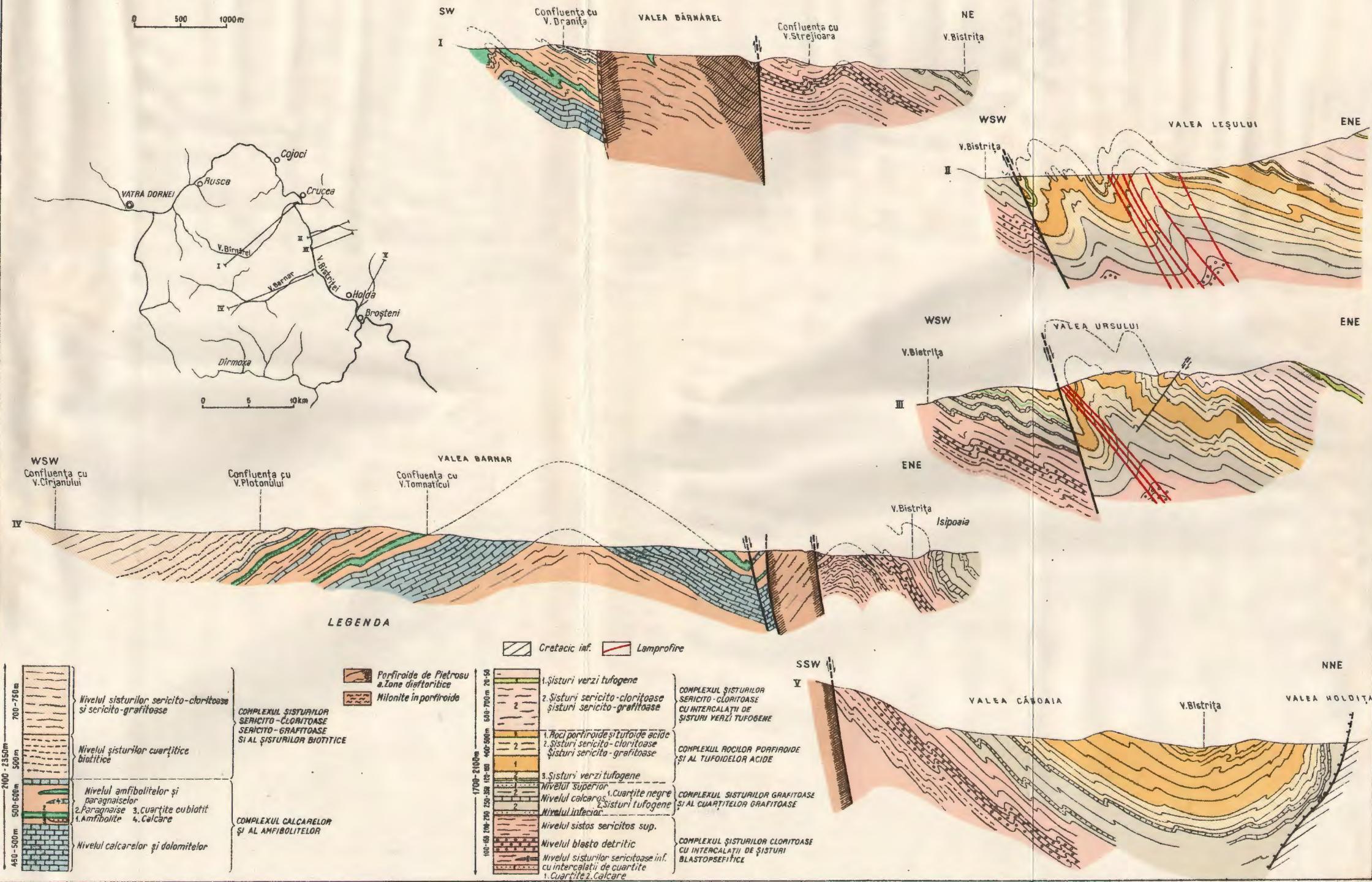
Fig. b) — Porfiroide de Pietrosu ; emisfera inf. ; 16 măsurători.

Fig. c) — Unitatea estică ; emisfera inf. ; 53 măsurători.

Fig. d) — Diagrama generală a elementelor lineare ; emisfera inf. 83 măsurători ; conture :
1,2 — 2,4 — 3,6 — 4,8 — 6 — 7,2 — 8,4 — 9,6 — 12 — 14,4 — 16,8 — 18.



SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN CRISTALINUL BISTRITÉI INTRE V. BÂRNĂREL ȘI V. HOLDITA



10. SAVU H., VASILESCU Al. Contribuții la cunoașterea rocelor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia-Borșa (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* vol. XLVI. București 1963.
11. SAVUL M. Șisturile cristaline și zăcămintele de manganez din regiunea Sarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XII. București 1927.
12. SAVUL M. Le cristallin de Bistrița. *Ann. Scient. de l'Univ. de Iassy* sect. P. T. XXIV. Iași 1938.
13. SAVUL M., MASTACAN G. Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Bul. St. Acad. R. P. R. Sect. St. Biologice Agron., Geol. și Geogr.* T. IV nr. 2 București 1952.
14. SOCOLESCU M. Asupra geologiei regiunii Băile Borșei *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVI (1948 – 1949). București 1952.
15. TĂNĂSESCU Fl., PITULEA G., BĂNCILĂ F. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazenele păraielor Gemenea și Greben. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX p. 2. București 1964.

СТРУКТУРНЫЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ БИСТРИЦЫ
(Район БЭРНЭРЕЛ-ХОЛДИЦА)

МАРЧЕЛА КОДАРЧА, И. БЕРЧА, Х. КРОЙТНЕР, М. МУРЕШАН

(Краткое содержание)

Настоящая работа касается только изучению кристаллических сланцев распространяющихся между долиной Бэрнэрел и Круча на севере и долины Кабоая и Холдица на юге. В восточной части, кристаллические сланцы покрываются мезозойскими отложениями котловины Рарэу и надвигаются на осадочные отложения мелового флиша. К З. исследуемая зона простирается до среднего течения Барнар и Бэрнэрел. Местами кристаллические сланцы пронизаны жилами лампрофир.

Геологические разрезы выявили существование двух хорошо обособленных единиц: восточная и западная единицы, разделенные порфиридами типа Пиетросул. В настоящей стадии исследований невозможно осуществить корреляцию между этими двумя единицами.

В западной единице были выявлены два стратиграфических комплекса (сверху вниз):

- A) Комплекс известняков и амфиболитов имеющий два горизонта:
 - горизонт амфиболитов и парагнейсов (верхняя часть; толщина 500-600 м.).
 - горизонт известняков и доломитов (нижняя часть; толщина 450-500 м.).

Б) Комплекс серицито-хлоритовых сланцев, серицито-графитовых и биотитовых сланцев (толщина 1200-1250 м), состоящий из двух горизонтов:

—горизонт серицито-хлоритовых и серицито-графитовых сланцев (верхняя часть; толщина 700-750 м);

— горизонт кварцито-биотитовых сланцев (нижняя часть; толщина 500 м).

Восточная часть развивающаяся к В. от порфириодов Пиетросул состоит из следующих комплексов (сверху вниз):

г) комплекс верхних серицито-хлоритовых сланцев (толщина 600-700 м.);

в) комплекс порфириодных и туфоидных кислых пород (толщина 500-650 м.);

б) комплекс черных кварцитов и графитовых сланцев (толщина 250-350 м) состоящих из двух горизонтов черных кварцитов и одного среднего известкового горизонта.

а) комплекс серицито-хлоритовых сланцев с пропластками бластопсефитовых сланцев состоящего из трех горизонтов (сверху вниз):

— верхний горизонт серицито-хлоритовых сланцев (толщина 200-250 м.);

— средний бластопсефитовый горизонт (толщина 100-150 м.),

— нижний горизонт серицито-хлоритовых сланцев (с кварцитовыми пропластками истинной толщиной в 200-250 м.).

Порфириоды Пиетросул ограничиваются этими двумя вышеупомянутыми единицами, двумя значительными по простиранию разрывами. В порфириодах типа Пиетросул распознаются элементы указывающие на эфузивное происхождение этих пород.

Считается что распространение выделенных стратиграфических комплексов имеет региональный характер в кристаллическом комплексе Восточных Карпат, потому что вполне соответствует хорошо установленным моментам развития условий осадконакопления и магматизму. Различные горизонты этих комплексов могут иметь относительно ограниченное распространение потому что они отражают местные литогенетические условия.

Комплекс черных кварцитов и графитовых сланцев выявленный в восточной единице содержит марганцевые месторождения в Броштенах. Стратиграфически этот комплекс соответствует горизонту черных кварцитов с марганцовыми седиментогенными метаморфозованными месторождениями принадлежащие зоне д. Русулуй-Шарул Дорней-Якобень.

Месторождения комплексных сульфидов Лешул Урсулуй ассоциируются и согласно включаются в комплекс порфириодных пород и кислых туфоидов. Их складчатость и метаморфизм произошли одновременно со складчатостью и метаморфизмом окружающих пород. Эти месторождения связаны с гидротермальной деятельностью магматизма порфириодных пород, составляя экскалативно-седиментогенные метаморфозованные накопления.

Главное структурное направление кристаллических сланцев района — ССЗ-ЮЮВ. В западной единице наблюдается широкое антиклинальное строение которое погружается на 10-20° к ССЗ. Восточная единица представляет строение синклиниория с таким же погружением к ССЗ. Эти обе единицы различаются степенью податливости материала которая отражается в степени складчатости. Линейные элементы представляют достоверный параллелизм как в этих двух единицах, так и в порфириодах Пиетросул. Совпадение позиции линейных элементов (которые постоянно погружаются к ССЗ) в западной и восточной единицах а также и в порфириодах, указывают на их синхронный метаморфизм.

Главные сбросы влияющие на кристаллические сланцы представляют дирекционные сбросы типа „hol“. Сбросы отделяющие порфириоды Пиетросул от этих двух единиц кристаллических сланцев будут главными линиями простирания сопровождающиеся милюнитизацией и явлениями регressiveного метаморфизма. Играй этих сбросов западная единица достигла повышенного компартимента. Один достаточно важный дирекционный сброс был выявлен в пределах восточной части.

Сбросы типа „ac“ встречаются довольно часто в районе но не представляют особенного значения

RECHERCHES STRUCTURALES ET STRATIGRAPHIQUES
DANS LE CRISTALLIN DE BISTRITA
(RÉGION DE BĂRNĂREL-HOLDIȚA)

PAR

M. CODARCEA, I. BERCIU, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN

(Résumé)

Le travail porte exclusivement sur l'étude des schistes cristallins développés entre Valea Bărnărel et Crucea au Nord et Valea Căboiaia et Valea Holdița au Sud. À l'Est, les schistes cristallins supportent les

dépôts mésozoïques de la cuvette du Rarău et chevauchent les dépôts sédimentaires du Flysch crétacé. A l'Ouest, la zone étudiée s'étend jusqu'au cours moyen des vallées du Bärnar et du Bärnarel. Localement, les schistes cristallins sont traversés par des filons de lamprophyres.

Les coupes géologiques ont mis en évidence l'existence de deux unités bien individualisées : l'unité orientale et l'unité occidentale, séparées par les porphyroïdes de type Pietrosul. L'état actuel des recherches ne permet pas encore d'établir une corrélation entre les deux unités.

Dans l'unité occidentale ont été mis en évidence deux complexes stratigraphiques (de bas en haut) :

A) *Le complexe des calcaires et des amphibolites.* Il renferme deux horizons, à savoir :

L'horizon des amphibolites et des paragneiss (à la partie supérieure) (500 à 600 m d'épaisseur),

L'horizon des calcaires et des dolomies (à la partie inférieure) (400 à 500 m d'épaisseur).

B) *Le complexe des schistes séricito-chloriteux et séricito-graphiteux et des schistes biotitiques* (1200 à 1250 m de puissance), formé de deux horizons, notamment :

L'horizon des schistes séricito-chloriteux et séricito-graphiteux (à la partie supérieure) (700 à 750 m de puissance) ;

L'horizon des schistes quartzitiques-biotitiques (à la partie inférieure) (500 m de puissance).

L'unité orientale, développée à l'Est des porphyroïdes de Pietrosul, est constituée par les complexes suivants (de bas en haut) :

a) Complexé des schistes séricito-chloriteux à intercalations de schistes blastospéhitiques, formé de trois horizons (de haut en bas) :

L'horizon supérieur des schistes séricito-chloriteux (200 — 250 m de puissance) ;

L'horizon médian, blastospéhitique (100 — 150 m de puissance) ;

L'horizon inférieur des schistes séricito-chloriteux à intercalations de quartzites (200 — 250 m de puissance).

b) Complexé des quartzites noirs et des schistes graphiteux (250 — 350 m de puissance). On y a séparé deux horizons de quartzites noirs et un horizon médian calcaire ;

c) Complexé des roches porphyroïdes et des tufoïdes acides (500 — 650 m de puissance) ;

d) Complexé des schistes séricito-chloriteux supérieurs (600 — 700 m de puissance) ;

Deux failles directionnelles séparent les porphyroïdes de Pietrosul des deux unités mentionnées ci-dessus. Dans les porphyroïdes de type Pietrosul ont été identifiés des éléments qui plaident pour l'origine éruptive de ces roches.

Nous considérons que les complexes stratigraphiques que nous venons d'établir ont une extension régionale dans le Cristallin des Carpates Orientales, vu qu'ils correspondent à des moments bien définis de l'évolution des conditions de sédimentation et du magmatisme. Les divers horizons de ces complexes ont une extension limitée puisqu'ils reflètent des conditions lithogénétiques locales.

Le complexe des quartzites noirs et des schistes graphiteux, identifié dans l'unité orientale, renferme les gîtes de manganèse de Broșteni. Du p. d. v. stratigraphique, ce complexe correspond à l'horizon des quartzites noirs, renfermant les gîtes sédimentogènes de manganèse, métamorphisés, de la zone de Dealul Rusului — Șarul Dornei — Iacobeni.

Les gîtes de sulphures complexes de Leșul Ursului sont associés et intercalés en concordance dans le complexe des roches porphyroïdes et des tufoïdes acides. Ces dernières sont plissées et métamorphisées en même temps que les roches encaissantes. Ces gîtes sont dûs à l'activité hydrothermale du magmatisme des roches porphyroïdes, constituant des accumulations exhalatives sédimentogènes, métamorphisées.

La direction structurale générale des schistes cristallins est NNW-SSE. Dans l'unité occidentale on remarque une large structure anticlinale à plongement NW de 10 à 20°. L'unité orientale présente une structure de synclinorium, avec le même plongement, NNW. Les deux unités diffèrent par le degré de compétence du matériel qui se reflète dans l'intensité du plissement. Les éléments linéaires présentent un parallélisme évident, autant dans les deux unités que dans les porphyroïdes de Pietrosul.

La position identique des éléments linéaires (à plongement NNW) de l'unité occidentale et de celle orientale, ainsi que des porphyroïdes atteste un métamorphisme synchronique.

Les principales failles qui affectent les schistes cristallins sont des failles directionnelles de type „hol”. Les failles qui séparent les porphyroïdes de Pietrosul des deux unités de schistes cristallins sont des lignes directionnelles importantes, accompagnées de phénomènes de mylonitisation et de rétromorphose. Du jeu de ces failles a résulté l'élévation de l'unité occidentale. Une faille directionnelle, relativement importante, a été mise en évidence dans l'unité orientale. Les failles de type „ac” sont assez fréquentes dans la région, sans toutefois, avoir une importance particulière.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI MUNȚILOR CĂLIMANI DE NORD ȘI BÎRGĂU DE SUD¹⁾

DE

STANCIU COSMA, ION TEODORU, CAMELIA TEODORU

Introducere. Din inițiativa conducerii Comitetului Geologic, în anul 1958 au fost reluate cercetările geologice petrografice în Masivul Călimani, acestea fiind continuante în anii 1959, 1960 și 1961^{2,3,4,5,6)}. În afară de autorii prezentei lucrări, au adus o contribuție substanțială în ridicarea datelor de teren tovarășii: GHERUCI OLEG²⁻⁴), BERBELEAC ION³), COSTACHE PETRE³), STAN NICOLAE⁵) și NEDELCU VICTOR. Analizele micropaleontologice asupra unor probe de roci sedimentare cu microfaună, au fost efectuate de TOCORJESCU MARIA și COSMA VIORICA.

Regiunea este alcătuită în deosebi din formațiuni eruptive și sedimentare și numai în partea de E se dezvoltă formațiuni cristalofiliene aparținând „Cristalinului Bistriței”.

La S, regiunea este delimitată de o linie convențională care ar trece prin zona de izvoare a Pîrîului Voivodesei, confluența pîrîului Lomaș, cu pîrîul Puturosul, pe la S de Vf. Drăgușul de unde urcă pe versantul drept al pîrîului Pietrosul pînă în creasta principală a munților Călimani (Vf. Ciungul) pe care o urmărește spre W trecînd prin Vf. Bistriciorul, Dealul

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1963.

²⁾ COSMA ST., GHERUCI O. Raport asupra lucrărilor de cartări și prospecțiuni în M. Căliman și Bîrgău. Arh. Com. Geol. 1958.

³⁾ ST. COSMA I., TEODORU C. BRESTOIU, I. BERBELEAC, P. COSTACHE. Raport asupra cercetărilor geologice executate în M. Căliman de N și Bîrgău de S. Arh. Com. Geologic 1959.

⁴⁾ C. BRESTOIU I. TEODORU, O. GHERUCI. Raport asupra prospecțiunii geologice din partea centrală a Munților Căliman. Arh. Com. Geol. 1960.

⁵⁾ St. COSMA, N. STAN. Raport asupra prospecțiunilor geologice în zona Coverca Păltiniș Arh. Com. Geol. 1961.

⁶⁾ C. TEODORU, I. TEODORU. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în Munții Căliman de N și NE. Arh. Com. Geol. 1962.

Moldoveanca, Dealul Poiana Calului, pînă aproape de Bistrița Bărgăului. La W, sectorul cercetat se întinde pînă la o linie care trece pe la W de comuna Mureșenii Bîrgăului, prin Vf. Arșiței Mari și pe creasta versantului stîng al pîrîului Stegii. La N, regiunea este limitată de o linie care leagă Muntele Miroslava cu dealul Cornu, Vf. Prislopul Tămăului, Vf. Lucaciul și trece pe la N de comuna Neagra Șarului.

Orografie și hidrografie. Munții Călimani sunt caracterizați printr-un relief impunător marcat de o creastă principală cu o lungime de peste 40 km avînd vîrfuri ce depășesc frecvent altitudinea de 2000 m, dintre ele remarcindu-se Vf. Pietrosul (2102 m), Vf. Negoil Unguresc (2046 m), Vf. Căliman Izvor (2033 m), Vf. Căliman Cerbuc (2015 m¹), Vf. Struniorul (1967 m) și Vf. Bistriciorul (1959 m). Din ea se desprind spre N, W și SW creste semețe cu un aspect ruiniform și versanți abrupti pe cînd spre E și SE relieful prezintă pană domoale care sunt întrerupte pe alocuri de praguri abrupte formînd un adevărat platou pe care M. SAVUL l-a denumit „Scutul Lomaș Drăgoiasa”.

M. Bîrgăului de S au înălțimi mai mici dintre care mai importante sunt : Vf. Miroslava (1606 m), Vf. Tomnatecului (1580 m), Vf. Măguriței (1582 m) și dealul Ariilor (1545 m).

Rețeaua hidrografică care brăzdează munții Călimani și Bîrgău este tributară rîurilor Mureș și Bistrița Aurie.

Valea Neagra Șarului, care în cursul său superior se numește valea Neagra, are zona de izvore la N de Vf. Voivodeasa. După ce adună apele mai multor pîraie dintre care mai importante sunt : valea Haitii, pîraiele Panacul, Băuca, Pricobenilor, Tăieturii, Buzelanul și Negru se varsă în Bistrița Aurie la E de Vatra Dornei. Valea Dornișoara izvorăște de sub Vf. Pietrosul (din partea nord-vestică) avînd la început o direcție de curgere est-vest pentru ca de la confluența cu pîrîul Struniorul să curgă spre N și apoi spre E către Bistrița Aurie ; cel mai important affluent al său este pîrîul Măerișel care colectează cîteva pîraie dintre care cităm : pîrîul Vorova și pîrîul de sub Arșiță.

În partea de W a regiunii, valea Colibița care rezultă din unirea văii Bistricioara cu valea Izvorul Lung, primește ca affluent pe partea stîngă pîraie ce izvorăsc din M. Călimani (pîrîul Pănușetu, valea Repedele, valea Stegii) iar pe partea dreaptă pîraie ce izvorăsc din munții Bîrgău (valea Măgurei și Izvorul Tomnatecul). În cursul inferior valea Colibița se numește Bistricioara după ce trece prin satul cu același nume.

¹⁾ În unele lucrări acest vîrf este numit Căliman Cîribuc.

Valea Tiha curge numai pe teritoriul munților Bîrgău pe o direcție E-W având ca afluenți mai importanți pîraiele Valea lui Toader, Surupăturii, Lăzărenilor, Blagii și Izvorul Rusului. Valea Tiha se unește cu Bistricioara și se varsă în Șieu.

Dintre pîraiele care curg spre Mureș mentionăm : P. Tomnatecului, P. Voivodesii, P. Purcelului, P. Puturosul, P. Drăgușul și P. Pietrosul.

Istoricul cercetărilor geologice. Munții Călimani și Bîrgău au suscitat interesul cercetătorilor încă din prima jumătate a sec. XIX-lea. La început cercetările au fost făcute cu ocazia unor excursii de studii colectîndu-se probe a căror analiză petrografică și chimică a condus la identificarea tipurilor de roci și au sugerat idei privind evoluția magmatismului. De asemenea, au fost redactate hărți geologice mai mult sau mai puțin complete.

Prima fază a cercetărilor (pînă la anul 1900), este marcată de studiile lui RICHTOFEN, FR. HAUER și G. STACHE, A. KOCH, G. PRIMICS, FR. HERBICH și S. ATANASIU (1).

După anul 1900 munții Călimani au atras atenția lui M. SAVUL (7) și GH. MASTACAN, (6) Z. TÖRÖK (8), O. NICHITA (3), A. GOTZ, D. RĂDULESCU (4,5) I. TREIBER, V. POMIRLEANU, L. ATANASIU, AL. SEMAKA (2) și alții.

Conform părerilor celor mai mulți dintre ei (7, 10 ; 11 ; 13) fundamentele preefusiv al munților Călimani ar fi alcătuit dintr-o formațiune subvulcanică peste care stau roci efuzive care corespund la patru serii de erupții. În cele patru serii Z. TÖRÖK separă faciesuri și subfaciesuri în care descrie dacite, andezite cu hornblendă și piroxeni, bazalte cu augit și olivină, andezite cu biotit, amfibol și piroxeni și andezite cu piroxeni.

L. ATANASIU și AL. SEMAKA prezintă o lucrare asupra munților Bîrgău în care arată că depozitele sedimentare din această regiune sunt formate din roci cretacice, paleogene, miocene și pliocene. Clasificarea rocilor eruptive din munții Bîrgău este făcută în aceeași lucrare de R. DIMITRESCU care a descris andezite amfibolice, microdiorite, dacite, lamprofire, agglomerate și andezite de tip Dorna.

S. PELETZ și M. PELETZ cercetînd partea de S a munților Călimani, arată că fundamentul regiunii este alcătuit din depozite paleogene și miocene în partea de S, iar în SE din șisturi cristalofiliene.

Considerațiuni geologice și petrografice

La constituția geologică a regiunii participă roci cristalofiliene, roci sedimentare și roci eruptive.

Rocile cristalofiliene se întîlnesc la E de linia Drăgoeasa — Coverca — Panaci reprezentate prin roci ale seriei mezozonale de Șar — Coverca (mica-

șisturi cu muscovit și biotit) și roci ale seriei epizonale de Muntele Rusului — Tunzăria (șisturi sericito-muscovitice, șisturi sericito-clorito-cuarțitice, șisturi calcaroase, calcare dolomitice, dolomite calcaroase și dolomite).

Rocile sedimentare se întâlnesc pe suprafețe însemnate între valea Dornișoara, satul Colibața și comuna Mureșenii Bîrgălu și fiind reprezentate prin calcare, conglomerate, gresii, marne și argile aparținând Paleogenului și Miocenului.

Rocile eruptive ocupă cea mai mare parte a zonei cercetate și sunt reprezentate prin roci intrusiv și roci efuzive.

1. Șisturi cristalofiliene. Șisturile cristalofiliene din regiune reprezintă ultimele iviri ale cristalinului Bistriței, care se afundă sub sedimentele bazinului Neagra Șarului și pirolastitele provenite din caldeira Călimanilor.

Micașisturile cu muscovit și biotit fac parte din seria mezozonala diafitorizată Șar—Coverca. Ele se întâlnesc la E de pîrul Călimanului, dar se dezvoltă în continuare spre E în afara regiunii prezentate. Au o culoare cenușiu-argintie datorită muscovitului și sericitului. Microscopic se observă prezența muscovitului, biotitului cloritizat, cuarțului și cloritului; deseori apare feldspatul plagioclaz de tip albit.

Șisturile cuarțito-muscovitice aflorează de sub terasele văilor Neagra- Șarului pe pîrul Tulbure. Structura lor este granolepidoblastică cu treceri spre granoblastică, iar textura șistoasă. La compoziția lor mineralogică participă cuart, muscovit, sericit, apatit, zircon și pirită.

Șisturile sericito-clorito-cuarțitice formează fișii care alternează cu cuarțitele muscovitice. Culoarea lor este cenușiu-verzuie cu reflexe argintii. Mineralele componente ale rocii sunt: sericitul, cloritul, muscovitul, feldspatul, cuarțul. Structura lor este granolepidoblastică iar textura masivă.

Complexul carbonatat formează proeminență denumită Bîrca cu Tisa Dorna și este format din șisturi calcaroase, calcare dolomitice, dolomite calcaroase și dolomite. Culoarea acestor roci variază de la alb pînă la negru trecînd prin diferite nuanțe cenușii. Aceste nuanțe se datorează procentului diferit de pulbere grafitoasă care corespunde conținutului inițial de substanță organică al sedimentelor din care au provenit.

2. Rocile sedimentare. Rocile sedimentare sunt reprezentate prin depozite atribuite Eocenului și Oligocenului.

Eocenului îl aparțin calcare care se întâlnesc la N de Vf. Miroslava, conglomerate, gresii și marne care apar în versantul stîng al văii Colibața și la W de comuna Neagra Șarului.

Oligocenului îi aparțin depozitele răspândite între Valea Dornișoara — Valea Colibița și Valea Tiha, fiind reprezentate prin gresii, marne, argile și șisturi argiloase. Analizele micropaleontologice au indicat și prezența Acvitanianului.

În versantul drept al Văii Neagra Șarului, se întâlnesc alternațe de gresii, marno-calcare și marne, care stau peste conglomerate. În aceste roci a fost determinată o microfaună care pare a indica Eocenul superior. Având în vedere asemănarea care există între aceste marne și cele din bazinul Colibița, credem că și aceste depozite trebuie considerate oligocene.

Interesant de remarcat este faptul că Eocenul de la Colibița este scos la zi pe o linie de fractură, iar calcarurile eocene de la Miroslava de către rocile andezitice.

3. Rocile eruptive. Rocile eruptive sunt reprezentate prin roci intrusive hipabisice și roci extrusive.

Intruziunile hipabisice sunt reprezentate prin roci dioritice și gabroice care străbat aproape întotdeauna roci eruptive de tipul andezitelor.

Rocile extrusive ocupă mari suprafețe în munții Călimani și sunt reprezentate prin piroclastite și curgeri de lave în cea mai mare parte andezitice cu excepția celor de la Coverca care sunt dacitice.

Dacitele, cunoscute în literatură sub numele de „Dacite de Drăgoeasa”, se întâlnesc la S de localitatea Coverca, de-a lungul șoselei Panaci — Drăgoeasa, ele fiind cele mai vechi roci eruptive din munții Călimani. Au o culoare cenușiu-gălbui, structura porfirică și textura masivă. Macroscopic se observă feldspatul plagioclaz și paieți de biotit. Microscopic se constată și prezența cuartului, dar numai în pasta rocii. Pentru denumirea de dacit pledează și rezultatele analizelor chimice, din care au fost calculați parametrii Zavaritski aceștia fiind comparați cu parametrii calculați după analize ale lui DALY pentru dacite și andezite micacee.

	a	c	o	s	a'	f'	m'	c'
Dacite de Drăgoeasa	12,2	5,2	6,6	76	9,5	47	33	0
Dacit (după DALY)	12,8	4,3	7	75,9	9,8	55,9	34,3	0

Din acest tabel comparativ se observă că valorile „*s*”, „*a*” și „*c*” caracterizează rocile dacitice și deci putem considera aceste roci ca atare deși examenul microscopic pare a indica un andezit cu biotit.

Tufite dacitice. La E de dealul Pietrei se poate urmări o fâșie de tufite, probabil dacitice, care stă peste sedimente oligocene și suportă aglomerate andezitice. Au o culoare albă-verzuie iar în secțiuni subțiri se observă sticla, cristale cu conture angulare, subangulare și rotunjite de cuarț, biotit, feldspat și fragmente de organisme care aparțin unor radiolari și foraminifere. Aceste tufite se continuă spre W pînă lîngă satul Josenii Bîrgăului (6).

Andezitele cu amfiboli și piroxeni sunt bine reprezentate în munții Bîrgău unde apar ca filoane, corpuși și curgeri de lave pe cînd în munții Călimani sunt mult mai restrînse fiind acoperite de formațiunile mai noi. Caracteristic pentru aceste andezite este caprecioasa variație a participării mineralelor melanocrate. Astfel se întîlnesc în cadrul aceluiasi corp pe distanță de numai cîțiva metri treceți de la andezit amfibolic la andezit cu amfiboli și piroxeni, andezite piroxenice și uneori chiar andezite bazaltoide, situație ce se poate urmări foarte bine în dealul Pietricelul de la Colibița. În Muntele Miroslava și Tomnatec predomină în părțile centrale andezitele amfibolice pentru ca în zonele marginale să se treacă la andezite cu amfiboli și prioxeni. În zonele vîrfurilor Măgura și Măgurița precum și în sillurile din partea nordică a acestor vîrfuri, predomină andezitele cu amfiboli și piroxeni. Masa andezitică dintre văile Dornișoara și Colibița, este alcătuită din andezite cu amfiboli și piroxeni la fel ca sillurile și corpurile din munții Bîrgău prezentînd aceleasi treceri spre andezite amfibolice sau andezite piroxenice. În munții Călimanii de N andezitele cu amfiboli și piroxeni se întîlnesc pe valea Haitii, valea Neagra, pîrul Dumitrelul, pîrul Pietrosul și pîrul Negoiului.

Aceste andezite au o structură porfirică și textură masivă, masa de bază fiind criptocristalină sau pilotaxitică. Amfibolii sunt reprezentați printr-o hornblendă brună, iar piroxenii prin augit și hipersten.

Andezitele cu amfiboli și piroxeni sunt afectate de soluții hidrotermale care favorizează formarea cloritului, sericitului, caolinului, calcitului, cuarțului, biotitului și epidotului. Aceste andezite hidrotermalizate se întîlnesc în zona muntelui Miroslava, Vf. Tomnatec, Vf. Măgurița pe pîraiele Aurari, Struniorul, Izvorul Lung, Panacul, Dumitrelul, valea Haitii și valea Neagra.

În andezitele cu amfiboli și piroxeni de pe pîrul Aurari și pîrul Tihu, se întîlnesc mineralizații de sulfuri polimetalice care au fost urmărite cu lucrări miniere.

Rocile dioritice sunt bine dezvoltate în partea centrală a munților Călimani între valea Neagra și valea Haitii unde formează un corp unitar dar se întâlnesc și ca intruziuni cu dimensiuni reduse (muntele Miroslava). Atât macroscopic cât și microscopic au fost identificate diorite, microdiorite, microdiorite porfirice, însă cartografic este deosebit de dificil să le separăm datorită trecerii gradate între aceste tipuri de roci și lipsei de aflorimente. Compoziția mineralologică nu diferă decât în ceea ce privește participarea procentuală a mineralelor fiind formată de obicei din feldspați plagioclazi (cu un conținut în An cuprins între 30—40%) hornblendă, biotit, piroxeni (augit, hipersten) și uneori cuart.

Microdioritele deși sunt tot holocristaline, au mineralele componente cu dimensiuni mai mici decât dioritele (raport 1 : 3) și o cantitate redusă de cuart, hornblenda fiind subordonată procentual piroxenilor.

Microdioritele porfirice au o evidentă structură porfirică datorită fenocristalelor de feldspați și piroxeni; în aceste roci piroxenii au o participare mai însemnată.

În ceea ce privește repartiția spațială, dioritele ocupă partea centrală a corpului trecând către zonele marginale la microdiorite și microdiorite porfirice.

Pirolastitele din ciclul I sunt bine reprezentate în versantul stîng al văii Colibița și văii Tiha și în ambii versanți ai văii Haitii și văii Neagra, totdeauna ocupînd o poziție imediat superioară sedimentelor eocene sau oligocene.

Aceste pirolastite încep în zona văii Neagra printr-un nivel compact, alcătuit probabil din tufuri, de la care se trece la aglomerate formate din blocuri de andezite piroxenice, mai mult sau mai puțin rotunjite, cimentate cu cenușă vulcanică. În aceste pirolastite se remarcă prezența unor lave cu grosimi reduse (5—10 m) avînd un aspect spongios datorită rapidei lor consolidării, probabil într-un mediu acvatic.

Dacă limita superioară a acestor pirolastite se trasează cu ușurință acolo unde ele suportă andezite piroxenice inferioare sau andezite amfibolice, nu același lucru se poate face în zonele unde pirolastitele ciclului II stau direct peste pirolastitele ciclului I; caz în care limita care apare pe hartă nu indică decât zona cea mai probabilă de separare a celor două cicluri.

Andezitele piroxenice inferioare formează curgeri de lave care stau peste pirolastitele ciclului I la Colibița, pe pîrîul Panacul și pe valea Haitii. Aceste andezite au o culoare cenușie, cenușiu-negricioasă, structură porfirică și textură masivă. La compoziția mineralologică participă fenocristale de feldspați (cu un conținut în An de 40—50%) hipersten și augit care

dau roci caracterul porfiric, împlinitate într-o masă de bază formată din microlite de feldspați și piroxeni. Caracteristic pentru aceste andezite este predominanța hiperstenului asupra augitului și structura microcristalină a masei de bază care numai rareori este hialopilitică.

Andezitele amfibolice se întâlnesc în ambii versanți ai văii Neagra sub formă de curgeri care stau peste pirolastitele de ciclul I sau ca stilpi care străbat aceste pirolastite. Roca este formată dintr-o masă de bază (50–56%), hornblendă verde și brună (10–14%), piroxeni (augit și hipersten 2%) și minerale opace. Structura masei de bază este criptocristalină, microfelsitică uneori pilotaxitică.

Pirolastitele din ciclul II acoperă andezitele piroxenice inferioare (pe pîrîul Panacul și valea Haitii) și andezitele amfibolice descrise mai sus; în aglomeratele acestor pirolastite se întâlnesc fragmente de andezite piroxenice și fragmente de andezite amfibolice. În zona de izvoare a văii Neagra pirolastitele sunt pe alocuri intens silicificate și limonizate. Limonitzările prezintă interes economic datorită conținuturilor ridicate în fier (în medie 20%) pe care le au. La E de Vf. Negoiul Romînesc au fost interceptate în foraje depuneri de sulf nativ.

Aspectele silicificate au fost denumite „cuarțite secundare” în ele observîndu-se următoarea parageneză mineralologică: cuarț, calcedonie, opal, muscovit, clorit, turmalină, limonit, hematit, goethit și oxizi de mangan.

Rocile gabroice se întâlnesc pe versantul nordic al Vf. Pietrosul; ele nu au poziții bine stabilite în timp datorită raporturilor nedefinite cu rocile din jur. Totuși credem că momentul punerii lor în loc ar trebui considerat ca fiind ulterior pirolastitelor din ciclul II. Corpul gabroic este format din microgabbrouri, microgabbrouri porfirice și bazalte în partea superioară.

Microgabbrourile sunt alcătuite din feldspați (55%) cu un conținut în An în jur de 60%, olivină (23%), augit și hipersten (20%) și minerale opace (2%).

Microgabbrourile porfirice au o evidentă structură porfirică datorită fenocristalelor de augit care au dimensiuni mai mari decât celelalte minerale componente (labradorul, olivina, piroxenii).

Bazaltele studiate în secțiuni subțiri au o structură porfirică, iar masa de bază o structură intersertală. Uneori structura devine holocrystalină dar de granulație fină. Trecerea de la microgabbrouri la bazalte se observă cu ușurință pe valea ce izvorăște de sub Vf. Negoiul Unguresc și curge către N, fiind afluent stîng al pîrîului Izvorul Fetii.

Andezitele piroxenice superioare au o mare răspândire în munții Călimani, ele stînd peste pirolastitele ciclului II. Aceste andezite formează un adevărat platou între pîrîul Lomaș, valea Neagra Șarului și Drăgoeasa. Zonele cele mai înalte ale acestui platou sunt marcate de Vf. Căliman Cerbuc, Vf. Căliman Izvor și Vf. Rețiș. Aceste andezite piroxenice se mai întîlnesc pe creasta cu Vf. Pietrosul, pe versantul drept al văii Dornișoara. Andezitele piroxenice superioare au o structură porfirică datorită fenocristalelor de feldspat plagioclaz (28%) cu un conținut în An de 30–38%, augit și hipersten (12%) și uneori hornblendă (1–3%). Masa de bază (58–60%) este formată din sticlă, microlite de feldspat și piroxeni.

Pirolastitele de ciclul III se întîlnesc ca două nivele cu grosimi de 20–30 m la S de Vf. Tămăului acoperind andezitele piroxenice superioare. Sunt formate din blocuri de andezite piroxenice cimentate cu cenușă vulcanică.

Andezitele cu biotit și cuart formează curgeri importante în zona Vf. Drăgușul unde acoperă andezitele piroxenice superioare și ocupă suprafete reduse în Vf. Pietricelul. Macroscopic roca are o structură porfirică și textură masivă, observîndu-se cu ușurință fenocristale de feldspat, biotit, hornblendă și granule de cuart.

Andezitele bazaltoide se întîlnesc pe valea Dornișoara și la W și SE de Vf. Măerișel. Au culoare neagră, structură ușor porfirică și textură masivă. Microscopic au o structură porfirică datorită fenocristalelor de feldspat plagioclaz (45–55%) și augit care sunt prinse într-o masă de bază cu structură fluidală formată din baghete de feldspat și mici cristale de piroxen.

Bazaltele au fost întîlnite în dealul Buzelanul, în Obaia Tăieturei și la S de Pietrele Roșii. În zona pîrîului Panacul apar bazalte ca stilpi sau filoane. În general au o culoare închisă cel mai adesea neagră, avînd o spărtură concoidală caracteristică. Bazaltele de la Obaia Tăieturii și Dealul Buzelanul formează platouri care au marginile retezate vertical rezultînd astfel abrupturi de 10–15 m.

Microscopic au o structură porfirică, datorită fenocristalelor de feldspați, piroxeni și olivină care sunt prinse într-o masă de bază cu structură hialopilitică și pilotaxitică.

În încheierea acestei succinte descrierî a tipurilor de roci, trebuie să arătăm că pirolastitele ciclului I și II sunt străbătute în diferite puncte de filoane sau stilpi de andezite cu amfiboli și piroxeni, andezite amfibolice, andezite piroxenice (asemănătoare cu andezitele piroxenice superioare), andezite bazaltoide și bazalte; de asemenea lamprofirile care se

întilnesc în M. Miroslava, Vf. Măgurița, Vf. Priporul Ursului și doleritele de pe valea Aurari.

Cuaternarul este reprezentat prin depozite de terasă, grohotișuri morenice și de pantă, conuri de dejecție și aluvioni. Terasele se întilnesc în zona comunei Neagra Șarului (trei terase, dintre care terasa a două este cea mai întinsă), comuna Mureșenii Bîrgăului și satul Colibița. Grohotișurile morenice se întilnesc la N de Vf. Rețiș și se datorează ghețarilor care au format căldările glaciare din imediata apropiere a crestei marcată de Vf. Pietricelul și Vf. Rețiș. Aluvioniile sunt mai bine reprezentate în lungul văilor Neagra, Tiha și Colibița. Grohotișurile de pantă apar în zona de izvoare a pârâielor Băuca, Măerișel și Buciniș. Conurile de dejecție sunt puține la număr și au dimensiuni reduse (10/20 m) din care cauză nu pot fi reprezentate pe hartă.

Evoluția geologică și tectonica regiunii

Descrierea tipurilor de roci eruptive s-a făcut în ordinea punerii lor în loc ținând seama de raporturile directe dintre ele pe teren și observațiile microscopice făcute în laborator; sisturile cristalofiliene și rocile sedimentare eocene și oligocene sunt mai vechi decât formațiunile eruptive.

Dacitele de la Coverca care stau direct peste sisturile cristalofiliene constituie primele lave din munții Călimani ele fiind precedate de tufurile dacitice din Vf. Arșiței. Andezitele cu amfiboli și piroxeni au fost considerate ca fiind mai noi decât dacitele datorită, pozițiilor spațiale pe care le ocupă. Ceea ce pare curios este faptul că nu se cunosc încă pirolastrite care în mod normal trebueau să preceadă aceste lave, ele fiind probabil acoperite de venirele ulterioare de pirolastite și lave andezitice. Rocile dioritice străbat andezitele cu amfiboli și piroxeni, la contactul dintre ele întâlnindu-se hidrotermalizări. Pirolastritele ciclului I acoperă dacitele, andezitele cu amfiboli și piroxeni și rocile dioritice suportând în primul rînd andezitele piroxenice inferioare și apoi andezitele amfibolice din partea nord-estică a munților Călimani. Pirolastritele de ciclul II marchează o nouă perioadă explozivă, în cadrul fragmentelor lor constitutive întâlnindu-se și andezite amfibolice, fapt care nu a fost semnalat pînă în prezent în munții Călimani; lipsa acestui argument a făcut pe mulți autori să pună la îndoială existența acestui ciclu. Rocile gabbroice se plasează într-o perioadă care corespunde ultimelor erupții marcate de pirolastritele ciclului II. Andezitele piroxenice superioare constituie cele mai răspîndite lave din munții Călimani formînd adevărate platouri cu grosimi apreciabile (200–400 m). În timpul erupțiunii acestor andezite magma a suferit unele modificări

în compoziția chimică, care au permis formarea unor subtipuri de andezite piroxenice în funcție de piroxenul care predomină (andezite cu hipersten și augit, andezite cu augit și hipersten) pentru ca în părțile superioare alături de piroxeni să participe, sporadic și în procente reduse, hornblenda. Această modificare a compoziției magmei către termeni mai acizi a favorizat formarea andezitului cu biotit și cuart care acoperă andezitele piroxenice superioare. Pirolastitele de ciclul III acoperă andezitele piroxenice superioare fără a avea relații cu andezitele mai noi. Andezitele bazaltoide și bazaltele reprezintă ultimele erupțiuni. Raporturile lor cu celelalte tipuri de roci nu sunt prea clare, deoarece în unele locuri ele străbat andezitele piroxenice inferioare sau pirolastitele ciclului II pentru ca în alte părți să stea peste andezitele piroxenice superioare. Existenta acestor relații diferite ar părea să indice trei momente în care a avut loc venirea acestor roci. Datorită însă marii asemănări (am putea spune identități) dintre andezitele bazaltoide și bazalte care aflorează la distanțe mari unele de altele, considerăm că raporturile cu andezitele piroxenice superioare este cel mai indicat de luat în seamă pentru a fixa momentul punerii lor în loc.

Rocile eruptive din munții Bîrgăul de S au venit la zi de-a lungul unei importante linii de fractură orientată NW – SE care trece pe la W de Vf. Miroslava și Vf. Tomnatic; pe această linie și paralel cu ea, se orientează corporile andezitice, sillurile andezitice și aparițiile de lamprofire. O altă linie de fractură importantă este aceea dispusă E – W care scoate la zi Eocenul în versantul stâng al văii Colibița și care pare a se continua pe pîrîul Izvorul Lung și Piciorul Prelucii pînă la E de dealul Cornu.

Importantele mase de produse piroclastice și lave care formează munții Călimani provin din marea caldeiră a Călimanilor a cărei margine estică, sudică și vestică se păstrează foarte bine dar este spartă în partea nord-estică de rîul Neagra. Pe marginea estică a calderei la W de Vf. Căliman Cerbuc se observă cu ușurință un crater, cu diametrul de 1 km în partea superioară, care a fost distrus în extremitatea vestică de pîrîul Calului.

Pe conturul calderei Călimanilor se constată prezența citorva coșuri vulcanice prin care au venit la zi pirolastitele de ciclul II și andezitele piroxenice superioare, marcate prin Vf. Călimani Izvor, Vf. Rețiș și Vf. Pietrosul; andezitele cu biotit și cuart provin din vulcanii ale căror coșuri corespund cu Vf. Pietricelul și Vf. Drăgușul.

Existența rocilor gabbroice, dioritice și andezitice arată că avem o evoluție normală a chimismului magmei deși andezitele bazaltoide și bazalte care sunt mai noi decît andezitele cu biotit și cuart par a indica o inversiune de la termeni acizi la bazici.

Produsele bazice care încheie eruptiunile din munții Călimani reprezintă veniri din camere ale aceluiași rezervor magmatic, dar care fiind separate la un moment dat de rezervorul principal au avut o evoluție aparte putîndu-se astfel ajunge la microgabbrouri, andezite bazaltoide și bazalte.

Putem deci spune că în regiunea prezentată conform clasificării magmatismului, după H. STILLE, avem un magmatism subsecvent, efusiv, de origină litogenă.

În ceea ce privește fundamentul munților Călimani, trebuie să precizăm că datele prezentate mai sus nu confirmă ideea „fundamentului subvulcanic preefusiv” ele concordind cu părerile exprimate mai recent de D. RĂDULESCU (8, 9), deoarece s-a dovedit că rocile dioritice nu formează acest fundament preefusiv, ele străbătind andezitele cu amfiboli și piroxeni. Dacă pentru partea de W și S a munților Căliman este clar că fundamentul îl constituie sedimentele paleogene, iar pentru partea estică sisturile cristalofiliene, situația pentru partea centrală nu este atât de evidentă.

Sisturile cristalofiliene se afundă de la E spre W ultimele iviri fiind în Bitca cu Tisa Dorna pentru ca mai spre W să întîlnim depozite eocene, probabil oligocene asemănătoare cu cele din zona Colibața. Îngă comuna Mureșenii Bîrgăului există o carieră în care se întâlnesc filoane de diorite care au anclave de micașisturi; fragmente de amfibolite au fost întâlnite, fără a găsi însă și aflorimente, pe Valea Rusului. În partea centrală a munților Călimani au fost observate în rocile eruptive fragmente de marne.

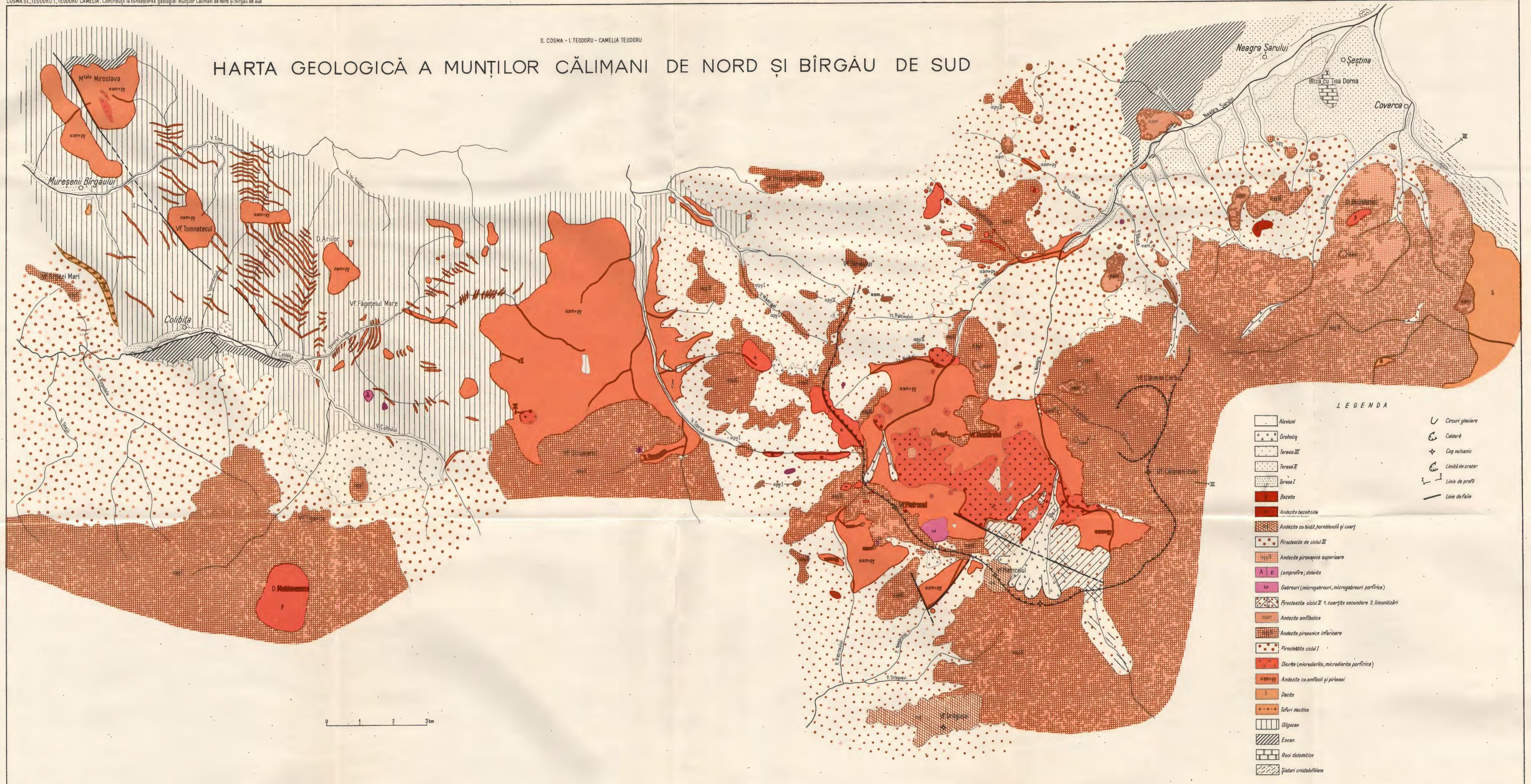
Având în vedere aceste observații rezultă că fundamentul pe care s-a desfășurat activitatea vulcanică în munții Călimani, este format din formațiuni sedimentare de vîrstă eocen-oligocenă și mai noi cu cît mergem spre S și SW, formațiuni care stau la rîndul lor pe sisturi cristalofiliene.

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU S. Masele eruptive din Călimani. *Bul. Soc. Științif.* An. VII. București 1898.
2. ATANASIU L., DIMITRESCU R., SEMAKA Al. Studiul petrografic al eruptivului din M. Bîrgău. *D. S. Com. Geol.* vol. XL. București 1956.
3. NICHTA O. Études pétrographiques et chimiques de la région des vallée Neagra et Haita du Massif. des Monts Călimani. Dép. Cîmpulung. *An. Sci. de l'Unit. de Iassy XXI* f. 1 — 4. Iași 1937.
4. RĂDULESCU D. Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în Căliman, Gurghiu-Hărghita. *An. Univ. Buc. seria Geol-Geografie.* București 1960.

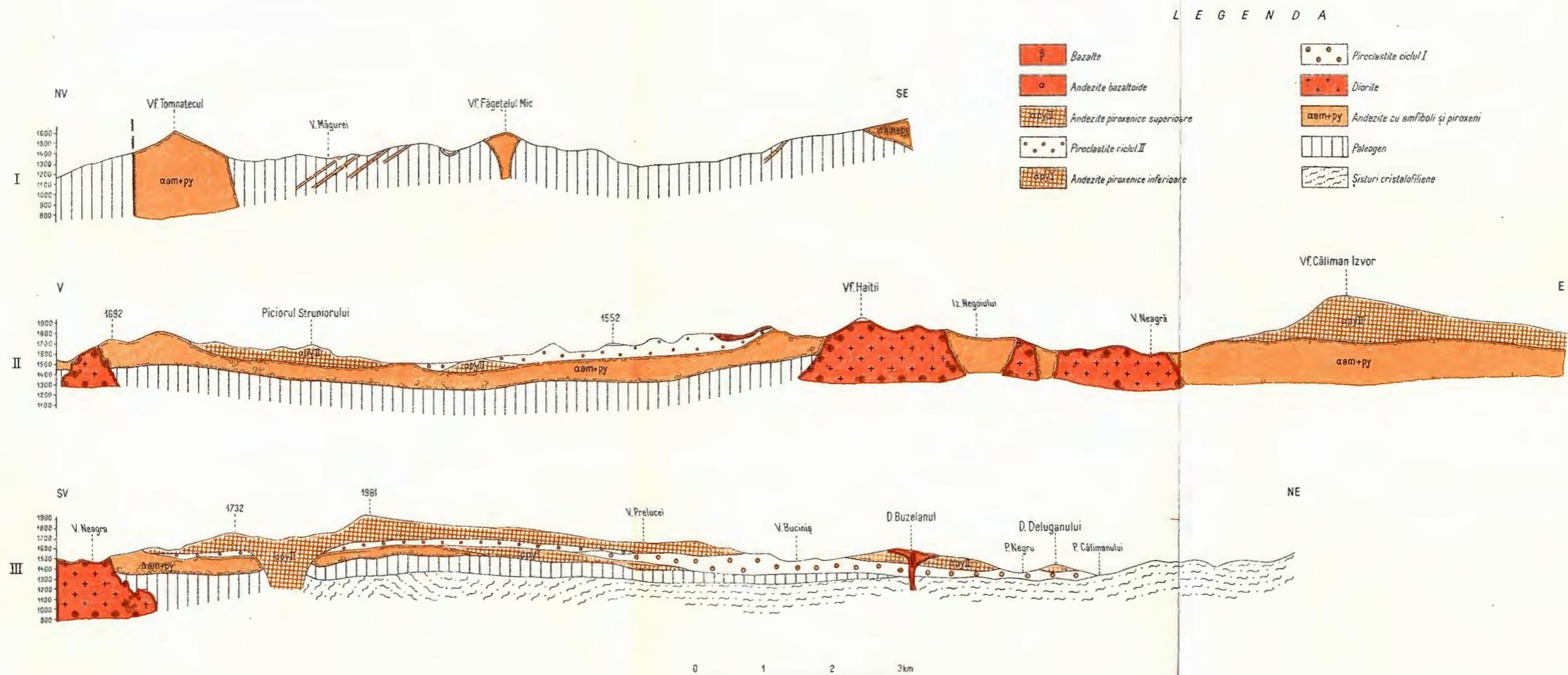
S. COSMA - I. TEODORU - CAMELIA TEODORU

HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR CĂLIMANI DE NORD ȘI BÎRGĂU DE SUD



S. COSMA - I. TEODORU - C. TEODORU

PROFILE GEOLOGICE ÎN MUNȚII BÎRGĂU DE SUD ȘI CĂLIMANI DE NORD



5. RĂDULESCU D. Probleme ale vulcanismului terțiар în M. Căliman Gurghiu-Harghita. *Acad. R. P. R. Stud., Cerc. Geolog.* Tom. VII. nr. 2. București 1962.
6. SAVU M., MASTACAN GH. Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région Est des M. Călimani. *C. R. Inst. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.)* T. III. nr. 2. București 1939.
7. SAVUL M. La bordure orientale des Monts Călimani *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București 1938.
8. TÖRÖK Z. Probleme tectonice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Studii și cercetări geologice—geografice* An. VII nr. 1 — 4. București 1956.

ВКЛАД К ПОЗНАНИЮ ГЕОЛОГИИ ГОР ЮЖНОГО БЫРГЭУ
И СЕВЕРНОГО КЭЛИМАНЬ

К. СТАНЧИУ, И. ТЕОДОРУ, КАМЕЛИЯ ТЕОДОРУ

(Краткое содержание)

В геологическом [составе данного] района принимают участие кристаллические, осадочные и изверженные породы.

Кристаллические породы встречаются на ЮЗ села Коверка, будучи представлены слюдистыми сланцами с мусковитом и биотитом, кварцово-мусковитовыми, серicitо-хлорито-кварцитовыми сланцами и карбонатными породами.

Осадочные породы образуют фундамент гор южного Быргэу и северо-западную и южную части гор Кэлимань. Возраст этих осадочных пород отнесен эоцену, олигоцену и миоцену.

В пределах изверженных пород были выявлены глубинные интрузивные и эфузивные породы.

Глубинные интрузии представлены диоритовыми и габбровыми породами, в то время как субвуликанические породы представляют разнообразности андезитов, появляющиеся в виде жил и тел, в особенности в горах Быргэу.

Эфузивные породы образуют почти всецельно горы Кэлимань, будучи представлены дацитами, андезитами с амфиболом и пироксеном, нижне-пироксеновыми андезитами, амфиболитовыми андезитами, верхними пироксеновыми андезитами, андезитами с биотитом и кварцем, базальтовидными андезитами и базальтами.

Продукты, соответствующие четырем моментам взрыва, являются дацитовыми туфами и пирокластитами I, II, III циклов. Эфузивные породы были извергены большой кальдерой Кэлимань, которая имеет диаметр, приблизительно, 10 км.

Фундамент гор Кэлимань не был образован из субвулканических пород, как это предполагалось до сих пор. Авторы пришли к выводу, что фундамент восточной части образован из кристаллических сланцев, а фундамент северной, восточной и южной частей образован из эоценовых, олигоценовых и миоценовых осадочных пород.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DES MONTS CĂLIMANI DU NORD ET DES MONTS BÎRGĂU DU SUD

PAR

COSMA STANCIU, TEODORU ION, TEODORU CAMELIA

(Résumé)

À la constitution géologique de la région présentée participent des roches cristallophylliennes, sédimentaires et éruptives.

Les roches cristallophylliennes apparaissent au SW du village de Coverca, comprenant des micaschistes à muscovite et à biotite, des schistes quartzito-muscovitiques, des schistes séricito-chlorito-quartzitiques et des roches carbonatées.

Les roches sédimentaires constituent le soubassement des Monts Bîrgău du Sud et des Monts Călimani du NW et du S, l'âge de ces sédiments étant attribué à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène.

Dans l'ensemble des roches éruptives, ont été identifiées des roches intrusives hypo-abyssiques et des roches effusives.

Les intrusions hypo-abyssiques sont représentées par des roches dioritiques et gabbroïques, tandis que les roches subvolcaniques présentent toute une gamme d'andésites sous forme de filons et de corps, surtout dans les Monts Bîrgău.

Les roches effusives constituent presque l'ensemble des Monts Călimani, représentées par les types suivants : dacites, andésites à amphibole et pyroxène, andésites pyroxéniques inférieures, andésites amphiboliques, andésites pyroxéniques supérieures, andésites à biotite et quartz, andésites basaltoïdes et basaltes.

Les produits volcaniques correspondant aux quatre moments d'explosion sont les tufs dacitiques et les pyroclastites des cycles I, II et III. Les roches effusives proviennent de la grande caldera des Călimani, avec presque 10 km de diamètre.

Le soubassement des Monts Călimani n'est pas constitué par de roches subvolcaniques comme on le croyait jusqu'à présent. Pour la partie orientale, les auteurs envisagent un soubassement formé de schistes cristallophylliens, tandis que pour la partie septentrionale, occidentale et méridionale, un soubassement formé de roches sédimentaires éocènes, oligocènes et miocènes.

CONTRIBUȚIUNI ASUPRA DISLOCAȚIEI
TINCova—POLOM DIN PARTEA DE SW
A MASIVULUI POIANA RUSCA¹⁾

DE

AL. DINCĂ, P. ZIMMERMANN

Cercetările întreprinse în anii 1960, 1961 și 1962²⁾, ne-au permis să identificăm o importantă dislocație tectonică în partea de S a Masivului Poiana Ruscă, între localitatea Tincova și Polom (la S de Ruschița), care pune în contact anormal atât seriile cristaline, în partea vestică, cât și Cristalinul cu Sedimentarul bazinului Rusca Montană.

Primele date asupra poziției anormale a seriei mezozonale (de Sebeș (9)) peste cea epizonală, în Masivul Poiana Ruscă, le avem de la prof. AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (4,8,9) pentru partea centrală și de SE a masivului.

În partea de SW a Masivului Poiana Ruscă, D. GIUȘCĂ și colaboratorii (6) sesizează de asemenea contactul anormal dintre seria mezozonală și cea epizonală ca fiind rezultatul unei împingeri de la S spre N, în fază hercinică și menționează că între cele două serii există o zonă cu minerale tipomorfe (granat, biotit, clorit) cu indicii de metamorfism regresiv. Autorii indică pentru prima dată existența unei brecii pe care o consideră de ori-

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1963.

²⁾ AL. DINCĂ. Prosp. geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (regiunea Tîlva Vîntului-V. Șoimului). Arh. Com. Geol. București 1960.

AL. DINCĂ. Prosp. geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (reg. Vârnița — Otelul Roșu). Arh. Com. Geol. București 1961.

AL. DINCĂ. Prosp. geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (regiunea Căvăran-Glimboca). Arh. Com. Geol. București 1962.

Gh. NEACSU, P. ZIMMERMANN, V. ZIMMERMANN. Raport geologic asupra lucrărilor de prosp. pentru minereu de fier din partea de SW a Masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol. București 1961.

P. ZIMMERMANN, V. ZIMMERMANN. Raport geologic asupra prosp. pentru sulfuri complexe în reg. Ascuțita Mică-Vf. Boul-Rușchița. Arh. Com. Geol. București 1962.

gină sedimentară, afirmind că ea se aşază normal pe cristalin și reprezintă primul termen al Cretacicului superior cu care începe sedimentarea în bazin.

Această brecie, cu aceeași valoare stratigrafică și cu aceleași caractere petrografice, a fost amintită și de L. PAVELESCU și R. DIMITRESCU în lucrări ulterioare (9, 10).

Cercetările noastre de detaliu au dus la detectarea unei dislocații tectonice importante, care se urmărește în zona studiată începând de la Tincova pînă în valea Ruschiței la S de localitatea Ruschița (pl. I). Dislocația, pe care o vom numi dislocația Tincova — Polom, se continuă spre E pînă în nordul Masivului Sebeș. O ramificație probabilă a acestei linii se îndreaptă spre Lunca Cernii de Jos unde am întîlnit-o într-o serie de profile de recunoaștere (pl. III).

Intre valea Timișului și valea Ruschiței, această dislocație are o lungime de peste 30 km, și este orientată aproximativ W—E, avînd în partea vestică o curbură cu direcția WSW. Dislocația Tincova — Polom este evidențiată în partea de W prin poziția anormală a seriei de Sebeș peste seria epimetamorfică a Cristalinului Getic din Masivul Poiana Ruscă (pl. II, profil I și II). Ea se situează la S de linia tectonică trasată de D. GIUȘCĂ și colab. (6) și se datorează unei subîmpingeri de la N avînd caracterul unei cute „à rebour” de tipul celei menționate de prof. AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (8) la Cinciș.

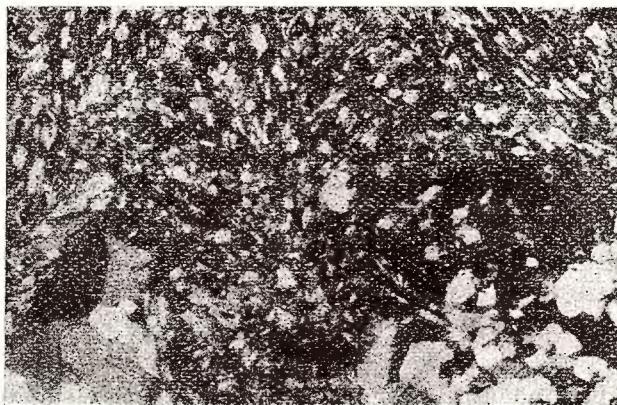
Șisturile cristaline ale seriei de Sebeș, care stau peste șisturile epimetamorfice, au inclinări de 50—90° spre S, iar acestea din urmă au inclinări tot spre S, cuprinse între 40°—70° marcînd o discordanță unghiulară (Planșa II, profil 1). Șisturile seriei epimetamorfice pot fi încadrate în faciesul șisturilor verzi, sub faciesul cloritic și biotitic, cu treceri spre faciesul amfibolitic (13). Ele au fost considerate ca șisturi epimetamorfice cu un grad mai ridicat de metamorfism.

Începînd din valea Cornetului către E, falia are un pronunțat caracter de încălecare, iar planul ei înclină spre N. Caracterul de încălecare este evidențiat de poziția anormală a șisturilor seriei epimetamorfice, care înclină cu 35°—45° spre N, peste marnele și marnocalcarele senoniene ce înclină tot spre N cu 40°—60°, uneori chiar 80°—90° în apropierea liniei tectonice (Pl. II, profil III, IV, V). În marnele și marnocalcarele senoniene am identificat în secțiuni numeroase forme de globotruncane bicarenate (*Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapparenti tricarenata* (QUEREAU), *Gl. marginata* (REUSS), *Gl. lapparenti* cf. *coronata* BOLLI, *Gl. cf. arca* (CUSHMAN), care caracterizează Senonianul inferior.

În acest sector, petecele de aglomerate și brecii vulcanice de vîrstă daniană (7, 11, 12) de la obîrșia văii Cornetului din Dealul Negru și din vîrful Cireșului, fac ca dislocația Tincova — Polom să prezinte cîteva discontinuități, deoarece acoperă pe distanțe scurte (1—2 km) această linie. În sfîrșit, în sectorul cuprins între vîrful Cireșului și valea Ruschiței, dislocația prezintă o inclinare spre S și o dublare secundară. Ea se vede foarte bine în valea Ruschiței pe traseul C. F. Industriale, vis-à-vis de gura văii Capra, unde se observă poziția de încălcare a micașisturilor seriei de Sebeș peste depozitele grezoase ale Sennonianului superior (Pl. II, profil VI).

Urmărirea dislocației în acest sector este îngreunată de corpul bănătic cumpăna Cireșului, care metamorfozează puternic rocile din jur, precum și de o serie de falii transversale în trepte care o fragmentează. De altfel dislocația Tincova — Polom este afectată de o serie de falii transversale cu direcția NW—SE și NE—SW, destul de frecvente în regiune.

Această importantă linie tectonică s-a format probabil în faza hercinică sau chimerică și a funcționat ca un plan labil în timpul mișcărilor austrice și laramice. Forțele tectonice, care s-au exercitat asupra rocilor din zona dislocației, în fazele orogenice amintite, au lăsat amprenta lor asupra petrografiei și structurii intime a acestor roci. Efectele acestor forțe, de-a lungul zonei de contact anormal, se recunosc printr-o suită de deformări mecanice, pornind de la fenomenele incipiente de retromorfism și cataclază pînă la formarea de brecii tectonice și roci milonitice.



Secțiune microscopică în brecia tectonică. 25 X.N.+.

Roci retromorfozate și cataclazate, mai rar milonite, se întâlnesc în sectorul Tincova — valea Cornetului, de-a lungul contactului tectonic dintre seria de Sebeș și seria epimetamorfică. În grupul acestor roci, tran-

sformările spre echilibrele minerale noi sunt în funcție de natura rocii readaptate. Amintim numai adaptările chimice pe care le suferă anumite minerale în condițiile proprii acestui contact tectonic : feldspat plagioclaz → sericit ; biotit → clorit, și clorit cu incluziuni de rutil ; granat → clorit ; hornblendă → epidot → clorit. Pe lîngă formarea noilor parageneze, are loc și o reangrenare texturală caracterizată prin inflexiuni ale mineralelor micacee, plierea lor în cute intime în jurul centrilor rigizi de feldspat plagioclaz și cuart (vezi figura). În cuprinsul pachetului de roci retromorfocate apar zone de cataclazite mai rar milonite ilustrînd și un proces de deformare mecanică a elementelor constitutive.

Efectele presiunilor tectonice sunt frecvent vizibile și în depozitele sedimentare. Marnele și marnocalcarele senoniene inferioare din vecinătate sunt puternic strivite și prezintă numeroase oglinzi de fricțiune. Aceste caractere, vizibile foarte frecvent, mai ales pe Valea Sarica, dau marnocalcarelor un aspect general solzos-șistos. Fenomenul de strivire puternică se observă și pe Valea Ruschița, pe linia C.F.I., în depozitele grezoase ale Senonianului superior¹⁾.

Începînd din valea Cornetului spre E fruntea planului de falie este de obicei marcată de o brecie tectonică cu o grosime de 0,5—2 m. Brecia tectonică se întinde pe valea Cornetului, pe afluenții văii Cireșului (Lozna Mică), pe afluenții văii Neagra și văii Varnița.

Studiul macro- și microscopic a arătat că această brecie este alcătuită din aglomerarea unor particule de sisturi epimetamorfice, colțuroase, sparte, neorientate, din care lipsesc elementele rulate. Ceea ce caracterizează brecia tectonică este constituirea ei în exclusivitate din elementele cristaline ale nivelului de sisturi epimetamorfice în care a avut loc mișcarea. De asemenea nu se observă un liant care să facă priza acestor elemente rupte mecanic în planul de încălecare și se remarcă absența elementelor rulate și subrotunjite.

Sub această brecie tectonică se situează o brecie sedimentară care este echivalentul stratigrafic al conglomeratului brecios din baza Danianului (bazinul Rusca Montană). Ea este antrenată tectonic pe planul faliei și se deosebește de brecia tectonică prin caracterul poligen al elementelor constitutive.

Brecia daniană este alcătuită din numeroase elemente de cristalin (sisturi sericito-cuartitice, sisturi sericito-cloritice, sisturi cuartitice, sisturi amfibolice, cuart alb mobilizat metamorfic, calcară cristaline, etc.)

¹⁾ Al. DINCA : Prosp. geol. pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (regiunea Tîrlava-Vîntului—V. Soimului). Arh. C. G. București 1960.

și mult mai rar elemente provenite din remanierea unor depozite sedimentare mai vechi. Astfel se întâlnesc elemente de marne roșii cu microfaună din Senonianul inferior și rare blocuri de gresii microconglomeratice.

Dimensiunile elementelor constitutive sunt cuprinse între centimetri și câțiva zeci de metri, fiind cimentate de o „matrice” formată din aceleasi elemente cristaline.

Elementele mici și medii sunt colțuroase, subrotunjite și chiar rulate, elipsoidale, indicând un transport destul de redus, sunt nesortate și cimentate haotic între elementele mari ale breciei sedimentare. Prezența elementelor rulate deosebește net brecia sedimentară de brecia tectonică. Sub microscop „matricea” breciei cuprinde și rare fragmente de aglomerate andezitice provenite din extruziunile banatitice ceea ce marchează începutul activității vulcanice în regiune.

Din modul de răspândire al elementelor breciei daniene rezultă că formarea ei a avut loc pe rama de N a bazinului Rusca Montană prin mecanismul de dezagregare și cădere gravitațională dintr-un țărm abrupt, combinată cu acumularea prin alunecare. La acest mod deosebit de formare se adaugă reorganizarea elementelor breciei în urma fenomenelor de încălcare, care a subliniat caracterul de tectonizare a formațiunilor de la limita contactului tectonic.

În ceea ce privește vîrsta dislocației Tincova—Polom, considerăm că ea s-a format într-o fază veche, hercinică sau chimerică și a fost reluată în mișările orogenice din faza austrică, cind s-a format bazinul Rusca Montană, și apoi în faza laramică. Evoluția dislocației Tincova—Polom, în regiunea cercetată, s-a terminat la finele Cretacicului superior, deoarece ultimele depozite pe care le afectează sunt cele grezoase ale Senonianului superior (5) și cele imediat superioare acestora, care reprezintă baza Dianului.

Acest important plan de falie, cu înclinări spre S, spre N sau la verticală, a constituit un drum ușor accesibil intruziunilor banatitice¹⁾, care se aliniază oarecum pe direcția lui.

Considerăm că această dislocație este continuarea spre NW a dislocației Oravița (pl. III).

O caracteristică importantă este paralelismul izbitor al acestei linii cu linia Pinzei Getice. Se remarcă în regiunea cercetată, o altă falie paralelă, mai la S, pe valea Fierului, în seria de Sebeș, care nu afectează însă depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană și rămîne în fundalul acestuia.

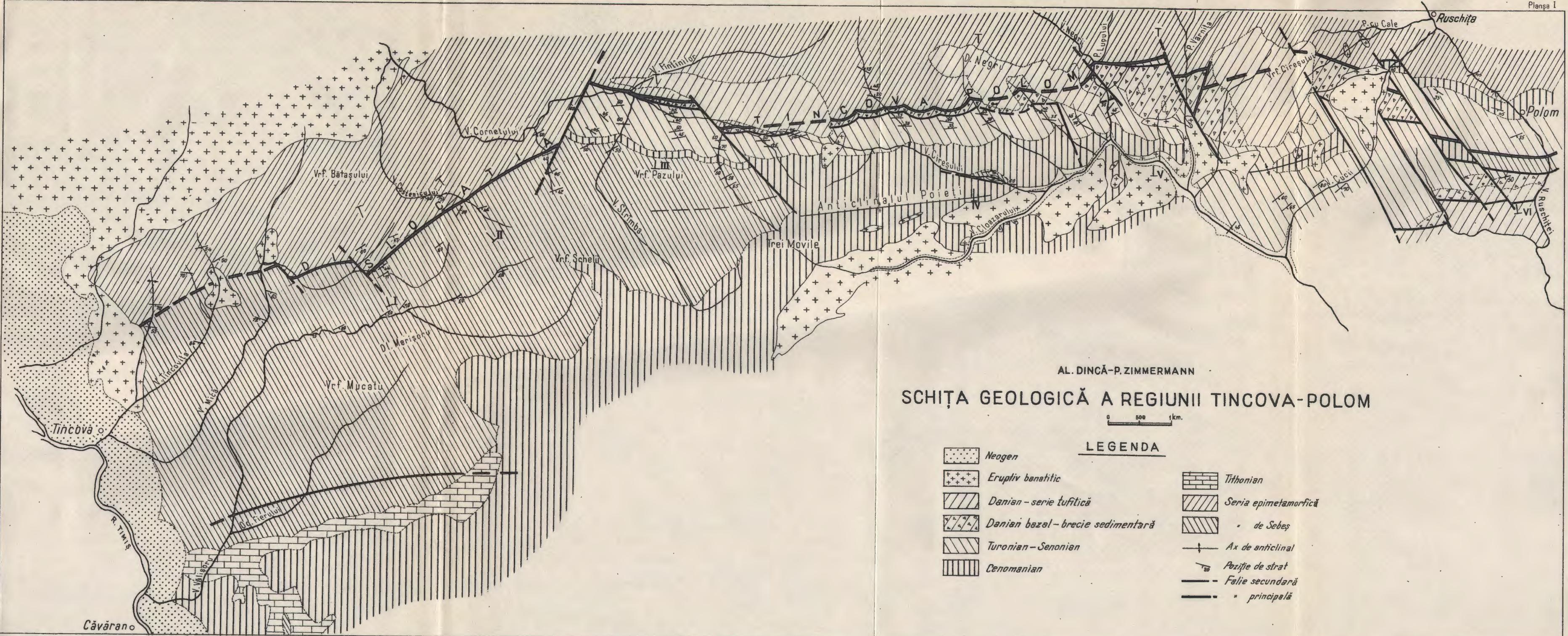
¹⁾ Gh. NEACSU, V. ZIMMERMANN. Raport geol. asupra lucrărilor de prosp. pentru min. fier din partea de SW a Masivului Poiana Ruscă. Arh. C. G. București 1961.

În concluzie, în zona de SW a Masivului Poiana Ruscă, între valea Timișului și valea Ruschiței, am identificat o dislocație tectonică importantă. Această dislocație reprezintă continuarea nord-estică a liniei Oravița și se continuă la rîndul ei spre E, pînă în nordul Masivului Sebeș. Ea este rezultatul unor presiuni din N și reprezintă un contact tectonic ezitant între seria de Sebeș și seria epimetamorfică a Cristalinului Getic, care trece la raporturi de încălcare a Cristalinului peste depozitele cretacice superioare ale bazinului Rusca Montană.

Evoluția acestei linii tectonice s-a terminat la sfîrșitul Cretacicului superior în faza laramică.

BIBLIOGRAFIE

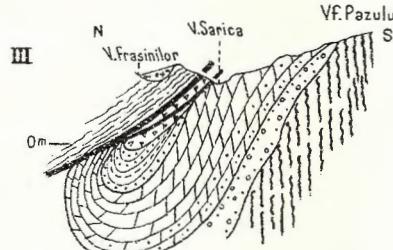
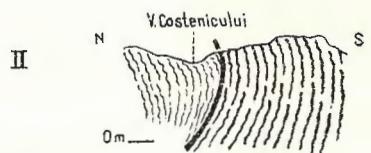
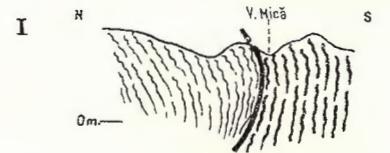
1. CANTUNIARI ST. Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI. București 1937.
2. CANTUNIARI ST. Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. III Bassin de Rusca. Région de Ruschița. III. Le versant sud de la crête Poiana Lungă—Măgura. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXVI. București 1941.
3. CODARCEA AL., Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinti. *An. Inst. Géol. Roum.* XX 1940.
4. CODARCEA AL., PAVELESCU L. Cercetări în regiunea Rușchița. *D. S. Com. Geol.* XXXVII, p. 13. București 1956.
5. DINCA AL. Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană *D. S. Com. Geol.* XLIX/2. București 1964.
6. GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D., STIOPOL V., DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de SW. *D. S. Com. Geol.* vol. XL. București 1957.
7. NOPCSA Fr. Zur Geologie d. Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Déva, Ruszkabánya u. d. rumän. Landesgrenze *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV. Budapest 1905.
8. PAVELESCU L. Studiul geologic al părții mediane și de SE a Masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVIII. București 1954.
9. PAVELESCU L. Geologia și petrografia regiunii Rușchița. *An. Com. Geol.* XXXI. București 1938.
10. PAVELESCU L., DIMITRESCU R. Contribuționi la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană—Lunca Cernii cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. R. P. R. Bul. St. șeția geologie* Tom. VI nr. 3. București 1955.
11. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Poiana Ruszka-Gebirges im Komitate Krassó-Szörény. *Jahr. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1905. Budapest 1907.
12. SCHAFARZIK FR.: Die geol. Verhältnisse d. Umgebung von Ruszkabánya *Jahr. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1906. Budapest 1908.
13. TURNER J. F. Reconsiderarea faciesurilor metamorfice. *Probleme fizico-chimice de formare a rocelor și minereurilor.* Vol. I ed. Acad. de Științe a U. R. S. S. Moscova 1961.
14. * * * Asociația geologică Carpato-Balcanică. *Ghidul excursiilor. C. Carpații Meridionali.* București 1961.



AL. DINCĂ - P. ZIMMERMANN

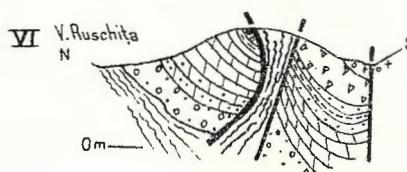
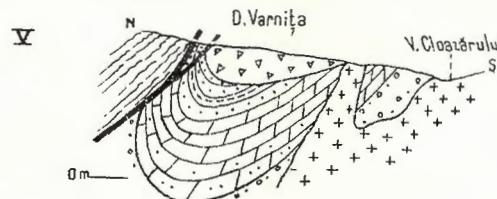
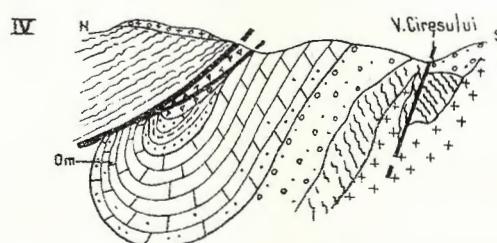
SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEА TINCОVA-POLOM

0 500 1 km.



LEGENDA

	Banatite
	Danian-Serie tufitică
	Danian bazal-brecie
	Senonian sup.
	Turonian-Senonian inf.
	Cenomanian
	Seria epimetamorfică
	"mesozonală"



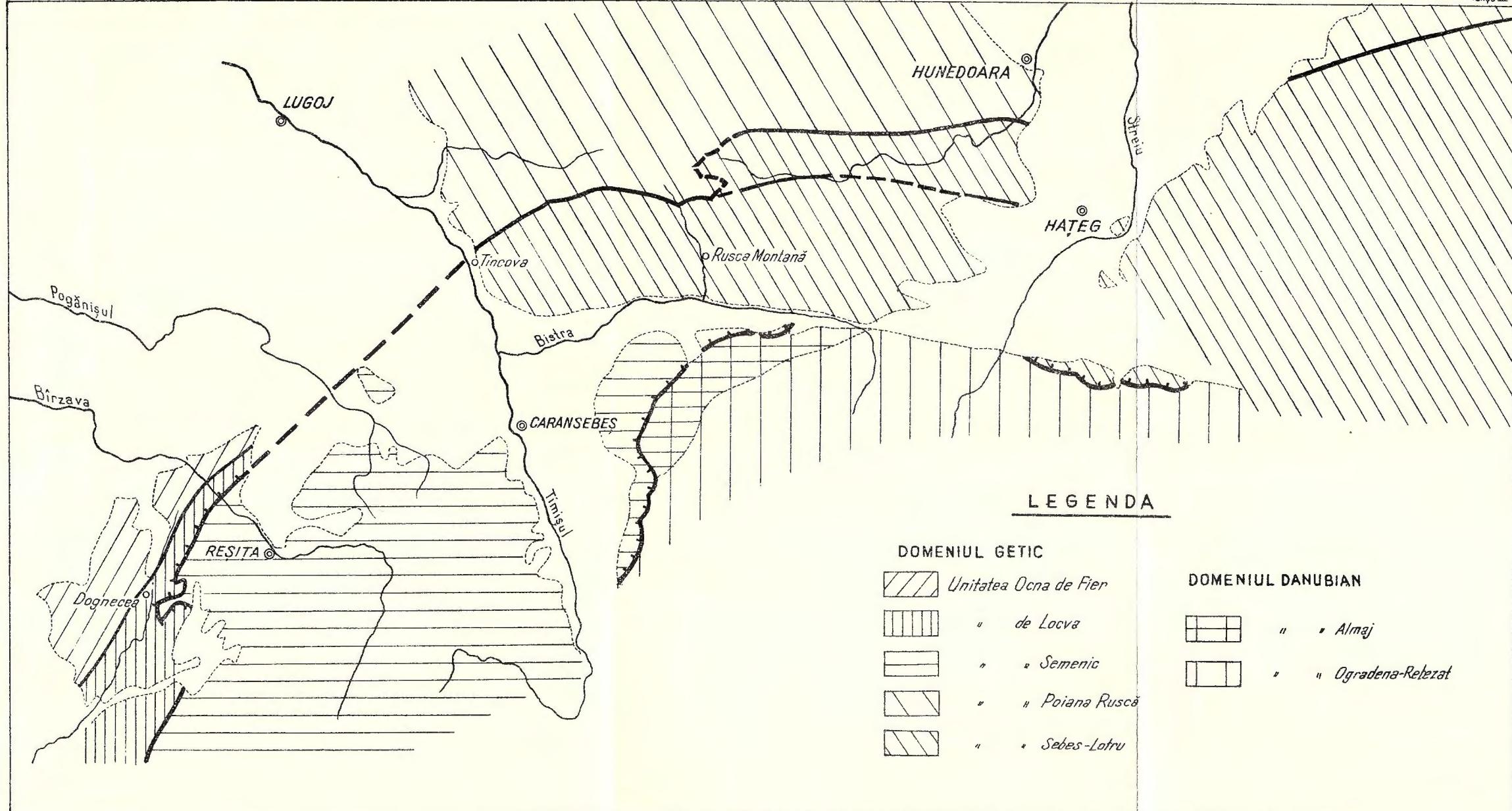
SCHIȚA TECTONICĂ A PĂRȚII DE NW A CARPAȚILOR MERIDIONALI

După ghidul excursiilor (1961) completată cu datele autorilor

5 10 15 Km.

DINCĂ AL., ZIMMERMANN P. Contribuții asupra dislocației Tincova - Polom din partea de SW a masivului Poiana Rusă

Planșa III



СВЯЗЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ТИНКОВА-ПОЛОМ В Ю-З
ЧАСТИ МАССИВА ПОЯНА-РУСКЭ

АЛ. ДИНКА, П. ЦИММЕРМАНН

(Краткое содержание)

В Ю-З части Массива Пояна Рускэ между Тинкова и Полом (на Ю. Рушница) авторы установили наличие значительной тектонической линии: разрывное нарушение Тинкова-Полом.

Это разрывное нарушение выявляется аномальными соотношениями между мезозоиальной серией (Себеш) и эпиметаморфической серией Гетского Кристаллического Массива, в западной части, а также взаимоотношениями надвига Кристаллического Массива на отложения верхнего мела (сеноиские и нижне датские яруса) бассейна Руска Монтанэ.

Регрессивно-метаморфизованные катализированные породы, миллониты, тектонические брекчии, осадочные сильно смятые породы, сопровождающие разрывные нарушения являются результатом тектонических действующих сил.

Разрывное нарушение Тинкова-Полом представляет, возможно, С-В продолжение разрывного сброса Оравица и продолжается на восток к бассейну Хацег (Ваду Добрий-Чинчиш).

Эта тектоническая линия составила зону доступа бантитовой магмы, охлажденные формы которой, выравниваясь вдоль ее, прослеживаются от долины Лоза Варница, к З под осадочным бассейном Карансебеша до Бокша.

Выявлен также параллелизм между этой линией и линией Гетского Покрова.

Эволюция этой тектонической дислокации в исследуемой зоне, началась, возможно, в герцинской или киммерийской фазах и была возобновлена в австрийскую фазу, когда образовался бассейн Руска Монтанэ и завершилась в конце верхнего мела в ларамийскую фазу.

SUR LA DISLOCATION DE TINCובה—POLOM DANS LA PARTIE SW DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

PAR

AL. DINCA, P. ZIMMERMANN

(Résumé)

Dans la partie SW du massif de Poiana Ruscă, entre Tincova et Polom (S de Rușchița) les auteurs signalent la présence d'une importante ligne tectonique, à savoir : la dislocation de Tincova—Polom.

Cette dislocation est mise en évidence autant par les relations anomalies entre la série de mésozone (à Sebeș) et la série épimétamorphique du Cristallin gétique (à l'Ouest) que par les rapports de chevauchement du Cristallin sur les dépôts crétacé-supérieurs (sénoniens et danien-supérieurs) du bassin de Rusca Montană.

Les roches rétromorphisées, cataclasées, les mylonites, les brèches tectoniques, les roches sédimentaires fortement broyées qui accompagnent la zone de faille, sont le résultat de l'action des forces tectoniques.

La dislocation de Tincova—Polom représente, probablement, le prolongement NE de la dislocation d'Oravița et continue vers l'Est, vers le bassin de Hațeg (Vadu Dobrii-Cinciș).

Cette ligne tectonique a constitué une zone d'accès pour le magma banatitique dont les formes consolidées s'alignent tout de son long, pouvant être suivi à partir de Valea Lozna jusqu'à Varnița, vers l'Ouest, sous le bassin.

On remarque également le parallélisme entre cette ligne et la Nappe Gétique. Dans la zone étudiée, cette dislocation tectonique a commencé, probablement, au cours de la phase hercynienne ou cimmérienne, elle a été renouvelée pendant la phase austrique lorsque s'est formé le bassin de Rusca Montană et s'est terminée à la fin du Crétacé supérieur, durant la phase laramienne.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ERUPTIVULUI
NEOGEN DIN REGIUNEA REMEȚI—SĂPÎNȚA—SĂRĂSĂU
(MARAMUREȘ)¹⁾

DE
ION GHEORGHIȚĂ

Introducere. Regiunea la care se referă prezenta lucrare este situată în extremitatea nord-vestică a țării noastre, la granița cu Uniunea Sovietică. Este cunoscută ca unitate geografică sub denumirea de Ținutul Maramureșului.

În partea de N regiunea este limitată de șoseaua Sighet—Satu Mare; la E de o linie N—S care trece prin localitățile Sărăsău și Iapa și ajunge pînă în Vf. Piatra Tisa (1015 m), iar la S de cumpăna de ape dintre valea Săpînței și valea Firizei. În partea de W limita regiunii cercetate o formează linia care unește dealul Mireșul Mic (544 m) cu Vf. Calamar (1109 m).

Lucrarea de față cuprinde o seamă de date care au rezultat în urma cercetărilor geologice desfășurate în anul 1958 de către următoarea echipă : I. GHEORGHIȚĂ, F. ARION, M. DOFESCU, R. JUDE, L. TEODORU, S. GOBJILĂ și C. IOANIDU²⁾ și în urma revizuirilor executate în anul 1959 (1), în vederea completării foii de hartă la scara 1 : 100.000 Sighet.

Relieful se caracterizează prin înălțimi de formă conică și dealuri cu abrupturi, ce formează limita cu zonele depresionare ocupate de formațiunile sedimentare.

Principalele înălțimi, care descresc de la S spre N, sunt : Vf. Negru (1232 m.), Vf. Țiganului, Vf. Brazilor, Vf. Pietrei (1120 m.), Vf. Piatra Săpînței (945 m.), Vf. Clivei (854 m.) etc.

¹⁾ Comunicare în ședința din 31 mai 1963.

²⁾ I. GHEORGHIȚĂ, F. ARION, M. DOFESCU, R. JUDE, L. TEODORU, S. GOBJILĂ și C. IOANIDU. Raport geologic asupra zonei Remeți — Săpînța — Iapa (Maramureș). Arh. Com. Geol. București 1958.

Cel mai important curs de apă este valea Săpînței, care împreună cu afluenții săi (valea Runcului, valea Vărăticelului, valea Paltinului și valea Mireșului), traversează regiunea de la S spre N.

Istoricul cercetărilor. Primele lucrări geologice din această regiune aparțin lui HAUER și RICHTHOFEN (1858), care au întocmit o hartă la scara 1 :75.000 ce cuprinde și regiunea noastră. După o perioadă de întrerupere, cercetările sunt reluate, între anii 1937—1943, de o serie de geologi dintre care cităm pe D. ANDRUSOV, T. SZÁLÁY, SZENTES, B. GÁLL, MAJZON, E. SZÁDECZKY - KARDOSS etc.

Lucrările mai recente aparțin geologului S. NASTĂSEANU¹⁾ după care sedimentarul din bazinul Maramureș este de vîrstă tortoniană, sarmatiană și pliocenă.

În cercetările lor asupra regiunii Sighet—Săpînța, E. GHERMAN și T. ICHIM de la Ministerul Petrolului²⁾, acordă atenție de asemenea, formațiunilor sedimentare, atribuindu-le Tortonianului, Sarmatianului și Panonianului.

Geologia regiunii

Regiunea Remeți—Săpînța se încadrează în lanțul eruptiv neogen al Munților Vihorlat—Oaș—Gutii. Au fost separate în cuprinsul acestei zone formațiuni sedimentare și roci eruptive, dar lucrarea de față se referă în mod special la rocile eruptive neogene.

Formațiunile sedimentare. Formațiunile sedimentare au o largă dezvoltare în această regiune, putind fi urmărite continuu în toată partea de N, de-a lungul Tisei, pînă în dreptul localităților Sărăsău și Iapa, apoi spre S și E.

În urma lucrărilor noastre am separat în regiunea Remeți—Săpînța—Sărăsău depozite aparținînd Miocenului, Pannonianului și Cuaternarului.

a) Formațiunile miocene ocupă o suprafață destul de vastă în extremitatea de N și NE a regiunii și reprezintă etajele Tortonian și Sarmatian.

În cadrul Tortonianului S. NASTASEANU identifică într-o zonă mai estică patru tufuri pe care le echivalează cu tuful de Dej din bazinul Transilvaniei sau cu tuful cu Globigerine din Subcarpați, iar depozitele predominant grezoase din jurul localităților Iapa și Sărăsău le atribuie Torto-

¹⁾ S. NASTASEANU. Raport geologic definitiv, sectorul Oncești—Giulești—Sighet—Iapa. Arh. Com. Geol. București 1953.

²⁾ E. GHERMAN, T. ICHIM. Raport geologic asupra regiunii Sighet Săpînța Dir. Petr. Arh. Com. Geol. București 1955.

nianului superior, paralelizîndu-le șisturilor cu Radiolari și marnelor cu *Spirialis* din Subcarpați.

Tortonianul E. GHERMAN și T. ICHIM consideră Tortonianul din regiune format din strate de Berbești în partea inferioară și strate de Sărăsău în partea superioară, ambele constituie dintr-un complex de marne nisipoase și gresii.

În urma cercetărilor noastre am atribuit Tortonianului superior formațiunile sedimentare din extremitatea de NE a regiunii pe teritoriul comunelor Sărăsău și Iapa. În partea de N și NE aceste depozite apar la zi de sub terasele cuaternare, iar spre SW suportă normal sedimentele sarmatiene.

Din punct de vedere litologic Tortonianul superior este alcătuit dintr-un complex preponderent gresos, care pe alocuri trece în părțile inferioare la marno-gresii și argile marnoase, iar în părțile superioare la nisipuri. Probele recoltate pe pîriul Bicului și pîriul Bertuțului de F. ARION și M. DOFESCU prezintă asociații microfaunistice caracteristice Tortonianului superior (zona paleontologică T₂) determinată de M. TOCORJESCU și V. COSMA de la Laborat. M. P., Intrepr. Prospecțiuni, din care cităm: *Bulimina elongata* (D'ORB.), *Bulimina elongata* variet. *subbuligata* (CUSH. PARKER), *Bulimina aculeata* (D'ORB.), *Bulimina pupoides* (D'ORB.), *Discorbis saulcii* (D'ORB.), *Cibicides bouéanus* (D'ORB.), *Cibicides floridanus* (CUSH.), *Cibicides pseudoungarianus* (CUSH.), *Cibicides lobatus* (WALKER-IACOB), *Globigerina bulloides* (D'ORB.), *Rabdammina discreta* (H. BRADY), *Rabdammina abyssorum* (M. SARS), *Rotalia beccariei* (LINNÉ), *Sphaeroidina bulloides* (D'ORB.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Globulina gibba* (D'ORB.), *Elphidium crispum* (LINNÉ), Ostracode (fragmente), spiculi de echinizi.

Grosimea totală a depozitelor tortoniene — după E. GHERMAN și T. ICHIM — din bacinul Maramureș a fost apreciată la 1.400—1.600 m. Autorii explică această grosime printr-o sedimentare foarte activă într-un bazin de scufundare. În regiunea Sărăsău însă grosimea Tortonianului este de cca 300 m.

Sarmatianul repauzează concordant peste depozitele tortoniene superioare și formează o fișie destul de lată în nordul regiunii, care se îngustează spre E și SE. Datorită marii varietăți de facies este greu de făcut orizontarea Sarmatianului, totuși E. GHERMAN și T. ICHIM bazați pe argumente litologice și paleontologice, disting 4 orizonturi.

Fauna din aceste serii a fost determinată de G. MOISESCU¹⁾.

¹⁾ G. MOISESCU, M. TUDOR, Raport geologic asupra raionului Sighet, regiunea Baia Mare, Arh. Com. Geol. București 1953.

Cele mai multe din probele colectate de F. ARION, R. JUDE, L. TEODORU, S. GOBJILĂ și C. IOANIDU conțin însă asociații de microfaună caracteristice pentru Buglovian. Astfel, din probele de pe valea Belmezeului și Valea Mare au fost determinate următoarele forme: *Cibicides lobatulus* (WALKER—IACOB), *Globigerina bulloides* (D'ORB.), *Haplophragmoides* sp., *Articulina problematica* (BOGDANOVICZ), *Quinqueloculina seminulum* (LINNÉ), *Triloculina circularis* (BORNEMANN), *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.), etc. Determinările micropaleontologice au fost executate de M. TOCORJESCU și V. COSMA.

Depozitele care conțin formele citate mai sus, sunt reprezentate printr-un complex care începe în bază cu marne cenușii, slab argiloase, friabile, cu intercalații de nisip și cu filme cărbunoase, care suportă gresii friabile, cenușii, și marne argiloase fin micacee.

Probele colectate pe valea Băilor (Remeți) și valea Iezuri (Săpînța) din marne nisipoase fin micacee cu impregnații cărbunoase, conțin forme ce corespund Sarmatianului mediu (zona micropaleontologică S₂ cu *Semseyia lamellata* FRANZEMAN).

Tuful de Remeți a fost separat — de către F. ARION — tot în cadrul depozitelor sarmatiene în extremitatea de NW a regiunii, pe teritoriul comunei Remeți. E. GHERMAN și T. ICHIM au atribuit acest tuf Buglovianului bazați pe faptul că marnele din baza lui au microfaună bugloviană și conțin impresiuni de *Ervilia*. Tuful are o culoare verzuie, verzuie-albicioasă, pe alocuri gălbuiie. La microscop apare evidentă structura vitrocristaloclastică, uneori litocristaloclastică și textura vacuolară-poroasă. Constituentii mineralogici sunt: fragmente de cuarț (40%), foile de biotit (1,5%), uneori fragmente de feldspați plagioclazi de tip andezin cu 35%. An și masa hialină (52—58,5%).

Grosimea totală a Sarmatianului a fost apreciată la aproximativ 600—750 m. El apare în facies neritic, de mare salmastră cu adâncimea redusă.

b) P a n o n i a n u l apare în regiunea cercetată numai în câteva petece izolate la S de comuna Remeți, Săpînța și Sărăsău.

Într-o regiune mai vestică, S. NĂSTĂSEANU determină într-un orizont nisipos-marnos o serie de Gasteropode și Lamelibranchiate, care atestă vîrstă pontiană a acestor depozite, peste care urmează un orizont nisipos cu intercalații de argilă, pe care îl echivalează în timp cu sedimenterile daciene din Subcarpați.

Noi am inclus la Panonian și ultimii termeni ai Sarmatianului, tot așa cum am procedat și într-o regiune mai la W (1). Astfel, petecului de gresii microconglomeratice de pe valea Săpînța din apropierea izvorului

mineral considerat de alții cercetători (E. GHERMAN, T. ICHIM) Sarmățian superior, i-am atribuit vîrstă panoniană.

În celealte puncte unde apar formațiunile panoniene sunt reprezentate prin marne argiloase, marne nisipoase și argile fine, — pe Valea Băilor — iar vîrstă pontiană este argumentată de prezența asociațiilor microfaunistice caracteristice (*Paracyprinia balcanica* ZAL, Ostracode, etc.). În cea mai mare parte depozitele panoniene sunt acoperite de Cuaternar, astfel încit delimitarea lor cartografică este dificilă.

Cuaternul este reprezentat prin depozite deluviale cu blocuri de andezite, aluviumi, terase și conuri de dejecție. Depozitele deluviale cu blocuri de andezite formează o zonă largă ce încadrează terenurile cu roci eruptive în partea de N și E. Blocurile sunt de andezite piroxenice, în general rotunjite, uneori colțuroase, cu dimensiuni variabile.

Rocile eruptive. Vulcanitele neogene din regiunea Remeți—Săpînta—Sărăsău reprezintă termenii unor erupții de vîrstă panoniană ce se încadrează în timp în faza a III-a a evoluției magmatismului din lanțul eruptiv Oaș—Gutii (3). Aceste roci ocupă toată portiunea centrală și de SW a perimetrului, reprezentate prin curgeri de lavă și aglomerate, sau stilpi vulcanici și structuri în formă de cupolă.

După compoziția mineralologică deosebim în regiune următoarele tipuri de roci eruptive : 1, andezite piroxenice și aglomerate cu tipurile : andezite cu hipersten și augit ; andezite cu hipersten ; andezite cu cuart și andezite cu hornblendă ; 2, porfire microdioritice cuartifere.

1. *Andezitele piroxenice.* Toată suprafața ocupată de vulcanitele neogene, cu excepția celor care formează dealul Mireșul Mic, revin andezitelor piroxenice și aglomeratelor cu care sunt asociate și se paraleleză cu andezitele de tip Ilba (3) din restul regiunii Baia Mare.

ACESTE ANDEZITE SUNT DE CULOARE CENUȘIE SAU CENUȘIE — NEGRICIOASĂ, RECONOSCÎNDU-SE UNEORI VARIETĂȚI CU ASPECT DE BAZALTE.

La microscop (determinările au fost executate de I. GHEORGHIȚĂ, M. DOFESCU, R. JUDE și S. GOBJILĂ) prezintă o structură porfirică, masa de bază fiind hialopilitică sau pilotaxitică, iar textura masivă sau fluidală. La alcătuirea mineralologică a rocii participă feldspatul plagioclaz, hiperstenul, augitul, uneori hornblenda sau cuarțul, iar ca minerale accesori magnetitul și apatitul. După prezența și abundența acestor constituenți mineralogici, am distins tipurile petrografice de mai sus. Dintre aceste tipuri, datorită marii lor asemănări, pe unele le-am putut separa cartografic.

A n d e z i t e l e c u h i p e r s t e n și a u g i t formează majoritatea, având cea mai largă răspândire în regiune din întreaga gamă a andezitelor piroxenice.

Plagioclazul are compoziția andezinului cu 40—50% An, iar pentru faciesurile mai bazice ajunge pînă la 60% An. Plagioclazul este zonat iar zonele marginale ale fenocristalelor prezintă un caracter mai acid.

Hiperstenul apare foarte frecvent în rocă, iar cristalele lui prezintă uneori o coroană de hematit. Mai rar se recunoște cristale de clinohipersten, iar uneori este cloritizat sau bastitizat.

Augitul este în majoritatea cazurilor subordonat hiperstenului, formînd de multe ori o coroană pe marginea acestuia. Are adeseori caracterul augitului titanifer și prezintă spărțuri adînci sau macle.

Pasta formează cea mai mare parte a rocii, cuprinzînd microlite de plagioclaz sau de piroxen și granule de minerale opace.

Aglomeratele acestor andezite apar pe cîteva din văile principale care brăzdează regiunea (valea Covătarilor, valea Runcului, valea Săpîntei și valea Roșie), acolo unde eroziunea a fost mai puternică pentru a le scoate la zi. Cimentul aglomeratelor este de culoare cenușie-albicioasă sau roșcată-violacee și prinde în el elemente de andezit în general rotunjite. Aceste elemente au aceeași compoziție mineralologică cu andezitele descrise mai sus; într-un singur caz, pe valea Săpîntei, am întîlnit un element de microdiorit.

A n d e z i t e l e h i p e r s t e n i c e au putut fi separate cartografic doar în două puncte din regiunea cercetată și anume în zona Vf. Brazilor (1063 m) și a văii Paltinului. În cazul acestor andezite singurul element femic ce se remarcă este hiperstenul. Acesta are incluziuni de feldspat plagioclaz și de minerale opace, prezintîndu-se adeseori maclat.

A n d e z i t e l e p i r o x e n i c e c u c u a r ț și a g l o m e r a t e l e l o r au fost de asemenea separate cartografic în partea centrală a perimetrului între valea Săpîntei și valea Socetului. Culoarea rocii în acest caz este cenușie-roșcată sau violacee, iar în alcătuirea mineralologică participă feldspat plagioclaz, hipersten, augit, cuarț, uneori hornblendă și magnetit.

Plagioclazul prezintă 7—8 zone de recurență, cele externe fiind mai acide. Conține incluziuni de pastă de-a lungul clivajelor și de multe ori marginea fenocristalelor este argilizată sau sericitizată. Plagioclazul este un andezin cu 45% An.

Hiperstenul apare ca fenocristale de dimensiuni remarcabile sau microlite în pasta rocii. Conține incluziuni de plagioclaz și de magnetit, iar pe margini are coroane formate dintr-unul sau mai multe cristale de augit.

Augitul se prezintă sub formă de cristale de dimensiuni reduse fiind corodat și impregnat cu magnetit, iar cu hiperstenul formează concreșteri.

Cuarțul apare în rocă în proporție redusă (2–3%), sub formă de cristale rotunjite de coroziune.

Hornblenda a fost întâlnită în unele secțiuni, reprezentată doar prin cîteva fenocristale de dimensiuni reduse. Are pe margini o coroană de reacție formată din oxizi de fier.

Aglomeratele acestor andezite care apar pe cursul mijlociu al văii Săpîntă, prezintă un ciment cenușiu-albicios, uneori violaceu, în care sunt prinse elemente rotunjite de dimensiuni variabile. Uneori cimentul este tufaceu, iar alteori atât el cât și elementele sunt hidrotermalizate.

Andezitele piroxenice cu hornblendă nu au putut fi separate cartografic însă în mai multe probe și secțiuni din cuprinsul regiunii s-a observat ca mineral melanocrat alături de hipersten și augit, hornblenda. Aceasta, în proporție redusă (1–2%) este reprezentată prin varietatea bazaltică și are uneori conturele opacitizate.

2. *Porfirele microdioritice cuarțifere* formează în regiunea cercetată dealul Mireșul Mic (544 m), situat la W de comuna Remeți. Această denumire a fost atribuită pentru a exprima faciesul subvulcanic al rocii cu compoziția mineralologică corespunzătoare andezitului cuarțifer. Structuri asemănătoare, caracteristice rocilor consolidate în domeniul subvulcanic am întâlnit tot în munții Oașului, într-o regiune mai vestică (1).

În masa rocii de culoare cenușie sau cenușie-negricioasă se remarcă feldspatul plagioclaz, hornblenda de dimensiuni mari, cuarțul și subordonat piroxeni și biotit.

La microscop roca prezintă o structură porfirică; masa de bază pilotaxitică este constituită din microlite de feldspat, subordonat piroxen și magnetit.

Plagioclazul este un andezin cu 40% An. În centrul fenocristalelor s-au format zeoliți, rămînind în exterior o zonă proaspătă. De asemenea în interiorul plagioclazului se recunosc microlite de hornblendă, probabil transformate în biotit și clorit.

Cuarțul (7–10% din rocă) este prezent ca cristale mărunte ce formează aglomerări, iar alteori ca cristale corodate.

Hornblenda, varietatea bazaltică, este reprezentată prin fenocristale de dimensiuni mari și sub formă de microlite în pastă. Este în general proaspătă, cu conturele ușor opacitizate.

Hiperstenul și augitul participă în cantitate destul de redusă în rocă, iar biotitul apare ca mineral secundar, format pe seama hornblendei. Cloritul, zeoliții și calcitul apar de asemenea ca minerale secundare.

Tectonica regiunii

Regiunea Remeți—Săpînta—Sărăsău constituie partea de W a bazinului de sedimentare a Maramureșului având aceeași evoluție. Cele mai vechi depozite cunoscute în regiune sunt cele de vîrstă tortoniană, peste care se dispun în succesiune normală sedimentele Sarmatianului inferior. Aceste formațiuni au în regiunea cercetată înclinări mici și prezintă o serie de cute cu orientarea generală ESE—WNW sau SE—NW, anticlinale și sinclinale. Depozitele panoniene sunt mult mai reduse ca suprafață, având de asemenea înclinări mici, în general spre S. Cutările pe care le prezintă, formațiunile sedimentare s-au datorat probabil presiunii rocilor eruptive dinspre S și SW, de unde ar putea rezulta că vîrsta acestor cutări este panoniană sau chiar postpanoniană, deoarece sunt afectate și aceste depozite. Mișcările oscilatorii au dus la formarea unei alternanțe de depozite pelitice și psamitice.

Vulcanitele neogene, care au dezvoltare largă în cuprinsul regiunii, se prezintă sub diverse forme de zăcămînt. Cea mai largă răspîndire o au curgerile de lavă, alături de care apar cîțiva stilpi vulcanici și mai rare structuri în formă de cupolă (dealul Mireșul Mic, Vf. Negru, etc.).

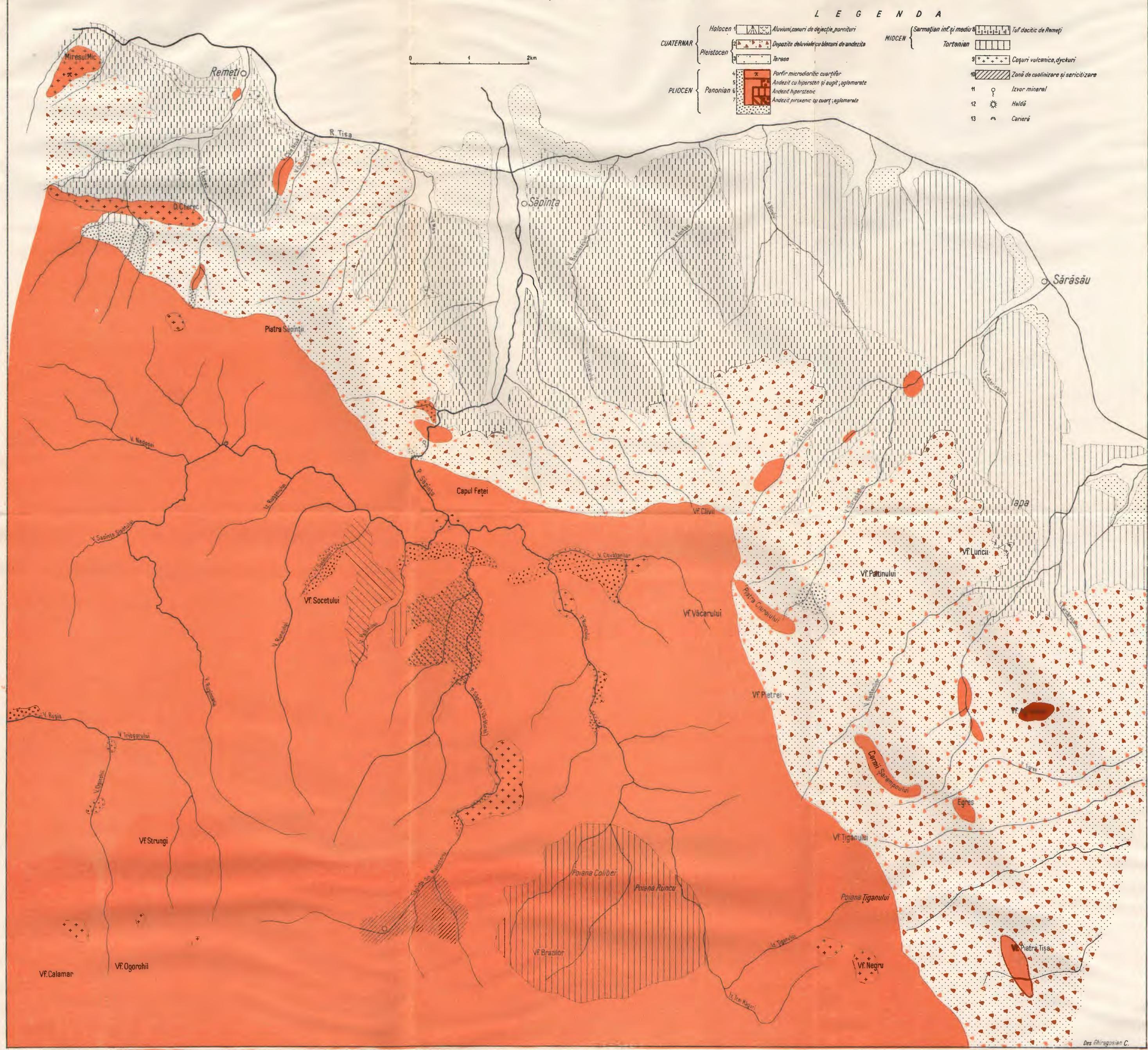
De remarcat este faptul că în această zonă în raport cu întreaga evoluție a vulcanismului din regiunea Baia Mare (2,3), variația petrografică este foarte mică, sunt prezenti aici numai ultimii termeni ai manifestațiilor vulcanice care au afectat regiunea Baia Mare, reprezentați prin andezite piroxenice și porfire microdioritice cuartifere. Aceste roci eruptive și aglomeratele cu care sunt asociate aparțin fazei a 3-a vulcanice care a avut loc la finele Panonianului și după acesta.

Concluzii. Rocile sedimentare din regiunea Remeți—Săpînta—Sărăsău aparțin Tortonianului, Sarmatianului și Panonianului. Depozitele tortoniene sunt reprezentate preponderent printr-un complex marno-grezos și apar în extremitatea nord-estică a regiunii. În sedimentele Sarmatianului inferior formate din marne, gresii și nisipuri, este intercalat tuful dacitic de Remeți, considerat buglovian. Panonianul, redus ca suprafață, este reprezentat prin marne agiloase sau nisipoase și argile fine.

Rocile eruptive se extind mult în partea de S și SW a regiunii cercetate, fiind lipsite de variație. Andezitele piroxenice și porfirele micro-

I. GHEORGHIȚĂ, F. ARION, M. DOFESCU, R. JUDE, L. TEODORU

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI REMETI - SĂPÎNȚA - SĂRĂSĂU (MARAMUREȘ - REGIUNEA BAIA MARE)



dioritice cuarțifere, singurele tipuri petrografice, reprezintă ultimele momente ale vulcanismului care a afectat regiunea Baia Mare. Aceste erupțiuni se încadrează în faza a 3-a de vîrstă panoniană și post-panoniană.

BIBLIOGRAFIE

1. GEORGHITĂ I., JUDE R., TEODORU L. Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen din regiunea Cămîrzana-Bixad (Munții Oașului). *Congresul Asoc. Carpato-Balcane Varșovia* 1963 manuscris.
2. GHEORGHITĂ I., DOFESCU M. Cercetări geologice în regiunea Firiza—Izvoare—Grăcești. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVI (1958 — 1959). București 1963.
3. GIUȘCĂ D. Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Asoc. Carp. Balc.* Kiev 1958.
4. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile neogene din nord-vestul Ardealului. *An. Com. Geol.* vol. XXVIII. București 1953.

К ПОЗНАНИЮ НЕОГЕНОГО ЭРУПТИВА РАЙОНА РЕМЕЦ—СЭПЫНЦА—СЭРЭСЭУ (МАРАМУРЕШ)

И. ГЕОРГИЦЭ

(Краткое содержание)

Область Ремец-Сэпинца-Сэрэсэу расположена в СЗ части страны составляя неотемленную часть впадины Марамуреш.

Исследования проведенные в этой области позволили автору сделать некоторые оценки относительно осадочных формаций, установить серию петрографических типов в пределах неогеновых эфузивных пород и выявить существующие соотношения между ними.

Осадочные формации принадлежат тортону, сармату и паннону. Тортонские отложения, обнажаются в северо-восточной окраине области, представлены в особенности мергеле-песчанистым комплексом. В отложениях нижнего сармата, состоящие из мергелей, песчаников и прослеживается дацитовый туф Ремец, принадлежащий бугловскому возрасту. Паннон занимает сокращенную площадь и представлен глинистыми мергелями, песками и тонкими глинами.

Неогеновые эфузивные породы, простирающие далеко на Ю и ЮЗ этой области представляют различные термины последовательных извержений, принадлежащих горной цепи Оаш-Гутый. По своему минералогическому составу, были выделены следующие типы пород:

пиroxеновые андезиты (с гиперстеном и авгитом, гиперстеновые, с кварцем и роговой обманкой) и кварцитовые микродиоритовые порфиры. Андезиты сопровождаются пирокластическими продуктами. Эти петрографические типы представляют последние моменты вулканизма, которому была подвергнута область Бая Маре, включенная в Ш-ю эруптивную фазу паннонского и постпаннонского возраста.

Область Ремец-Сэпинца составляет западную часть осадочного бассейна Марамуреш, представляя такую же эволюцию, в которой колебательные движения привели к образованию нового переслаивания пелитовых и псаммитовых отложений. Формы, под которыми обнажаются неогеновые вулканиты в пределах этой области, являются лавовые течения и агломераты.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'ÉRUPTIF
NÉOGÈNE DE LA RÉGION REMETI—SĂPÎNTA—SĂRĂSĂU
(MARAMUREŞ)

PAR
ION GHEORGHIȚĂ

(Résumé)

La région de Remeti—Săpînta—Sărăsău est située sur le territoire NW du pays, appartenant à la dépression du Maramureş.

Les recherches effectuées dans cette région ont permis de faire des appréciations sur les formations sédimentaires, d'établir une série de types pétrographiques dans le cadre des roches éruptives néogènes et de mettre en évidence les relations entre ces dernières et les roches sédimentaires.

Les formations sédimentaires sont attribuées au Tortonien, au Sarmatien et au Pannonien. Les dépôts tortoniens, qui apparaissent à l'extrême NE de la région, sont représentés par un complexe marno-gréseux. Dans les sédiments du Sarmatien inférieur, formés de marnes, de grès et de sables, est intercalé le tuf dacitique de Remeti, d'âge buglovien. Le Pannonien, occupant une aire réduite, est représenté par des marnes argileuses, des sables et des argiles fines.

Les roches éruptives néogènes qui s'étendent beaucoup dans le Sud et le SW de la région, représentent les divers termes de la succession d'éruptions de la chaîne des Monts Oaş—Gutii. Selon la composition minéralogique on sépare plusieurs types de roches, à savoir : andésites

pyroxéniques (à hypersthène et augite), andésites hypersthéniques (à quartz et hornblende) et porphyres microdioritiques quartzeux. Les andésites sont accompagnées par leurs produits pyroclastiques. Ces types pétrographiques représentent les derniers moments du volcanisme qui a affecté la région de Baia Mare, et appartiennent à la phase III d'éruption, d'âge pannonien et post-pannonien.

La région de Remetei–Săpîntă constitue la partie W du bassin de sédimentation du Maramureş, accusant la même évolution et dans lequel les mouvements oscillatoires ont donné lieu à une alternance de dépôts pélitiques et psammitiques. Les roches volcaniques néogènes apparaissent sous la forme de coulées de lave et de conglomérats.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC
AL CĂRBUNILOR LIASICI DE LA MINA COZLA(BANAT)¹⁾

DE
SMĂRĂNDIȚA ILIE

În această comunicare vom prezenta primele rezultate ale studiului petrografic efectuat asupra cărbunilor de vîrstă liasică din regiunea Cozla, pe baza cercetării unor probe colectate din mina Cozla, în cursul anului 1962.

Date generale asupra geologiei regiunii

Geologia regiunii va fi expusă după datele existente, bazindu-ne în special pe lucrările efectuate de GR. RĂILEANU (4).

Zăcământul de la Cozla este situat în zona Svinîța — Svinecea Mare (Banatul de sud), pe malul stîng al Dunării, la cca 5 km SE de comuna Berzasca.

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea zonei Svinîța — Svinecea Mare sunt reprezentate prin sisturi cristaline și depozite sedimentare paleozoice și mezozoice.

Sisturile cristaline alcătuiesc fundamentul regiunii și aparțin autohtonului pinzei getice, denumit de AL. CODARCEA „cristalinul danubian” (1). Depozitele paleozoice și mezozoice, alcătuiesc o largă zonă sinclinală cunoscută sub denumirea de zona Sirinia (1), sau zona Svinîța — Svinecea Mare (4).

Această zonă este unitară în partea de sud pînă la culmea Izvorul Drenetinei, de unde se desprinde spre vest o ramură secundară, constituind zona Cozla — Camenița, în care este situat zăcământul de cărbuni.

Depozitele paleozoice sunt reprezentate prin Carbonifer și Permian inferior. Carboniferul inferior este dezvoltat în facies de Culm, alcătuit din sisturi negre ardeziene, uneori noduloase și sisturi fine satinate.

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 mai 1963

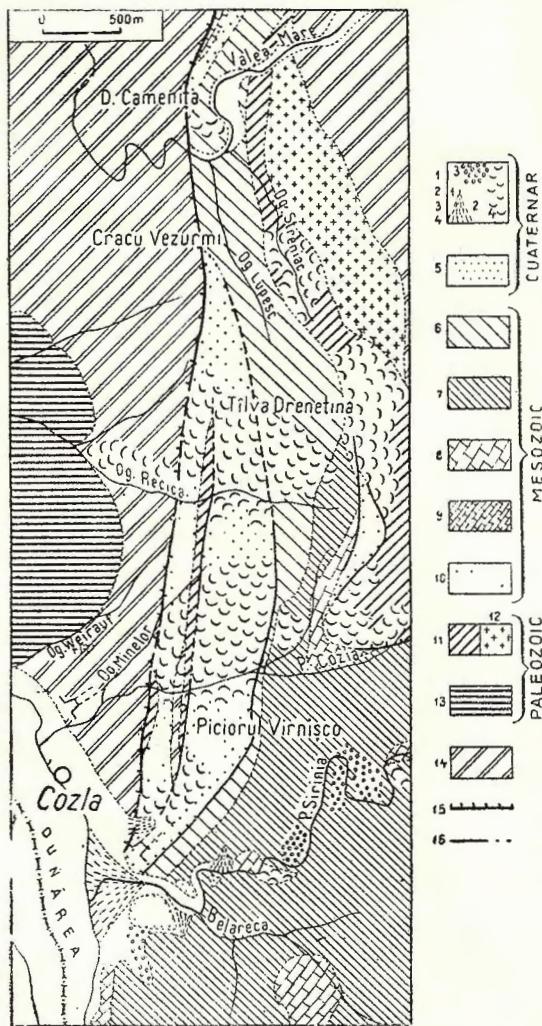


Fig. 1. — Schița geologică a zonei Cozla-Cainenița (după GR. RĂILEANU)

1. conuri de deiecție; 2. aluviuini; 3. grohotiguri de pantă; 4. alunecări; 5. terase; 6. Cretacic în facies de flis; 7. Cretacic inferior; 8. Malm; 9. Dogger; 10. Liasic, Permian inferior; 11. roci sedimentare; 12. roci eruptive; 13. Carbonifer inferior; 14. Cristalin; 15. linie de încălcare; 16. falie.

netina, pînă în zona cursului superior al ogașului Cracul Lupesc, formînd un sinclinal bine conturat (GH. PITULEA)¹⁾.

¹⁾ GH. PITULEA. Raport geologic preliminar asupra cercetărilor pentru huilă cocsificabilă, efectuate în zona Cozla Camenița 1960. Arh. Com. Geol. I.S.E.M.

Carboniferul superior este cunoscut numai din foraje în partea de nord a sinclinalului și este format din alternanțe de gresii, microconglomerate, argile și intercalării cărbunoase. Permianul inferior este constituit dintr-un complex de roci sedimentare: gresii, sisturi negricioase, arcoze, gresii și conglomerate roșii, aglomerate, brecii vulcanice, cinerite și roci eruptive de tipul mafalidelor, porfiritelor și porfirelor cuarțifere, ce traversează masa depozitelor sedimentare (4).

Depozitele mezozoice sunt reprezentate în această zonă prin formațiuni de vîrstă jurasică și cretacică. Jurasicul se dispune transgresiv peste Permian sau direct peste fundamentul cristalin și este reprezentat în regiune prin toate seriile: Liasic, Dogger și Malm.

Vom insista asupra descrierii Liasicului, care este bine dezvoltat în această zonă, constituind umplutura sinclinalului Cozla. Depozitele liasice apar începînd din sudul regiunii, de la Dunăre, și se continuă spre N prin culmile Cozlovaniac și Dre-

Liasicul din regiunea Cozla, dezvoltat în facies de Gresten, este alcătuit în bază din gresii argiloase, șistoase, curbicorticale, friabile, ușor micacee, cu aspect flișoid, șisturi argiloase negricioase cu impresiuni de plante, strate de cărbuni și intercalări de gresii silicioase. Peste gresiile silicioase din acoperișul șisturilor negre cărbunoase, urmează gresii marnoase, șisturi nisipoase fin micacee de culoare cenușie, cu aspect flișod, din care se citează (4) : *Cardinia (Thallasites) gigantea* QUENST., *Modiola neumayri* Tz., *Gresslyya petersi* TRAUTH, ce demonstrează vîrstă liasi-inferioară a depozitelor (Hettangian).

Liasicul mediu este alcătuit din gresii calcaroase nisipoase de culoare vînătă, care la partea superioară devin mai marnoase și capătă o nuanță roz. Aceste roci conțin o faună bogată de brachiopode, din care GR. RĂILEANU (4) a determinat : *Terebratula grestenensis* SUESS., *Spiriferina tumida* BUCH., *Lima pectinoides* SOW. Prezența acestor forme indică existența Sinemurianului.

Peste marnele nisipoase roz, urmează gresii marnoase calcaroase, în care se citează (4) : *Waldheimia (Zeilleria) nummismalis* LAMK., *Pholadomya decorata* HARTM. Spre partea superioară a succesiunii, rocile menționate trec în marne șistoase, de culoare brună, și care conțin formele : *Spiriferina rostrata* SCHLOT., *Spiriferina haueri* SUESS., *Pleuromya unionides* GOLD., *Pholadomya ambigua* SOW. Majoritatea speciilor aparțin, după GR. RĂILEANU Liasicului mediu, *Pholadomya ambigua* indică Domerianul.

Liasicul superior este constituit din gresii arcoziene conglomeratice cu ciment silicios, foarte dure, care se desfac în blocuri mari de 0,50—1 m grosime.

Doggerul este reprezentat în zona Sirinia prin depozite calcaroase. În sectorul Cozla, Doggerul este citat în Cioaca Cozlovaniac, unde este alcătuit din calcare cenușii cu textură brecioasă, care se laminează spre nord și dispar sub calcarele cretacice inferioare.

Malmul din acest sector, se dispune concordant peste Dogger. În perimetru din jurul minei nu s-au întîlnit depozite jurasice superioare.

Depozitele cretacice mărginise flancul estic al sinclinalului Cozla și sunt reprezentate prin calcare și marne eocretacice, și gresii și conglomerate neocretacice (facies de fliș).

Tectonica

Zona Svinița — Svinecea Mare a fost considerată de cercetătorii anteriori ca un larg sinclinal cu flancul estic nedislocat și cu flancul vestic răsturnat și faliat. GRIGORE RĂILEANU (4) a constatat că nu există un sin-

clinal unitar, ci este alcătuit din „cute minore” care formează împreună un sinclinoriu.

Deasemeni banda sedimentară Cozla — Camenița considerată de FR. SCHAFARZIK și Z. SCHRÉTER ca un singur sinclinal, reprezentă după GR. RÄILEANU două sinclinale :

Sinclinalul Cozla dezvoltat între Colonia Sirinia și Tilva Drenetina, umplut cu depozite liasice și sinclinalul Vîrnișco — Camenița, care se dezvoltă între gura Siriniei și Streniacul Cameniții, și a cărui umplutură o constituie depozitele flișului cretacic.

Depozitele sedimentare în care sunt cantonați cărbunii de la Cozla, alcătuiesc un sinclinal asimetric, orientat N—S, strâns cutat, aplecat spre est, cu flancul vestic laminat și prins sub șisturile cristaline ale zonei de Ielova retromorfice, iar cu flancul estic încălecind peste flișul cretacic(4).

În sinclinalul Cozla se cunoaște (4) existența a 3 linii mari de dislocație longitudinală, confirmate și de I.S.E.M. prin cercetările efectuate în această zonă (fig. 2).

După GH. PITULEA¹⁾ aceste falii care alcătuiesc „scheletul structurii Cozla”, au fost denumite : linia de încălecare Cozla—Cracul Lupesc, ce marchează încălecarea șisturilor cristaline peste flancul vestic al sinclinalului Cozla, linia Gura Sirinia — Polejnic care marchează deversarea sinclinalului Cozla (Liasic) peste depozitele flișului cretacic din sinclinalul „Sirinia—Camenița” și linia Colonia Sirinia — Cracul Lupesc, care separă în sinclinalul Cozla, doi solzi mai importanți de sedimente permisiene și liasice.

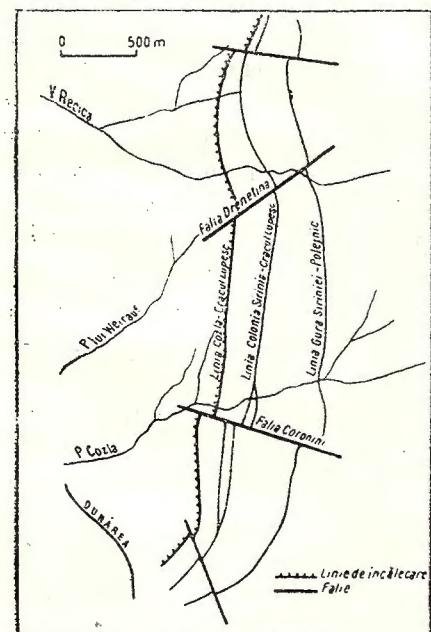


Fig. 2 — Schiță structurală (după GH. PITULEA I.S.E.M.).

În afara de aceste falii longitudinale, zăcământul Cozla, a fost afectat și de falii transversale care l-au separat în blocuri și anume : falia Coro-

¹⁾ GH. PITULEA. Raport geologic preliminar asupra cercetărilor efectuate pentru huilă cocsificabilă în zona Cozla, Camenița și Berzasca, în cursul anului 1961. Arh. Com. Geol. I.S.E.M.

nini cu direcția aproximativ NW—SE pusă în evidență prin decroșarea zăcămîntului spre vest și falia Drenetina, cu direcția NE—SW, marcată de o decroșare spre est.

Stratele de cărbuni

Cîmpul miner Cozla — Camenița se întinde pe o lungime de 9 km, fiind delimitat la sud de Dunăre și la nord de Tilva Brusului. Acesta se divide în 3 cîmpuri miniere secundare : cîmpul actualei mine Cozla la sud, cîmpul Recica — Valea Mare în partea centrală și cîmpul Camenița la nord.

Prezentul studiu s-a efectuat pe baza analizei a 80 probe de cărbune, colectate din cîmpul actualei mine Cozla. Cîmpul miner Cozla este cuprins între valea Sirinia la sud și falia Drenetina la nord, avînd lungimea de aproximativ 3 km și lățimea de 0,70 km. Acest cîmp se divide în două blocuri : blocul Ida la sud și blocul Coronini la nord, separate de falia Coronini.

În acest zăcămînt s-a pus în evidență existența a 3 strate de cărbune, cantonate în Liasicul inferior, care au fost denumite :

Stratul de coperiș sau stratul principal, situat la partea superioară a Liasicului inferior, sub orizontul fosilifer din baza Liasicului mediu, are grosimea variabilă, în medie cuprinsă între 1—3 m, uneori este laminat pînă la 0,20 m. Cărbunele din acest strat este mai curat, are caracter lenticular, prezentînd mari variații de grosime pe direcție și înclinare. Caracterul lenticular se datorește în special tectonizării puternice a zăcămîntului.

Stratul I de culcuș situat la aproximativ 10—20 m sub stratul principal, are grosimea în medie de 2—2,5 m, prezentînd tendințe de îngroșare spre nord, uneori se ramifică în 3—4 bancuri separate între ele prin gresii și sisturi argiloase.

Stratul II de culcuș, situat sub stratul I de culcuș, la distanțe ce variază între 5 și 25 m, este format ca și stratul I de culcuș din 2—3 bancuri de cărbune ce pot ajunge la grosimi de 0,26—2 m. Acest strat nu s-a exploatat decît foarte puțin deoarece nu corespunde calitativ, avînd uneori intercalății de steril, în proporție de 40—60%.

În general s-a constatat că stratele de culcuș se urmăresc mult mai greu, din cauza caracterului lentiliform, și a dispersării lentilelor în masa de gresii și argile șistoase, la distanțe mari una de alta.

Studiul petrografic al cărbunelui de la Cozla

Probele au fost colectate sistematic sub formă de profile continui din culcușul pînă în acoperișul stratului, colectîndu-se paralel și probe medii pentru analize chimice. Întrucînt cea mai mare parte din lucrările

subterane au fost executate în stratul principal, majoritatea probelor analizate aparțin acestui strat și numai un număr foarte mic, stratelor de culcuș.

S t u d i u l m a c r o s c o p i c . Cărbunele de la Cozla are culoarea neagră, luciu smolos, spărtura neregulată, este foarte friabil și prezintă numeroase oglinzi de fricțiune, care se observă chiar pe bucați mici de cărbune. Se sfarmă atât de ușor încât în momentul cînd este scos din mină este aproape pulverulent sau sub formă de fragmente mici colțuroase. Friabilitatea sa pronunțată și numeroasele oglinzi de fricțiune, sănătățile sunt indicii ale unei puternice solicitări tectonice.

Stratificația se observă cu foarte mare greutate numai la bucațile mai mari de cărbune, distingindu-se printr-o alternanță de benzi mate cu benzi lucioase, predominând aspectul lucios.

Pe placa de porțelan lasă o urmă de culoare brun închisă pînă la negru.

Dintre compoziției minerali, acest cărbune conține multă pirită, care nu se distinge cu ochiul liber pe cărbunele brut, ci se observă numai pe suprafețele lustruite.

S t u d i u l m i c r o s c o p i c . Cărbunele a fost cercetat prin metoda suprafețelor lustruite, secțiuni subțiri neputindu-se confecționa din cauza friabilității cărbunelui.

Componentii petrografiei ai cărbunelui

Descrierea componentelor petrografice o vom face în ordinea participării lor la alcătuirea acestui cărbune : vitrit, fuzit, masă de bază vitrinitică, duroclarit, clarodurit, clarit și componente minerali.

Vitritul. Vitritul este componentul predominant din cărbunele de la Cozla. Este lipsit complet de structură, reprezentând maceralul (elementul de constituție) numit collinit. În lumină reflectată are culoarea cenușie deschisă pînă la alb, fiind străbătut de numeroase crăpături neregulate (pl. I, fig. 1). Numeroasele crăpături observate în acest vitrit se datorează presiunilor puternice la care a fost supus, iar lipsa structurii celulare ne dă indicații asupra gradului avansat de carbonificare al cărbunelui.

Vitritul este microlitotipul care s-a format din materialul lemnos ce a trecut cîndva printr-o stare plastică ; spațiile celulare au fost umplute cu humus coloidal și s-a transformat într-o masă omogenă.

Vitritul din probele analizate se prezintă în general sub formă de benzi și petece, dar s-a observat și vitrit sfărîmat, alcătuit din particole izolate cu conture neregulate, unele foarte mici, altele mai mari, cimentate de o masă argiloasă, avînd culoarea brună (Planșa I, fig. 2). Sub acest

aspect s-a întinut vitrit mai ales la probele colectate din flancul vestic al sinclinalului, care suportă șisturile cristaline. La unele probe collinitul conține rare cuticule.

O altă formă de prezentare a vitritului cu totul deosebită este aceea de fășii cu marginile dantelate, care pătrund în masa de bază sau în fragmentele de fuzinit și semifuzinit, uneori înconjurându-le. Acest vitrit s-a format prin circulația soluțiilor bogate în acizi humici, care au pătruns pe crăpături sau în zone mai puțin rezistente și apoi s-au consolidat.

Uneori vitritul este puternic impurificat de substanțele minerale, în special de pirită care se prezintă sub forme variate: fin diseminată, granule izolate sau reunite în cuiburi și benzi. Pe crăpăturile vitritului s-au observat la cîteva secțiuni lustruite, depunerile CO_3Ca (Planșa IX, fig. 18).

Fuzitul. Fuzitul nu se distinge cu ochiul liber pe bucățile de cărbune brut, decit foarte greu. Pe suprafețele lustruite se remarcă unele benzi fine și mate sau porțiuni cu conture neregulate, lipsite de luciu și acestea conțin fuzit, care se pune în evidență prin studiul microscopic.

Fuzitul ca și vitritul, este un microlitotip monomaceral, adică alcătuit din elemente de constituție care aparțin unei singure grupe macerale. Fuzitul păstrează perfect structura celulară a lemnului din care a provenit, celulele având forme diferite după structura plantei respective și după modul cum a fost secționat. Apare sub forma a două varietăți: fuzinit și semifuzinit. Sub microscop se constată că în lumină reflectată, fuzinitul are culoarea alb gălbui, relieful ridicat și structura celulară clară, spre deosebire de semifuzinit (pl IV, fig. 2) care reprezintă un stadiu de trecere între vitrinit și fuzinit. În cărbunele de la Cozla predomină fuzinitul față de semifuzinit și anume varietatea fuzit moale, ale cărui cavitatei cellulare sunt goale. În general fuzitul se prezintă sub formă de fragmente de dimensiuni variabile, unele depășind chiar lungimea cîmpului microscopic, pînă la sfărîmături de celule (ace de fuzit). În urma observațiilor microscopic efectuate asupra acestui cărbune, s-a constatat că fuzitul este foarte sfărîmat, astfel încît la unele fragmente pereții celulelor au pătruns unii în alții, dînd naștere la structura în „arc”, iar altelei s-au păstrat numai punctele de unire ale pereților celulelor, structura numindu-se în acest caz „structură stelară” (pl. II, fig. 2).

Fuzitul fiind componentul ce păstrează structura plantei din care provine, este singurul care ne poate da indicații asupra structurii anatomice a plantelor de odinioară.

În cărbunele de la Cozla, fuzinitul fiind foarte sfărîmat datorită fragilității sale (căci are celulele goale), cît și din cauza deformărilor de natură tectonică, s-au întinut foarte puține fragmente care conservă structura.

S-au recunoscut structuri asemănătoare Cordaitelor la care se disting spațiile intercelulare (pl. II, fig. 1), structuri provenite din lemn de conifere, mai rar structuri reprezentând urme ale vaselor scalariforme de la ferige (p. IV, fig. 1).

Pe unele suprafețe lustruite (pl. III, fig. 2) s-a observat la fuzit prezența inelelor anuale de creștere, care se remarcă printr-o alternanță de zone cu celule de anotimp ploios, cu pereții subțiri, alternând cu zone de anotimp uscat, cu pereții groși, acestea indicind o periodicitate a climei.

Influența mișcărilor tectonice asupra acestui cărbune se poate observa clar în studiul microscopic, pe de o parte prin gradul pronunțat de sfârșitare al fuzitului (pl. III, fig. 1), cît și prin existența microfaliilor, care rup diferențele detaliu din cărbune, decalindu-le unul față de celălalt, mai evidente la fragmentele de fuzit.

G e n e z a f u z i t u l u i. După cercetătorii sovietici (2), în mlaștinile acoperite cu apă, descompunerea și transformarea resturilor vegetale în absența aerului, duce la procese de gelificare favorizând formarea vitritului, în timp ce în mlaștinile uscate, cu scurgere, predomină condițiile oxidante ale mediului, care duc la procese de fuzitizare, adică transformarea materialului într-o substanță semitransparentă sau opacă.

Prezența fuzitului în cantitate destul de mare în acest cărbune, ne conduce la ideia că în mlaștina respectivă, nivelul apei se schimbă la anumite intervale de timp, favorizând procesele de fuzitizare — spre deosebire de perioadele când materialul vegetal era complet acoperit de apă, formându-se vitritul și pirita.

Masa de bază. În cărbunele de la Cozla pe lîngă microlitotipii caracteristici huilelor, la unele suprafețe lustruite analizate, s-a observat o masă de bază vitrinitică, în care sunt înglobați diferenții microlitotipi avînd rolul de ciment.

De cele mai multe ori masa de bază este puternic impurificată de substanțele minerale și străbătută de crăpături neregulate (pl. V, fig. 2).

Duroclaritul este un microlitotip cu compoziție macerală de tranziție între clarit și durit, predominând partea claritică. În secțiunile lustruite examineate s-a constatat că duroclaritul apare sub formă de benzi ce alternează cu vitritul sau trece gradat din vitrit în duroclarit, prin îmbogățirea în corpi bituminoase și substanță opacă (pl. V, fig. 1). Duroclaritul se prezintă astfel în cîmpul microscopic : o masă de bază vitrinitică în care sunt incluse numeroase sfârșitmături de cuticule, cîteva cuticule bine conservate, ace de fuzit, fragmente mici de fuzit și în proporție mai mică micrinit (substanță opacă). Micrinitul este un maceral fin granular, fără structură și relief, care în lumină reflectată are culoarea albă. În duroclarit, mici-

nitul apare în cantitate mică și anume varietatea micrinit fin, frecvent sub formă de fulgi. Duroclarit în cantitate mai mare s-a observat în probele din blocul Coronini, suitor 504, flancul vestic, și în abatajul 638.

Claroduritul spre deosebire de duroclarit, are compoziția macerală intermediară între clarit și durit, dar mai apropiată de aceea a duritului.

În cărbunele analizat apare frecvent sub formă de benzi ce alternează cu vitrit sau masă de bază, sau trece gradat către ceilalți componenți. Este reprezentat ca și duroclaritul printr-o masă de bază vitrinitică, în care predomină inertinitul (micrinit, semifuzinit și fuzinit) și în proporție mai scăzută corpuri bituminoase foarte sfărimate.

Claritul reprezintă un microlitol tip bimacerat alcătuit din macerale ce aparțin grupelor : vitrinit și exinit. Exinitul în acest cărbune este alcătuit în cea mai mare parte din cuticule, care în general sunt foarte sfărimate. Uneori cuticulele sunt atât de numeroase, încât sunt lipite unele de altele, de cele mai multe ori sunt deformate, ondulate și rupte. După predominarea cuticulelor putem afirma că în acest cărbune există clarit de cuticule (pl. VI, fig. 1).

Duritul este constituit din macerale ce aparțin grupelor : inertinit (micrinit, fuzinit, semifuzinit, sclerotinit) și exinit. Cărbunele de la Cozla conține foarte puțin durit, numai în cîteva suprafețe lustruite pe anumite porțiuni, este alcătuit din : fragmente de fuzinit și semifuzinit, micrinit fin în proporție ridicată și exinit în cantitate foarte mică, reprezentat prin sfărimate de cuticule sau fragmente de corpuri bituminoase nedeterminabile.

Corpuri bituminoase în cărbune. În cărbunele de la Cozla au fost observate următoarele corpuri bituminoase : cuticule, rășini, scleroți.

Din analiza microscopică s-a constatat că majoritatea cuticulelor au pereții foarte groși (pl. VII, fig. 1), culoarea lor este cenușie, mai închisă decât a vitritului și au relieful pronunțat. Cuticulele au suferit puternice transformări, de cele mai multe ori au fost sfărimate pînă la fragmente foarte mici, ce pot fi greu identificate, sau au fost rupte, îndoite și deformate.

În probele examineate din blocul Ida s-au întîlnit cuticule mai puține decât în blocul Coronini.

În blocul Coronini (suitorul 504) s-au observat cuticule bine conservate, cu pereții groși, unele incluse într-o masă de bază impură, păstrînd țesutul interior (mesophilul). La toate cuticulele bine conservate din acest cărbune, se disting două margini : una exterioară netedă și una interioară caracteristică, în formă dinților de fierastrău, care reprezintă un rest al celulelor epidermice.

Rășini s-au întîlnit foarte puține, reprezentate prin granule mici izolate și apar destul de rar.

Scleroții care reprezintă sporii ciupercilor, se găsesc în număr redus, raportati la probele analizate. S-au observat scleroți monocelulari cu peretii groși (pl. VII, fig. 2) și scleroți pluricelulari.

Știind că scleroții reprezintă detalii foarte rezistente în cărbune, păstrindu-se și în cărbunii cu grad de carbonificare foarte avansat (huile antracitoase), lipsa scleroților caracteristici pentru Liasic, ne face să presupunem că nu au existat, sau dacă au existat, au fost sfârîmati împreună cu celelalte elemente, și în acest caz nu mai pot fi determinați pe cale microscopică.

Macrosporii și microsporii lipsesc cu desăvîrșire. Lipsa acestora s-ar datora pe de o parte participării Pteridophitelor în număr mic la alcătuirea acestor cărbuni, pe de alta dispariției lor în primele stadii de transformare a materialului generator de cărbuni.

Substanțele minerale. Substanțele minerale existente în cărbunele de la Cozla sunt : pirita, argila și carbonatul de calciu.

Pirita se află în cantitate foarte mare, fapt care explică conținutul ridicat de sulf din acești cărbuni (în medie 6%). Pe bucătările de cărbune brut nu se observă, însă pe suprafețele lustruite se remarcă cu ochiul liber.

Sub microscop, prezența piritei se constată aproape în toate suprafețele lustruite, îmbrăcind forme foarte variate : pirită fin diseminată în vitrit și masa de bază ; pirită sub formă de granule perfect rotunde sau neregulate, uneori reunite în cuiburi (pl. VIII, fig. 1). Această pirită este primară deoarece a luat naștere odată cu formarea cărbunelui.

Un alt mod de prezentare al piritei în acest cărbune este acela de a impregna interiorul celulelor unei structuri, sau invers impregnarea peretilor, cavitățile celulare răminând goale. În una din suprafețele lustruite examineate s-a observat pirită sub formă de depuneri inelare, cu peretii groși și interiorul gol (pl. VIII, fig. 2).

Substanța argiloasă are culoarea brună și înglobează fragmente de vitrit sfârîmat sau conține intercalații fine de vitrit, alcătuind șistul cărbunos.

Carbonat de calciu s-a observat numai la câteva probe, pe crăpăturile vitritului.

Analiza chimică a cărbunelui de la mina Cozla

Concomitant cu colectarea probelor pentru analiza petrografică, s-au colectat și probe medii pentru analiza chimică. S-au efectuat analize complete de către Serv. Laboratoare al Intreprinderii de Prospective

TABEL
Rezultatele analizelor chimice ale cărbunelui de la Cozla

Nr. crt.	Locul de unde s-a colectat proba (galeria, abataj, suitor, etc.)	Date raportate la proba de laborator														Date rap. la cărbunele anhidru (uscat la 105°C)	Date raportate la materia combustibilă									
		Umiditatea de imbibație U.i.-l	Umiditatea hidroscopică U.h.-l	Cenușă Cenl	Materii volatile Mvl	Carbon fix Cf	Cocs Kol	Aspectul cocișului	carbon Cl	Hidrogen Hl	Sulf. combust. Scl	Sulf total Stl	Oxigen Ol	Azot Nl	Putere calorif.		Materii volatile % MV _{mc}	Carbon fix % Cf _{mc}	Hidrogen % H _{mc}	Sulf combust. Sc _{mc}	Oxigen prin dif. O _{mc}	Azot % N _{mc}	Putere calor.			
1	Bloc Ida Abataj 622 Prof. I – Huilă Strat de acoperiș	0,5	2,15	9,4	32,65	55,3 100,0	64,7	aglomerat umflat	75,3	4,85	4,15	4,25	3,05	0,6	7456	7178	9,65	37,1	62,9 100,00	85,6	5,5	4,7	3,5	0,7 100,00	8477	8180
2	Bloc Ida Abataj 619 Prof. II Sist. huilos	1,5	1,7	52,65	19,10	25,05 100,00	77,7	aglomerat spongios friabil	32,65	2,55	1,9	2,35	6,65	0,4	3168	3011	54,4	43,25	56,75 100,00	74,0	5,75	4,3	15,05	0,9 100,00	7175	6874
3	Bloc Ida Abataj 620 Prof. III Huilă	0,5	1,6	38,9	23,7	35,3 100,0	74,2	aglomerat spongios	46,7	3,3	4,7	4,7	3,9	0,4	4613	4422	39,75	40,15	59,85 100,00	79,15	5,6	7,95	6,6	0,7 100,00	7819	7517
4	Bloc Ida Abataj 626 S Prof. IV Huilă	0,6	1,2	17,1	31,3	49,8 100,0	66,9	aglomerat umflat	68,25	4,2	3,9	4,05	4,1	0,65	6709	6471	17,4	38,65	61,4 100,00	84,15	5,2	4,8	5,05	0,8 100,00	8273	7992
5	Bloc Ida Abataj 626 (Pilier la oriz. 1 Prof. VI Huilă	4,35	1,6	13,1	32,05	48,9 100,0	62,0	aglomerat spongios	68,7	4,3	4,0	4,05	3,3	0,65	6797	6529	14,0	39,6	60,4 100,00	84,9	5,3	4,95	4,05	0,8 100,00	8396	8110
6	Bloc Coronini Suitor 504 (fl. vestic) Profil VII Huilă	0,5	1,9	8,7	33,4	55,5 100,0	64,2	aglomerat umflat	75,55	4,85	4,5	4,7	3,15	0,85	7406	7130	8,9	37,55	62,45 100,0	85,0	5,45	5,05	3,55	0,95 100,00	8331	8037
7	Gal. G 135 (fl. vestic) Profil VIII Huilă	1,3	2,4	10,0	32,35	53,95 100,00	63,95	aglomerat umflat	72,35	4,55	5,75	6,2	2,8	0,85	7289	7030	10,4	37,55	62,5 100,00	83,85	5,25	6,65	3,25	1,0 100,00	8457	8173
8	Bloc Coronini Abataj 638 Profil IX Huilă	0	1,4	13,05	31,6	53,95 100,0	67,0	aglomerat umflat spongios	72,45	4,55	3,2	3,3	4,7	0,65	7213	6959	13,25	36,95	63,05 100,00	84,7	5,3	3,7	5,5	0,8 100,00	8431	8145
9	Bloc Coronini Abataj 638 A Profil X Huilă	0,45	1,7	5,05	33,	59,0 100,00	64,05	aglomerat umflat	79,35	4,9	3,5	3,75	4,3	0,75	8018	7740	5,15	36,4	63,6 100,00	85,5	5,3	3,75	4,65	0,8 100,00	8640	8354
10	Bloc Coronini Abataj 614 Profil XI Huilă	0,3	1,65	7,05	33,0	58,0 100,00	65,5	aglomerat spongios	77,6	4,8	3,6	3,9	4,45	0,55	7849	7572	7,2	36,25	63,75 100,00	85,3	5,25	3,95	4,9	0,6 100,00	8619	8335
11	Bloc Coronini Abataj 611 Profil XIII Huilă	2,3	1,5	26,05	23,4	46,75 100,00	72,8	aglomerat spongios friabil	58,85	3,6	1,3	1,75	5,85	0,55	5688	5471	27,1	33,35	66,65 100,00	83,9	5,1	1,9	8,3	0,8 100,00	8108	7833
12	Bloc Coronini Abataj 630 Profil XVII Huilă	2,65	1,6	13,4	27,45	54,9 100,00	68,3	aglomerat spongios	70,45	4,3	2,7	2,85	4,05	0,85	6881	6623	14,0	33,35	66,65 100,00	85,55	5,2	3,2	4,9	1,05 100,00	8355	8074

(chimiștii I. IANCU, D. ȚINTILĂ, V. DUMITRIU, ALEXANDRA VASILIU și N. VLĂDESCU). Rezultatele au fost sintetizate într-un tabel.

Analizând aceste date, se constată următoarele :

Date raportate la proba de laborator. Umiditatea de imbibație variază între 0—4,35, iar cea higroscopică între 1,2—2,4.

Conținutul în cenușă este cuprins între 5,05—38,0.

Materiile volatile variază între 23,3—33,8 iar carbonul fix între $\frac{35,3}{100,00} - \frac{59,0}{100,00}$.

Cocsul obținut are următoarele aspecte : aglomerat umflat la 5 probe, aglomerat spongios la 4 probe, aglomerat spongios umflat la o probă și aglomerat spongios friabil la o probă. Din cauza proprietății exagerate de umflare, proba de cocs nu este prea bună, deoarece fișă mărește mult volumul și nu este nici rezistentă. (Comunicarea orală din partea tov. chimist I. IANCU). În concluzie cărbunele de la Cozla pentru a da un cocs bun, trebuie combinat cu un alt cărbune care să joace rolul de ameagrisant.

În ceea ce privește analiza elementară, s-au obținut următoarele date :

Carbonul are valori cuprinse între 46,7—79,35, hidrogenul 3,3—4,9, oxigenul 2,8—5,85 și azotul 0,4—0,85.

Sulful combustibil prezintă valori de la 1,3—5,75, iar sulful total 1,75—6,2. Conținutul mare în sulf se datorează piritei care se află în proporție ridicată în acest cărbune. Prezența piritei a fost pusă în evidență prin studiul microscopic.

Puterea calorifică superioară variază între 4613—8018, iar cea inferioară între 4422—7740. În ceea ce privește conținutul în cenușă raportat la cărbunele anhidru (uscat la 105°C), valorile variază de la 5,15—39,75.

Date raportate la materia combustibilă. Materiile volatile raportate la materia combustibilă au valori foarte ridicate, fiind cuprinse între 33,35—40,15. Aceste valori se datorează corpurilor bituminoase, abundente în cărbunele de la Cozla, dar care din cauză că sunt sfărâmate, uneori se recunosc foarte greu la microscop.

Carbonul fix variază între $\frac{59,85}{100,00} - \frac{66,65}{100,00}$, carbonul între 79,15—85,6, hidrogenul are valori cuprinse între 5,1—5,6, oxigenul între 3,05—8,3 și azotul $= \frac{0,6}{100,00} - \frac{1,03}{100,00}$.

Sulful combustibil are valori mari, ce sunt cuprinse între 1,9—7,95, acest conținut ridicat în sulf se datorează mai cu seamă piritei, care este frecvent întâlnită în cărbunele de la Cozla.

Puterea calorifică superioară este cuprinsă între 7819—8640 Kcal/Kg și cea inferioară între 7517—8354 Kcal/Kg.

Concluzii

În această lucrare s-au studiat cărbunii liasică de la mina Cozla, din punct de vedere petrografic și chimic.

Din analiza macroscopică rezultă o friabilitate pronunțată, numeroase oglinzi de fricțiune și lipsa unei stratificații clare.

Din analiza microscopică s-a constatat că la alcătuirea acestor cărbuni participă următorii microlitotipi: vitritul, fuzitul, masa de bază vitrinitică, duroclaritul, claroduritul, claritul și în proporție redusă duritul.

Predominarea vitritului ne duce la concluzia că materialul lemnos a avut un rol important în formarea cărbunilor, iar lipsa structurii indică un grad avansat de carbonificare.

Fuzitul este în general foarte sfârmat și străbătut de microfali. Fiind singurul microlitotip ce păstrează structura anatomică a plantelor din care provine, s-a putut constata pe cale microscopică predominarea lemnului de Gimnosperme, la formarea fuzitului.

Prezența vitritului și a fuzitului în cantitate mare în acest cărbune, dă indicații asupra schimbării periodice a nivelului apei în turbăria respectivă. Deci, cînd materialul vegetal era complet acoperit de apă, favoriza formarea vitritului (gelificarea) și invers, în contact cu aerul într-un mediu puternic oxidant, același material genera fuzit.

Referindu-ne la ceilalți microlitotipi, pe baza analizei microscopicice se poate trage concluzia că în alcătuirea petrografică a cărbunelui de la Cozla, predominantă microlitotipii cu compoziție, macerală de tranziție: duroclarit și clarodurit, față de claritul de cuticule.

S-a constatat că toți componenții petrografici (microlitotipii) acestui cărbune sunt puternic sfârmati și uneori străbătuți de microfali, mai evidente la fuzit, care sunt dovezi ale puternicei solicitări tectonice suferite de aceștia.

Analiza chimică a pus în evidență valori foarte ridicate pentru materiile volatile, un conținut relativ ridicat de sulf (6%) confirmat și pe cale microscopică prin existența piritei în cantitate mare.

După rezultatele analizei chimice, combinate cu studiul microscopic, cărburile de la Cozla reprezintă o huilă, care nu coacăse în întregime probabil din cauza impurităților minerale și a conținutului ridicat în substanță opacă, inertă. Pe baza analizelor chimice, se încadrează între huila grasă și huila de gaz.

PLANSA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit), cu crăpături neregulate. Mina Cozla, stratul de coperiș. x 170.

Fig. 2. — Vitrit sfărmat Mina Cozla, stratul de coperiș. x 60,



1.



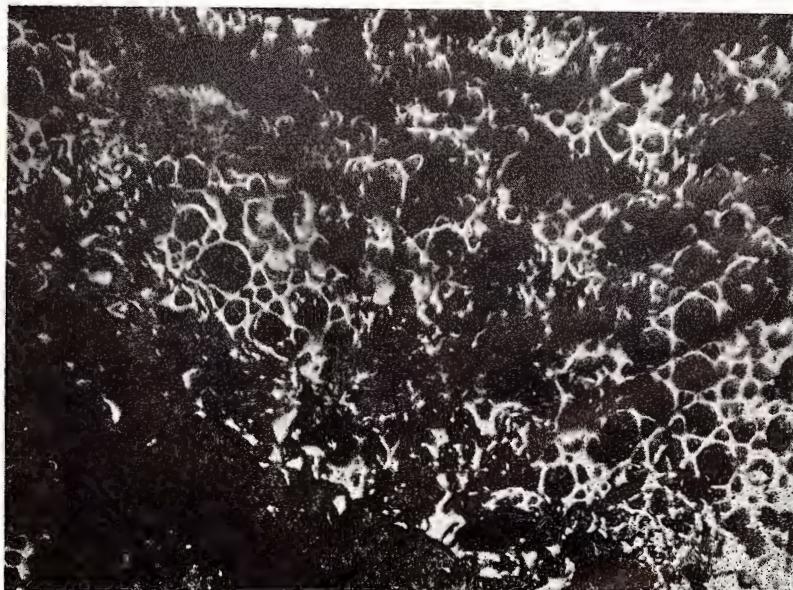
2.

PLANSA II

PLANŞA II

Fig. 1. — Fuzinit moale, parțial sfărmat, reprezentând structură asemănătoare Cordaitelor.
Mina Cozla, stratul de coperiș. x 170.

Fig. 2. — Fragment de fuzinit cu structură stelară Mina Cozla, stratul de coperiș. x 170.



1.



2.

PLANSA III

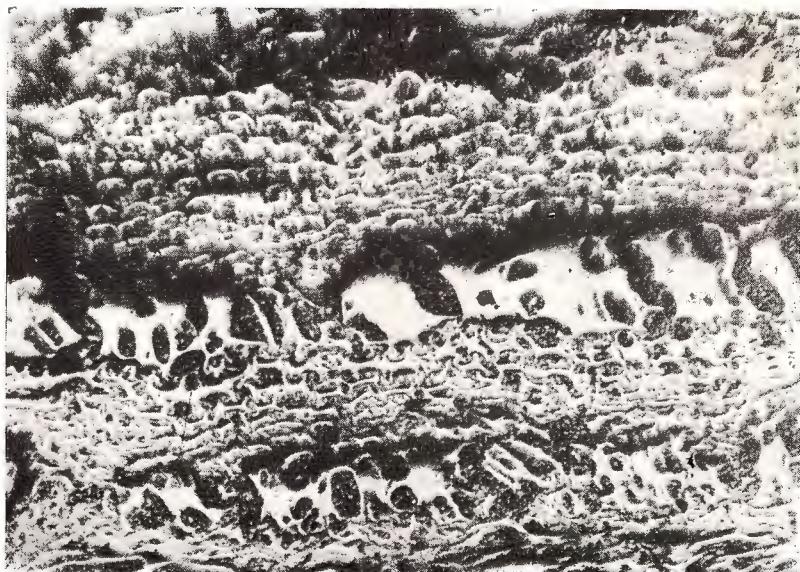
PLAÑSA III

Fig. 1. — Fuzinit moale, fragmentat, cu orientări diferite. Mina Cozla, stratul de coperiş.
Fig. 2. — Fuzit cu inelele anilor. Celulele de anotimp uscat sunt bine păstrate, cele de anotimp
ploios sunt sfărimate, avind structura în „arc”. Mina Cozla, stratul de coperiş. x 170.

SMĂRĂNDIȚA ILIE. Cărbunii liasici de la mina Cozla-Banat. Pl. III.



1.



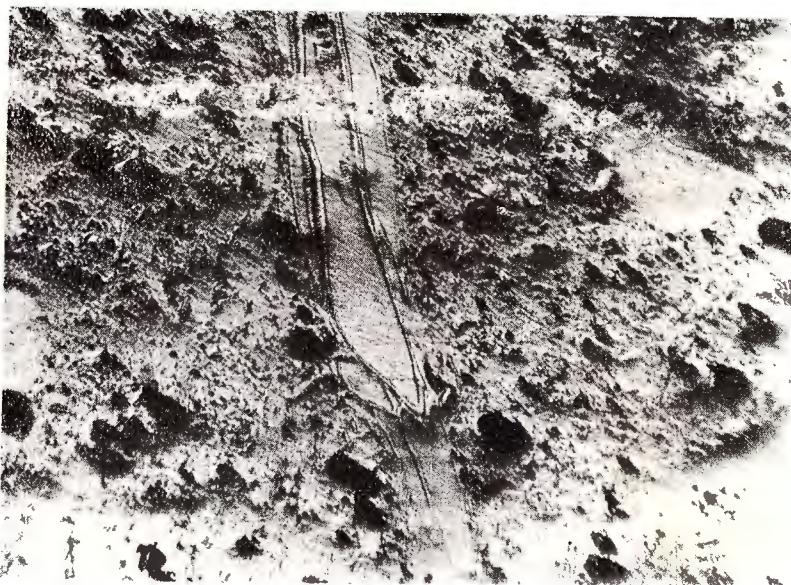
2.

PLANŞA IV

PLANŞA IV

Fig. 1. — Traheidă lemnoasă cu structură scalariformă caracteristică ferigelor. Mina Cozla, stratul de coperiş. x 170.

Fig. 2. — Semifuzinit (a) vitrinit (b) Mina Cozla, stratul de coperiş. x 170.



1.



2.

PLANŞA V

PLANŞA V

Fig. 1. — Duroclarit (M = fulgi de micrinit C = cuticule sfărimate) Mina Cozla, stratul de coperiş. x 170.

Fig. 2. — Masă de bază vitrinitică, impură Mina Cozla, stratul de coperiş. x 60.



1.



2.

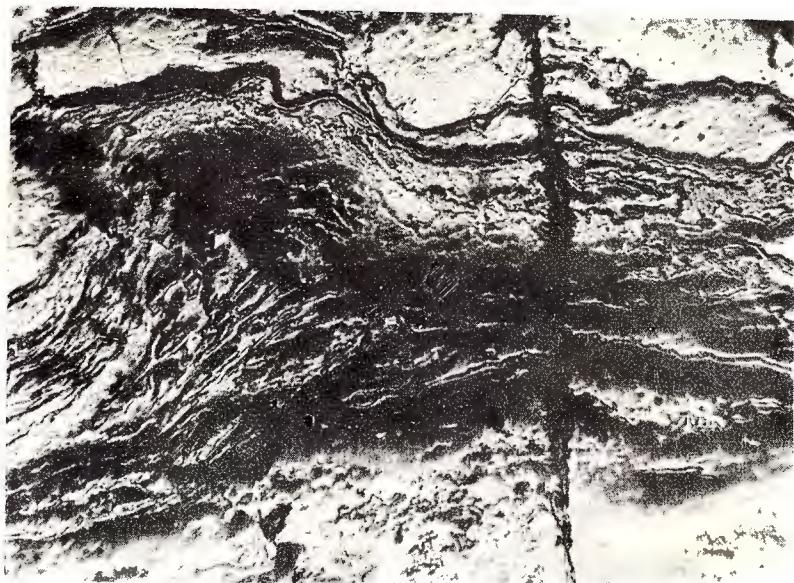
PLANSĂ VI

Construcția unei căi ferate de la Cernavodă la Constanța și extinderea ei pînă la Sulina.

PLANŞA VI

Fig. 1. — Clarit de cuticule Mina Cozla, stratul I de culcuş. x 60.

Fig. 2. — Cuticule cu pereţii subţiri Mina Cozla, stratul de coperiş. x 170.



1.



2.

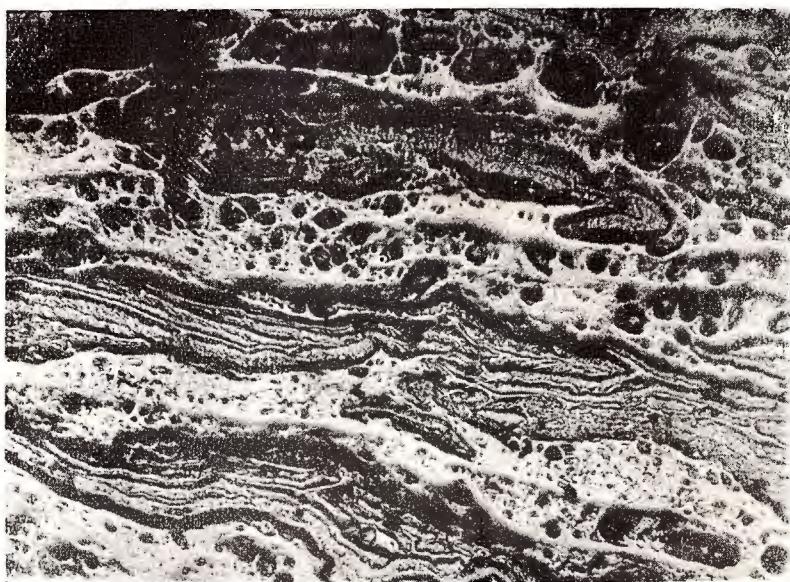
PLANSĂ VII

PLANŞA VII

Fig. 1. — Cuticule cu pereții groși, incluse în masa de bază vitrinitică Mina Cozla, stratul de coperiș. x 170.

Fig. 2. — Scleroțiu monocelular rupt, cu pereții groși. Mina Cozla, stratul de coperiș. x 170

SMĂRĂNDIȚA ILIE. Cărbunii liasici de la mina Cozla-Banat. Pl. VII.



1.



2.

PLANSA VII

PLANSA VIII

Fig. 1. — Carbonat de calciu, depus pe crăpăturile vitritului. Mina Cozla, stratul de coperiş.
x 170.

Fig. 2. — Pirită care a impregnat un ţesut cu celule hexagonale. Mina Cozla, str. I de culcă.
x 170.

SMĂRĂNDIȚA ILIE. Cărbunii liasici de la mina Cozla-Banat. Pl. VIII.



1.



2.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinti. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti 1940.
2. JEMCIUJNICOV I. A. Geologia generală a cărbunilor fosili. *Uglelizdat* 1848.
3. MATEESCU I. Studiul petrografic al cărbunilor din bazinile Secul și Doman *An. Com. Geol.* vol. XXX. Bucureşti 1957.
4. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Svinia Fața Mare. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.* T. V., nr. 2. Bucureşti 1953.

К ПОЗНАНИЮ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛЕЙАСОВЫХ УГЛЕЙ ШАХТЫ КОЗЛА (БАНАТ)

СМЭРЭНДИЦА ИЛИЕ

(Краткое содержание)

Макроскопический анализ углей Козла выявляет резко выраженную рыхлость, отсутствие ясной стратификации и многочисленные зеркала трения, доказывающие огромную тектоническую нагрузку.

На основании микроскопического анализа устанавливается, что в его состав входят следующие микролитотипы (петрографические компоненты): витрен, фюзен, основная масса, дюренокларит, кларито-дюрен, кларит и в очень малой мере дюрен.

Исчезновение структуры у витрена доказывает резко выраженную степень угледействия и преобладание этого микролитотипа приводит к заключению что деревянное вещество имело важную роль в образовании этого угля.

В нижних слоях залежи витрен находится в форме полос с зубчатыми окраинами, которые внедряются в основную массу или окружают обломки фюзена. Его образование объясняется циркуляцией растворов богатых гуминовыми кислотами, которые потом затвердились.

В значительных количествах находятся в этом угле и фюзен представленный разновидностями мягкого фюзенита и полуфюзенита.

Вообще фюзен бывает очень обломочным, достигая до фюзеновых иголок, по которому поводу, хотя он является сохраняющим компонентом анатомической структуры первоначального растения, все таки фюзен в этом угле очень трудно распознается. Некоторые фюзены представляют годовые кольца роста, указывающие периодичность климата. Другой характеристикой является присутствие микротрещин.

Существование фюзена в большом количестве наряду с витреном, объясняется периодической переменой уровня воды в соответствующем торфянике. Когда растительный материал появлялся на поверхность, разложение происходило в сильно окисляющей среде, что благоприятствовало образованию фюзена. Во время полного покрытия торфяника водой, растительный материал разлагался в анаэробной восстановительной среде, благоприятствующей гелиификационному процессу и образованию витрена.

Результаты химического анализа горючей материи дают следующие значения: С=79,15—85,6; Н=5,1—5,75 и летучие вещества 33,35—40,15%.

Имея в виду образ представления битуминозных тел, в очень раздробленном состоянии и повышенные значения летучих веществ полученных химическим анализом и зная, что они происходят из битуминозных веществ существующих в углях, можно прийти к заключению что отсутствие спор и смол является результатом резкой степени раздробления, становясь невидимыми в микроскопическом рассмотрении или с другой стороны разложению их в первую стадию преобразования растительного материала торфяника, включенные в массу угля.

Довольно повышенное содержание серы в этом угле (в среднем 5%) обуславливается большими количествами пирита, представляющимися в самых разновидных формах, от очень тонких осадков, до пропитанных структур и зерен.

На основании химических результатов установили что этот каменный уголь, может быть включен между жирным каменным углем и газовым каменным углем.

Каменный уголь Козла частично коксирующийся, но вследствии чрезвычайного свойства разбухания, необходимо смешивание с другим углем играющим мелиорационную роль.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA COMPOSITION
PÉTROGRAPHIQUE DES CHARBONS LIASIQUES DE LA MINE
DE COZLA (BANAT)

PAR
SMĂRĂNDITĂ ILIE

(Résumé)

L'analyse macroscopique des charbons de Cozla met en évidence une friabilité prononcée, l'absence d'une stratification nette et bon nombre de miroirs de friction, tous ces éléments témoignant d'une sollicitation tectonique intense.

Au moyen de l'analyse microscopique on constate qu'à la composition pétrographique des charbons participent les microlithotypes suivants : vitrite, fusite, masse fondamentale, duroclarite, clarodurite, clarite et en quantité réduite, durite.

La disparition de la structure dans le vitrite marque un degré prononcé de carbonification et la dominance de ce microlithotype permet de conclure que la matière ligneuse a joué un rôle important dans la formation de ce charbon.

Dans les couches du mur, le vitrite apparaît également sous la forme de bandes à bords dentelés, qui pénètrent dans la masse fondamentale ou entourent les fragments de fusite. Sa formation s'explique par la circulation des solutions riches en acides humiques, qui par la suite se sont consolidées.

Ce charbon a aussi un contenu appréciable de fusite, représenté par les variétés : fusinite tendre et semi-fusinite.

En général, le fusite est broyé, aboutissant à des aiguilles de fusite ; c'est pourquoi bien qu'il soit un composant qui conserve la structure anatomique de la plante dont il provient, il est difficile à identifier dans le charbon. Certains fusites présentent des couches annuelles qui indiquent la périodicité du climat. Une autre caractéristique en est la présence des microfailles.

La grande quantité de fusite à côté du vitrite s'explique par le changement périodique du niveau de l'eau dans la tourbière respective. Lorsque la matière végétale surgissait à la surface, la décomposition ayant lieu dans un milieu très oxydant, tout concourrait à la formation du fusite. Au moment où la tourbière était complètement submergée, la matière végétale se décomposait dans un milieu anaérobie, réducteur, favorisant le processus de gélification et la formation du vitrite.

Les résultats de l'analyse chimique rapportés à la matière combustible présentent les valeurs suivantes :

C = 79,15—85,6 ; H = 5,1—5,75 ; matières volatiles 33,35—40,15 %.

Vu que les corps bitumineux sont très broyés et le pourcentage en matières volatiles, obtenu par l'analyse chimique, est élevé et sachant qu'elles proviennent des substances bitumineuses existant dans le charbon, on peut déduire que l'absence des spores et des résines est due au degré prononcé de broyage qui rend ces derniers invisibles au microscope ou à leur décomposition pendant les premiers stades de transformation de la matière végétale des tourbières, étant englobés dans la masse du charbon.

La teneur en soufre est assez élevée (moyenne 5 %), grâce à une grande quantité de pyrite qui revêt les formes les plus variées, depuis les dépôts les plus fins jusqu'aux grains et aux structures imprégnées.

D'après les résultats de l'analyse chimique, ce charbon représente une houille, classifiée entre les houilles grasses et les houilles de gaz.

Les houilles de Cozla sont partiellement cokéfiables, mais vu leur propriété exagérée de gonflement elles doivent être combinées avec d'autres charbons qui jouent le rôle d'amaigrissant.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. L/2 (1962—1963)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

DOLOMITELE CU BLENDĂ ȘI GALENĂ
DIN VALEA DOBRA (POIANA RUSCĂ)¹⁾

DE

H. KRÄUTNER

În anul 1960, cu ocazia cartărilor și cercetărilor geologice executate în partea de nord a cristalinului epimetamorfic din masivul Poiana Ruscă, au fost semnalate de I. HANOMOLO, A. HANOMOLO, CR. CHIVU²⁾ și GH. NEACȘU, P. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU³⁾ unele iviri de galenă, pe valea Dobra (valea Bătrâna), în dolomitele care apar la sud de valea Cioranului și de valea Celeului, pe affluentul drept al văii Bătrâna, ce izvorăște la nord de satul Ferigi (pîrîul Curpenului) și în cariera de dolomite din valea Bătrâna.

Ulterior, în 1962, concomitent cu cercetările noastre în regiune⁴⁾ au fost executate de către O. TOMESCU⁵⁾ prospecțiuni geochimice, care au pus în evidență o serie de anomalii ale conținutului în Zn și Pb din sol, amplasate pe zona de aflorare a dolomitelor mai sus menționate.

Mineralizația de Zn și Pb constă din impregnații de blendă și galenă într-un dolomit situat spre partea superioară a complexului șisturilor grafitoase (complex încadrat între complexul șisturilor verzi tufogene și

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 mai 1963.

²⁾ I. HANOMOLO, A. HANOMOLO, CR. CHIVU. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție geologică pentru minereuri de fier în regiunea Vf. Plaiului — Ferigi — Poenița Tomii — Muncelul Mic. Arh. Com. Geol. 1960.

³⁾ GH. NEACȘU, C. PARASCHIVESCU, P. ZIMMERMANN. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în partea de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol. 1960.

⁴⁾ H. KRÄUTNER, FL. KRÄUTNER, M. MURESAN, G. MURESAN. Structura geologică a regiunii Roșcani — Poieni — Poiana Răchițele — Ferigi (Poiana Ruscă de N). Arh. Com. Geol. 1962.

⁵⁾ C. TOMESCU. Raport asupra prospecțiunilor geochimice în regiunea munților Poiana Ruscă, în sectorul Dobra. Arh. Com. Geol. 1962.

tufitogene la partea superioară și complexul șisturilor cuartitice sericito-cloritoase la partea inferioară¹⁾ (fig. 1).

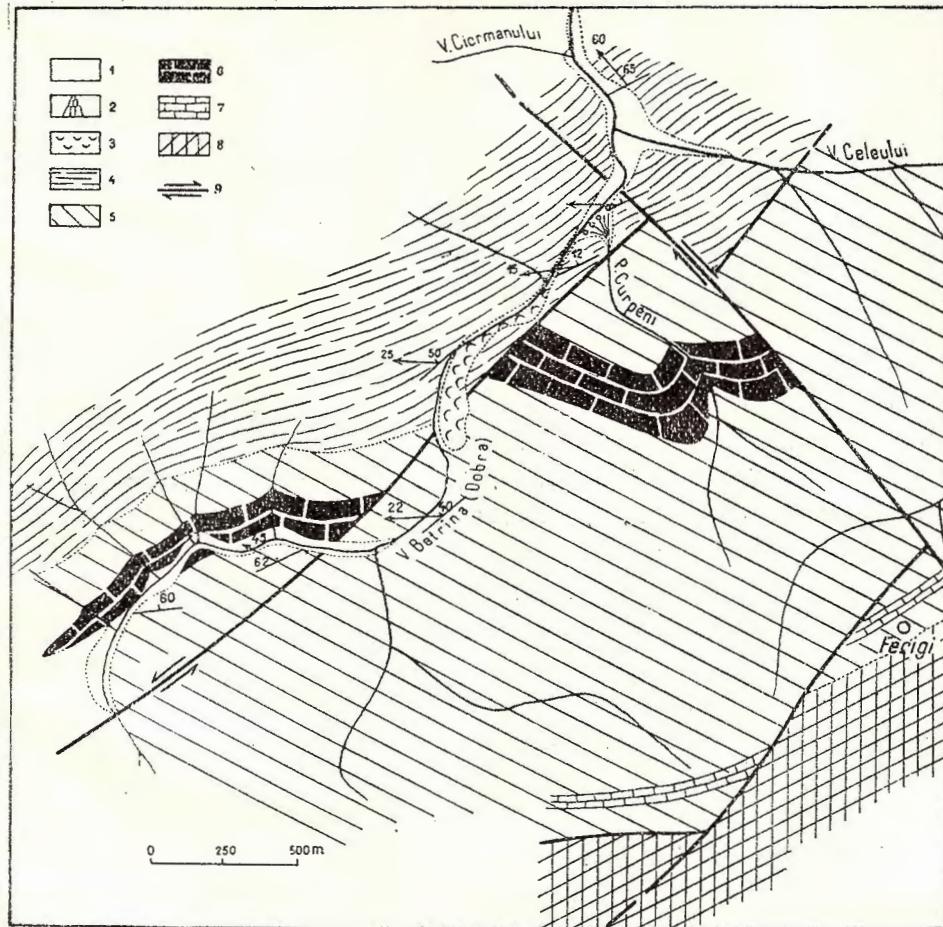


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei în care apărd dolomitele cu blendă și galenă din valea Dobra (după H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREŞAN, GEORGETA MUREŞAN).

1. aluvium; 2. constrictions; 3. porphyries; 4. sericitic-chloritic schists (tuffogenic complex); 5. sericitic-granite schists and sericitic schists (granite-schist complex); 6. dolomites cenusii cu blendă și galenă; 7. calcare; 8. quartzitic chlorite-sericitic schists (inferior complex); 9. faults.

Stratul dolomitic care aflorează pe pîrîul Curpenului și în versantul drept al văii Dobra (valea Bâtrâna), este decroșat de-a lungul unei falii orientată NE-SW și reappeare mai spre sud-vest din nou în valea Bâtrâna.

¹⁾ H. KRÄUTNER, FL. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, G. MUREŞAN. Op. cit. pag. 1.

La est de pîriul Curpenului, dolomitul este întrerupt imediat sub creastă de o falie orientată NW—SE, la est de care nu a mai fost întlnit (fig. 1).

În valea Bătrîna, în dreptul zonei de aflorare a dolomitului, se află conul de dejecție al pîriului Curpeni și o importantă alunecare de teren în care au fost antrenate numeroase blocuri dolomitice. Aceasta a cauzat răspândirea largă (pe cca 1 km) a blocurilor de dolomite impregnate cu blendă și galenă în versantul drept al văii, fapt ce a determinat o lărgire mare a anomaliei geochimice¹⁾ în zona respectivă.

Impregnațiile de blendă și galenă apar într-un strat discontinuu de dolomite cenușiu-deschise, pe alocuri slab calcaroase, metamorfozate regional în condițiile faciesului de šisturi verzi, subfaciesul cuarț + alb + clorit + muscovit. Distribuția pigmentului grafitos ce determină culoarea rocii, permite uneori recunoașterea unor structuri relicte de brecii sedimentare inițiale. Aceste structuri devin foarte evidente în secțiuni lustruite, în care se pot observa fragmente angulare de dolomite cenușii prinse într-o matrice negricioasă-grafitică. Pe alocuri apar intercalații de cuartite carbonatice sau de dolomite slab sericitoase. În zonele slab calcaroase ale dolomitelor se recunosc uneori fenomene de recristalizare blasteză) metamorfică selectivă, concretizate prin formarea unor cuiburi de cristale mari de calcit alb sau cenușiu.

Sulfurile apar neregulat și fin diseminat în masa rocii carbonatice, sau acumulate prin procese de mobilizări metamorfice în cuiburi sau filonașe de cuarț (hidrotermal metamorfe). În cazul diseminărilor fine în dolomitele cu structuri brecioase relicte, se constată că ele sunt dispuse preferențial în zonele mai grafitoase și fin cristalizate ale matricei inițiale.

Sulfurile sunt reprezentate în ordinea frecvenței prin: blendă, galenă și pirită.

Galena apare în dolomit, după cum am arătat mai sus, sub forma unei impregnații extrem de fine de cristale ale căror dimensiuni variază între 0,001—0,008 mm (1—8 μ).

Din cauza ușurinței cu care recristalizează și se mobilizează în timpul metamorfismului, galena se întâlnește frecvent în filonașele de cuarț mobilizat metamorfic, sau în cuiburi constituite din cristale bine individuale. Dimensiunile acestor cuiburi variază între 0,01—50 mm.

Se disting deci două moduri de prezentare a galenei în rocile dolomitice din valea Dobra :

1. Cristale mărunte, care neputindu-se uni prin recristalizare în cristale mai mari din cauza metamorfismului slab căruia au fost supuse

¹⁾ C. TOMESCU. Op. cit. pag. 1.

rocile dolomitice, au rămas în masa carbonatică sub formă diseminată, reflectând astfel forma lor de prezentare premetamorfică. Acest mod de prezentare se întâlnește cu precădere în zonele grafitoase, unde prezența grafitului a împiedicat recristalizarea mai largă a rocii dolomitice.

2. Cristale bine individualizate (de obicei în cuiburi), formate prin recristalizarea zonelor bogate în galenă (Sammelrekristallisation), sau prin cristalizare din mobilizări hidrotermale metamorfe de quart.

Blenda apare în cristale ceva mai mari (0,01–0,03 mm) decât cele de galenă, răspândite neregulat în rocă. Pe alocuri se constată aglomerări de cristale bine individualizate în cuiburi al căror diametru nu depășește 3 mm. Deoarece aceste cuiburi, în care uneori apare și galena, sunt înconjurate de obicei de cristale de calcit sau dolomit calcaros lipsite complet de pigmentul grafitos comun rocii dolomitice din jur, ele pot fi considerate ca reprezentând cristalizări metamorfice selective.

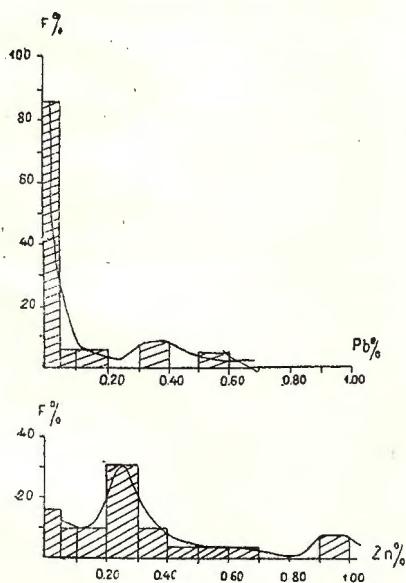


Fig. 2. — Curbele de frecvență și histogrammele plumbului și zincului din dolomitele impregnate cu blendă și galenă din valea Dobra.

Similar galenei, se pot deci distinge două moduri de prezentare a blendei.

Pirita se întâlnește mai rar. Este răspândită în masa rocii dolomitice sub formă de cristale idiomorfe, foarte mărunte. În zonele superficiale, cristalele de pirită sunt înlocuite aproape complet prin pseudomorfoze de limonit.

Reprezentarea participării zincului și plumbului în rocile dolomitice sub formă unor curbe de frecvență și histogramme, indică totodată raportul dintre cele două elemente. După cum se vede în fig. 2, raportul Zn : Pb este în favoarea zincului, ca urmare a predominării blendei asupra galenei. În timp ce blenda este destul de frecvență în rocile dolomitice, participarea ei variind între 0% și aproximativ 4%, galena apare cu o frecvență mai mică în concentrații de 0,3–0,6%, în majoritatea cazurilor fiind sub 0,05%, sau chiar absentă.

Având în vedere diseminarea difuză a galenei și blendei în roca dolomitică, prezența recristalizărilor selective și a mobilizărilor hidrotermale metamorfe, trebuie să presupunem că mineralizația de Pb și Zn din valea Dobra este de origine sedimentară metamorfozată.

Condițiile reducătoare care domneau în bazinul de sedimentare în timpul formării șisturilor grafitoase și al dolomitelor grafitoase, erau foarte favorabile sedimentării metalelor sub formă de sulfuri.

În sprijinul acestei interpretări genetice vine și lipsa în regiune a unei activități magmatice de care ar putea fi legate sulfurile din dolomite. Cele mai apropiate roci banatitice apar la cca 20 km, în regiunea Ruschița, iar eruptivul neogen la cca 18 km spre est, în imprejurimile Devei. Mai aproape afloreasă numai un dyke de dolerite mezozoice și corpuri mici de bazalte neogene neînsotite de mineralizații. Zona rocilor porfiroide, de care sunt legate unele mineralizații de Zn, Pb și Cu, din nordul masivului Poiana Ruscă (4), traversează valea Dobra la 3—4 km spre nord și se află în alt compartiment tectonic.

Un alt fapt, care poate fi adus în sprijinul formării pe cale sedimentară a sulfurilor de Zn și Pb din dolomite, îl constituie apariția într-un foraj din regiunea Teliuc-Ghelar a unor dolomite cu galenă¹⁾ foarte asemănătoare acelora din valea Dobra și într-o poziție stratigrafică apropiată²⁾ (fig. 3). Rezultă că dolomitele cu blendă și galenă din Poiana Ruscă sunt dispuse la aproximativ același nivel stratigrafic, așa cum s-a constatat și s-a verificat prin practica de explorare pentru o serie de zăcăminte de sulfuri de Pb și Zn asemănătoare (însă cu o importanță economică mult mai mare), asociate cu roci dolomitice și calcaroase.

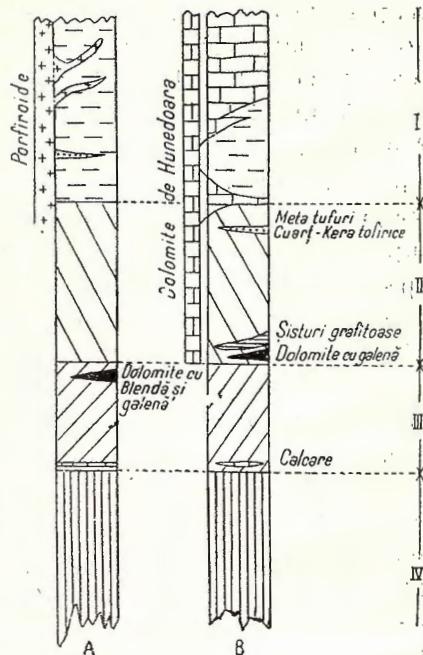


Fig. 3. — Poziția stratigrafică a dolomitelor cu blendă și galenă în cristalinul epimetamorfic al Masivului Poiana Ruscă.
A, pentru dolomitele din valea Dobra (coloană stratigrafică a părții de nord a Poienei Ruscă, după H. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER, M. MUREŞAN, GEORGETA MUREŞAN);
B, pentru dolomite din forajul de la Ghelar (coloană stratigrafică a zonei Teliuc-Ghelar, după O. MAIER, M. MUREŞAN, GEORGETA MUREŞAN). I, complexul filitelor și al șisturilor sericitico-cloritoase cuarțoase; II, complexul șisturilor verzi tufogene; III, complexul șisturilor grafitoase; IV, complexe inferioare.

¹⁾ M. PAVELESCU, FL. KRAUTNER, G. MUREŞAN. Studiul forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Ghelar). Arh. Com. Geol. 1962.

²⁾ Ele apar la partea inferioară a complexului șisturilor verzi tufogene și suportă un nivel de șisturi grafitoase ce se dezvoltă local la Ghelar.

Zăcămintele de acest gen au fost reunite de C. L. KNIGHT (3) într-o grupă genetică caracterizată prin depunerea sedimentară singeneretică a sulfurilor la un anumit orizont stratigrafic, în general bogat în roci dolomitice. Din categoria zăcămintelor amintite, în care se încadrează și aparițiile de galenă și blendă din dolomitele din valea Dobra și din forajul de la Ghelar, fac parte printre altele : zăcămintele de Zn și Pb din dolomitele triasice ale Sileziei (considerate de H. SCHNEIDERHÖHN (9) drept formațiuni teletermale hidrotermale), zăcămintele de galenă și blendă ale Americii de Nord situate în calcarele formațiunii Boone de vîrstă mississippiană (Tri State), în formațiunea dolomitică Bonneterre de vîrstă cambrian superioară (Missouri SW) și în dolomitele și calcarele cambrian superior — ordoviciene (Mississippi superior). Zăcăminte asemănătoare apar de asemenea în Maroc, într-un orizont subțire de dolomite cu extindere însemnată și în vestul muntos Himalaia, însirate pe o distanță de 720 km între Jammu și Almora, în formațiunea dolomitică de Sirban (8).

O caracteristică a acestor zăcăminte constă în faptul că sulfurile au fost parțial mobilizate prin procese diagenetice sau metamorfice, lucru constatat și în ivirile din valea Dobra. Mobilizarea metamorfică a sulfurilor este determinată pe de o parte de ușurință cu care acestea recristalizează (7) și pot trece în soluții, iar pe de altă parte prin imposibilitatea incluzierii plumbului, zincului și cuprului în rețelele silicătilor și mineralelor formate în timpul metamorfismului. OELSNER (5) apreciază, în urma unor calcule termodinamice, temperatura în condițiile faciesului de sisturi verzi la 390°. Chiar dacă admitem o temperatură mult mai scăzută, ne aflăm încă în domeniul de temperatură al proceselor hidrotermale. În prezența apei eliberate din sedimentele din jur este dată posibilitatea formării locale și în cantități reduse a unor soluții hidrotermale de natură metamorfică, din care iau naștere filoanele și vinișoarele hidrotermal metamorfe cu sulfurile mobilizate. O migrare, pe distanțe mai reduse, a sulfurilor de Pb, Zn și Cu, se poate realiza însă și prin procese de recristalizare selectivă în condițiile presiunilor orientate din timpul metamorfismului regional.

Sursa metalelor depuse în mediul marin trebuie presupusă, printr-un apport de natură exhalativ-vulcanogenă în mediul marin, în mod similar cum se admite pentru zăcămintele de fier în faciesul de Lahm-Dill (9), pentru cele de pirite cuprifere și sulfuri complexe din sisturile verzi ale Norvegiei (2) și în general pentru zăcămintele de tip Rammelsberg (6).

Acumulațiile de blendă și galenă din valea Dobra trebuie deci considerate ca formațiuni exhalativ sedimentogene metamorfozate regional. Activitatea magmatică care a determinat apportul metalelor este

probabil, cea care a generat rocile porfiroide și zăcăminte de sulfuri de Pb, Zn, Cu, legate de acestea, din nord-estul masivului Poiana Ruscă. După H. BORCHERT (1) aceste manifestări de magmatism acid ar trebui concepute drept diferențiate ale magmatismului bazic inițial. Din figura 3 se vede că ele s-au manifestat în special în timpul sedimentării unui complex superior aceluia în care se află dolomitele cu sulfuri și de asemenea superior aceluia constituie predominant din produsele vulcanice ale magmatismului bazic inițial. În regiunea Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii — Ruschița (zona mediană a masivului Poiana Ruscă) se întâlnesc însă intercalate în complexul șisturilor verzi tufogene, cuarțite albicioase care trebuesc considerate drept metatufuri cuarț-keratofirice¹⁾, fapt ce plasează unele manifestări ale activității magmatische acide aproape de timpul de formare a dolomitelor cu impregnații de blendă și galenă.

BIBLIOGRAFIE

1. BORCHERT H. Der initiale Magmatismus und die dazugehörigen Lagerstätten *N. Jhb. Min. Abh.* 91 — 1957.
2. GEIS H. P. Frühogene Sulfidlagerstätten. *Geol. Rundsch.* 50 p. 46 — 52. 1960,
3. KNIGHT C. L. Ore genesis—the source bed concept. *Econ. Geol.* 57/7, p. 808—817. 1957.
4. KRAUTNER H. Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă) (Die Zink-Blei-Lagerstätte von Muncelul Mic). *Publ. Congr. As Carp. Balc.* II. București 1961.
5. OELSNER O. Möglichkeit zur Mobilisation von Blei-Zinkerzen aus bestehenden Lagerstätten und Kriterien zu ihrer genetischen Einstufung. *N. Jhb. Min. Abh.* 94 p. 98 — 120 1960.
6. RAMDOHR P. Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. *Geol. Rundsch.* 42/1, p. 11 — 19 1953.
7. RAMDOHR. P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akad. Verlag.* Berlin 1960.
8. ROY CHOWDURY M. K., SUBRAMANIAN M. R., BANERJEE P. K. Source bed concept in some sulphide ore bodies from the western Himalayas, *Inst. Geol. Congr. XXI* part. 16, p. 138 — 148. Copenhagen 1960.
9. SCHNEIDERHÖHN H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde I. Jena 1941.

¹⁾ I. BERCIU, E. BERCIU, H. KRAUTNERE, FL. KRAUTNERE, O. MAIER, M. MUREŞAN, GH. NEACŞU, CR. CHIVU. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ruda—Poiana Crivina—Bătrîna—Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscă) Arh. Com. Geol. 1959.

ДОЛОМИТЫ СО СФАЛЕРИТОМ И ГАЛЕНИТОМ ДОЛИНЫ ДОБРА (ПОЯНА РУСКЭ)

Х. КРОЙТЕР

(Краткое содержание)

В северной части массива Пояна Рускэ, в долине реки Добра и на правом ее притоке речки Курпенул, появляются сфалеритовые и галениловые вкрапления в прерывистом пласте слабо графитового доломита, местами известкового, регионально метаморфизованного в субфаации кварц + альбит + мусковит + хлорит, фации зеленых сланцев. В доломитовой породе сохраняются иногда реликтовые структуры осадочных брекчий.

Сульфиды находятся в виде неравномерной тонкой вкрапленности в массе породы или накопленными при посредстве процессов метаморфической мобилизации в гнездах и в гидротермальных метаморфических кварцевых жилах. Они представлены сфалеритом, галенитом и пиритом. Сфалерит количественно преобладает над галенитом и пиритом.

Принимая во внимание вкрапленность сульфидов в породе, наличие метаморфических мобилизаций, а также и тот факт, что минерализация связана с стратиграфическим горизонтом включенном в комплекс графитовых сланцев — необходимо предполагать что происхождение сульфидных месторождений осадочно-метаморфизованного характера. Необходимо подчеркнуть что, в центральной зоне массива появляется минерализация того же рода, расположенная на аналогичном стратиграфическом уровне. Магматическая деятельность, с которой могли быть связаны сульфиды Pb и Zn отсутствует вблизи доломитов с сульфидами.

Доломиты со сфалеритом и галенитом долины Добра включаются в генетическую группу, в которой были объединены Ч.Л. Книгтом осадочные, сингенетические сульфидные формации, отложившиеся на определенных стратиграфических горизонтах, богатые в доломитовых породах. Очагом происхождения металлов в морской среде, необходимо иметь в виду магматическую деятельность, которая породила порфирийные породы северо-востока Пояны Руска и гидротермальные, метаморфизованные сульфидные месторождения, связанные с ними.

В заключении автор утверждает, что сульфиды Zn и Pb доломитов долины Добра, представляют эксплорационно седиментогенные регионально метаморфизованные формации.

DOLOMIES À BLENDE ET À GALÈNE DANS LA VALLÉE DE LA DOBRA (POIANA RUSCĂ)

PAR

H. KRÄUTNER

(Résumé)

Dans la partie septentrionale du massif de Poiana Ruscă, dans la vallée de la Dobra et sur son affluent de droite, Pîrful Curpenului, apparaissent des imprégnations de blende et de galène dans une couche discontinue de dolomies faiblement graphiteuses, par endroits calcaires, affectées par un métamorphisme régional en sous-faciès de quartz + albite + muscovite + chlorite du faciès des schistes verts. Dans les dolomies persistent, parfois, des structures reliques des brèches sédimentaires.

Ce sont en général, des sulfures en masses sporadiques et finement disséminées dans la roche ou accumulées par des processus de mobilisations métamorphiques dans des nids et des filonets hydrothermaux métamorphiques de quartz. Ils sont représentés par la blende, la galène et la pyrite. Du point de vue quantitatif, la blende domine la galène et la pyrite.

Tenant compte de la dissémination diffuse des sulfures dans la roche, des mobilisations métamorphiques et du fait que la minéralisation est liée à un horizon stratigraphique d'un complexe de schistes graphiteux, il faut envisager l'origine sédimentaire métamorphisée des accumulations de sulfures. Mentionnons qu'à un niveau stratigraphique pareil on rencontre une minéralisation similaire dans la zone médiane du massif. Une activité magmatique à laquelle on pourrait connexer la formation des sulfures de Pb et Zn n'existe pas à proximité des dolomies à sulfures.

Les dolomies à blende et galène de la vallée de la Dobra se rattachent au groupement génétique créé par C. L. KNIGHT pour les formations sédimentaires, syngénétiques de sulfures, déposées dans certains horizons stratigraphiques, en général, riches en dolomies. Les métaux du milieu marin relèvent de l'activité magmatique qui a engendré les roches porphyroïdes du NE de Poiana Ruscă et les gisements hydrothermaux métamorphisés de sulfures.

En conclusion, on peut affirmer que les sulfures de Zn et Pb dans les dolomies de la vallée de la Dobra représentent des formations exhalatives sédimentogènes affectées par un métamorphisme régional.

**STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL ERUPTIVULUI
NEOGEN DIN PARTEA DE SUD A MUNTILOR
HARGHITA¹⁾**

DE

AURELIA LAZĂR, ADELA ARGHIR

Introducere. Regiunea care face obiectul acestei lucrări este situată în partea de sud a lanțului vulcanic Hărgita și a fost cercetată de noi în campaniile anilor 1955—1956.

Perimetru cercetat este delimitat la N de depresiunea Ciucului, la S de Vf. Samoșul Mic și Valea Mică, la W de Vf. Pleșuvul Mare, valea Păstrăvului și pîrîul Sărăt și la E de valea Susurului.

Observațiile culese pe teren au fost consemnate pe hărți la scara 1 : 25.000.

Orohidrografie. Structura geologică a sectorului studiat prezintă în partea de N a perimetrlui înălțimile cele mai mari (900—1344 m) constituise din roci eruptive neogene, în timp ce spre S altitudinile mici corespund depozitelor sedimentare. Cotele din această parte nu depășesc 764 m.

Sectorul cercetat este drenat de valea Oltului care străbate regiunea de la N la S. Văile confluente prezintă direcții de curgere aproximativ E—W, cele mai importante fiind pe partea dreaptă : Băiesilor, Lupului, Racoți și Gohan, iar pe partea stîngă : Jombor și Valea Mică.

Istoricul cercetărilor. Eruptivul nou din partea de sud a Munților Harghita a fost puțin studiat, iar o hartă geologică de detaliu unitară nu a fost executată.

Primele observații asupra vulcanismului neogen din Carpații orientali datează din anul 1834 și aparțin lui LILL LILLIENBACH (10). În anul 1863 apare lucrarea lui HAUER și STACHE „Geologie Siebenbürgens” (5) în care autorii consideră că eruptionsile noi din estul Transilvania

¹⁾ Comunicare în ședința din 1 iunie 1963.

niei au o vîrstă terțiарă, descriindu-le ca „trahite andezitice” iar formațiunile sedimentare din această regiune sunt atribuite „gresiei carpatică”.

HERBICH FR. (6) atribuie sedimentarului din regiune vîrsta neocomian inferior. Termenul de strate de Sinaia pentru complexul grezos-marnos străbătut de diaclaze de calcit este dat de W. TEISSEYRE în lucrarea publicată în anul 1907. Mai tîrziu, în anul 1914, MRAZEC și VOIȚEȘTI (18) atribuie complexului grezos-marnos, străbătut de diaclaze de calcit, vîrsta valanginian-hauterivian.

În anul 1956, C. AVRAMESCU și D. SLĂVOACĂ (2) cu ocazia unor lucrări de prospecțiiuni cu specific hidrogeologic, pun la îndoială existența craterului de la Lacul Ana, dar argumentele folosite nu sunt conclucente.

Descrierea geologică și petrografică

Formațiunile care iau parte la constituția geologică a acestui sector sunt reprezentate prin : depozite sedimentare — cretacice și cuaternare — și roci eruptive neogene.

1. Sedimentarul cretacic. Depozitele cretacice sunt reprezentate prin Cretacic inferior în facies de fliș, considerat ca aparținând unității flișului intern din Carpații orientali (12). Aceasta este constituit din strate de Sinaia — Valanginian — Hauterivian și strate de Bistra — Barremian.

Valanginian-Hauterivianul — stratele de Sinaia apar de sub formațiunile eruptivului nou în partea de sud a regiunii de la valea Racotî și pîrîul Jombor spre S fiind reprezentate printr-o alternanță de marno-calcare, gresii fine și grosiere cenușii gălbui-albicioase pe fețele de alterație, cenușii-albăstrui în spărtură proaspătă, străbătute în toate sensurile de o rețea de diaclaze, cu grosimi variabile (1 mm pînă la cîțiva mm) umplute cu calcit. Marnele prezintă structură aleurito-pelitică fiind formate dintr-un material argilos-calcaros cu granule mărunte de cuart. Gresile prezintă structură psamitică și sunt constituite din granule semiangulare de cuart, subordonat biotit și muscovit prinse într-un ciment bazal calcaros (cca 60%). Se remarcă frecvent recristalizări cu formare de calcit în cristale mărunte ce nu depășesc dimensiunile de 0,10 mm.

În complexul flișoid se întîlnesc uneori intercalații de brecii calcaroase în care sunt prinse rare fragmente de cuarțite muscovitice și marne calcaroase cu Calpionele și resturi de fosile nedeterminabile. În aceste calcar s-au produs recristalizări cu formare de calcit uneori cu dezvoltare largă.

Stratele de Sinaia au dezvoltare preferențială în bazinele văilor Păstrăvului, Gohan și Samoșul Mic. Ele sunt totdeauna puternic cutate,

avind o direcție generală NW – SE. În forajele executate în stațiunea Tușnad Băi de către I.S.E.M. au fost întâlnite strate de Sinaia la adâncimea de 55 m.

Barremianul urmează în continuitate de sedimentare și este constituit din alternanțe de marne și gresii grosiere. Menționăm la partea superioară un orizont de conglomerate întilnit pe vîrful Piatra Gușatului.

Spre deosebire de stratele de Sinaia, ele sunt slab cutate, au culoare cenușie-gălbui și prezintă o participare bogată a micelor. Pe lîngă acestea mai apar elemente rotunjite și semiangulare de cuarț, fragmente de cuarțite, feldspați, granați, biotit, muscovit și clorit prinse într-un ciment limonitic. Fragmentele de cuarțite iau parte la constituția rocii în proporție de circa 10%, au dimensiunile de 1,20/0,50 – 0,10/0,10 mm și sunt constituite din granoblaste de cuarț și rar lepidoblaste de muscovit și biotit. Cuarțul este în proporție de aproximativ 47% cu dimensiuni de 1,00/0,80 – 0,08/0,04 mm. Feldspații formează fragmente colțuroase sau rotunjite, în unele cazuri parțial sericitizate, cu dimensiuni de 1,00/0,70 – 0,10/0,10 mm și sunt în proporție de cca 30%. Granatul formează granule colțuroase, izotrope, cu dimensiuni de 0,40/0,20 – 0,14/0,10 mm și apare în proporție de cca 2%. Biotitul apare uneori parțial cloritizat cu dimensiuni de 0,80/0,30 – 0,06/0,03 mm în proporție de cca 3%. Muscovitul participă în proporție de cca 5%, în lamele cu dimensiuni de 1,20/0,20 – 0,40/0,02 mm. Cloritul format în special pe seama biotitului apare în foile cu dimensiuni de 0,80/0,20 – 0,60/0,02 mm. Structura cimentului este de atingere.

Gresiile grosiere sunt bine dezvoltate pe văile Gherchenes, Colții Porcului, Susurului, Geze, formînd colinele Colțul Scurt și Vîrful lui Foriș.

Conglomeratele sunt constituite din elemente de șisturi cristaline și strate de Sinaia prinse într-un ciment nisipos gălbui. Elementele cristalofiliene au dimensiuni cuprinse între 0,50–20 cm diametru și sunt constituite din gnaise, cuarțite negre și roz și cuarț de diferite culori.

2. Eruptivul neogen. Eruptivul nou ocupă cea mai mare parte din teritoriul cercetat și este reprezentat prin produse andezitice. Pe baza compoziției mineralogice s-au separat următoarele tipuri de andezite: andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă bazaltică (brună), andezite cu augit și hipersten și andezite bazaltice.

Andezitele cu hornblendă verde sunt compacte, de culoare cenușie sau cenușie-albicioasă și conțin fenocristale de plagioclaz, hornblendă, biotit și sporadic cuarț și piroxeni prinse într-o pastă hialopilitică.

Feldspatul plagioclaz, apare în cristale prismatice, frecvent idiomorfe, cu dimensiuni de 1 – 2 mm, maclat după legea albă, alb-Karlsbad, periclin și uneori cu structuri zonare. Compoziția sa corespunde unui andezin cu 38% An. Prezintă adesea inclusiuni de biotit.

Hornblendă verde formează cristale prismatice alungite, cu dimensiuni care variază între 0,15/0,10 – 3,00/1,00 mm, prezintă pleocroism în tonuri de la brun-verzui la galben-verzui.

Biotitul are o dezvoltare redusă, cu pleocroism puternic în tonuri de brun după *ng*, brun-verzui după *nm*, galben-verzui după *np*.

Cuarțul formează cristale cu o dezvoltare largă (1,20/0,90 – 2,60/2,20 mm) dar reduse ca frecvență fiind puternic corodate și cataclazate (pl. I, fig. 1).

Foarte rar apar cristale de piroxeni (hipersten și augit) și, ca minerale accesorii, cristale prismatice de apatit și magnetit.

Pasta hialopilitică este constituită din sticlă în care sunt prinse cristale mărunte de plagioclaz, hornblendă și biotit.

Alterarea afectează mai întâi pasta rocii care poate fi în întregime caolinizată. Biotitul și hornblenda sunt parțial cloritizate cu formare de magnetit și opacit iar plagioclazii sunt foarte rar slab sericitizați sau caolinizați.

Andezitele cu hornblendă verde se întâlnesc sub formă de fragmente prinse în cenușile cu poncei și sub formă de lave în partea de est a regiunii constituind vîrful Mohoș, craterul Ana și vîrful Dealul Mare.

De asemenei se întâlnesc extruziuni de tip peléean constituite din andezite cu hornblendă verde în partea de SE a regiunii în vîrful Ascuită, Puturosul și Păgînul.

În Vf. Păgînul la partea superioară a curgerilor de lave andezitice cu hornblendă verde se identifică prezența unei hornblende bazaltice, ce rezultă prin procese de oxidare în părțile superioare a andezitelor menționate.

Andezitele cu hornblendă verde au extinderi limitate deoarece ele sunt în bună parte acoperite de venurile ulterioare ale andezitelor cu hornblendă bazaltică.

Compoziția mineralologică a andezitelor cu hornblendă verde este dată în tabelul 1.

TABELUL 1
Compoziția mineralologică a andezitelor cu hornblendă verde.

Nr. crt.	Locul de recoltare	Plagio-clazi %	Hornbl. verde %	Biotit %	Apatit %	Opacit %	Piroxeni %	Pastă %
1.	Ana	17,48	16,03	3,32	0,04	—	—	63,51
2.	Ana	20,50	9,43	2,57	0,42	2,78	—	64,30
3.	Mohoș	12,64	—	—	—	10,10	2,53	74,77
4.	Mohoș	17,50	5,57	5,79	—	—	1,57	69,70

Andezitele cu hornblendă bazaltică prezintă cea mai largă răspândire. Sunt constituite dintr-o pastă cenușie brună în care sunt prinse fenocristale de biotit, hornblendă și plagioclaz.

Feldspatul plagioclaz este de obicei idiomorf, cu dezvoltare largă, ajungind pînă la 10 mm, maectat după legea albit, albit-Karlsbad și mai rar periclin. De asemenei se remarcă structuri zonare cu frecvențe recurențe. Compoziția sa corespunde unui andezin cu 40 % An. Conține adesea inclusiuni de biotit și pastă.

Hornblendă bazaltică formează fenocristale prismatice, alungite, cu relief puternic, cu frecvențe fenomene de resorbție. Dimensiunile variază între $0,20/0,10 - 4,00/1,00$. Pleocroismul este puternic în tonuri de la roșu brun închis la roșu-brun gălbui.

Biotitul formează foile cu dezvoltare largă.

Sunt frecvențe fenomene de resorbție. Cuarțul apare rar, în granule puternic corodate.

Piroxenii, reprezentați prin cristale de augit și hipersten, sunt rar întâlniți.

Pasta, hialopilitică, este constituită din sticlă și microlite de hornblendă bazaltică și biotit.

Andezitele cu hornblendă bazaltică formează crestele de la nord de lacul Ana : Ciomatul Mare, Ciomatul Mic, Surduc, Marele Harom, precum și vîrful Cetății. La vîrful Cetății s-a identificat și separat o brecie andezitică de crater.

Se întâlnesc lave de andezite cu hornblendă bazaltică în alternanță cu aglomerate, pe văile : Băeșilor, Lupului și cursul superior al văii Racoti, ceea ce indică existența unui stratovulcan cu craterul de alimentare situat în Vf. Pleșuvul Mare.

Compoziția mineralologică a andezitelor cu hornblendă bazaltică este dată în tabelul 2.

TABELUL 2

Compoziția mineralologică a andezitelor cu hornblendă bazaltică

Nr. crt.	Locul de recoltare	Plagio-clazi %	Hornblendă %	Biotit %	Apatit %	Opacit %	Piroxeni %	Pastă %
1.	Vf. Cetății	17,29	8,07	2,44	—	0,26	—	71,84
2.	Ciomatul Mare	20,15	4,89	1,95	0,60	3,00	0,03	68,57

Andezitele cu augit și hipersten prezintă culoare cenușie și sunt constituite dintr-o pastă în cea mai mare parte microlitică, în care sunt prinse fenocristale de plagioclazi și piroxeni.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz sunt prismatice, obișnuit idiomorfe, maclate după legea albă, albă-Karlsbad. Uneori se întâlnesc structuri zonare. Compoziția indică un labrador cu 55 % An. Dimensiunile cristalelor sunt de $0,30/0,20 - 2,20/1,90$ mm.

Piroxenii sunt reprezentați prin piroxeni rombici și monoclinici. Piroxenii rombici, respectiv hiperstenul formează cristale prismatice scurte, ușor pleocroice. Piroxenii monoclinici, augitele, apar subordonat cantitativ hiperstenului în prisme scurte. Dimensiunile variază între $0,18/0,10 - 0,90/0,50$ mm.

Se observă uneori fenomene de resorbție cu formarea unor granule de magnetit.

Remarcăm prezența concreșterilor de maclă hipersten-augit (pl. I, fig. 2).

Pasta microlitică este constituită în cea mai mare parte din plagioclazi foarte fini, aciculari, cu dimensiuni de $0,10/0,02$ mm și mai rar granule mărunte de piroxeni. Uneori este parțial caolinizată.

Andezitele cu augit și hipersten au apărut la suprafață pe o linie de fractură situată de-a lungul văii Oltului, din dreptul gării Tușnad-Bă (în stînca Șoimilor) continuindu-se sub forma unui dyke pînă la S de valea Lupului la aşa zisele Ruine. De asemenei aflorează în două puncte și pe versantul stîng al văii Oltului.

Compoziția mineralologică a andezitelor cu augit și hipersten este dată în tabelul nr. 3.

TABELUL 3

Compoziția mineralologică a andezitelor cu augit și hipersten

Nr. crt.	Locul de recoltare	Plagio-clazi %	Piroxeni %	Opacit %	Pastă %
1.	Stînca Șoimilor	17,49	7,26	0,32	74,93
2.	Cariera Carpitus	23,59	9,36	—	67,04
2.	V. Olt 1034	33,50	9,44	6,51	50,55

Andezitele bazaltice prezintă culoare cenușie-negricioasă, cenușie și violacee și sint constituuite dintr-o pastă fină microlitică în care sint prinse fenocristalele de piroxeni.

Andezitele cenușii-negricioase sint compacte și cu tendință de separare în coloane; andezitele cenușii și violacee prezintă textură vacuolară uneori chiar scoriace cu tendință de separare în plăci, situindu-se totdeauna la partea superioară a andezitelor negre.

Sub microscop se constată o pastă microlitică de cristale aproape aciculare de plagioclaz și granule de augit în care sint prinse rare fenocristale de augit. Plagioclazii din pastă prezintă frecvent macle simple cu dimensiuni de 0,08/0,02 – 0,30/0,08 mm.

Unghiul de extincție indică un labrador cu un conținut în An de 60 %. Uneori orientarea lor imprimă pastei o textură fluidală.

Piroxenul augit formează cristale granulare în pastă sau fenocristale prismatice scurte.

Dimensiunile granulelor din pastă sint de 0,12/0,10 iar fenocristalele pot atinge dimensiuni de 2,00/0,70 mm. Rar apar granule mărunte de magnetit și cu totul sporadic fenocristale de olivină parțial sau total transformată în calcit și clorit (pl. I fig. 3).

Se remarcă frecvențe xenolite de hornblendă brună, biotit, plagioclaz și cuarț aparținând andezitelor cu hornblendă bazaltică (brună) care au reacționat cu andezitul bazaltic în care au fost prinse, formîndu-se coroane de reacție. În urma schimbului metasomatic care a avut loc s-a format la limita de separare microlite de piroxeni. Deseori xenolitele de hornblendă și biotit au fost parțial sau total, opacitizate (pl. I fig. 4, pl. II, fig. I, 2, 3).

Se observă o creștere cantitativă a xenolitelor de la andezitele negre la andezitele cenusii și violacee.

În carierele deschise în dyke-ul de andezite bazaltice de la vîrful Murgul Mic se pot remarcă frecvențe enclave de andezite cu hornblendă brună care au suferit parțiale asimilări. Aceste enclave sunt foarte rare în dyke-ul de la Luget unde sunt frecvențe totuși xenolite sus menționate.

Aceste constatări ne-au permis să tragem concluzia că andezitele bazaltice în ascensiunea spre suprafață au înglobat în masa lor o cantitate apreciabilă de andezite cu hornblendă brună consolidate anterior.

Compoziția mineralologică a andezitelor bazaltice este dată în tabelul nr. 4.

TABELUL 4
Compoziția mineralologică a andezitelor bazaltice

Nr. crt.	Secțiunea	Feldspat %	Augit %	Min. opace %	Cuart %
1496	Andezit bazaltic negru	61	34,95	4,04	—
1469	Andezit bazaltic negru	92,55	4,34	3,11	—
1195	Andezit bazaltic brun	71,62	14,91	13,15	0,32
1182	Andezit bazaltic brun	47	12,63	40,31	—
1321	Andezit bazaltic cenușiu	67,77	22,52	9,57	0,14

ACESTE ANDEZITE APAR PE O LINIE DE FRACTURĂ DE-A LUNGUL VĂII OLTULUI ÎNCEPÎND DE LA valea Racoți pînă aproape de valea Gohan și în împrejurimile localității Malnaș Băi.

Produsele piroclastice. Sunt reprezentate prin : scorii (piatrăponce), lapili și cenușe aparținînd andezitelor cu hornblendă verde și aglomerate aparținînd andezitelor cu hornblendă verde și aglomerate aparținînd andezitelor cu hornblendă bazaltică.

Cenușile sunt constituite dintr-un material cu dimensiuni sub 4 mm, în care sunt prinse scorii și lapili. Cenușile sunt alcătuite în cea mai mare parte din sticlă, fragmente de feldspati și în proporție mai redusă biotit, hornblendă și quart.

În suita depozitelor piroclastice s-au identificat cîteva nivele de nisipuri și pietrișuri cu ciment argilos ceea ce denotă o ritmicitate a aportului de material vulcanogen și terigen.

Ponciile au forme neregulate, uneori rotunjite, cu dimensiuni care pot ajunge pînă la 30 cm diametru. Sunt poroase, ușoare, fiind constituite dintr-o pastă albă, alb-gălbui sau alb-cenușie în care sunt prinse fen-

cristale de biotit, hornblendă verde și cuarț; s-au format prin răcirea bruscă în apă a fragmentelor de lavă rezultate din explozii. Ponceile au structură vitrofircică și textură vacuolar fluidală (pl. II, fig. 4).

Toate aceste minerale prezintă aceleași caractere optice cu ale fenocristatelor descrise la lavele andezitice cu hornblendă verde.

În tabelul nr. 5 este dată compoziția mineralologică procentuală executată pe cinci secțiuni subțiri de piatrăponce.

TABELUL 5

Nr. crt.	Locul de recoltare	Pastă + goluri %	Plagioclazi %	Biotit %	Amfiboli %
1.	Cariera 7 Nov.	85,47	6,52	1,74	6,32
2.	Placa Tușnad	88,26	7,02	1,32	3,39
2.	Confl. cu V. Jombor	95,60	2,84	0,47	1,10
4.	Confl. cu V. Jombor	89,50	6,90	0,60	3,00
5.	Drumul turistic Ana	91,16	6,38	0,19	2,27

În laboratorul geotehnic al Intreprinderii de Prospecționi au fost determinate caracteristicile fizico-mecanice ale unor probe de piatrăponce recoltate din cariera de pe Valea lui Bene ajungându-se la următoarele valori :

Greutatea volumetrică variază între $0,743 \text{ gr/cm}^3$ și $0,998 \text{ gr/cm}^3$.

Rezistența la compresiune în stare uscată are valori medii de 45 kgf/cm^2 în stare saturată valorile sănt apropiate. Rezistența la forfecare are valori medii de 20 kg f/cm^2 .

Absorbția de apă la temperatură și presiune normală variază în funcție de porozitatea materialului având valori cuprinse între 15,050 % și 54,60 %.

Nisipurile și cenușile cu poncei apar la zi de sub placa de andezite, sub forma unei benzi aproape continuu în lungul văii Oltului, extinzîndu-se foarte mult în împrejurimile localității Bixad, fiind deschise într-o serie de cariere începînd cu Valea lui Bene pînă la Bixad. Pe valea Jombor sănt deschideri ce ating 15 m.

Aglomeratele sănt constituite din elemente de andezite de culoare cenușie în stare proaspătă și cenușie gălbui cînd sănt caolinizate, având compoziția mineralologică și caracteristicile optice ale andezitelor cu hornblendă bazaltică.

Au fost întinute în alternanță cu lavele andezitice pe văile Racoți, Lupului și pîriul Băieșilor, fiind generate de stratovulcanul Pleșuvul Mare.

Manifestațiuni post-vulcanice. Fenomenele post-vulcanice sunt caracteristice acestei regiuni și sunt reprezentate prin manifestațiuni solfatariene și mofetice.

Manifestațiunile solfatariene se caracterizează prin emanații de H_2S prin oxidarea căruia se formează sulful nativ care se găsește depus pe marnele sistuoase de la Băile Cizar și din vecinătatea Vf. Puturosu.

Printron-o hidroxidare mai avansată acesta formează acid sulfuric care intră în reacție cu andezitele formind sulfati (alauni) care se depun sub formă de eflorescențe pe pereții grotelor (Vf. Puturosul). Astfel pe valea Puturosu la băile Cizar, în jurul Sanatoriului Toria, pe cursul superior al Jomborului, pe valea Balvanioș și la N de Murgul Mare pe Uzomca sunt amenajate o serie de bazine (mofete umede) unele în părăsire și care sunt sau au fost folosite în scopuri terapeutice. Izvoarele de borviz sunt foarte numeroase, unele din ele, în special cele din stațiunea Tușnad, au fost captate, fixându-se și perimetre de protecție. În măsura în care aceste borvizuri au fost identificate au fost consemnate pe harta anexată.

Cuaternarul. Este reprezentat prin depozite: aluvionare, de precipitație, grohotiș și mlaștini.

Depozitele aluvionare sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri în constituția cărora intră fragmente de andezite, poncii, fragmente de gresii din flișul cretacic, nisipuri cuarțoase și calcaroase. Sunt bine dezvoltate de-a lungul văii Oltului și pe cursul inferior al văilor Racoți, Jombor, Gohan și Gherchenes.

Depozitele de precipitație sunt reprezentate prin tufuri calcaroase și travertine. Se formează deobicei în zona izvoarelor de borviz.

Depunerile recente de tufuri calcaroase au fost semnalate pe văile Jombor, Păstrăvului, Puturosul, Valea Lungă și mai puțin pe pîrul Sărat.

Mentionăm unele depunerile de travertine la nord de sanatoriul Toria și la Băile Porcului.

Grohotișurile apar sub forma unor acumulări de fragmente colțuroase andezitice formate prin dezagregarea andezitelor în condițiile periglaciare ale climatului aspru din Pleistocen (17).

Depozite de mlaștină au fost întâlnite pe cursul superior al văilor Jombor, Puturosul și Susurului și de asemenea pe creasta dintre Vf. Mohoș și Ciomatul Mare.

O zonă mlaștinoasă în care se formează depozite cu turbă a fost semnalată în jurul lacului Mohoș.

Considerații asupra evoluției geologice a regiunii

Datele culese pe teren și observațiile efectuate în laborator ne-au permis să enunțăm unele idei referitoare la evoluția geologică a acestei regiuni.

Manifestațiunile vulcanice au început prin explozii și concomitent cu aceasta a avut loc o invadare a apelor din bazinul Ciucului înspre S pînă în zona văii Jombor.

Explozii puternice au generat: scorii (piatraponce), lapili (fragmente de andezite cu hornblendă verde) și cenușe ca urmare a activității vulcanilor de la Ana și Mohoș.

Faptul că această porțiune era acoperită de apă în acel moment o dovedesc mai întîi fragmentele de lavă răcite brusc (pietrele poncii) și intercalările de nisipuri și pietrișuri terigene. Neconsolidarea acestor depozite arată că apele s-au retras treptat spre nord pe măsură ce bazinul era colmatat.

Activitatea vulcanică a continuat cu extruziuni de lave de andezite cu hornblendă verde care au acoperit o bună parte din produsele generate de primele manifestații. Au putut fi identificate extruziunile de tip peléean situate pe o linie dirijată aproximativ est—vest: Vf. Păgînul, Vf. Puturosul și Vf. Ascuțit. Urmează în timp extruziunea andezitelor cu hornblendă bazaltică reprezentate prin lave și aglomerate ce alternează pe clinele stratovulcanului Pleșuvul Mare. Lave de andezite cu hornblendă bazaltică au mai fost generate de o serie de aparate vulcanice situate pe partea stîngă a Oltului: Vf. Cetății, Marele Harom, Ciomatul Mare și Ciomatul Mic. Tot aici trebuie menționată și extruziunea de tip peléean de la Vf. Murgul Mare.

Ulterior punerii în loc a lavelor andezitice cu hornblendă bazaltică, pe o linie de slabă rezistență, cu direcția nord—sud, s-au insinuat sub formă de dyke, lavele andezitice cu augit și hipersten, și mai la sud, cu totul deosebite de acestea andezitele bazaltice.

Andezitele bazaltice se caracterizează prin prezența enclavelor de andezite cu hornblendă brună consolidate anterior.

Tipurile de lave descrise mai sus s-au diferențiat în cadrul același bazin magmatic. Succesiunea extruziunilor evidențiază o scădere a acidității de la andezitele cu hornblendă verde la andezitele cu hornblendă bazaltică.

Această diferențiere se poate mai bine observa cu ajutorul diagramei de variație a conținutului în anortit a plagioclazilor apartinând celor patru tipuri de andezite (vezi figura).

Din diagramă reiese că în bazinul de alimentare s-au produs mici diferențieri, separindu-se mai întâi andezitele cu hornblendă verde, andezitele cu hornblendă bazaltică, andezitele cu augit și hipersten și în ultimă fază andezitele bazaltice.

Preciziuni asupra vîrstei erupțiunilor în perimetrul studiat nu pot fi făcute având în vedere că atât produsele piroclastice cît și lavele stau direct pe sedimentarul flișului cretacic.

Comparînd situația geologică a sectorului cercetat cu rezultatele obținute în zonele învecinate (7,8,11,15) se poate considera că activitatea vulcanică în partea de sud a masivului Harghita să desfășurât în Pontian și a durat pînă în Pleistocen.

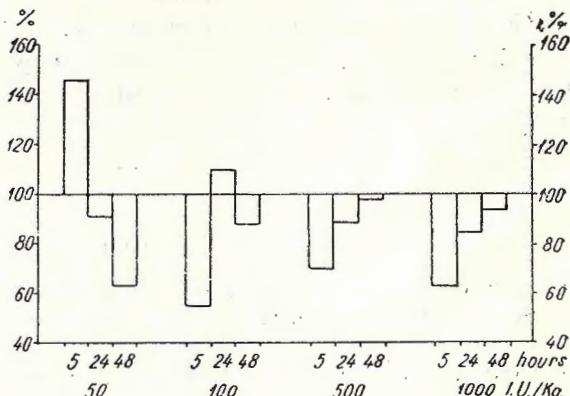


Diagrama de variație a conținutului în anortit a plagioclazilor.

1. andezit cu hornblendă verde; 2. andezit cu hornblendă bazaltică (brună); 3. andezit cu augit și hipersten; 4. andezit bazaltic,

Concluzii

Regiunea studiată este constituită din formațiuni sedimentare și eruptiv efuziv nou.

Sedimentarul este reprezentat prin depozite cretacice aparținînd Valanginian-Hauterivianului și Barremianului și depozite cuaternare reprezentate prin aluviuni, travertine, grohotișuri și mlaștini.

Erupțiunile neogene au fost generate de aceeași sursă magmatică în cadrul căreia s-au diferențiat patru tipuri distincte :

Andezite cu hornblendă verde reprezentate prin cenușe cu poncei și lave ;

Andezite cu hornblendă bazaltică reprezentate prin lave și aglomerate ;

Andezite cu augit și hipersten ;

Andezite bazaltice.

Andezitele cu hornblendă verde și bazaltică au fost aduse la suprafață prin aparate vulcanice de tip mixt și peléean.

Andezitele cu augit și hipersten precum și andezitele bazaltice au ajuns la suprafață pe linii de fractură formind dyke-uri.

Fenomenele post-vulcanice sunt deosebit de puternice și sunt evidențiate prin manifestațiuni solfatariene și mofetice.

Manifestațiunile vulcanice neogene prin analogie cu zonele învecinate pot fi considerate că s-au desfășurat în Pontian și au durat pînă în Pleistocen.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Curs de geologie generală — Fenomene magmatische. București 1946.
2. AVRAMESCU C., SLĂVOACĂ D. Observațiuni geologice, litologice și hidrogeologice în masivul Sf. Ana. *Com. Acad. R.P.R.* VI/3. București 1956.
3. BÂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. București 1958.
4. GHEORGHIU C. Relațiile dintre sedimentele terțiare și eruptivul lanțului Harghita. *D. S. Com. Geol.* XL. București (1952—1953).
5. HAUER FR., STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
6. HERBICH FR. Das Szeklerland. Budapest 1878.
7. ILIE M. Structura geologică a Munților Perșani — Defileul Oltului. *An. Com. Geol.* XXVII. București 1954.
8. KOCH A. Die Tertiärgebilde des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. Budapest 1900.
9. LATIU V. Studiul petrografic al bazaltului de la Racoșul de Jos. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. București 1929.
10. LILLIENBACH v. LILL. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpates, en Bucovine, en Transylvanie *Mém. Soc. Géol. Fr. Sér I T. II.* Paris 1933.
11. LITEANU E., MIHAILĂ N., BANDRABUR T. Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (baz. Baraolt). *Studii și Cercet. de Geol. Acad. R.P.R.*, T. VII/3—4. București 1962.
12. MURGEANU G., FILIPESCU M. și colab. *Ghidul Asociației Congresului al V-lea Carpato-Balcanic (Carpați orientali)*. București 1961.
13. NICHTA O. Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haïta du massif des Monts Călimani départ. Cîmpulung. *An. Soc. Univ. Iassy*, T. XXI, 1935.
14. PASCU R. Carierele și apele minerale din România. București 1928.
15. PATRULIUS D., MIHAILĂ N. Stratigrafia Cuaternarului în împrejurimile Branului și neotectonica în împrejurimile Bîrsei. 1963 (sub tipar).
16. RĂDULESCU D. Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Hărghita. *An. Univ. Parhon*, Nr. 23. București 1960.
17. RĂDULESCU D. Probleme ale vulcanismului terțiar în Munții Călimani-Gurghiu-Hărghita *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* VII nr. 2. București 1962.
18. VOITESTI I., MRAZEC L. Contribuții la cunoașterea pînzelor flișului Carpathic din România. (1914).

PLANŞA I

PLANŞA I

- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă verde — Vf. Ciomat — cuarț cataclazat și corodat de lavă.
Nicol +. $\times 13$.
- Fig. 2. — Andezit cu augit și hipersten — Cariera Carpitus. Macă augit — hipersten
Nicol +. $\times 12$.
- Fig. 3. — Andezit bazaltic — Cariera Malnaș — Olivină transformată în calcit și clorit.
Nicol ||. $\times 12$.
- Fig. 4. — Andezit bazaltic — Cariera Malnaș — Plagioclaz corodat, cu aureolă de reacție.
Nicol +. $\times 14$.

AURELIA LAZĂR, ADELA ARGHIR. Eruptivul neogen din sudul
munților Harghita.

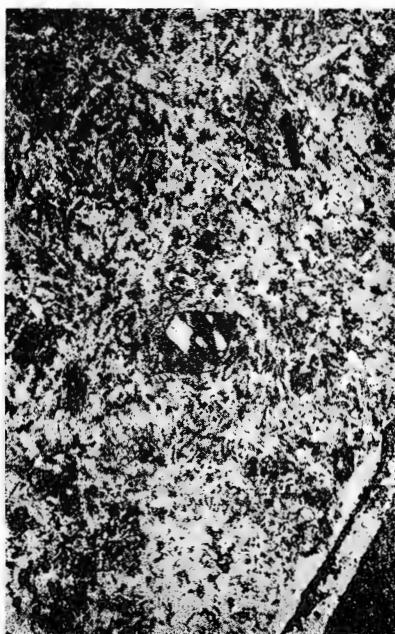
Pl. I.



1.



2.



3.



4.

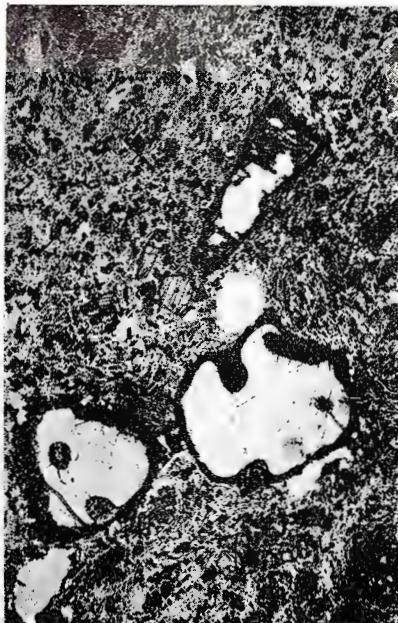
PLANŞA II

PLANŞA II

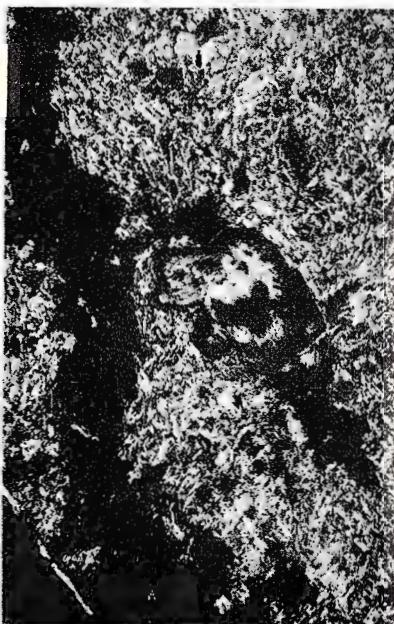
- Fig. 1. — Andezit bazaltic — Cariera Malnaş — Cuarț corodat, cu aureolă de reacție Nicoli ||. $\times 13$.
- Fig. 2. — Andezit bazaltic — Cariera Malnaş — Hornblendă corodată, cu aureolă de reacție. Nicoli ||. $\times 13$.
- Fig. 3. — Andezit bazaltic — Cariera Malnaş — Piroxeni formați la limita de separare a unei enclave de andezit cu hornblendă brună, de lava andezitului bazaltic. Nicoli +. $\times 14$.
- Fig. 4. — Piatrăponce — Cariere de pe Valea Bene. Nicoli ||. $\times 15$. Aspect fibros al sticlei.

AURELIA LAZĂR, ADELA ARGHIR. Eruptivul neogen din sudul
munților Harghita.

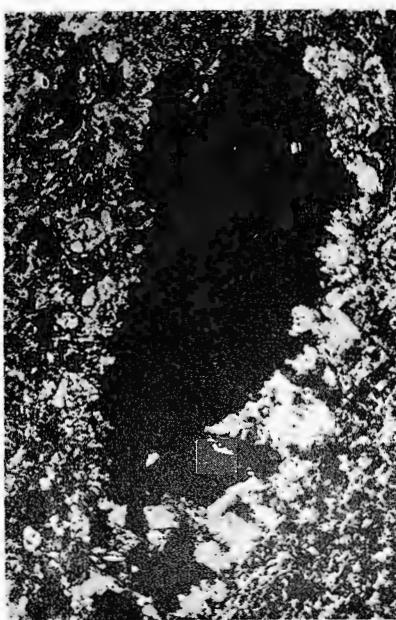
Pl. II.



1.



2.



3.

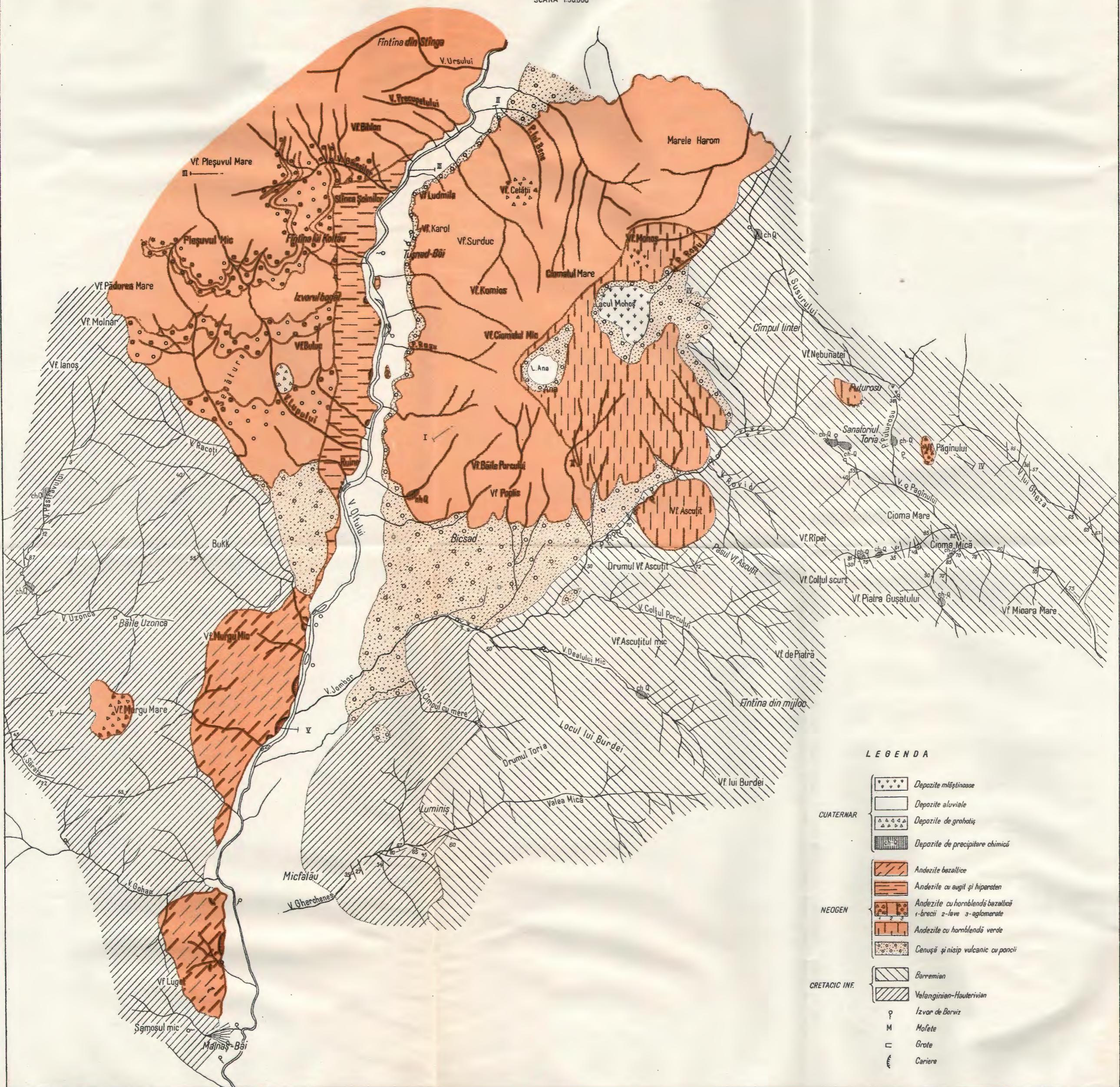


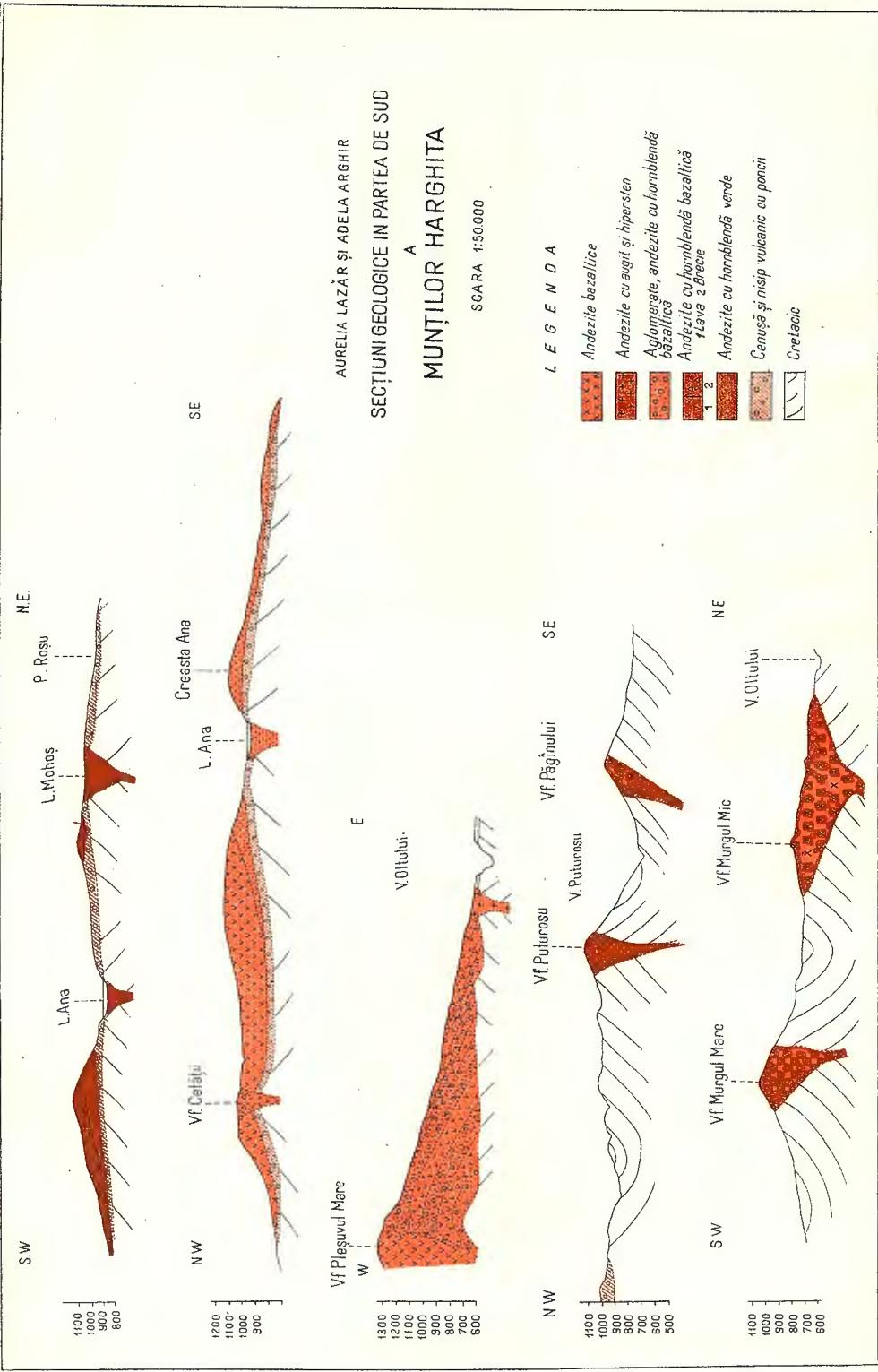
4.

AURELIA LAZĂR ȘI ADELA ARGHIR

HARTA GEOLOGICĂ PRIVIND PARTEA DE SUD A MUNTILOR HARGHITA

SCARA 1:50.000





ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД НЕОГЕНА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОР ХАРГИТА
АУРЕЛИЯ ЛАЗЭР, АДЕЛА АРГИР

(Краткое содержание)

Формации участвующие в геологическом составе этого района следующие: 1) осадочные отложения (меловые и четвертичные) и 2) эруптивные неогеновые породы.

Мел составлен слоями Синая (Валанжин, Готерив) и слои Бистра (Баррем).

Четвертичный период здесь представлен седиментационными отложениями, отвалами и болотами.

Эффузивные неогеновые породы имеют широкое распространение и среди них выделяются четыре типа андезитов: андезиты с зеленой роговой обманкой; андезиты с базальтовой роговой обманкой; андезиты с авгитом и гиперстеном; базальтовые андезиты.

Андрезиты с зеленой роговой обманкой представлены лавами и пеплами содержащими пемзу. Эти плотные лавы имеют серый и серо-беловатый цвет. Пеплы содержащие пемзу состоят из мелкого материала (диам. менее 4 мм), в которых включены более или менее округленные обломки пемзы и лапилли, того-же минералогического состава.

Андрезиты с зеленой роговой обманкой образовали экструзии типов: вулканического (Ана, Мохощ) и пелейского (Вершина Аскуцит, Путуросул, Пэгынул).

Андрезиты с базальтовой роговой обманкой широко распространены в виде лав и агломератов. Они образовали экструзии типа: пелейского (Мургул Маре, Вершина Четэции) и смешанного (Плешувул Маре).

Андрезиты с авгитом и гиперстеном имеют серый цвет и состоят из фенокристаллов плагиоклазов и пироксенов включенных в микролитовую пасту.

Базальтовые андезиты представлены серо-черноватым, серым или лиловым цветами. В этих андезитах встречаются часто ксенолиты базальтовой роговой обманки, биотит, кварц, плагиоклазы и включения андезита с базальтовой роговой обманкой которые охлаждались позже. Андезиты с авгитом и с гиперстеном а также и базальтовые(андезиты были выдвинуты на поверхность по линии найменьшего сопротивления образуя дайки.

Эти типы андезитов дифференцировались в пределах общего магматического бассейна. Последовательность экструзий выявляет по-

нижение кислотности андезитов с зеленой роговой обманкой к андезитам с базальтовой роговой обманкой.

Послевулканические явления очень развиты в этом районе, будучи выявлены сольфатарными и мofетическими действиями.

Вулканическая деятельность в южной части гор Харгита происходила в понте и продолжалась до плейстоцена.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE SUR L'ÉRUPTIF NÉOGÈNE DU SUD DES MONTS HARGHITA

PAR

A. LAZĂR, A. ARGHIR

(Résumé)

Les formations qui participent à la structure géologique de cette région sont : (1) les dépôts sédimentaires crétacés et quaternaires et (2) les roches éruptives néogènes.

Le Crétacé est constitué par les Couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien) et les Couches de Bistra (Barrémien).

Le Quaternaire est représenté par des dépôts de précipitation, des éboulis et des marais.

Les roches éruptives néogènes sont largement répandues et on y a distingué quatre types d'andésites : andésites à hornblende verte ; andésites à hornblende basaltique ; andésites à augite et hypersthène ; andésites basaltiques.

Les andésites à hornblende verte sont représentées par des laves et des centres à pierre ponce. Les laves sont compactes, de couleur grise ou gris-blanchâtre. Les cendres à pierre ponce sont constituées par un matériel fin (diamètre inférieur à 4 mm) dans lequel sont pris des fragments plus ou moins arrondis de pierre ponce et de lapilli ayant la même composition minéralogique.

Les andésites à hornblende verte ont formé des extrusions du type : volcanien (Ana, Mohoş) et péléen (Vîrful Ascuțit, Puturosul, Păgînul).

Les andésites à hornblende basaltique sont largement répandues sous forme de laves et d'agglomérats. Ils ont formé des extrusions de type : péléen (Murgul Mare, Vîrful Cetății) et mixte (Pleșuvul Mare).

Les andésites à augite et hypersthène sont grises. Elles sont constituées par des phénocristaux de plagioclases et de pyroxène pris dans une pâte microlitique.

Les andésites basaltiques accusent une couleur gris-noirâtre, grise ou violacée. Ces andésites sont chargées de xénolithes de hornblende basaltique, de biotite, de quartz, de plagioclases et d'enclaves d'andésites à hornblende basaltique.

Les andésites à augite et hypersthène ainsi que les andésites basaltiques ont monté à la surface le long des lignes de faible résistance, constituant des dykes.

Ces types d'andésites se sont différenciés dans le même bassin magmatique. La succession des extrusions met en évidence une diminution de l'acidité, à partir des andésites à hornblende verte jusqu'aux andésites à hornblende basaltique.

Les phénomènes postvolcaniques sont très accentués dans cette région, ce dont témoignent les manifestations solfatariennes et mofétiques.

L'activité volcanique dans le Sud des Monts Harghita a eu lieu au Pontien et a duré jusqu'au Pléistocène.

**STUDII GEOLOGICE ÎN CRISTALINUL EPIMETAMORFIC
DIN PARTEA DE NORD-VEST A MASIVULUI
POIANA RUSCĂ¹⁾**

DE

MIRCEA MUREŞAN

Regiunea la care ne referim se situează în partea de NW a masivului Poiana Ruscă, fiind delimitată de văile Bega, Șasa, Izvorășului, Valea cu Pești, Dobrila și culmea Padeș-Rusca.

Majoritatea suprafeței studiate este alcătuită din formațiuni cristaline epimetamorfice, acoperite în sprijin de N și NE de formațiuni sedimentare cretacic superioare și neogene, precum și de aglomerate andezitice neogene. Formațiunile eruptive (diabaze, serpentinite, banatite și andezite neogene) sunt slab reprezentate în regiune.

Dintre numeroșii cercetători ai regiunii menționăm pe L. LÓCZY (13); F. SCHAFARZIK (25, 26); Z. SCHRÉTER (17,27); KADIČ O. (9); J. HALAVÁTS (8); N. GHERASI²⁾; C. V. PAPIU (15); H. SAVU (20)³⁾; R. DIMITRESCU (2); E. BERCIA și I. BERCIA, H. KRÄUTNER și F. KRÄUTNER, O. MAIER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN, G. NEACŞU⁴⁾, T. I. KOSAREVA și ȘT. BERGHEŞ (10); A. POPESCU (19) s.a. Zonele imediat învecinate au fost cercetate recent de către O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU⁵⁾;

¹⁾ Comunicare în ședință din 31 Mai 1963.

²⁾ N. GHERASI. „Raport asupra ivirilor de minereuri de fier din regiunea Poieni (Poiana Ruscă de N)” 1943. Arh. Com. Geol.

³⁾ H. SAVU. „Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a masivului Poiana Ruscă”, 1953. Arh. Com. Geol.

⁴⁾ I. BERCIA, E. BERCIA, C. CHIVU, H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, O. MAIER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN, G. NEACŞU. „Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda-Poiana Crivina-Bătrâna-Socet-Cerbăl-Sohodol (Poiana Ruscă)” 1959 Arh. Com. Geol.

⁵⁾ O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU. „Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni-Bătrâna-Roșcani (Poiana Ruscă)” 1960 Arh. Com. Geol.

L. PAVELESCU, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN și F. KRÄUTNER¹⁾; C. CHIVU, V. SERAFIMOVICI²⁾; I. MARIANU și I. URDEA³⁾; H. KRÄUTNER și F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN și M. MUREŞAN⁴⁾. Prospective geofizice au fost efectuate în zona noastră de către T. CRISTESCU⁵⁾; D. STELIAN⁶⁾; A. ŞTEFANCIUC⁷⁾ și A. ŞTEFĂNESCU⁸⁾. Menționăm ca importante, pentru dezvoltarea cercetărilor ulterioare, studiile din Poiana Ruscă întreprinse de către Acad. Prof. AL. CODARCEA și Acad. Prof. N. PETRULIAN⁹⁾ precum și studiile recente executate în zona Teliuc-Ghelar (1,11,14).

Stratigrafia și petrografia formațiunilor cristaline

A) Considerațiuni petrografice generale. Cristalinul cercetat aparține unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă.

Majoritatea rocilor cristaline din regiune provine din metamorfozarea unor sedimente terigene (argiloase și grezoase), recifal-recifogene (carbonatice) și tufogene (15), deseori amestecate între ele în diverse pro-

¹⁾ L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, Fl. KRÄUTNER. „Stratigrafia și structura șisturilor cristaline din regiunea Ruschița”. Comunicare în șed. Com. Geol. iunie 1961.

²⁾ G. CHIVU, V. SERAFIMOVICI. „Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe din masivul Poiana Ruscă” 1961 Arh. Com. Geol.

³⁾ a. I. MARIANU. „Raport geologic al perimetrului Luncani-Tomești” 1960, Arh. Com. Geol.

b. I. URDEA, I. MARIANU. „Raport geologic asupra regiunii de NW a masivului Poiana Ruscă, perimetru Luncani-Tomești”. 1961 Arh. Com. Geol.

⁴⁾ H. KRÄUTNER și F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN și M. MUREŞAN. „Structura geologică a regiunii Roșcani-Poieni-Poiana Răchițele-Ferigi (Poiana Ruscă de N)” 1962, Arh. Com. Geol.

⁵⁾ T. CRISTESCU. „Raport asupra măsurătorilor magnetice în regiunea Vadul Dobrii-Poiana Iazuri — Reg. Hunedoara.” 1962. Arh. Com. Geol.

⁶⁾ D. STELIAN. „Raport asupra prospecțiunilor gravimetriche în regiunea Poiana Ruscă (regiunea administrativă Hunedoara)”. 1952. Arh. Com. Geol.

⁷⁾ a. A. ŞTEFANCIUC. „Raport preliminar asupra măsurătorilor magnetometrice execute în regiunea Munților Poiana Ruscă (Tomești-Gladna)”. 1957, Arh. Com. Geol.

b. A. ŞTEFANCIUC. „Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă, regiunea Luncani-Bâtrna”. 1959. Arh. Com. Geol.

⁸⁾ a. A. ŞTEFĂNESCU. „Raport asupra măsurătorilor magnetice execute în Poiana Ruscă de NW (Tomești)”. 1957. Arh. Com. Geol.

b. A. ŞTEFĂNESCU, P. POPESCU-BRĂDET, L. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ din regiunea Fărășești-Pietroasa-Lăpușnic de Sus-Roșcani-Bâtrna”. 1960. Arh. Com. Geol.

⁹⁾ a. A. CODARCEA, N. PETRULIAN. „Raport geologic asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, regiunea Teliuc-Ghelar”, 1942 Arh. Com. Geol.

b. Al. CODARCEA. „Raport asupra rezervelor de minereuri de fier a regiunii Teliuc-Ghelar (partea de E a Munților Poiana Ruscă)”. 1948. Arh. Com. Geol.

TABEL

Principalele tipuri petrografice de șisturi cristaline din partea de NW a masivului Poiana Rusă

MATERIALUL ÎNITIAL	FACIESUL METAMORFIC		FACIESUL DE ȘISTURI VERZI		
			Subfaciesul cuarț-albit-muscovit-cloritic		Subfaciesul cuarț-albit-biotitic
	Asociația mineralologică principală	Tipul petrografic	Asociația mineralologică principală	Tipul petrografic	
Argilo-grezos (terigen)	q, s, c.	Cuarțite cu clorit și sericit Şisturi cuarțoase cu clorit și sericit. Sisturi clorito-sericitoase Filite sericitoase cu clorit și magnetit. Filite calcaroase-cloritoase cu sericit și magnetit.	q, s, c, b.	Cuarțite cu sericit clorit și biotit. Cuarțite și șisturi cuarțoase cu sericit și biotit Sisturi clorito-sericitoase cu biotit.	
		Şisturi cuarțoase-cloritoase			
	q, s, (g)	Cuarțite cu sericit Şisturi cuarțoase cu sericit Filite cuarțoase Filite sericitoase Cuarțite grafitoase Şisturi cuarțoase-grafitoase Filite sericito-grafitoase			
Ferifer, slab manganifer (exhalativ-sedimentar)		Magnetitite (cu cuarț; cu clorit; cu spessartin; cu apatit și spessartin) Roci magnetito-hematitice (\pm spessartin \pm clorit). Roci hematito-cuarțitice (itabirite). Roci hematitice (\pm spessartin \pm calcit) Spessartinitate (cu magnetit; cu magnetit, hematit și cuarț)			
Carbonatic (recifal-recifogen)	Carbonatic aproape pur	k, (q, s, c)	Calcare Calcare cu sericit Calcare cu clorit și sericit	k, (b)	Calcare cu biotit
		k, d, (q, s)	Calcare dolomitice și dolomite calcaroase. Calcare dolomitice cu sericit.		
		d, (q, s)	Dolomite Dolomite cu sericit		
	Carbonatic impur.	k, d, q, (s)	Calcare cuarțoase Calcare dolomitice cuarțoase Cuarțite calcaro-dolomitice Dolomite cuarțoase Şisturi calcaroase cuarțoase cu sericit.		
Bazic (tufogen)	Tufogene propriu-zis	c, a, ab, ep, sf, (q, k)	Sisturi cloritoase cu albit Sisturi albitice cloritoase cu sfen Şisturi clorito-actinolitice cu epidot Şisturi clorito-epidotice cu albit Sisturi epidotice \pm magnetit		
	Tufitogen	c, ab, q, ep, k, s.	Sisturi cloritoase cu sericit și albit. Sisturi cloritoase-calcaroase cu albit. Sisturi cloritoase cu sericit și epidot. Sisturi epidotice cuarțoase Sisturi sericitoase epidotice cu magnetit.	c, ab, b, q, ep, k, s.	Sisturi cloritoase biotitice. Sisturi cloritoase sericitice cu epidot și biotit
Acid (tufogen)	q, ab, s.	Sisturi cuarțoase albitice Filite sericitoase cu albit	q, ab, (b)	Sisturi cuarțoase albitice cu biotit	

LEGENDA: a = actinot; ab = albit; b = biotit; c = clorit; d = dolomit; ep = epidot;
 g = grafit; h = hematit; k = calcit; m = magnetit; q = cuarț; s = sericit;
 sf = sfen; sp = spessartin.

N.B. Mineralele cuprinse în paranteze sunt subordonate cantitativ celor din afara parantezelor, sau pot lipsi din rocă.

porții. În cadrul formațiunilor cristaline intră deasemenea mici acumulări ferifere metamorfozate (exhalativ-sedimentare), roci metaeruptive precum și unele mineralizații de Pb și Cu hidrotermale, metamorfozate.

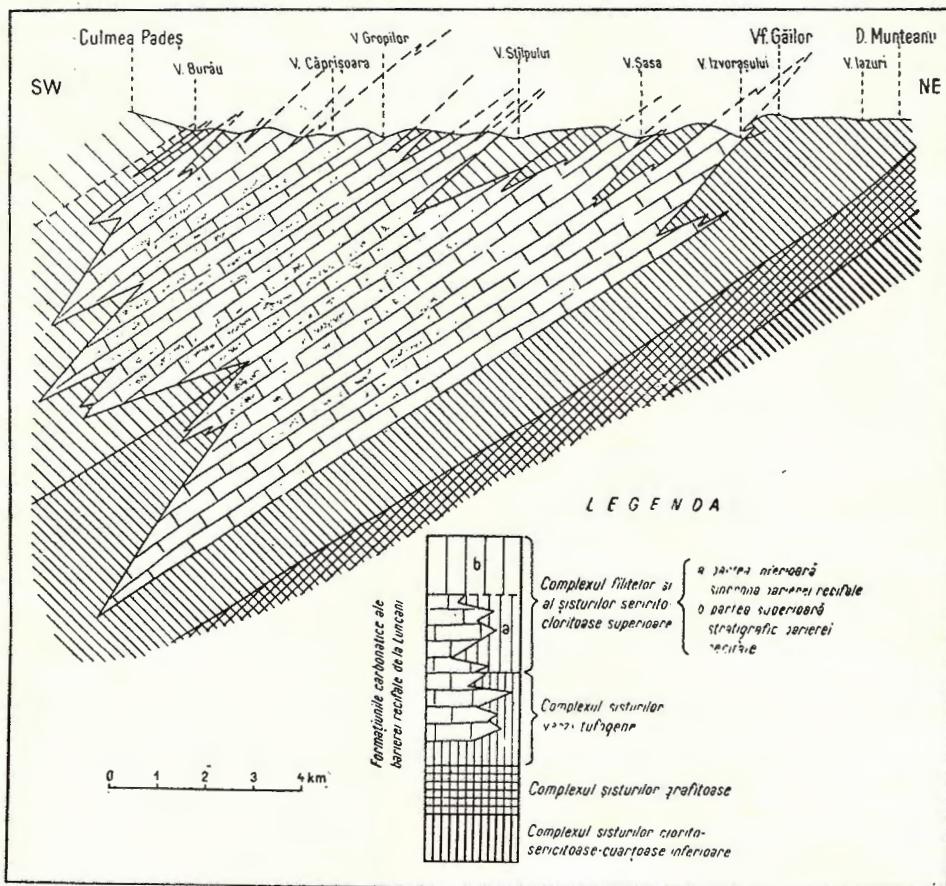
În regiune majoritatea tipurilor petrografice se înscriu în cadrul faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-cloritic și mai puțin cel cuarț-albit-biotitic (după TURNER — 1961). Gradul de metamorfism al rocilor din regiune variază nu numai pe verticală ci și pe orizontală, observându-se o tendință a creșterii cristalinitatei rocilor (în cadrul aceluiași nivel stratigrafic) de la N către S și de la W către E. O imagine cu totul generală asupra rocilor cristaline din regiune (cu excepția celor metaeruptive) este dată în tabelul anexat.

Se poate constata că majoritatea rocilor cristaline de natură terigenă, recifal-recifogenă și tufogenă au atins în general echilibrul chimic în timpul proceselor de metamorfism regional. Nu același lucru se observă la rocile metaeruptive, cum sunt metadioritele¹⁾ din regiune (ce apar la S de Valea lui Liman; la terminația văii Pilecului) intercalate în rocile terigene metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-cloritic. Hornblenda verde-albăstruie, ce intră în alcătuirea metadioritelor, prezintă uneori o tendință de decolorare. În porțiunile terminale ale hornblendei precum și pe clivajele acesteia apare deseori cloritul. Uneori locul mineralului menționat este luat de un agregat de clorit și epidot. În rocă se mai observă și prezența feldspatului plagioclaz deseori transformat parțial în calcit și albit. Cuarțul și titanitul apar în cantități mici în rocă. Dacă resturile de feldspați plagioclazi reprezintă relicte din roca inițială, în schimb hornblenda verde-albăstruie (de obicei stabilă în subfaciesul cuarț-albit-almandin) nu reprezintă un mineral relict ci unul metastabil în condițiile subfaciesului cuarț-albit-muscovit-cloritic, mineral format la începutul metamorfismului pe contul amfibolului din dioritul inițial, deoarece această transformare implica o mai mică modificare în rețeaua hornblendei inițiale, decât dacă aceasta ar fi trecut direct în clorit (28).

B) Stratigrafia formațiunilor cristaline. În scara stratigrafică stabilită de noi în regiune (Pl. I), termenul inferior este reprezentat prin complexul șisturilor sericito-cloritoase-cuartoase inferioare, peste care se dispun șisturile complexului grafitos. Termenul imediat superior (larg dezvoltat în regiune) este reprezentat prin complexul șisturilor verzi tufogene. Succesiunea stratigrafică se încheie cu complexul filitelor și al șisturilor sericito-cloritoase superioare. Ultimele două complexe se îndin-

¹⁾ Menționate pentru prima dată în regiune de H. SAVU (vezi nota 3 pag. 103).

țează parțial cu formațiunile carbonatice recifal-recifogene de la Luncani-Poeni (fig.). AL. CODARCEA¹⁾ și ulterior C. V. PAPIU (15) au atras atenția asupra îndințărilor primordiale dintre rocile carbonatice din Poiana Rusă și sisturile cristaline conexe.



Schița relațiilor formațiunilor recifal-recifogene de la Luncani cu complexele șistoase conexe

a) *Complexul sistemelor sericito-cloritoase cuarțoase inferioare* (peste 300 m grosime cunoscută) ocupă o suprafață cu totul restrinsă în partea de sud-est a regiunii, apărind pe valea Bătrîna (în apropiere de confluența cu valea Iazuri). Acest complex corespunde stratigrafic complexului sistemelor sericito-cloritoase cuarțitice separat în 1958 în estul Poienei Rusce

¹⁾ Vezi nota 9 b, pag. 104.

(14) și în zona văilor Bătrâna—Ferigi—Socet^{1,2}). Complexul este alcătuit din roci terigene sericito-cloritoase cuarțoase (foarte caracteristice), șisturi sericito-cloritoase și șisturi clorito-sericitoase cu biotit.

b) *Complexul șisturilor grafitoase* (1000—1100 m grosime) se dispune peste complexul precedent, apărând pe V. Iazuri, la E de Vf. Aredei și în V. Dobrila. El este identic din punct de vedere stratigrafic cu cel definit ca atare între Teliuc și Ghelar (14) și în regiunea estică adiacentă³) zonei noastre. Petrografic complexul este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase-grafitoase, șisturi sericito-grafitoase și șisturi cuoarțoase sericito-grafitoase. Calcarele, intercalate în spate partea inferioară a pachetului, la N de V. Iazuri, sunt paralelizabile stratigrafic cu cele de la Teliuc (14) și din zona Poenița Tomii—Ferigi—V. Bătrâna⁴).

c) *Complexul șisturilor verzi tufogene* (peste 5 000 m grosime) se situează stratigrafic deasupra complexului grafitos (în regiunea noastră între cele 2 complexe se situează o falie oblică) și ocupă o mare parte din zona cercetată. Rocile caracteristice ale complexului (deși nu cele mai răspindite) sunt reprezentate prin șisturi verzi provenite din metamorfozarea unor tufuri și tufite bazice. Petrografic, se disting șisturi cloritoase cu albit, șisturi clorito-epidotice cu albit, șisturi clorito-actinolitice cu epidot, șisturi cloritoase cu sericit și albit, șisturi clorito-calcaroase cu albit, roci epidoto-cuarțoase⁵), etc. Aceste roci constituie cîteva orizonturi alcătuite dintr-o alternanță strînsă, neseparabilă cartografic, de șisturi verzi tufogene și roci terigene. În alcătuirea complexului mai participă roci terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțoase, filite sericitoase, șisturi sericitoase sau grafitoase, cuarțite cu sericit, cuarțite negre grafitoase), carbonatite recifal-recifogene (calcare, dolomite, dolomite calcaroase, dolomite cuarțoase). Asociate orizonturilor tufogene apar uneori acumulări ferifere exhalativ-sedimentare metamorfozate (itabirite, magnetitite, etc.).

Succesiunea stratigrafică din cadrul complexului șisturilor verzi tufogene se poate observa numai pe flancul sudic al anticlinoriului din regiune, întrucît flancul nordic al acestuia fiind puternic coborât de-a lungul unei falii direcționale, o parte din complexul de pe acest flanc, rămîne în profunzime.

¹⁾ Vezi nota 4, pag. 104.

²⁾ H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER. „Studii geologice în partea de NE a masivului Poiana Rusca (în cuprinsul foii Deva)”. 1962 Arh. Com. Geol.

³⁾ Vezi nota 4, pag. 104.

⁴⁾ Vezi nota 4, pag. 104 și nota 2, pag. 107.

⁵⁾ Prin îndepărțarea, în timpul metamorfismului, a unumitor compoziții mai mobili din roci tufogene bazice, au rezultat roci epidoto-cuarțoase din zona Iazuri-vf. Găilor, situație similară cu cea descrisă de F. TURNER și J. VERHOOGEN (28).

Partea inferioară cunoscută (începînd dela SW de falia menționată) a complexului șisturilor verzi tufogene apare pe flancul sudic al anticlinoriului, în zona Valea cu Pești, Valea Izazuri, Vf. Găilor, Valea Șasa și Valea Izvorășului, fiind reprezentată prin mai multe orizonturi predominant tufogene (separate prin roci terigene) în care sint găzduite mici acumulări ferifere sedimentar-exhalative în faciesul de oxizi (dealul Vlădeasca, dealul Munteanu, Vf. Găilor și Valea Șasa), a căror caracteristică principală este asociația frecventă a oxizilor de fier (magnetit, hematit) cu spessartinul. Orizontul de șisturi verzi tufogene din Vf. Găilor este decroșat de o faliie orientată NE—SW în Valea Șasa, de unde el se continuă cu intreruperi în Valea Izvorășului, regăsindu-se la N de Vf. Hăugului. Deasupra acestei benzi de roci tufogene apare un nivel subțire de cuarțite cu sericit. În continuitate stratigrafică, în zona Valea Șasa—Valea Izvorășului—V. Hăugului, se situează un orizont aproape continuu de dolomite și calcare dolomitice, care susține un pachet relativ gros de șisturi terigene cu intercalării subțiri discontinui, de roci tufogene (la W de Vf. Secului și pe valea Șasa).

La partea superioară a complexului tufogen, deasemenea pe flancul sudic al anticlinoriului, se individualizează o asociație caracteristică, la baza căruia se situează dolomite și apoi calcare, bine deschise la Tomești, de unde se pot urmări apoi de-a lungul Văii lui Liman, de unde trec în valea Șasa, efilindu-se la S de Vf. Pietrosu. Această bandă de calcare este însotită, la partea superioară, de un orizont foarte caracteristic de cuarțite negre, deasupra cărora se găsește un nivel de roci tufogene și tufitogene pe alocuri cu lentile de cuarțite itabiritice (dealul Ursului, pîrul Vătrani etc.¹⁾). Menționăm un stil de metadiorite ce apare uneori la partea superioară a cuarțitelor negre (pîrul Vătrani, la S de Valea lui Liman și la S de Vf. Scalin).

În regiunea cercetată, pe flancul nordic al anticlinoriului, este cunoscută numai o parte din complexul tufogen (din cauza faliei direcționale amintită), cum sint cuarțitele negre asociate cu roci tufogene (de la partea superioară a complexului) de pe valea Șasa (E de Pravăt) și valea Malița.

d) *Complexul filitelor și al șisturilor sericito-cloritoase superioare* (peste 5500 m grosime cunoscută) urmează în continuitate peste complexul precedent și ocupă o zonă largă în partea de S și W a regiunii și în treimea

¹⁾ Această asociație de șisturi tufogene și cuarțite negre, ce constituie partea superioară a complexului tufogen în zona cercetată, are o răspîndire regională în Poiana Ruscă (vezi nota 4, pag. 104 și nota 2, pag. 107). De asemenea, considerăm că nivelul calcarelor de Tomești are o dezvoltare regională (deși discontinuă), putînd fi paraleлизabil cu cel al calcarelor de la Alun (vezi nota 4, pag. 103), cu nivelul calcarelor marmoreene de la Ruschița (vezi nota 1, pag. 104) și cu orizontul calcarelor de Groși (vezi nota 2, pag. 107).

de N a acesteia. Acest complex corespunde stratigrafic cu cel definit ca atare în partea nordică a masivului¹⁾. În cadrul acestui complex superior trebuie incluse și rocile „seriei de Padeșu” a cărei zonă de dezvoltare caracteristică se întinde la S și W de dolomitele de Luncani considerate de cercetătorii anteriori (15, 19, 25, 26) ca reprezentând o serie inferioară în regiune. Masa mare a dolomitelor de Luncani corespunde stratigrafic în cea mai mare parte cu șisturile din jumătatea inferioară a acestui complex cu care se îndințează vizibil atât pe direcție (spre SSE și NE) cât și pe înclinare (planșa III și fig.). În cadrul complexului se constată că în partea nordică a regiunii predomină șisturile argiloase și filitele (uneori grafitoase) în timp ce în partea de S a regiunii, acestea trec treptat la roci mai larg cristalizate, cum sunt șisturile sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturile sericito-cloritoase-grafitoase, etc. În complex apar de asemenea cuarțite negre grafitoase și sporadic șisturi verzi tufoogene.

Partea șistoasă superioară a complexului se dispune peste dolomitele de Luncani apărind la S și W de acestea²⁾ și se extinde în spre părțile vestice și sud-vestice ale masivului Poiana Rusca³⁾.

Considerațiuni de ordin tectonic

Șisturile cristaline din regiune alcătuiesc un anticlinoriu important, care se continuă pînă în partea de E a masivului (3)⁴⁾, constituind structura majoră a unității epimetamorfice din Poiana Rusca. Dacă axul acestei structuri, în partea de E a masivului, este orientat aproximativ E–W (3) în zona studiată de noi, anticlinoriul prezintă o considerabilă schimbare de direcție fapt menționat de noi în 1960⁵⁾ situație ulterior confirmată și de alte cercetări⁶⁾. Axul anticlinoriului, începînd de la N de Luncani, se rotește spre N ajungînd în partea nordică a regiunii, să fie orientat NNE–SSW. Structurile plicative grefate pe flancurile sale precum și elementele liniare aparținînd tectonicei B₁, se rotesc solidar cu el.

¹⁾ Vezi nota 5, pag. 103, nota 4, pag. 104 și nota 2, pag. 107.

²⁾ a. M. MUREŞAN, G. MUREŞAN. „Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni-Tomeşti-Luncani – Vf. Rusca”. Dec. 1961. Arh. Com. Geol.

b. M. MUREŞAN, G. MUREŞAN. „Studii geologice în cuprinsul foii 81 Marginea (reg. Poieni-Tomeşti-Luncani)”. Martie 1962, Arh. Com. Geol.

³⁾ Vezi nota 2, pag. 104.

⁴⁾ Vezi notele 4, 5, pag. 103, nota 4, pag. 104 și nota 2, pag. 107.

⁵⁾ M. MUREŞAN, G. MUREŞAN, E. BERCIU, F. DUMITRESCU, C. PARASCHIVESCU. „Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Poieni-Tomeşti-Luncani (masivul Poiana Rusca)“ 1960, Arh. Com. Geol.

⁶⁾ Vezi notele 2, 4, pag. 104 și nota 2, pag. 107.

În regiune apar o serie de elemente microtectonice paraleлизabile cu cele din zona centrală a Poienii Rusce (1)¹⁾. Formațiunile cristaline din regiune relevă urmele a două faze de mișcări (tectonică $B_1 \wedge B_2$). Uneori s-au observat reluări ale unor plane din zona lui B_1 (plane „hol”) care deranjează elementele liniare B_2 (V. Sasa, V. Izvorașului, V. cu Pești) (acest fenomen l-am observat împreună cu H. KRÄUTNER, pentru prima dată în V. Bătrîna).

Elementele tectonicii B_1 (cute microcute și liniații paralele cu structurile plicative; structuri „creionate”; „tulpini” de cuart; clivaje de curgere; sistozități de stratificație și de clivaj; fisuri) precum și curbarea anticlinorului sunt legate de faza de cutare (cutare flexurală cu alunecare concentrică) care a dat naștere tuturor structurilor plicative din Poiana Ruscă. Cutedele, care au luat naștere în acest timp, sunt în general largi, datorită numeroaselor roci carbonatice, competente tectonic, intercalate în seria cristalină. Masa mare a dolomitelor de Luncani, datorită grosimii mari, constituie un mare monoclin cu căderi sudice, înscriindu-se pe flancul de S al anticlinorului (Pl. II). În zona cercetată s-a constatat că structurile plicative au afundări axiale generale spre W (respectiv spre NNE în zona de rotire a anticlinorului spre NNE), situație generală constatătă (cu unele excepții) și în jumătatea estică a Poienii Rusce (1)²⁾. În zona Teliuc-Ghelar, afundările axiale ale cutedelor spre E (spre Teliuc) și respectiv spre W (în sprij Ghelar) constatate (1) au fost explicate recent, în urma studierii forajelor de aici³⁾ ca fiind în legătură cu configurația fundului marin și cu variația inițială (pe direcție) a grosimii formațiunilor sedimentare (deci cu o inclinare inițială spre W și E a suprafețelor de stratificație a formațiunilor acum metamorfozate). Credem că această supozitie să ar putea aplica pentru întreaga Poiana Ruscă, întrucât afundările generale vestice ale structurilor constatate în masiv, corespund cu îngroșare a treptată, spre W, a complexelor superioare ale unității epimetamorfice din Poiana Ruscă. Pe acest fond cauzal inițial, s-au putut suprapune cauze tectonice, legate de cutarea B_1 (de ex. zonele periclinale). S-ar putea că această explicație să aibă valabilitate pentru cristalinul de la noi și în general pentru formațiunile cutate cu afundări axiale regionale.

Elementele tectonicii B_2 ⁴⁾ sunt deosebite morfologic de cele ale tectonicii B_1 și sunt reprezentate prin deformații rupturale și semiruptu-

¹⁾ Vezi nota 4, pag. 103.

²⁾ Vezi nota 4, pag. 103, notele 1, 4 pag. 104 și nota 2, pag. 107.

³⁾ M. PAVELESCU, F. KRÄUTNER, G. MURESAN. „Studiul forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Ghelar)“ 1962. Arh. Com. Geol.

⁴⁾ Elementele fazei B_2 au fost descrise pentru prima dată în Poiana Ruscă (zona Ruda-Poiana Crivina) de către E. BERCIU, I. BERCIU și C. CHTIVU (vezi nota 4, pag. 103),

rale ca : mici flexuri, ondulații și liniații de intersecție (între șistozitatea de stratificație sau a clivajului de curgere cu un plan de mișcare, de obicei o fisură legată de tectonica B_1 , reluată în timpul fazei B_2). De tectonica B_2 nu se leagă nici o structură plicativă din regiune. Elementele B_2 s-au format după cutarea B_1 , către sfîrșitul proceselor metamorfice, datorită unor mișcări mici diferențiale ale unor microcompartimente, de-a lungul unor fisuri sau plane potențiale de minimă rezistență preexistente în roci. Aceste mișcări luau naștere în momentul desăvîrșirii edificiului orogenic al actualelor șisturi cristaline, cînd după cutarea principală, ele au suferit în ansamblu o mișcare de ridicare, sub acțiunea unor forțe verticale¹⁾. Considerăm că aceste mișcări s-au manifestat în toată aria șisturilor cristaline din Carpații orientali, meridionali și Apuseni²⁾ precum și din Dobrogea, afirmație bazată pe observațiile noastre asupra colecțiilor de șisturi cristaline din țara noastră. Astfel elementele B_1 și B_2 sunt prezente concomitent (adesea în același eșantion) în rocile provenind din seria precambrian-paleozoică epimetamorfică și în șisturile verzi rifeene din Dobrogea (colecțiile ȘT. CANTUNIARI ; R. PASCU ; AL. CODARCEA ; I. BOTEZ ; O. MIRĂUȚĂ; în eșantioanele din Carpații orientali (colecțiile : M. ILIE ; L. ȚOP și V. ȚOP ; R. PASCU ; M. BLEAHU ; T. BODIN); în Carpații meridionali, în șisturile provenind atât din domeniul danubian (Pietreanu, Almaj, Retezat, Vulcan, Puru-Petrimanu) cît și din domeniul getic (Mehedinti, Semenic, fundamentul cristalin al bazinului Streiului, Făgăraș, Leaota)³⁾ (colecțiile : ST. CÎMPEANU ; GR. RĂILEANU, A. RUSU ; GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU ; AL. CODARCEA ; G. MANOLESCU ; L. PAVELESCU ; M. PAVELESCU ; O. ROMANESCU ; G. M. MURGOCI ; A. ARGHIR ; M. MUREȘAN, G. MUREȘAN și M. TRIFULESCU ; V. CULEA ; ȘT. GHİKA ; C. DIMOFTE ; N. GHERASI); în eșantioanele din toate seriile cristaline din Munții Apuseni (Rapolt, Gilău, Bihor, Codru Moma, „Munții Ascunși”) (colecțiile : M. ILIE ; I. BERBELEAC ; R. JUDE ; M.

considerindu-le formate postmetamorfic, legate genetic de mișcările care au produs și avansarea mesozonei peste epizonă.

¹⁾ Concomitent și independent de noi H. KRÄUTNER și F. KRÄUTNER au ajuns la concluzii similare asupra genezei elementelor tectonicii B_2 , prezente în partea de NE a Poienii Rusce (vezi nota 2, pag. 107).

²⁾ Vezi nota 2, pag. 109.

³⁾ N. GHERASI („Raport. Cartări, revizuire și coordonări în cuprinsul foii 87 Zărnești-Masivul cristalin al Leaotei, între Moeciu și V. Ghimbavului” 1962, Arh. Com. Geol.) și R. DUMITRESCU, M. ARION, G. PITULEA („Raport geologic asupra prospecțiunilor din masivul Leaota”. 1962, Arh. Com. Geol.) menționează existența unor elemente liniare de vîrstă diferite.

PAUCĂ ; C. NICOLESCU ; M. BLEAHU¹⁾) liniațiile B_1 și B_2 apar pînă în Carboniferul inferior inclusiv ; mai sus, aceste elemente lipsesc ; ele s-au format deci în timpul metamorfismului hercinic de după această perioadă.

Structurile plicative mai importante de pe flancurile anticlinoriului din zona cercetată sunt următoarele : anticlinalul (orientat NW—SE) de la nord de valea Drăgoiului ; sinclinalul urmat la sud de un anticlinal (ambele orientate E—W) din zona dealul Vlădeasa—valea Iazuri—valea Sasa ; sinclinalul și anticlinalul (orientate E—W) din culmea Padeșului (care ar putea reprezenta prelungirea cutelor din zona Iazuri) ; cele trei cîte (două anticlinale separate printr-un sinclinal orientat aproximativ NNE—SSW, dintre valea Bega (E Tomești) și valea Pilcului (W Fărăšești).

Tectonica disjunctivă din regiune este reprezentată prin falii direcționale și transversale. Ca falii direcționale menționăm pe cea de la S de zona Iazuri și pe cea din zona axială a anticlinoriului, prezentă și în zona estică adiacentă²⁾. Falii transversale principale sunt orientate NE—SW (falia dintre Luncani și Fărăšești ; falia dintre Vf. Bîlii și Poeni ; cele două falii din zona pîrișului Armean—cea din SE reprezintă continuare în regiunea noastră a faliei de la NW de Pîrișul cu Raci, din zona Ruschița³⁾). Falii NW—SE sunt mai puțin importante ca precedentele. Menționăm falia de la W de Tomești și pe cea paralelă cu valea Gropilor (care corespunde probabil cu falia ce retează partea vestică a serpentinitelor de la Vadul Dobrii⁴⁾ de unde este decroșată de o faliie în zona Ruschița⁵⁾, de unde se continuă apoi în regiunea noastră). În zona anomalilor magnetice dintre Gladna și Coșava⁶⁾ am presupus, încă din 1961⁷⁾, existența (sub cuvertura sedimentară) a unei importante zone de fracturi orientată NE—SW pe care s-au insinuat proababil roci diabazice mezozoice, de tipul celor din munții Drocea. Această fractură ar putea să se continue spre Hăuzești (prin corpul banatitic de aici) și apoi spre Ocna de Fier⁸⁾.

¹⁾ În regiunea Cîmpeni, R. DIMITRESCU („Raport geologic asupra prospecțiunilor din sectorul Cîmpeni” 1962, Arh. Com. Geol.) menționează existența a două generații de liniații, ultima fiind formată în Permian (faza saelică).

²⁾ Vezi nota 4, pag. 104.

³⁾ Vezi nota 1, pag. 104.

⁴⁾ Vezi nota 4, pag. 103.

⁵⁾ Vezi nota 1, pag. 104.

⁶⁾ Vezi notele 7, 8, pag. 104.

⁷⁾ Vezi nota 2, pag. 109.

⁸⁾ Falii importante din regiune aparțin celor două sisteme de fracturi (orientate NE—SW și NW—SE) care au, după părerea noastră, o dezvoltare regională pe teritoriul țării noastre și probabil în lumea întreagă. Ele s-ar putea lega genetic de mișcările de rotație ale pămîntului.

Considerații asupra genezei și evoluției acumulărilor de substanțe minerale utile din regiune

Acumulările de substanțe minerale utile din regiune s-au format în epoci diferite¹⁾ după cum urmează :

A) Epoca veche (premetamorfică). Această epocă cuprinde zăcăminte formate înainte de metamorfismul regional al actualelor sisturi cristaline. În stiva sistemelor cristaline din Poiana Ruscă, am recunoscut în anii 1961 -- 1962²⁾ prezența unei formațiuni spilito-keratofirice. De această formăție, reprezentată prin tufuri bazice (adesea spilitice)³⁾ și acide, curgeri și intruziuni de roci ultrabazice (serpentinite), bazice (diorite, gabrouri), intermediare și acide (keratofire cuarțifere-porfiroide) acum metamorfozate, se leagă : 1) zăcăminte de fier exhalativ-sedimentare și 2) zăcăminte hidrotermale de Pb și Cu. Ambele tipuri au suferit metamorfismul regional odată cu rocile înconjurătoare.

1. Zăcămintele de fier din cristalinul Poienii Rusce, considerate pînă în 1940 ca fiind posmetamorfice și hidrotermale, li s-a atribuit de către AL. CODARCEA și N. PETRULIAN⁴⁾ o originea sedimentară, confirmată apoi de cercetările ulterioare (11)⁵⁾. Localizarea concordantă a acestor zăcăminte într-un complex de roci tufogene bazice (14)⁶⁾ l-au determinat pe R. DIMITRESCU să le atribuie în 1959 (5) originea exhalativ-sedimentară, părere adoptată de noi în 1961⁶⁾ și în 1962 de către T. I. KOSAREVA și ȘT. BERGHEȘ (pentru zona Iazuri)⁽¹⁰⁾ și de către H. KRÄUTNER⁷⁾.

În regiune acumulările ferifere exhalativ-sedimentare metamorfozate sunt asociate cu orizonturile verzi tufogene și constituie trei nivele mai importante (toate situate la E și N de zona principală de dezvoltare a barierei recifal-recifogene de la Luncani — față dinspre continent a acesteia : un nivel inferior situat în zona valea Iazuri ; un nivel intermediu situat în Vf. Găilor și care repare decroșat în valea Șasa ; un nivel superior ce

¹⁾ Vezi nota 2, pag. 109.

²⁾ În Poiana Ruscă tufurile bazice (adesea spilitice) metamorfozate, predomină net asupra celorlalte produse ale magmatismului spilito-keratofiric.

³⁾ Vezi nota 9, pag. 104.

⁴⁾ H. KRÄUTNER. „Studii asupra zăcămintelor din partea de NE a cristalinului epimetamorfic din masivul Poiana Ruscă” 1962. Arh. Com. Geol.

⁵⁾ Vezi nota 4, pag. 103, notele 1, 4, pag. 104, nota 4, pag. 113 și nota 2, pag. 109.

⁶⁾ Vezi nota 2, pag. 109.

⁷⁾ H. KRÄUTNER. „Studiul mineralizațiilor din cuprinsul foilor 81 Margina și 82 Deva – Studiul zăcămintelor din partea centrală nordică a masivului Poiana Ruscă și principiile generale ale alcăturii hărții metalogenetice pentru cristalinul epimetamorfic al masivului Poiana Ruscă și pentru formațiunile cristaline învecinate”. 1962, Arh. Com. Geol.

apare la Tomești și pîriul Vătrani. Primele două nivele prezintă o serie de caractere mineralogice comune : oxizi de fier (magnetit, hematit, martit), spessartin, clorit, cuarț la care se adaugă sporadic epidotul, calcitul, apatitul, sfenul și sericitul. Spessartinul este foarte caracteristic pentru majoritatea rocilor ferifere din această zonă (10, 11)¹⁾. Sub formă de granule foarte mici el alcătuiește uneori masa de bază, a minereului, în care apar benzi mai bogate în oxizi de fier (Vf. Găilor). Cazuri analoage sunt menționate recent de către H. KRÄUTNER²⁾ în zona din partea de NE a Poienii Rusce și la Dîmbul Pascului³⁾. Adesea magnetitul este asociat intim cu un clorit ferifer, datorită probabil existenței unei zone de reacție metamorfic-metasomatică în jurul magnetitului. Se deosebesc ca tipuri principale de minereuri : magnetitite (cu cuarț ; cu clorit ; cu spessartin ; cu apatit și spessartin) ; roci magnetito-hematitice (\pm spessartin \pm clorit) ; roci hematitice (\pm spessartin \pm calcit) ; spessartinite (cu magnetit ; cu magnetit, hematit și cuarț). În partea superioară a complexului șisturilor verzi tufogene, orizontul de roci tufogene situat deasupra cuarțitelor negre de pe flancul de W și S a anticlinoriului, găzduiește lentile itabiritice (nivelul III) care constituie apariții discontinu începînd de la Tomești (15) și apoi pe la S de valea lui Liman, pe la Izvoarele pîriului Vătrani și apoi paralel cu valea Stîlpului (pe afluenți de pe dreapta). Itabiritele (cuarț \pm hematit \pm magnetit) au raportul cuarț : oxizi de fier foarte variabil.

2. Mineralizațiile de Pb și Cu hidrotermale metamorfozate apar în partea superioară a văii Pilcului, (la W de Romînești) fiind situate în șisturi. Din vechile lucrări miniere (26) precum și din cele recente (ISEM) se poate trage concluzia că zona mineralizată se întinde pe circa 200 m lungime, în mod evident discontinuu, mineralizația constituind cuiburi, pungi și scurte filonașe. Minereul este alcătuit dintr-o gangă de cuarț, fluorină, baritină și sericit, în care apare galena, pirita și probabil un mineral primar de cupru (judecînd după eflorescențele de malachit și azurit). Uneori, fluorina apare în cantități mari în care apar adesea aggregate alcătuite din cristale de baritină. Cuarțul (foarte frecvent) prezintă zone recristalizate separate prin porțiuni puternic cataclazate. Cuarțul adesea are extincție ondulatorie, indicînd presiunea la care a fost supus minereul. Galena formează cuiburi și vinijoare cu cristalinitate fină. În minereu lipsesc geodele ; el este adesea traversat de șistozitatea șisturilor înconjурătoare. Considerăm că este vorba de o mineralizație hidrotermală metamorfozată regional, care

¹⁾ Vezi nota 2, pag. 109.

²⁾ Vezi notele 4, 7, pag. 113.

³⁾ Acest tip de minereu spessartinic este analog cu cele cunoscute în Carpații orientali (Iacobeni).

se poate lega genetic de activitatea magmatică a rocilor porfiroide din Poiana Ruscă, geneză similară cu cea a zăcămîntului filonian metamorfozat de la Muncelul Mic (12). În zona de alterație supergenă a zăcămîntului, apar minerale secundare ca malachit, azurit, depuneri secundare silicioase, cuprit, etc.

B) Epoca intermediară (sinmetamorfică). Cuprinde acumulările de talc (steatit) ce apar între valea Căprișoara și Poiana Oboare (19), localizate în masivul dolomitic de la Luncani. Observațiile noastre ne-au arătat că talcul de aici constituie corpuri concordante cu stratificația carbonatitelor înconjurătoare, fapt similar cu zăcămîntele de talc de la Cerișor și Lelese (6) precum și cele de la N de Govăjdia, formate în urma interacțiunii unor soluții silicioase (probabil de origină vulcanică) cu dolomitele (6). Recent (16) pentru aceste zăcămînte s-a acceptat o geneză asemănătoare, plasîndu-se formarea talcului într-o fază post-metamorfică.

Forma regulată, stratiformă, concordantă a zăcămîntelor de talc intercalate în dolomite, face greu de acceptat formarea lor pe contul unor astfel de roci, întrucît în acest caz ne-am fi putut aștepta la forme neregulate de zăcămînt, sau chiar la corpuri discordante de talc, localizate în dolomite în jurul eventualelor căi de circulație ale soluțiilor silicioase. Această indoială ne-a făcut să încercăm să vedem dacă nu cumva aceste zăcămînte apar la anumite nivele stratigrafice atât în dolomitele de Luncani cit și în cele de Hunedoara. Întrucît rezultatul a fost afirmativ (principalele zăcămînte de talc din Poiana Ruscă se amplasează la același nivel stratigrafic atât în dolomitele recifogene ale barierei de la Hunedoara cit și în cele de la Luncani, la circa 2500 m deasupra limitei superioare a complexului șisturilor verzi tufogene), am ajuns la următoarele concluzii privind geneza zăcămîntelor de talc stratiforme (localizate în carbonatite) din Poiana Ruscă : a) zăcămîntele de talc apar la un anumit nivel stratigrafic datorită faptului că, rocile pe contul căror s-a format, aveau o compoziție chimică mai rar întâlnită în cuprinsul carbonatitelor din Poiana Ruscă ; aceste roci constituiau inițial strate ce apăreau la aproximativ acelaș nivel stratigrafic în dolomitele de Hunedoara și Luncani ; b) aceste roci erau mai magneziene decât dolomitele (probabil roci magnezitice) întrucît dolomitele și rocile mai puțin magneziene decât ele fiind foarte răspîndite, zăcămîntele de talc ar trebui de asemenea să fie foarte răspîndite în Poiana Ruscă și ar apărea la nivele diferite ; c) zăcămîntele de talc s-au

format în timpul proceselor de metamorfism prin reacții survenite între soluții apoase-silicioase hidrotermal-metamorfice și rocile magnezitice menționate¹⁾.

C) Epoca nouă (postmetamorfică). Este mai puțin unitară decât epocile precedente, cuprinzînd acumulări de substanțe utile cu geneze diferite formate în perioade diferite.

1. Mineralizațiile hidrotermale de Cu apar pe valea Căprișoara (exploatare în trecut) și sunt situate aproximativ la contactul dolomite/șisturi. Ele sunt legate genetic de activitatea hidrotermală ce a survenit după punerea în loc a corupurilor banatitice din apropiere (hidrotermalizate și ele).

2. Zăcăminte fero-manganoase sedimentare de tip rezidual (cunoscute — 15, 25, 26 — și exploatare mai demult) ce apar mai ales în jumătatea nordică a regiunii, s-au format pe contul calcarelor și dolomitelor slab-ferifere, acumulîndu-se apoi fie ca depozite vechi de pantă, fie sub forma unor lentile la baza pietrișurilor pliocene (după un transport redus). Dovize pentru o fază de alterare reziduală a rocilor carbonatice, în care s-au format depozite reziduale fero-manganoase, sunt furnizate de prezența unor astfel de acumulări la S de valea Păcurarului, la N de Vf. Albota, de cele dintre Luncani de Sus și valea Căprișoara (Oboare, Stefania, Ludwig, pîrîul Lupului, Luncanii de Sus)²⁾ formate pe contul calcarelor și dolomitelor.

3. În cadrul depozitelor exogene de precipitație chimică intră acumulările de aragonit de la Luncani și cele de travertin de pe valea Căprișoara și de la S de Poeni, localizate în roci carbonatice.

Harta genetică a substanțelor minerale utile din partea de NW a masivului Poiana Ruscă (Pl. III), s-a alcătuit ținîndu-se cont de harta metalogenetică la sc. 1: 100.000 întocmită de noi în urma cercetărilor din 1961³⁾ precum și de schiță metalogenetică la sc. 1: 500.000 a întregului masiv, întocmită de H. KRÄUTNER în urma studiilor sale din 1962⁴⁾.

¹⁾ M. SAVUL și V. IANOVICI au arătat posibilitatea existenței magnezitului în unele roci dolomitice din cuprinsul dolomitelor de Hunedoara (23). Probabil că apariția solzișorilor de talc, în unele dolomite (6, 16), se datorează formării pe contul cristalelor submicroscopice de magnezit prezente în dolomitele cu exces de magneziu citate de autorii menționați (23), prin reacția magnezitului cu soluții silicioase metamorfice.

²⁾ Exploatate recent de către T.E.M.N. (vezi nota 3, pag. 104).

³⁾ Vezi nota 2 b, pag. 109.

⁴⁾ Vezi nota 7, pag. 113.

Paralelizări cu alte masive cristaline

Într-o lucrare anterioară¹⁾ s-a susținut sincronismul stratigrafic general al seriilor epimetamorfice din Carpații meridionali, orientali și Apuseni. Actualmente credem că se pot face paralelizări mai precise între Poiana Ruscă și alte unități cristaline de la noi, pe baza rezultatelor stratigrafice și petrografice obținute în ultimii ani în formațiunile cristaline de la noi. La baza acestor paralelizări trebuie să stea în primul rând compararea succesiunii evenimentelor importante de ordin litologic magmatic, și metalogenetic, ce au survenit în geosinclinalul în care s-au format actualele sisturi epimetamorfice de la noi.

A) Paralelizări cu Carpații orientali. Cuarțitele negre din Poiana Ruscă situate către partea superioară a complexului sistemelor verzi tufogene se pot paraleliza stratigrafic cu cuarțitele negre asociate cu zăcăminte de mangan din Carpații orientali. Afirmăm acest lucru bazați pe următoarele fapte de observație : 1) zăcămintele ferifere exhalativ-sedimentare metamorfozate (uneori feromanganifere) din Poiana Ruscă sunt în majoritate situate sub cuarțitele negre menționate, rareori găsindu-se la mică distanță deasupra lor (de ex. itabiritele de la Tomești și pîrîul Vătrani). 2) În Carpații orientali zăcămintele manganifere exhalativ-sedimentare (24) precum și cele ferifere exhalativ-sedimentare (Iacobeni, Rusaia), ambele tipuri paralelizabile genetic cu zăcămintele ferifere din Poiana Ruscă, nu depășesc cuarțitele negre. 3) În Poiana Ruscă dyke-urile de roci porfirioide străbat formațiuni cristaline superioare stratigrafic cuarțitelor negre (12), indicind că activitatea magmatică paroxismală ce a dat naștere, în Poiana Ruscă, rocilor porfiroide și zăcămintelor filoniene hidrotermale de sulfuri metamorfozate asociate acestora (12) (Muncelul Mic, valea Dobra etc.), se plasează în timp, după formarea cuarțitelor negre și deci după formarea complexului sistemelor verzi tufogene (în care se situază principalele zăcăminte ferifere din masiv). 4) În Carpații orientali se constată o aceeași succesiune de evenimente²⁾ : la un oarecare timp după formarea cuarțitelor negre (asociate cu zăcăminte de mangan) începe o fază vulcanică importantă ce a dat naștere la tufuri și curgeri de lave acide (por-

¹⁾ MAIER O., H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN. „Structura geologică a regiunii Teliuc—Vadul Dobrii”. Comunicată în 1960 în şed. Com. Geol.

²⁾ a. M. SAVUL. „Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri, făcute în regiunea Pojorâta—valea Colbului—Chirilu—Crucea—Holda”. 1953 Arh. Com. Geol.

b. M. CODARCEA, I. BERCIU, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN. „Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărăncel—Holdița)”. 1962 Arh. Com. Geol.

firoide), ce alcătuiesc o unitate stratigrafică bine individualizată¹⁾. În cadrul acestei unități (complex) se intercalează zăcăminte de sulfuri exhalativ-sedimentare (7,22¹⁾), legate genetic de activitatea magmatică ce a dat naștere acestor roci porfiogene.

Deși în Poiana Ruscă zăcămintele de sulfuri legate de porfiroide reprezintă în general filoane metamorfozate (12) iar în Carpații orientali, aceste zăcăminte sunt de obicei stratiforme, exhalativ-sedimentare (formele filoniene metamorfozate fiind rare — 22), în urma celor arătate mai sus, se poate trage concluzia că activitatea metalogenetică legată de magmatismul rocilor porfiroide, a dat naștere celor două tipuri de zăcăminte aproximativ în aceeași perioadă de timp.

Dacă, judecînd după gradul de metamorfism mai avansat, se admite că unitatea tectonică vestică din cristalinul Bistriței (la W de dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu) este alcătuită din pachete inferioare stratigrafice unității estice din aceeași zonă¹⁾, ar fi posibil ca rocile complexului calcarelor și amfibolitelor (dintre care unele ar putea fi tufogene) din unitatea vestică, să fie analoage stratigrafic părților inferioare ale complexului tufogen din Poiana Ruscă²⁾.

Partea superioară a complexului șisturilor verzi tufogene din Poiana Ruscă, în urma celor arătate, poate fi paralelizată cu complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalări de șisturi blasto-psefítice (inferior cuartitelor negre) și cu complexul șisturilor și al cuartitelor grafitoase (cuartitele negre asociate cu zăcăminte de mangan) din cristalinul Bistriței, ambele din unitatea estică a acestuia¹⁾.

Complexul șisturilor filitice și al șisturilor clorito-sericitoase superioare, din Poiana Ruscă, ar putea fi paralelizat stratigrafic cu complexul rocilor porfiogene și cu complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalări de șisturi verzi tufogene (superior complexului rocilor porfiogene), ambele cunoscute în unitatea estică din cristalinul Bistriței¹⁾.

Episoadele recifal-recifogene, ce au dat naștere dolomitelor de Hunedoara și Luncani (14, 15, 16, 19) din Poiana Ruscă, precum și majoritatea carbonatitelor din unitatea vestică și estică a cristalinului Bistriței, pot fi paralelizate atât genetic cât și ca timp de formare.

¹⁾ Vezi nota 2 b, pag. 117.

²⁾ Pe valea Bârnărelului, în complexul calcarelor și amfibolitelor se cunosc unele concentrații de roci ferifere magnetitice (D. CONSTANTINOF, N. BIRĂ, V. PUIU, AL. MANEA, M. PUIU, L. DLUJNEVSKI. „Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra” 1960. Arh. Com. Geol.). De asemenea se cunosc roci magnetitice localizate în amfibolite la Iacobeni și Rusaia.

B) Paralelizări generale între seriile epimetamorfice. După cum s-a arătat mai sus, cuarțitele negre reprezintă un orizont-reper cu extindere regională, ce coincide aproximativ cu limita dintre două etape bine definite în evoluția geosinclinalului actualelor sisturi epimetamorfice de la noi. Astfel, în Poiana Ruscă acest orizont se plasează către limita superioară a complexului sistemelor verzi tufogene, limită ce corespunde aproximativ cu sfîrșitul unei faze vulcanice importante a magmatismului inițial, ale cărei produse sunt reprezentate, pînă la acest nivel stratigrafic, cu precădere prin tufuri bazice (deseori spilitice), fază de care se leagă zăcăminte de fier exhalativ-sedimentare din masiv. În decursul formării complexului terigen imediat superior complexului sistemelor verzi tufogene (complexul filitelor și al sistemelor sericito-cloritoase superioare) și deci superior cuarțitelor negre, au loc eruptii puternice de riolite, dacite, andezite (actualele porfiroide) (12) precum și o activitate hidrotermală de care se leagă zăcăminte de sulfuri metamorfozate din partea de NE a masivului Poiana Ruscă (12). Ținînd cont de cele arătate, stiva stratigrafic unitară a sistemelor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă poate fi subdivizată astfel : 1) o parte inferioară situată sub cuarțitele negre și 2) o parte superioară, situată stratigrafic deasupra cuarțitelor negre. Această parte cuprinde atît complexul filitelor și al sistemelor sericito-cloritoase superioare cît și tot ceeace ar urma în continuitate stratigrafică normală deasupra acestui complex.

1. Părții inferioare își arătă repartiza (judecînd după caracterele litologice, magmatice și metalogenetice) următoarele serii cristaline epimetamorfice de la noi : seria de Biharia (și echivalentele ei) din Munții Apuseni ; complexul calcarelor și amfibolitelor din unitatea vestică a cristalinului Bistriței¹⁾ ; complexele inferioare complexului sistemelor și cuarțitelor grafitoase (respectiv a cuarțitelor negre asociate cu zăcăminte de mangan), inclusiv acesta, din unitatea estică a cristalinului Bistriței¹⁾ ; seria rîfean—superioară de Sibișel²⁾ din Munții Sebeș ; seria de Drăgșan din partea centrală a autohtonului danubian (18).

2. Părții superioare³⁾ își arătă repartiza : o bună parte din seria de Muncele din Munții Apuseni ; sisturile verzi dobrogene ; cristalinul Rapoltului ;

¹⁾ Vezi nota 2 b, pag. 117.

²⁾ M. CODARCEA. „Considerații asupra structurii, genezei și stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali (regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu)”, comunicată la 14 dec. 1962 în șed. Com. Geol.

³⁾ Conglomeratele metamorfozate din unele serii metamorfice ar putea reprezenta conglomerate de tip intraformațional.

complexele superioare cuarțitelor negre (cu zăcăminte de mangan din unitatea estică a cristalinului Bistriței ; seria de Păiușeni (21)¹⁾.

Menționăm că nu facem nici o supozitie în ceea ce privește ordinea stratigrafică între diversele serii repartizate părții inferioare și respectiv superioare ale acestei stive de roci cristaline.

Afirmăm în schimb că seriile menționate fac parte dintr-o mare stivă unică de sedimente actualmente metamorfozate. Este posibil ca majoritatea seriilor mesometamorfice și catametamorfice de la noi să se înscrie undeva înspre părțile inferioare ale acestei stive unice. Vîrstă acestei stive unice este rîfeană.

În cadrul părții inferioare menționate se înscriu majoritatea zăcămintelor de fier și mangan exhalativ-sedimentare metamorfozate de la noi. Zăcămintele ankeritice și sideritice exhalativ sedimentare metamorfozate din Poiana Ruscă²⁾ pot fi paralelizate atât ca timp aproximativ cât și ca mod de formare cu cele de siderit și ankerit din Pirinei, din Alpii austrieci (de tipul zăcămintelor Eisenerz și Hüttenberg) din cristalinul Gemmeridelor (zăcămintele Zeleznič, Nizna Slana, Dobsina, Mlynky, Biengarten, Massorter, Erb și a), din Ural (de tipul zăcămintului de la Bakal) etc.

Filoanele hidrotermale sideritice metamorfozate cunoscute în Carpații orientali pot fi paralelizate genetic (legate de magmatismul spilito-keratofiric) și temporar cu cele din Alpii austrieci și din Gemmeride.

Zăcămintele de sulfuri metamorfozate, legate genetic de activitatea magmatică de tip keratofiric ce a dat naștere rocilor porfiroide de la noi, se plasează în cadrul perioadei de formare a părții superioare a stivei epimetamorfice (indiferent dacă sunt de tip exhalativ-sedimentar sau hidrotermal-filonian). În cadrul acestor zăcăminte se înscriu mineralizațiile de sulfuri metamorfozate (în general filoniene-hidrotermale) de la Vețel, Muncelul Mic, valea Dobra, (12), Romînești și a., din Poiana Ruscă ; mineralizațiile de sulfuri (hidrotermale filoniene și exhalativ sedimentare) menționate de I. BERBELEAC³⁾ în cristalinul Rapoltului (valea Corbului, valea Sînpetru, valea Tăoasului, pîrul Fîntîni, pîrul Faurului și a.) ; zăcămîntul filonian de sulfuri de la Brusturi (partea SW-ică a Munților Bihor) ; mineralizația filoniană din apropierea confluenței Arieșului Mare cu Arieșul Mic (4) ; zăcămintele de sulfuri din Carpații orientali exhalativ-sedi-

¹⁾ În toate seriile cristaline menționate atât în cadrul părții inferioare cât și a celei superioare sunt prezente cele două tipuri de elemente liniare aparținînd tectonicei B_1 și B_2 .

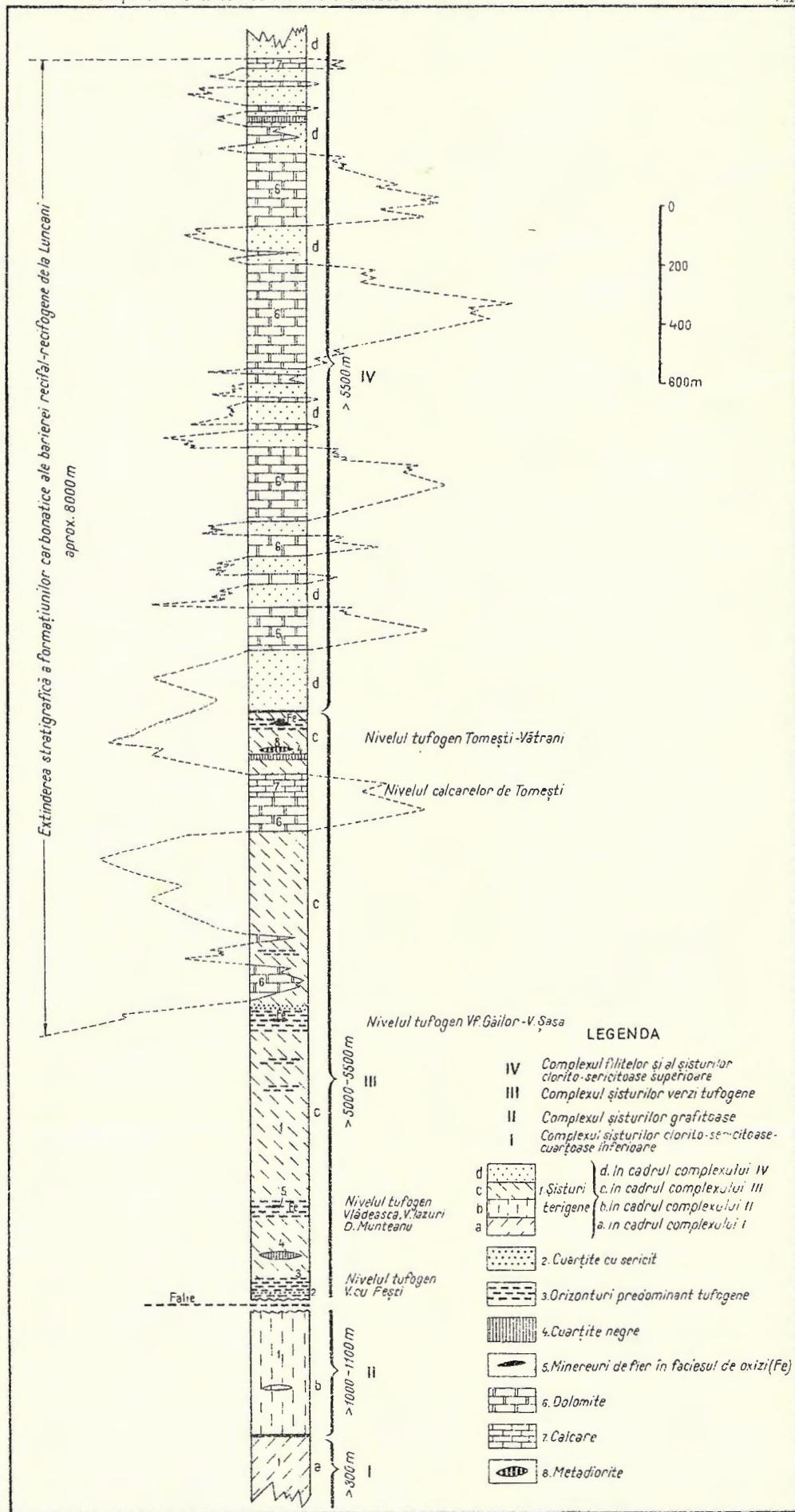
²⁾ Posibilitatea formării unor zăcăminte exhalativ-sedimentare sideritice ar putea fi ilustrată, după noi, de zăcămintele sideritice de tip Mădăraș, de vîrstă neogenă.

³⁾ I. BERBELEAC. „Raport geologic privind prospecțiunile pt. sulfuri complexe în cristalinul de Rapolt”. 1959 Arh. Com. Geol.

COLOANA STRATIGRAFICĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE EPIMETA-MORFICE DE PE FLANCUL SUDIC AL ANTICLINORULUI ARÂNIEŞ-POENI, IN ZONA V. IAZURI-V.F. GĂLOR-V. ŞASA-V.F. STÎLPULUI-TÂUŁ URSULUI-V. BURĂU

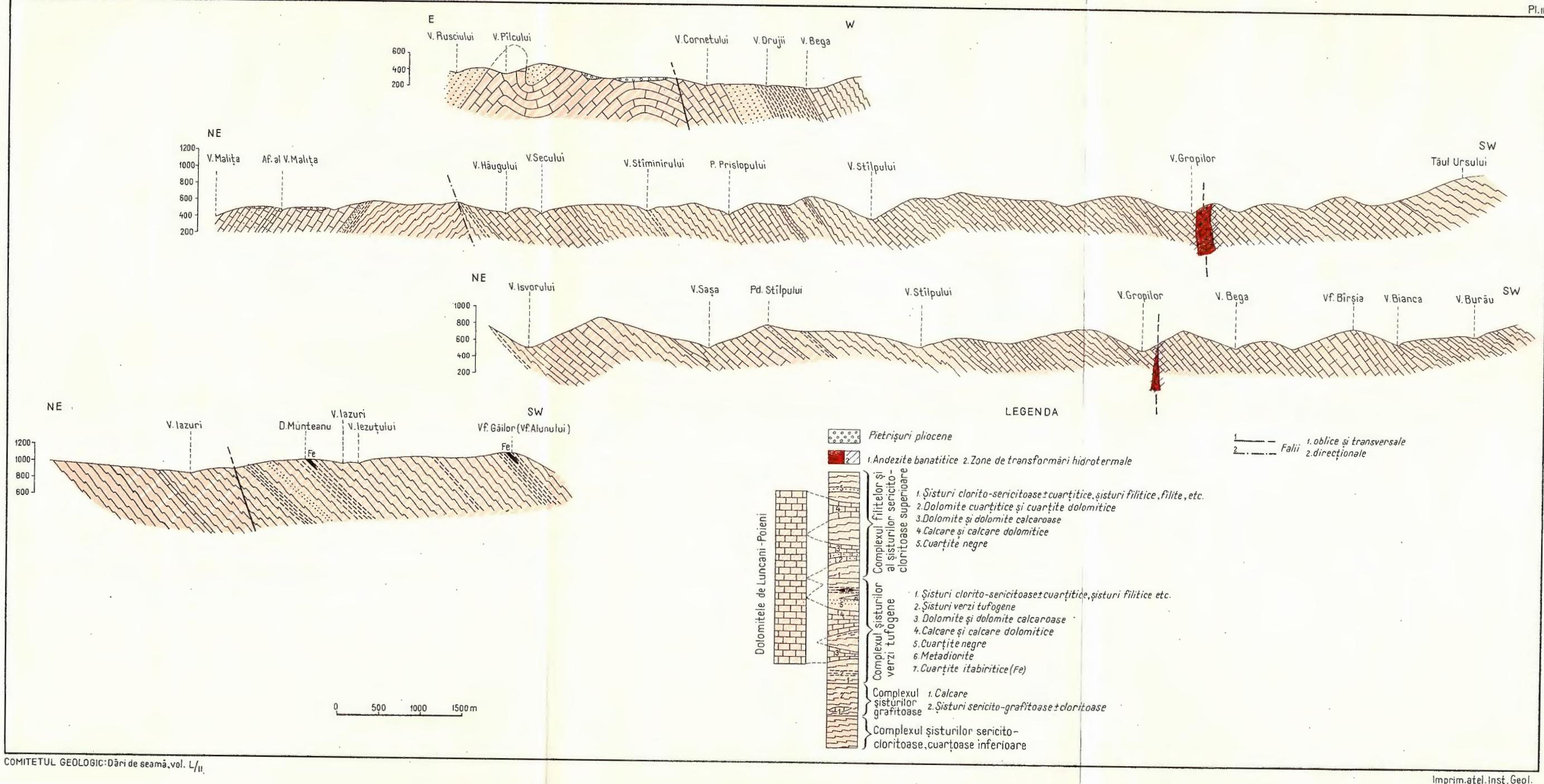
M.MUREŞAN: Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de N.W. a masivului Poiana Ruscă .

PL.I



SECTIUNI GEOLOGICE IN REGIUNEA POIENI-TOMEŞTI-LUNCANI

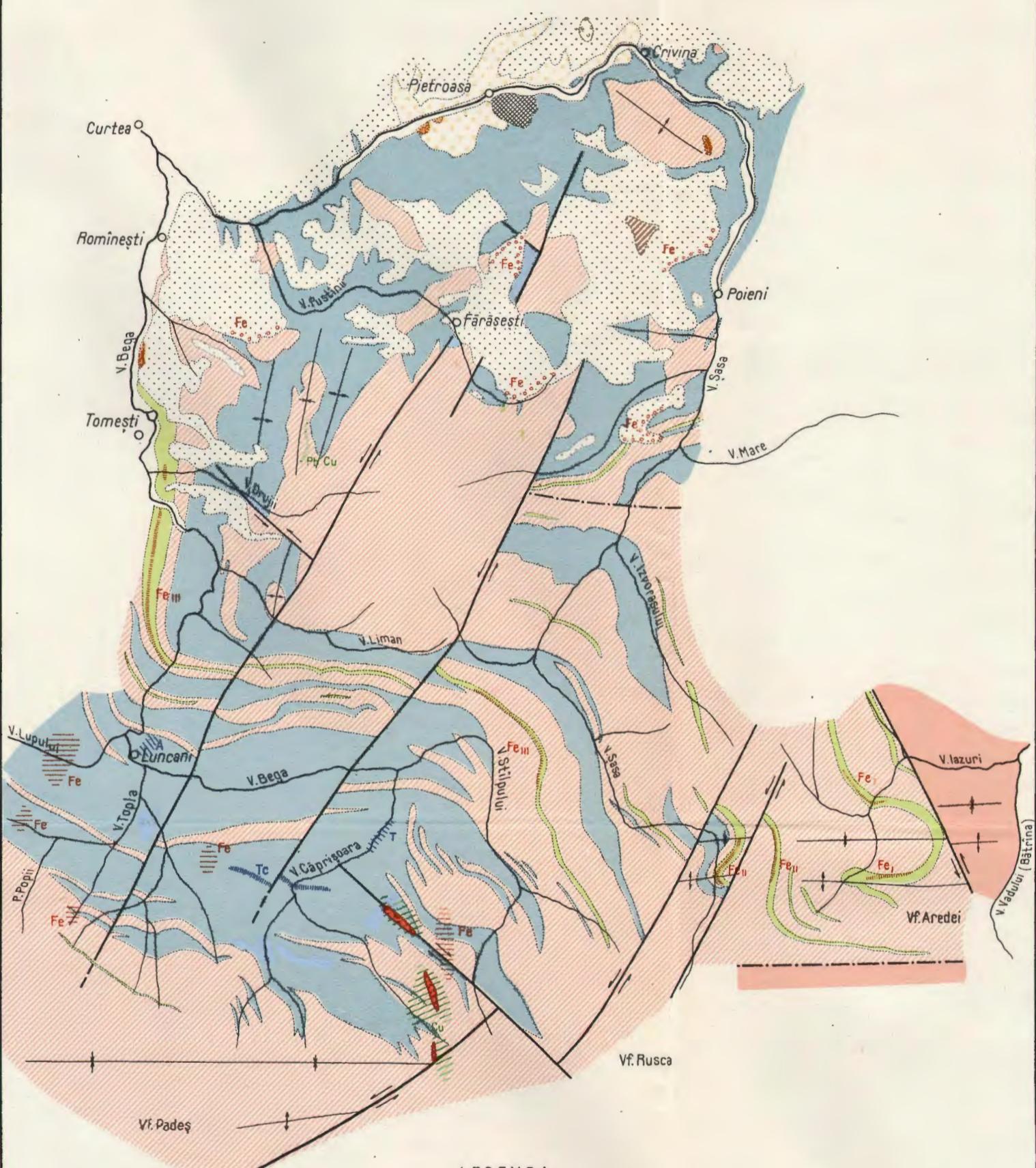
M.MUREŞAN: Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Rusă



M. MUREŞAN

**HARTA GENETICĂ A SUBSTANȚELOR MINERALE UTILE
DIN PARTEA DE N W A
MASIVULUI POIANA RUSĂ**

0 1 2 3 4 Km

**LEGENDA**

Formații sedimentare

- Aluviumi
- Pliocen
- Cretacic

Formații eruptive

- Eruptiv neogen { 1. corpori andezitice, riolitice
2. aglomerate andezitice}
- Eruptiv banatitic (andezite, dacite)

Formații cristaline

- Complexul filitelor și al șisturilor sericitico-cloritoase superioare și complexul șisturilor verzi tufogene
- Complexe terigene inferioare complexului șisturilor verzi tufogene

Epoca postmetamorfică

- Depozite de precipitație { A. de aragonit
T. de travertin}
- Zone cu argile lateritice cu concentrații feromanganooase { 1. Zone cu argile lateritice cu concentrații feromanganooase la baza pietrișurilor pliocene
2. Concentrații feromanganooase la baza pietrișurilor pliocene}

Epoca silico-metamorfică

Zone de transformări hidrotermale cu mineralizări hidrotermale cu Cu

Epoca premetamorfică

- Acumulări stratiforme de talc
- Mineralizări hidrotermale de Pb și Cu
- Zăcăminte ferifere exhalativ sedimentare, în facies oxidic. (I, II, III = succesiunea stratigrafică a nivelelor cu zăcăminte de fier)

— Ax de anticinal

— Ax de sinclinal

— Falii oblice

— Falii direcționale

mentare (7, 22)¹⁾ de la valea Anieșului, Baia Borșa (Burloaia, Cornidei, Puiu — 22), V. Blaznei, Fundul Moldovei, Pojorîta, pîriul Colbului, Leșul Ursului, Holda, Bălan etc. sau filoniene hidrotermale metamorfozate ca cele de pe pîriul Cisla (Baia Borșa — 22); zăcămîntul exhalativ-sedimentar de la Altîn-Tepe din Dobrogea și a.²⁾

BIBLIOGRAFIE

1. BERCIU I., BERCIU E. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar-Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
2. DIMITRESCU R. Observațiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est), *D. S. Com. Geol.* XL. București 1952—1953.
3. DIMITRESCU R. Asupra structurii geologice a părții de NW a masivului Poiana Ruscă. *Studii I.P.G.* Nr. 1. București 1955.
4. DIMITRESCU R. Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa (bazinul superior al Arieșului). *An. Com. Geol.* XXVI. București 1958.
5. DIMITRESCU R. Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații românești. *Rev. Minelor (ASIT)*, X/3. București 1959.
6. FILIPESCU M. Zăcămîntul de talc de la Gerișor jud. Hunedoara. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV. București 1930.
7. GHÎKA ȘT. Procese geologice, fizico-chimice și metalogenetice din Munții Rodnei. *D.S. Com. Geol.* XLI (1953—1954). București 1957.
8. HALAVÁTS I. Über die geologischen Verhältnisse von Forosesti und Tomesti im Komitate Krassó-Szörény. *Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.* 1904. Budapest 1906.
9. KADIĆ O. Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes an der oberen Bega, in der Umgebung von Facset, Kostej und Kurtya. *Jb. d.k. ung. geol. Anst. f.* 1903. Budapest 1905.
10. KOSAREVA T., BERGHEȘ ȘT. Observații asupra distribuției și genezei mineralelor de fier de la Iazuri. *Revista Minelor*, Nr. 1. București 1962.
11. KRÄUTNER H. Zăcămîntele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
12. KRÄUTNER H. Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Asociația Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea Mineralogie-Petrografie*. Vol. II. București 1963.
13. LÓCZY L. Geologische Notizen aus dem nordlichen Teile des Krassoer Komitates. *Föld. Kötł.* XII, 1882, R.1. im *Verh. der k. geol. Anst.* Budapest 1882.
14. MAIER O., MURESAN G., MURESAN M. Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (Zona centrală a Masivului Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
15. PAPIU C. V. Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL. București 1953.

¹⁾ Vezi nota 2 b, pag. 117.

²⁾ Menționăm că paralelizările făcute pot fi îmbunătățite și completate, pe măsura extinderii cercetărilor stratigrafice-structurale, ale cercetărilor palinologice și ale determinărilor de vîrstă absolută din cadrul cristalinului de la noi.

16. PAPIU C. V., POPESCU A., SERAFIMOVICI V., DUTU M. Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959–1962). București 1962.
17. PAPP K. Die Eisenerz und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. I Teil 1919.
18. PAVELESCU L. Geologia Carpaților Meridionali. *Analele Rom.-Sov. Geol.-Geogr.*, 3 (36). București 1958.
19. POPESCU A. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani-Tomești (masivul Poiana Rusă). *D. S. Com. Geol.* XLIX. București 1964.
20. SAVU H. Asupra erupțiunilor neogene din partea de N a Masivului Poiana Rusă. *D. S. Com. Geol.* XLIII. București 1956.
21. SAVU H. Cercetări petrografice în cristalinul Masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956–1957). București 1962.
22. SAVU H., VASILESCU AL. Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLVI. (1958–1959). București 1962.
23. SAVUL M., IANOVICI V. Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Ser. Geol.-Geogr.* IV, Nr. 1. București 1958.
24. SAVUL M., IANOVICI V. Chimismul și originea rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Acad. R.P.R. Stud. Cercet. Geol.*, III, 1–2. București 1958.
25. SCHAFARZIK F. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Luncány und Pojén sowie des Kornyatales bei Nádrág. *Jahresb. d.k. ung. Anst. f. 1903*. Budapest 1905.
26. SCHAFARZIK F. Über die geologischen Verhältnisse von Foroscesti und Tomesti im Komitate Krassó-Szörény. *Jahresb. d.k. ung. g. Anst. f. 1904*. Budapest 1906.
27. SCHRÉTER Z. Despre ocurențele de mangan și minereu de fier în comunele Crivina și Pietroasa în jud. Caraș-Severin. *Centralblatt f. Min. Geol. und Pal.* 1928. Traducere C.D.B.
28. TURNER F., J. VERHOOGEN J.. Igneous and metamorphic petrology. New-Yok 1951.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ЭПИМЕТАМОРФНОГО МАССИВА РАСПОЛОЖЕННОГО В С-3
ЧАСТИ МАССИВА ПОЯНА РУСКЭ

М. МУРЕШАН

(Краткое содержание)

С-3 часть массива Пояна Рускэ составлена главным образом из эпиметаморфических сланцев, покрытых в С и С-3 частях осадочными образованиями и андезитовыми агломератами неогена. Изверженные образования слабо представлены в этой области.

Нижний термин сланцевых формаций представлен комплексом серицито-хлоритовых кварцитовых сланцев (толщина более 300 м),

на которых залегают сланцы графитового комплекса (толщина 1000–1100 м). Широкое распространение в этой области, имеет выше лежащий термин представленный комплексом зеленых туфогенных сланцев (толщина 5000–5500 м). Стратиграфическая свита завершается комплексом филлитов и серицита-хлоритовых вышележащих сланцев (толщина более 5500 м).

Последние два комплекса имеют стратиграфический эквивалент — карбонатные рифо-рифогенные породы Лункань-Поень, с которыми зазубиваются.

Кристалические сланцы образуют антиклиниорий представляющий значительное изменение направления относительно восточной части массива (которое переходит с В-З на ЮЮЗ-ССВ направление), это явление связано с главной (синметаморфической) складчатостью Б₁. Осевое региональное погружение антиклиниория Пояна Рускэ к З связывается с постепенным утолщением метаморфизованных в настоящее время формаций к З, относительно начального уклона к З (параллельно удлинению осадочного бассейна) поверхностей их стратификации. Возможно, что это объяснение будет пригодным и для всех складчатых образований других областей, в которых наблюдаются осевые погружения регионального характера.

Микротектонические исследования выявили две фазы движений; а) фаза движений плойчатого характера (флексуральная складчатость с концентрическим скольжением) которое образовало тектонические элементы Б₁ (складки, микроскладки, линейности, кливажи течения, сланцеватости стратификации и кливажа, трещины и т.д.); фаза движений образующих тектонику Б₂ полупереломного и переломного характера (малые флексуры, волнистости, линейности пересечений, кливажи переломов и т.д.) движения происходившие в конце метаморфических процессов. Они были обусловлены действием лучисто-радиальных сил (вертикальных) и не образовывали складки.

Эти движения имели общий характер в кристаллических сланцах Южных, Восточных и Западных Карпат, а также и в Добрудже.

Эксгидротермально-осадочные месторождения железа зачисляются в комплекс туфогенных зеленых сланцев. Минерализации свинца и меди этой области гидротермально метаморфизованы и генетически связаны с магматической деятельностью порфирийных пород Пояны Рускэ. Таким образом, оба типа месторождений генетически связаны со спилитовым и кератофировым магматизмом присутствующем в кристаллической эпиметаморфической серии Пояна Рускэ.

Тальковые накопления проявляются на стратиграфическом уровне идентичном месторождении талька в Лелесе, Черишор и в Говыаждии из доломитного Массива Гунедоары. Они образовались во время метаморфизма за счет магнезитовых пород вследствие их реакции с кремнеземными водозными растворами гидротермально-метаморфической природы.

Остаточные железоносные накопления этой области образовались за счет карбонатных слабо железоносных пород (известняки и доломиты).

Различные кристаллические эпиметаморфические серии нашей страны составляют единый осадочный комплекс (в настоящее время метаморфизованных) рифейского возраста. На основании последовательности важных литологических, магматических и металогенических событий, произошедших во время образования этой пачки, сопоставляется горизонт черных кварцитов Пояна Рускэ, с подобными породами ассоциированными с метаморфизованными марганцовыми месторождениями Восточных Карпат. Это сопоставление образует различные стратиграфические комплексы Пояны Рускэ с недавно установленными в Восточных Карпатах. Указывается также стратиграфическое соотношение между различными кристаллическими эпиметаморфическими сериями страны, находящихся стратиграфически ниже черных кварцитов Пояна Рускэ (серия Бихария и ее эквиваленты в Западных горах; комплекс известняков и амфиболитов западной части кристаллических сланцев Бистрицы; нижние комплексы черных кварцев, включая и последние, Восточно-Карпатских сланцев; серия Сибишел (верхне рифейская) Гор Себеша; серия Драгшань, Данубийского Автохтона Южных Карпат и другие стратиграфически вышележащие серии: серия Мунчел, серия Пэйушень (в Западных горах); сланцы Раполт; верхние комплексы черных кварцитов Восточных Карпат, добруджские зелёные сланцы).

Эксглационно-осадочные сидеритовые и анкеритовые месторождения Пояна Рускэ по времени и генезисе могут быть аналогом образования сидеритовых и анкеритовых месторождений Пириней и австрийских Альп (типа Айзенерц и Хюттенберг), сланца Геммеридов (типа месторождений Зелезник, Низна Сланна, Добсина, Млинки, Биенгартен, Массортер, Эрб и т.д.) и Урала (тип месторождения Бакал).

**ÉTUDES GÉOLOGIQUES SUR LES FORMATIONS CRISTALLINES
ÉPIMÉTAMORPHIQUES DE LA PARTIE NW DU MASSIF
DE POIANA RUSCĂ**

PAR

MIRCEA MUREŞAN

(Résumé)

La partie NW du massif de Poiana Ruscă est constituée essentiellement de formations cristallines épimétamorphiques, recouvertes au N et au NW par des formations sédimentaires et des agglomérats andésitiques néogènes. Les formations éruptives y sont peu représentées.

Le terme inférieur des formations cristallines comprend le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzeux inférieurs (plus de 300 m d'épaisseur) sur lequel reposent les schistes du complexe graphiteux (1000 — 1100 m d'épaisseur). Un large développement accuse le terme immédiatement suivant, représenté par le complexe des schistes verts tufogènes (épais de 5000 à 5500 m). La suite stratigraphique se termine par le complexe des phyllites et des schistes séricito-chloriteux supérieurs (plus de 5500 m d'épaisseur). Ces deux derniers complexes ont comme équivalent stratigraphique les roches carbonatiques récifales-récifogènes de Luncani-Poieni avec lesquelles ils s'indentent.

Les schistes cristallins constituent un anticlinorium qui présente un changement de direction par rapport à la partie orientale du massif (celui-ci passe de la direction E-W à la direction SSW-NNE) ; ce phénomène se rattache au plissement B_1 principal (synmétamorphique). L'affaissement axial régional vers l'W de l'anticlinorium de Poiana Ruscă est en fonction de l'épaississement graduel vers l'W des formations actuellement métamorphisées, respectivement du plongement initial vers l'W (parallèle à l'allongement du bassin de sédimentation) des plans de stratification. Il est possible que cette explication soit valable pour toutes les formations plissées d'autres régions marquées par des affaissements axiaux à caractère régional. Les études microtectoniques ont mis en évidence deux phases de mouvements : a) une phase de mouvements plicatifs (plissement flexural à glissement concentrique) qui a donné lieu à la tectonique B_1 (plis, microplis, linéations, clivages d'écoulement, schistosités de stratification et de clivage, fissures etc.) ; b) une phase de mouvements qui a engendré la tectonique B_2 à caractère semiruptural et ruptural (petites flexures,

ondulations, linéations d'intersection, clivage de fracture etc) à la fin des processus métamorphiques. Ces mouvements s'expliquent par l'action des forces radiales (verticales) et ont donné lieu à des plis. Ces mouvements accusent un caractère de généralité dans les schistes cristallins des Carpathes Méridionales, Orientales et des Monts Apuseni ou de la Dobrogea.

Les gîtes de fer exhalatifs sédimentaires s'inscrivent dans le cadre du complexe des schistes verts tufogènes. Les minéralisations de plomb et de cuivre, hydrothermales, métamorphisées sont à rattacher à l'activité magmatique des roches porphyroïdes de Poiana Ruscă. Les deux types de gîtes relèvent ainsi du magmatisme spilito-kératophyre présent dans la série cristalline épimétamorphique de Poiana Ruscă.

Les accumulations de talc apparaissent à un niveau stratigraphique identique à celui des gîtes de talc de Leleșe, Cerișor et Covăjdia dans le massif de dolomies de Hunedoara. Elles se sont formées pendant le métamorphisme aux dépens des roches à magnésite, par suite des réactions de ces dernières avec des solutions aqueuses siliceuses de nature hydrothermale-métamorphique.

Les accumulations ferrifères résiduelles s'y sont formées aux dépens des roches carbonatiques faiblement ferrifères (calcaires et dolomies).

Les diverses séries cristallines épimétamorphiques du pays, constituent un empilement unique de sédiments (actuellement métamorphisés) riphéennes. Basé sur la succession des événements lithologiques, magmatiques et métallogénétiques qui ont eu lieu pendant la formation de cet empilement l'auteur établit un parallèle entre l'horizon des quartzites noirs de Poiana Ruscă et des roches similaires associées aux gisements de manganèse métamorphisés des Carpathes Orientales. En fonction de ce parallélisme on compare les divers complexes stratigraphiques de Poiana Ruscă avec ceux récemment établis dans les Carpathes Orientales. On montre également la correspondance stratigraphique entre les diverses séries cristallines épimétamorphiques du pays, les unes étant inférieures du p. d. v. stratigraphique aux quartzites noirs de Poiana Ruscă (série de Biharia et ses équivalents des Monts Apuseni ; complexe des calcaires et des amphibolites de l'unité orientale des formations cristallines de la Bistrița ; complexes inférieurs des quartzites noirs du Cristallin des Carpathes Orientales ; série de Sibișel (Riphéen supérieur) des Monts Sebeș ; série de Drăgșan de l'Autochtone Danubien des Carpathes Méridionales) et d'autres supérieures : série de Muncel, série de Păiușeni, (Monts Apuseni) formations cristallines de Rapolt ; complexes supérieurs aux quartzites noirs des Carpathes Orientales ; schistes verts dobrogéens).

Les gîtes exhalatifs sédimentaires sidéritiques et ankéritiques de Poiana Ruscă sont comparables, en tant que période et mode de formation aux gîtes sidéritiques et ankéritiques des Pyrénées, des Alpes autrichiennes (type Eisenerz et Hüttenberg), du Cristallin des Gémérides (type des gîtes de Zeleznič, Nizna Slana, Dobsina, Mlynky, Biengarten, Massorter, Erb etc) et des Ourals (type du gîte Bakal).

CONSIDERAȚIUNI ASUPRA CORELAȚIILOR
ÎNTRE CARTAREA STRATIGRAFICĂ - STRUCTURALĂ A
CRISTALINULUI EPIMETAMORFIC DIN POIANA RUSCĂ
ȘI DATELE MAGNETOMETRICE¹⁾

DE
MIRCEA MUREŞAN

În ultimii ani, în cadrul amplu al cercetărilor geologice de la noi, a luat un mare avânt studiul seriilor cristaline caracterizat mai ales prin aplicarea unor metode moderne de cercetare. Necessitățile științifice și economice au impus abordarea problemelor legate de cristalin, cu ajutorul cartării stratigrafice-structurale, bazată atât pe stabilirea în formațiunile cristaline dintr-o regiune a unei succesiuni stratigrafice (stabilirea unor complexe de șisturi cu poziție bine stabilită în scara stratigrafică relativă a stivei cristaline luată în considerare; aceste complexe reprezintă asociații naturale de roci, ușor de recunoscut și de urmărit pe distanțe considerabile - 6, 7) cît și pe studiul structural al acestora.

Din inițiativa conducerii Comitetului Geologic, în masivul cristalin Poiana Ruscă, concomitent cu cartarea stratigrafică-structurală, problemele complexe de aici au fost atacate și din punct de vedere geofizic. Din metodele geofizice utilizate, magnetometria^(1) 2) s-a dovedit

¹⁾ Comunicare în ședința din 1 Iunie 1963.

²⁾ a. T. CRISTESCU. Raport asupra prospecțiunii magnetice efectuate în regiunea Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii". 1950. Arh. Com. Geol.

b. CRISTESCU. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ efectuate în regiunea Vadu Dobrii — Hunedoara". 1951. Arh. Com. Geol.

c. CRISTESCU. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ — Măgura — Teliuc (regiunea Hunedoara)". 1952. Arh. Com. Geol.

d. CRISTESCU. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ în regiunea Vadu Dobrii — Poiana Iazuri (reg. Hunedoara)". 1952 Arh. Com. Geol.

e. FL. IONESCU. Raport asupra măsurătorilor magnetice de prospecție din Bazinul Streiului, Munții Poiana Ruscă, Sebeș și Cibin". 1958. Arh. Com. Geol.

dit a fi cea mai eficientă, dind o serie de indicații prețioase asupra modului de răspîndire a rocilor cu magnetit din regiune¹⁾). Încă de la început, s-a ajuns la concluzia că tipul de acumulări ferifere cel mai interesant din punct de vedere economic, cele în faciesul de carbonați (siderite, ankerite), nu poate fi deosebit direct magnetic de șisturile cu magnetit foarte răspîndite în cuprinsul munților Poiana Ruscă, întrucât și unele și altele pot avea în medie același conținut de magnetit (cca 5—10%). Utilitatea incontestabilă a magnetometriei s-a vădit însă în ceea ce privește datele pe care le poate furniza cartării geologice, fiind posibilă astfel o strînsă corelare a datelor geologice cu cele geofizice, atât la scară mică, cât și la cea a masivului.

Interpretarea geologică a datelor magnetice a dus la indicarea naturii cauzei perturbante, precum și a geometriei ei intime, a structurii ei geologice. Pornindu-se de la efecte magnetice provocate de cauze geologice bine cunoscute, s-au făcut extrapolări în zonele sărace în aflorimente, putîndu-se descifra în acest fel mai corect structura geologică a acestor porțiuni. Pe baza experienței ciștigate în Poiana Ruscă, s-a putut desluși și structura generală a fundamentului cristalin de sub sedimentarul bazinului Streiului, prin extrapolarea datelor stratigrafice și structurale de pe

¹⁾ a. FL. IONESCU. „Raport asupra prospecțiunii magnetometrice din zona centrală a Masivului Poiana Ruscă — regiunea Nădrag și Vadu Dobrii”. 1959. Arh. Com. Geol.

b. M. POPESCU BRĂDET, L. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ pe rama de NE a Masivului Poiana Ruscă (Runcu Mare — Sohodol — Socet — Ferigi — Bâtrîna — Boș — Cerișor — Găvojdia — Lelese — Tulea — Zlaști).” 1958 Arh. Com. Geol.

c. M. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ pentru prospecțiuni de minereuri de fier în partea centrală a Masivului Poiana Ruscă (Vf. Fîntînelelor — Vf. Padeșu — D. Negri — P. Lupului — Vf. Boul — Ruschița — P. Morii — Vf. Chicioara și Poiana Răchițele — V. Zlaști — V. Tiganului — V. Dobrii — Bâtrîna)”. 1959. Arh. Com. Geol.

d. D. ROMANESCU. „Raport asupra cercetărilor magnetometrice ΔZ în regiunea de NE a Masivului Poiana Ruscă”. 1958. Arh. Com. Geol.

e. A. STEFANCIUC. „Raport preliminar asupra prospectiunilor magnetometrice ΔZ executate în regiunea Munții Poiana Ruscă (Tomești — Gladna)”. 1957. Arh. Com. Geol.

f. A. STEFANCIUC. „Raport asupra prospectiunilor magnetice ΔZ executate în regiunea Poiana Ruscă (Teliuc — Toplița — Vadul Dobrii)”. 1958 . Arh. Com. Geol.

g. A. STEFANCIUC. Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din zona centrală a Masivului Poiana Ruscă (regiunea Luncani — Bâtrîna)”, 1959. Arh. Com. Geol.

h. A. STEFANESCU. „Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ executate în Poiana Ruscă de NW. (Tomești)”, 1957. Arh. Com. Geol.

i. A. STEFĂNESCU. „Raport asupra prospecțiunilor magnetice executate în regiunea Poiana Ruscă de N (zona Poieni — Fărășteți — Pietroasa)”, 1960. Arh. Com. Geol.

j. A. STEFĂNESCU, M. POPESCU-BRĂDET, L. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ din regiunea Fărășteți — Pietroasa — Lăpușiu de Sus — Roșcani — Bâtrîna”. 1960. Arh. Com. Geol.

rama estică a Munților Poiana Ruscă, spre est, cu ajutorul hărții magnetometrice din bazin, interpretarea fiind sprijinită pe datele de foraj de aici (4).

Din experiența dobândită în acest domeniu, se pot formula unele principii relativ simple, utile și aplicabile și în alte masive cristaline cercetate magnetic.

1. Condiții necesare obținerii de date magnetometrice utile cartării geologice a formațiunilor cristaline

Posibilitățile de aplicare ale metodei magnetometrice, în scopul de mai sus, într-o regiune cristalofiliană oarecare, sunt condiționate favorabil sau defavorabil de însăși particularitățile petrografice și tectonice ale acesteia.

a) O primă condiție de acest gen este aceia a existenței unor orizonturi de sisturi cristaline cu magnetit intercalate în roci slab magnetice (ne-magnetice), în acest fel creîndu-se contraste magnetice evidente și ușor de urmărit. Acest caz favorabil este oferit în primul rînd de multe din serile epimetamorfice de la noi din țară, în care sunt dezvoltate produsele magmatismului bazic inițial și preorogen în special rocile tufogene bazice, adesea bogate în magnetit; se cunosc de asemenea și unele serii mezometamorfice care au astfel de nivele tufogene cu magnetit, un exemplu de acest fel fiind oferit de unitatea mezometamorfică din Poiana Ruscă, unde ridicările magnetice parțiale făcute indică existența unor astfel de roci (zona Bouțar – valea Fierului).

Efectuarea unor rapide ridicări aeromagnetice a întregului cristalin de la noi ar da indicații prețioase asupra modului de dezvoltare a „inițiativelor” cu magnetit (mai ales a celor tufogene) în serile diferit metamorfozate, scoțind în evidență deosebirile sau asemănările eventuale, caracteristice care, pe lîngă cele stratigrafice și petrografice, pot sta la baza paralelizării diferențelor masive cristaline între ele¹⁾.

b) O altă condiție care influențează posibilitățile de utilizare a datelor magnetice, întâlnită de altfel relativ rar, este aceea a abundenței intruziunilor în cristalin a rocilor eruptive post-metamorfice, care uneori prin conținutul lor în magnetit, pot transforma harta magnetometrică într-o aglomerare haotică de anomalii. O astfel de situație este ilustrată de ridicările magnetice din zona Nădragului²⁾. Aici nenumărate corpuri mai mari sau mai mici de banatite, ce străbat cristalinul, fac imposibilă diferenție-

¹⁾ La Globu Rău (Banat), D. ROMANESCU (9) a reușit să deosebească magnetic unele tipuri de ortoamfibolite (cu magnetit) de paramfibolite (fără magnetit).

²⁾ Vezi nota 1 a, pag. 130

rea și urmărirea eventualelor anomalii magnetice provocate de sisturi cristaline cu magnetit, de cele provocate de eruptiv.

c) O altă condiție care influențează oarecum datele magnetometrice, este dată de alegerea judicioasă a orientării și a tipului de rețea de stații magnetice într-o anumită regiune, în funcție de particularitățile structurale ale formațiunilor cristaline luate în considerare.

Direcția structurilor plicative din cristalin este relativ constantă pe distanțe mari, datorită faptului că după metamorfism, sisturile cristaline suferă numai deformații rupturale în urma mișcărilor tectonice ulterioare neînsoțite de metamorfism. Datorită acestui fapt, orientarea rețelei odată aleasă pentru un masiv cristalofilian, în rare cazuri va trebui să suferă modificări, în funcție de rotirea cutelor majore (fenomen tectonic sinmetamorfic produs odată cu cutarea actualelor sisturi cristaline).

Structurile cu afundări axiale normale (ce nu depășesc 20° — 30°) și cu flancuri mediu și puternic inclinate, impun orientarea profilelor magnetice perpendicular față de direcția lor (în cazul rețelei dreptunghiulare), în acest fel stratele cu magnetit putând fi intersectate transversal de către acestea. Astfel, masivul cristalin Poiana Ruscă cu direcții structurale predominant est-vestice a impus orientarea profilelor de stații după direcția N—S.

În cazul unor structuri cu afundări axiale puternice (6° — 90°), orientarea generală a stratelor fiind mult diferită de cea a structurii determinată, dispunerea profilelor magnetice (de asemenea în cazul rețelei dreptunghiulare) paralel cu direcția cutelor (perpendicular pe strate).

În cazul unei regiuni cu strate slab inclinate și accidentată morfologic, limitele accentuat sinuoase ale orizonturilor cu magnetit, ar impune alegerea tipului de rețea pătratică, suficient de densă, care poate acoperi relativ omogen suprafața cercetată, prinzindu-se astfel suficient de multe detalii ale limitelor luate în considerare.

2. Corelari între datele geologice și cele magnetometrice

Unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă a reprezentat în general o zonă favorabilă interpretărilor geologice a datelor magnetometrice, care a acoperit aproape întreg masivul (unitatea epimetamorfică) în mod detaliat (în general cu o rețea dreptunghiulară de stații 100×25 m). Această lucrare magnetometrică¹⁾ (1) reprezintă un succes incontestabil al geofizicii românești, ridicîndu-se la nivelul marilor realizări europene.

¹⁾ Vezi nota 2, pag. 129 și nota 1, pag. 130

de acest gen. Prin aceste lucrări s-a urmărit numai variația componen-
tei verticale ΔZ .

Din punct de vedere geologic (6, 7)^{1,2,3,4,5,} unitatea epimetamor-
fică a munților Poiana Ruscă este alcătuită în general din roci terigene,
roci carbonatice (ambele tipuri sunt în general sărace în elemente feromag-
netice) și orizonturi de roci tufogene bazice adesea cu magnetit, ce provoacă
majoritatea anomaliei magnetice de aici. În alcătuirea masivului mai intră
în mod subordonat roci eruptive metamorfozate bazice și ultrabazice (me-
tadiorite, metagabbrouri, serpentinite) — ce pot provoca anomalii — precum
și acide (porfiroide). Rocile eruptive postmetamorfice sunt reprezentate prin
banatite (uneori magnetice — cele netransformate hidrotermal), și erupții
neogene (dintre care în special bazaltele sunt cel mai puternic magnetice).
Rocile tufogene se grupează din punct de vedere stratigrafic în două com-
plexe respectiv în spate baza seriei epimetamorfice și de asemenea în spate
partea superioară a acesteia (complexul șisturilor verzi tufogene cu zăcăminte
de fier). Dacă rocile tufogene inferioare constituie apariții sporadice, ade-
sea cu dezvoltare redusă, cele superioare apar aproape în toată zona de
dezvoltare a complexului tufogen din Poiana Ruscă, constituind orizon-
turi destul de groase și relativ continui pe distanțe apreciabile, orizonturi
asociate cu șisturi de natură terigenă (în special șisturi clorito-sericitoase
cu ardoare), roci carbonatice (dolomite, calcare etc.) și sporadic acumulări
ferifere sedimentar-metamorfice (5, 8)^{6,7,8,9} în special siderite ± magnetit,
ankerite, dolomite ferifere și mai rar itabirite și magnetitite.

¹⁾ H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER. Studii geologice în partea de nord-est a Masivului Poiana Ruscă (în cuprinsul foii — la scara 1 : 100.000 — 82 Deva)". 1962. Arh. Com. Geol.

²⁾ H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, G. MUREŞAN. Structura geologică a regiunii Roşcani — Poieni — Poiana Răchițele — Ferigi (Poiana Ruscă de Nord)". 1962. Arh. Com. Geol.

³⁾ O. MAIER, H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN. Structura geologică a zonei centrale a Masivului Poiana Ruscă (Teliuc — Vadu Dobrii). „Comunicată în sedințele Com. Geol., Aprilie 1960.

⁴⁾ M. MUREŞAN, G. MUREŞAN. Studii geologice în cuprinsul foii 81 Marginea (re-
giunea Poieni — Tomești — Luncani)". Martie 1962 Arh. Com. Geol.

⁵⁾ L. PAVELESCU, O. MAIER, F. KRÄUTNER, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN. Struc-
tura geologică a regiunii Ruschița". Comunicată în ședința Com. Geol. 1961.

⁶⁾ Al. CODARCEA, N. PETRULIAN. „Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă regiunea Teliuc-Ghelar". 1942. Arh. Com. Geol.

⁷⁾ Al. CODARCEA. „Raport asupra rezervelor de fier ale regiunii Teliuc — Ghelar, din partea de est a Munților Poiana Ruscă." 1948. Arh. Com. Geol.

⁸⁾ N. GHERASIU. „Raport asupra zăcămintelor de fier și mangan din regiunea Arănieș-Bâtrâna (Poiana Ruscă de nord)." 1943. Arh. Com. Geol.

⁹⁾ Vezi notele 1, 4, 5, pag. 133

a) Forma precum și continuitatea sau discontinuitatea orizonturilor tufogene din Poiana Ruscă, se reflectă deosebit de sugestiv în alura anomaliei magnetice pe care le provoacă. Acestea din urmă au forme alungite care se suprapun exact peste zona de aflorare a stratelor perturbante, uneori depășindu-le puțin ca lățime în sensul inclinării stratului datorită inclinării relativ mici a acestora. Atunci cînt orizonturile tufogene sunt suficient de distanțate stratigrafic între ele, rezultă anomalii individualizate (fig. 1), fiecare corespunzînd stratului respectiv; în caz contrar anomalii tind să se contopească în sens transversal, rezultînd zone anomale mai largi, ce delimitizează un astfel de pachet mai gros de șisturi, în care rocile tufogene alternează cu cele terigene nemagnetice (fig. 2).

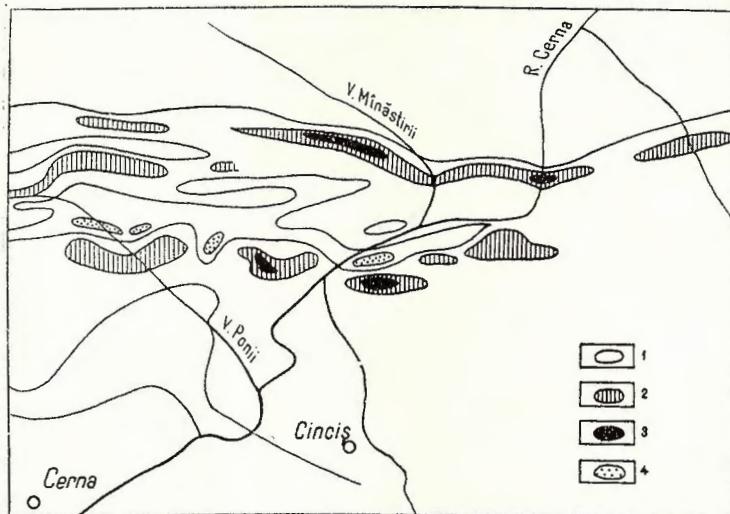
Și într-un caz și în celălalt utilitatea cartografică este evidentă, mai ales acolo unde deschiderile sunt rare (zona Iazuri de exemplu) și unde pentru o cartare corectă ar fi necesare multe lucrări de desvelire destul de laborioase și costisoatoare.

Uneori anomaliiile magnetice, prin forma lor, pot indica înclinarea stratului perturbant, luînd în considerare „V”-ul lor format în zonele văilor adînci (fig. 1 și 2); uneori, în anumite cazuri înclinarea se poate deduce (pe considerente geofizice) și din aspectul anomaliei. În legătură cu aceasta în-anumite condiții favorabile ridicărilor magnetice (condiții care depind de nivelul eroziunii față de cauza perturbantă, sensul inclinării pantelor față de cel al stratului perturbant, relațiile dintre direcția și sensul cîmpului magnetic total terestru și sensul căderii orizontului magnetic, etc.) se pot deduce din alura anomaliei dacă acestea se găsesc pe flancurile unor structuri anticlinale sau sinclinale¹⁾. Desigur că acest lucru (destul de laborios chiar pentru geofizicieni) este practic posibil de aplicat numai în cazul unor cute relativ largi și drepte deoarece cele izoclinale și aplicate ridică probleme teoretice a căror rezolvare este dificilă. În aceste cazuri cartarea geologică aduce mai rapid argumentele hotărîtoare necesare interpretării.

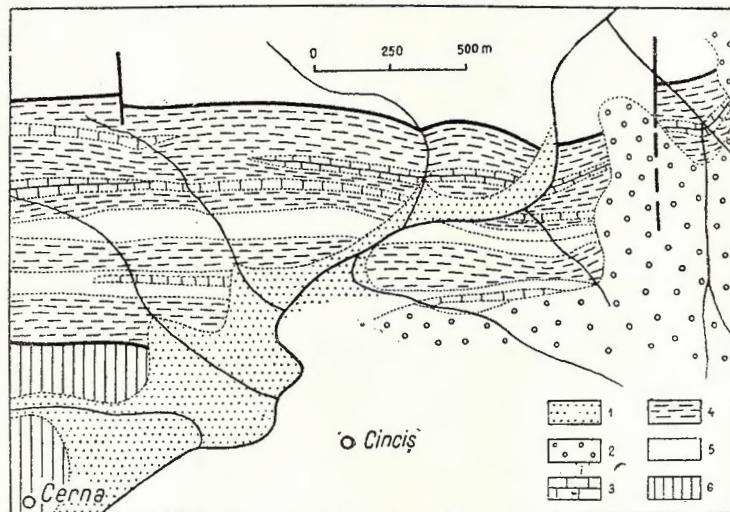
Zonele terminale ale structurilor plicative, în care sunt interesate și orizonturi tufogene cu magnetit, se reflectă deosebit de sugestiv în anomalii corespunzătoare. Este cunoscut mai de mult cazul perisinclinalului din zona Iazuri (3)^{1,2)} în care un nivel important de șisturi tufogene cu magnetit, intercalat între roci de natură terigenă, provoacă o anomaliă în formă de potcoavă deschisă spre vest, indicînd afundarea axială a sin-

¹⁾ T. CRISTESCU. „Unele aspecte noi obținute cu ocazia prospectării magnetometrice a zăcămintelor de fier din șisturile cristaline”. Lucrarea comunicată la Conf. Naț. de geofizică aplicată, București 1960. Manuscris.

²⁾ Vezi nota 2 d, pag. 129.



A.

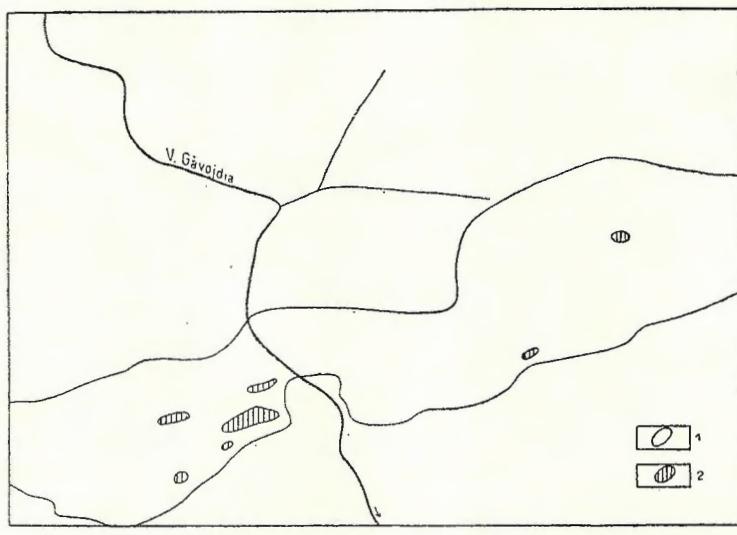


B.

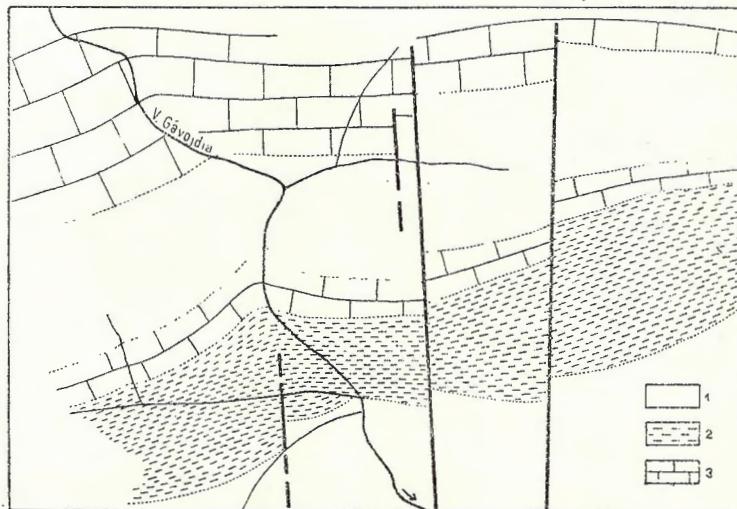
Fig. 1. — A) Anomaliiile magnetice ΔZ individualizate, la N de Cincis și Cerna, cauzate de orizonturile cu magnetit (tufogene) ale complexului tufogen, de pe flancul sudic al anticlinoriului Teliuc-Ghelar (datele geofizice după A. STEFANCIUC). Scara 1:25.000. 1, 0—500 γ ; 2, 500—1000 γ ; 3, peste 1000 γ ; 4, anomalii negative.

B) Schița geologică a zonei Cincis—Cerna (după O. MAIER, G. MURESAN, M. MURESAN). 1:25.000.

1, aluvioni; 2, neogen; 3, calcare și dolomite; 4, orizonturi tufogene; 5, sisturi terigene epimetamorfice; 6, sisturi mezometamorfice.



A.



B.

Fig. 2. — A) Efectele magnetice, cu tendință de însumare, ale șisturilor cu magnetit (tufogene) ce alternează cu șisturi terigene (fără magnetit) în cadrul complexului tufogen de pe flancul nordic al anticlinoriului Teliuc-Ghelar (datele geofizice după T. CRISTESCU). Scara 1:25.000. 1, 0–500 γ; 2, 500–1000 γ.

B) Schița geologică a aceleiași zone (după O. MAIER, G. MURESAN, M. MURESAN). Scara 1:25.000.

1. șisturi terigene; 2. complexul șisturilor tufogene; 3. dolomite și calcare.

clinalului către vest. Mai tîrziu am reușit, prin cercetări detaliate, să dăm o interpretare de perianticlinal unei anomalii în formă de poteovă deschisă către est, situată imediat la sud de anomalia menționată mai sus. Prelungirea acestor două structuri către vest, am surprins-o în bazinul văii Șasa, fapt confirmat și de anomalile magnetice de aici (fig. 3). Mai menționăm ca exemple de astfel de pericline verificate prin anomalii, perisinclinanlul de la SE de Alun și perianticlinalul faliat, din partea superioară a văii Peștișele¹⁾.

Menționăm că la examinarea unei hărți magnetice, forma accentuată curbată a unei anomalii, trebuie să ne atragă atenția că un pericinal posibil, care trebuie însă verificat pe teren prin date structurale și stratigrafice, deoarece numai în rare cazuri se poate deduce din alura isanomalelor, dacă este vorba de un perisinclinal sau dimpotrivă de un perianticlinal. Mai mult, curbări uneori accentuate ale anomaliei magnetice pot fi datorate și altor cauze structurale. Astfel curbarea sinmetamorfică puternică în plan orizontal a anticlinoriului major al munților Poiana Ruscă (menționată de noi în 1960)^{2,3)}, în zona Luncani-Tomești (în această zonă anticlinoriul trece de la direcția E-W la cea SSW-NNE), duce la îndoirea corespunzătoare orizontului de roci tufogene de pe flancul său sudic, care va da naștere la o anomaliă curbată care la o examinare superficială, nesuștinută de date structurale, poate fi interpretată în mod eronat ca un periclin larg.

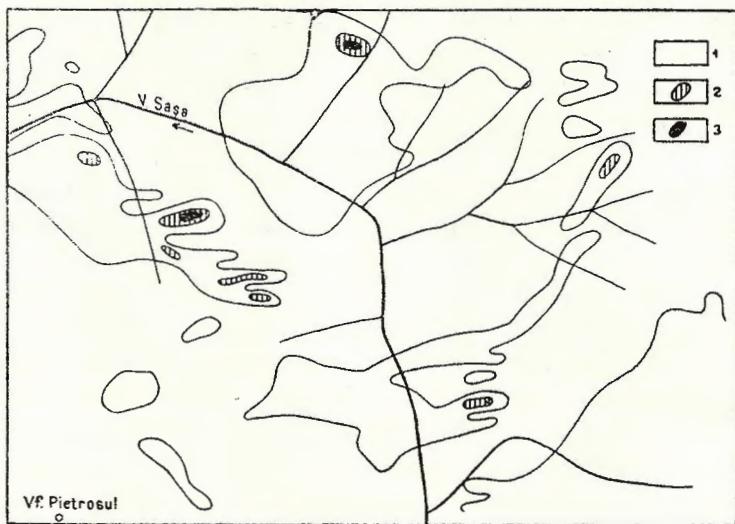
Schimbările accentuate ale afundărilor axiale ale cutelor pot de asemenea determina curbări ale stratelor de exemplu cînd se trece pe direcție de la o zonă cu afundări axiale de 50°–70°, (zonă în care stratele similare de pe flancurile opuse sunt practic divergente) la porțiuni slab înclinate axial, orizonturile corespunzătoare stratigrafic, de pe flancurile opuse, redevin paralele. În acest fel, în aceste porțiuni, pe fiecare flanc, stratele fac inflexiuni care se pot traduce în cazul rocilor cu magnetit, prin curbări ale anomaliei corespunzătoare (de exemplu zona valea Șasa — valea Stilpului).

b) Din examinarea valorilor zonelor anomale provocate de orizonturi tufogene, se observă uneori creșterea neobișnuită a acestora (pînă la cîteva mii de γ), fapt care poate indica o concentrare mai mare de

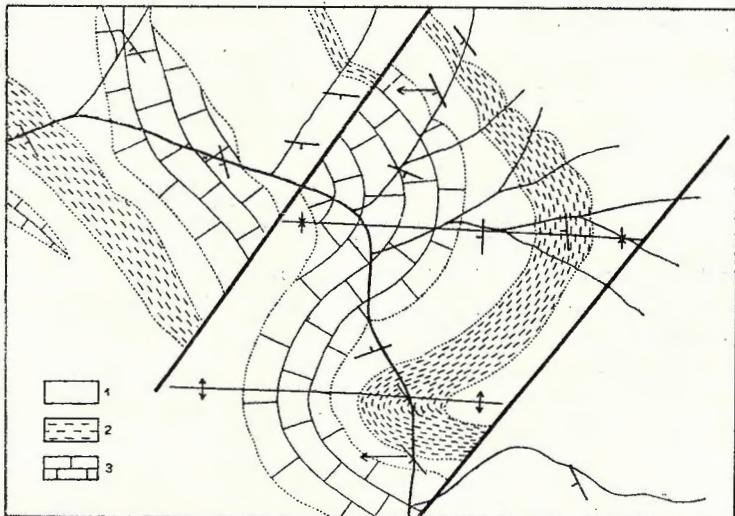
1) Vezi nota 3, pag. 133 și nota 1, pag. 134.

2) M. MURESAN, G. MURESAN, E. BERCIU, F. DUMITRESCU, C. PARASCHIVESCU. „Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni – Tomești – Luncani (Masivul Poiana Ruscă)”. 1960. Arh. Com. Geol.

3) Vezi nota 4, pag. 133.



A.



B.

Fig. 3.— A) Dezvoltarea caracteristică a anomaliei magnetice ΔZ provocate de închiderile periclinale ale unui orizont de șisturi tufogene cu magnetit, în zona văii Săsa-Pârful lui Armean (datele geofizice după A. ȘTEFANCIUC). Scara 1:25.000. 1, 0—2500 γ ; 2, 500—1000 γ ; 3, peste 1000 γ .

B) Schița geologică a aceleiași zone (după M. MURESAN). Scara 1:25.000.

1, șisturi terigene; 2, șisturi tufogene cu magnetit; 3, calcare și dolomite.

minerale feromagnetice în cadrul orizontului respectiv. Exemple de acest gen avem la est de Teliuc, în zona Cerbălului, la Iazuri, în Vf. Găilor, în partea superioară a pârâului Vătrani (affluent stîng al văii Șasa), la Dîmbul Pascului, la Tomești¹⁾ și a. Aceste zone puternic anomale corespund în general unor acumulări ferifere în faciesul de oxizi (magnetitite, itabirite cu magnetit, etc.), care, după cum au arătat lucrările de cercetare efectuate în aceste zone, au dimensiuni mici.

Un caz aparte este reprezentat de zăcămîntul din dealul Boului (Ruschița), unde, după cum a arătat H. KRÄUTNER²⁾, apare un strat lenticiform alcătuit din carbonați feriferi, care a fost metamorfozat la contact cu rocile banatitice de aici, fiind disociat termic, în unele porțiuni în calcit și magnetit, fenomen peste care s-a suprapus apoi o influență hidrotermală, legată tot de activitatea banatitică. Datorită acestui magnetit, rezultat prin disocierea termică a carbonatului ferifer, zăcămîntul de aici provoacă o anomalie foarte intensă (mii și chiar zeci de mii de γ), cunoscută mai demult (1) și detaliată recent³⁾. Din desvoltarea anomaliei, s-a bănuit că stratul respectiv înclina spre nord³⁾, fapt verificat de lucrările de explorare de aici.

c) Între produsele cu conținut în magnetit, ale magmatismului „inițial”, se înscriu și serpentinitetele, ce constituie de altfel în Poiana Rusă apariții puțin frecvente. Corpul de serpentinite cel mai important este cel din dealul Muncelul (Vadu Dobrii), constituind un sill lung de 2–3 km, prins într-un sinclinal relativ larg, faliat în partea sa vestică⁴⁾. Cartografierea corectă a acestui corp este îngreunată mult de deluviul gros din această zonă; în schimb, corelarea minuțioasă a datelor geologice de suprafață cu anomaliiile puse în evidență în această zonă⁵⁾ permite o reprezentare cartografică apropiată de realitate (fig. 4), nefiind necesare pentru acesta eventuale lucrări de dezvelire.

d) Dislocațiile disjunctive (falieri, decroșări) care afectează orizonturile tufogene, se reflectă vizibil în modul de desvoltare al anomaliei respective, cărora le întrerupe continuitatea. În multe cazuri, continuarea anomaliei se regăsește în compartimentul adiacent, sugerând plastic decroșarea aparentă a stratului perturbant, precum și direcția liniei de ruptură (fig. 5).

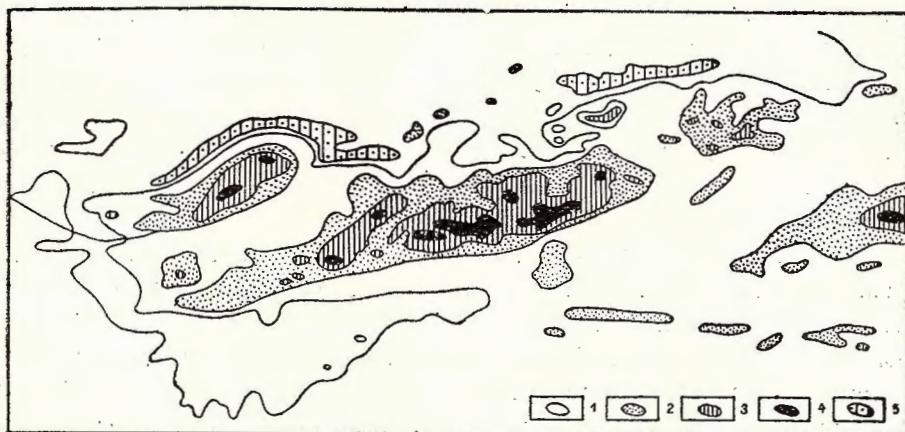
¹⁾ Vezi nota 2, pag. 129 și notele 1 b, 1 d, 1 g., pag. 130.

²⁾ L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, M. MURESAN. „Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ruschița”. 1960 Arh. Com. Geol.

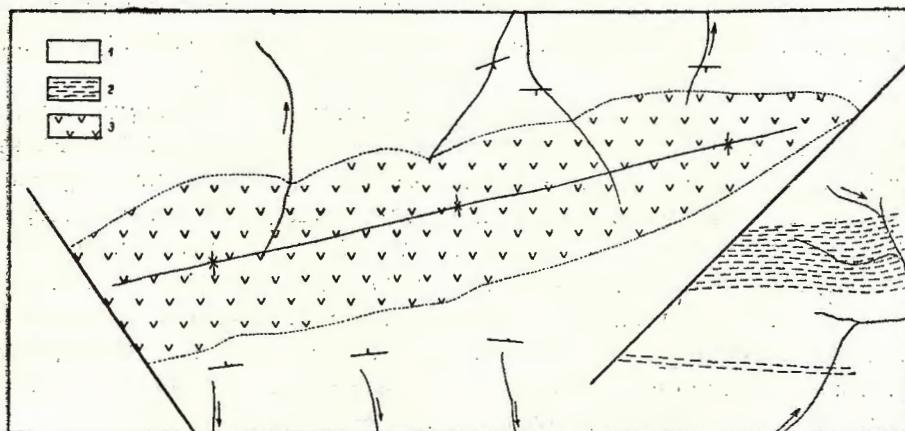
³⁾ Vezi nota 1 c, pag. 130.

⁴⁾ Vezi nota 3, pag. 133.

⁵⁾ Vezi nota 2b, pag. 129 și nota 1, pag. 134.



A.



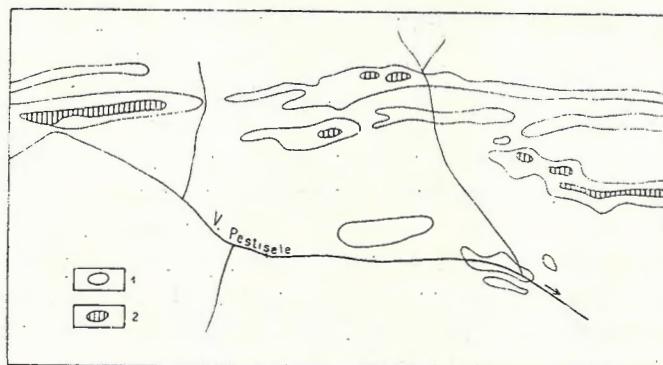
B.

Fig. 4. — A, Anomaliile magnetice ΔZ provocate de serpentinititele de la Vadu Dobrii (datele geofizice după T. CRISTESCU). Scara 1:25.000. 1, 0–500 γ ; 2, 500–1000 γ ; 3, 1000–1500 γ ; 4, peste 1500 γ ; 5, anomalii negative.

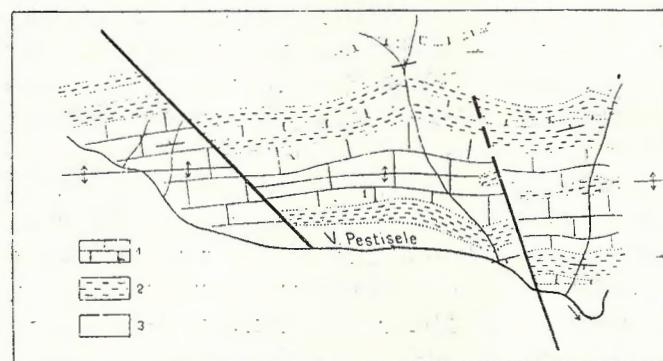
B, Schița geologică a corpului de serpentinite de la Vadu Dobrii (după O. MAIER, H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN). Scara 1:25.000.

1, sisturi terigene fără magnetit; 2, sisturi tufogene cu magnetit; 3, serpentinite.

Uneori, în cazul unor cufe, falierea poate duce la dispariția în compartimentul alăturat, al anomaliilor, de exemplu prin scufundare puternică (la anticlinale) sau prin ridicare (la sinclinal). Un astfel de caz este oferit de anticlinalul Alunului, care în partea superioară a văii Peștișele



A.



B.

Fig. 5. — A, Anomalii magnetice ΔZ , decroșate de o falie orientată NV—SE, în zona terminală a văii Peștișele (datele geofizice după T. CRISTESCU). Scara 1:25.000. 1, 0—500 γ ; 2, peste 500 γ .

B, Schița geologică a aceleiași zone (după O. MAIER, F. KRAUTNER, H. KRAUTNER, G. MURESAN, M. MURESAN). Scara 1:25.000.
1, calcare; 2, sisturi tufogene cu magnetit; 3, sisturi terigene fără magnetit.

este faliat, orizonturile tufogene de pe flancurile sale dispărind bruse la vest de falie¹).

În cazul unor falii foarte importante, cu sărituri mari pe verticală și (sau) orizontală, regăsirea în compartimentul alăturat a continuării zonei anomale intrerupte (corespunzătoare stratigrafic) devine foarte dificilă, fiind necesare cercetări minuțioase stratigrafice și structurale în ambele compartimente ale dislocației. Un astfel de exemplu este oferit de falia majoră a masivului Poiana Ruscă (Socet—Ruschița)².

¹⁾ Vezi nota 3, pag. 133 și nota 1, pag. 134.

²⁾ Vezi notele 1, 3, 5, pag. 133.

Uneori, dislocațiile disjunctive din cristalin pot fi puse în evidență în mod indirect, cu ajutorul anomalilor magnetice cauzate de unele corpuri magmatice alungite după o direcție (dyke-uri, filoane, corpuri lenticulare), insinuate pe zona de fractură. Bineînțeles acestea pot să ne atragă atenția asupra unei eventuale falii, fapt că trebuie argumentat cu date geologice directe, deoarece unele intruziuni pot fi localizate pe crăpături de-a lungul cărora nu au existat mișcări intercompartimentale importante (fig. 6). Ca exemple de anomalii¹⁾ amplasate pe roci eruptive postmetamorfice, se pot da cele provocate de bazaltele de la Cerbăl și Roșcani, de andezitele bazaltice de pe valea Drăgoiului și de unele corpuri banatitice (nehidrotermalizate) din zona Ruschița—Nădrag.

În unele cazuri, magnetometria poate da indicații asupra unor evenuale fracturi în formațiunile cristaline acoperite de sedimentar. Astfel în zona Gladna—Breazova—Coșava s-au pus în evidență o serie de anomalii eșalonate pe direcția NE—SW²⁾, pe care le considerăm datorate existenței în fundumentul cristalin a unei zone de fracturi orientate NE—SW, pe care s-au insinuat probabil roci eruptive^{3, 4)}. În zona Coșava, anomalia de aici a fost interpretată ca datorată intruziunii unor banatite⁵⁾. Considerăm că anomaliiile magnetice din zona Gladna—Breazova—Coșava s-ar datora insinuării (pe zona de fractură amintită) a unor roci diabazice, analoage unor roci asemănătoare, cunoscute în geosinclinalul mezozoic al Mureșului. Afirmăm acest lucru întrucit în cristalinul ce aflorează la nord de Gladna Română, se cunosc iviri de astfel de roci în partea sudică a anomaliei. După orientare, această fractură (care probabil împreună cu altele bat înspre Oca de Fier) aparține unui sistem important de falii, cunoscut în Poiana Ruscă (2, 6)^{6, 7)} și în alte unități geologice învecinate (4). Este probabil că pe aceeași zonă de dislocație, să se fi insinuat și importantul corp banatitic de la nord-est de Crivina (respectiv nord-vest de Nădrag) (fig. 7). Recent⁸⁾ s-a arătat pe baza datelor geofizice, importanța regională a acestei fracturi.

¹⁾ Vezi notele 1a, 1c, 1d, 1i, 1j, pag. 130.

²⁾ Vezi notele 1e, 1h, pag. 130.

³⁾ M. MUREȘAN, G. MUREȘAN, „Cercetări geologice în regiunea Poieni—Tomești—Luncani. Vf. Rusca. Raport. Decembrie 1961 Arh. Com. Geol.

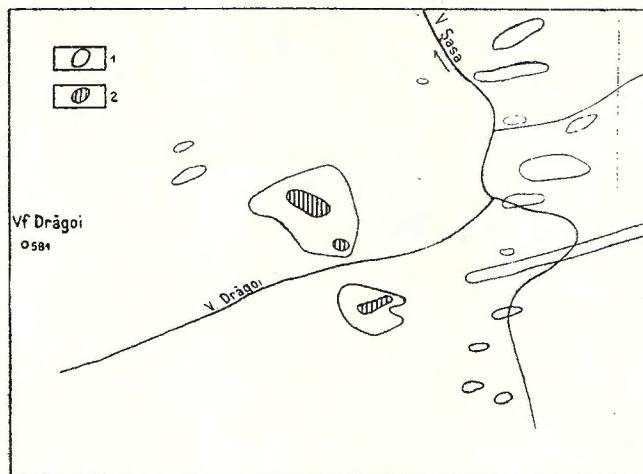
⁴⁾ Vezi nota 4, pag. 133.

⁵⁾ Vezi nota 1h, pag. 130.

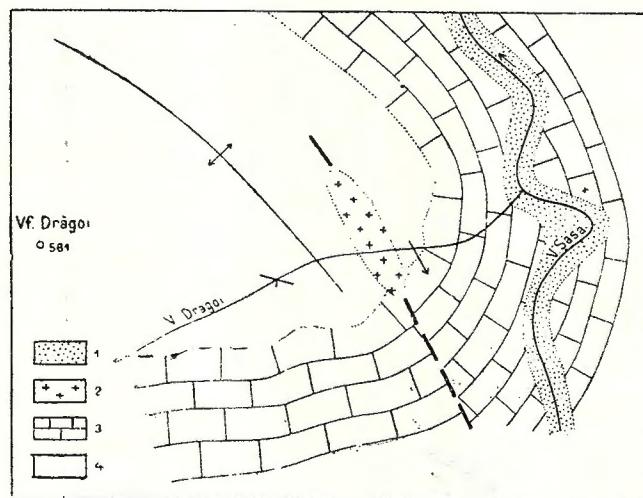
⁶⁾ I. BERCIU, E. BERCIU, C. CHIVU, „Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscă (Teliuc—Vadu Dobrii).” Comunicată în ședința Com. Geol. 1960.

⁷⁾ Vezi notele 1, 2, 3, 4, 5, pag. 133 și nota 2 pag. 137.

⁸⁾ St. AIRINEI, S. STOENESCU, „Linii tectonice detectate geofizic”. 1962. Arh. Com. Geol.



A.

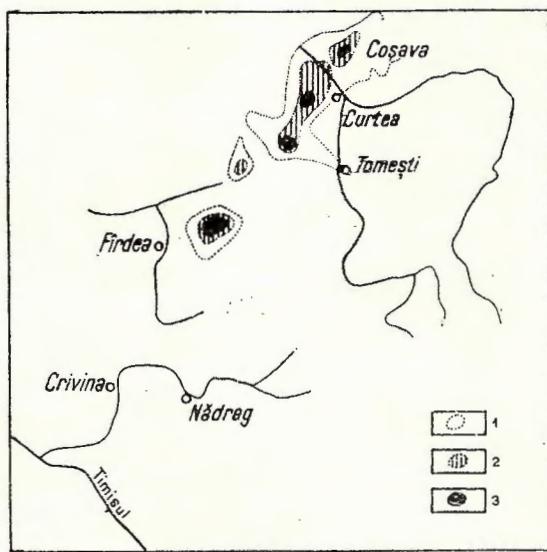


B.

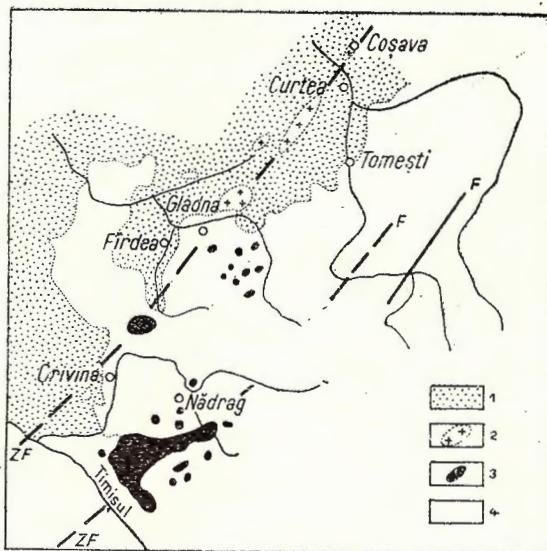
Fig. 6.—A. Anomalii magnetice ΔZ , în zona văii Drăgoiului (nord de Poieni), provocate de un filon de andezit bazaltic insinuat pe o crăpătură orizontală NW—SE (datele geofizice după A. STEFĂNESCU). Scara 1 :25.000 1, 0—500 γ ; 2, peste 500 γ . Se observă că deși corpul andezitic aflorează în vale (fig. 6 B) totuși anomaliiile corespunzătoare nu travezează valea (efect de vale).

B. Schița geologică a aceleiași zone (după M. MUREŞAN). Scara 1 : 25.000.

1, aluvioni; 2, andezit bazaltic neogen; 3, calcare și dolomite; 4, șisturi terigene în general lipsite de magnetit.



A.



B.

Fig. 7. — A. anomalii magnetice ΔZ între Gladna și Coșava (datele geofizice după A. ȘTEFĂNCIU și A. ȘTEFĂNESCU). Scara 1:500.000. 1, 0–100 γ ; 2, 100–200 γ ; 3, peste 200 γ . B. Interpretarea geologică de ansamblu a anomaliei dintre Gladna și Coșava (după M. MUREŞAN). Limitele geologice de suprafață după harta geologică a RPR a Comitetului Geologic. Scara 1:500.000.

1, formațiuni sedimentare; 2, erupții diabazice, presupuse în fundamental cristalin acoperit de sedimentar; 3, erupții baňatitice; 4, formațiuni cristaline; ZF = zonă de fracturi; F = falii.

Multe din faliile din fundalul cristalin al bazinului neogen al Streiului, au putut fi urmărite și trasate cu ajutorul hărții magnetice din bazin, pe baza experienței dobândite în Poiana Ruscă (4).

Cum s-a văzut în cele de mai sus, magnetometria vine în ajutorul cartării geologice, făcind-o mai precisă și în ceea ce privește trasarea corectă a unor falii, prin indicarea unor puncte obligate ale traseului acestora.

e) În afară de aportul adus de magnetometrie în descifrarea problemelor structurale-tectonice legate direct de cristalin, această ramură a geofizicii își aduce contribuția uneori și la delimitarea cartografică a formațiunilor cristaline față de unele formațiuni postmetamorfice.

Astfel, în partea nord-vestică a masivului Poiana Ruscă, aglomeratele andezitice neogene care iau contact direct cu cristalinul (de exemplu zona Pietroasa—Crivina), dau o serie de anomalii (de cîteva sute de γ) relativ haotice¹⁾, ce contrastează cu zonele liniștite magnetice ce corespund filitelor și dolomitelor din această zonă.

De asemenea pietrișurile pliocene, ce acoperă suprafețe relativ întinse în spatele de nord și nord-vest a munților Poiana Ruscă, prin elementele slab feromagnetice ce intră în constituția lor, provoacă anomalii pozitive puțin intense, dispuse la întâmplare¹⁾, reflectînd astfel caracterul haotic al răspîndirii acestor elemente feromagnetice în cuprinsul pietrișurilor. Cîmpul magnetic corespunzător poate ajuta la separarea cartografică a acestei formațiuni de cristalinul înconjurător.

Desigur că, corelările posibile între datele geologice și cele magnetometrice referitoare la formațiunile cristaline din Poiana Ruscă, nu se rezumă numai la cele discutate în cuprinsul acestei lucrări; am luat în considerare însă numai pe acelea care au fost de utilitate imediată cartării stratigrafice — structurale a acestor formațiuni.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂRBAT T. Încercări de prospectare magnetică a zăcămintelor de siderit de la Ruschița – Rusca. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXV. București 1952.
2. BERCIA I., BERCIA E. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar–Teliuc (Munții Poiana Ruscă). 1959. *D.S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
3. DIMITRESCU R. Observații geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de est). *D.S. Com. Geol.* 1952–53. București 1956.

¹⁾ Vezi notele 1*i*, 1*j*, pag. 130

4. IONESCU Fl., KRÄUTNER H., MURESAN M. Contribuții la cunoașterea fundamentului cristalin din Bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice și geologice. 1961. *Asoc. Geol. Carpațo-Balcanice Congr. V Mineralogie-Petrografie*. vol. II București 1963.
5. KRÄUTNER H. Zăcăminte de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscă. 1959. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
6. MAIER O., MURESAN G., MURESAN M. Structura geologică a regiunii Teliuc - Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă). 1959. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București 1964.
7. MURESAN. M. Observații asupra metodologiei cartării stratigrafice-structurale a seriilor cristaline epimetamorfice. *Rev. Minelor*, nr. 11. București 1962.
8. PAPIU C. V. Cercetări geologice pe versantul de NW a Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* (1952–1953). București 1956.
9. ROMANESCU D. Utilizarea prospecțiunilor magnetometrice la cartarea geologică. *Rev. Minelor*, nr. 7. București 1960.

ДАННЫЕ В СВЯЗИ С КОРРЕЛЯЦИЕЙ МЕЖДУ СТРАТИГРАФИЧЕСКО – СТРУКТУРНЫМ КАРТИРОВАНИЕМ ЭПИМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОЯНА РУСКЭ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

М. МУРЕШАН

(Краткое содержание)

В кристаллическом массиве Пояна Рускэ одновременно с структурно стратиграфическим картированием, местные комплексные проблемы массива начали рассматриваться и с геофизической точки зрения. Из геофизических использованных методов, самым действенным оказался магнитометрический, благодаря которому были получены особо ценные указания о сущности распространения пород с магнетитом.

Геологическая интерпретация магнитных данных, привела к показанию природы причин возмущения а также и ее интимной геометрии.

Эпиметаморфическая единица Пояна Рускэ состоит вообще из терригенных и карбонатных пород (оба типа бедные в железо-магнитных элементах) и горизонты туфогенных основных пород часто с магнетитом, которые вызывают большинство магнитных аномалий в массиве. Редко появляются основные и ультраосновные а также и кислые изверженные метаморфизованные породы (которые иногда могут вызвать аномалии). Постметаморфические изверженные породы представлены базальтами (иногда магнитные — гидротермально непреобразованные) и неогеновые извержения из которых базальты очень сильно намагниченны.

Форма, а также непрерывность или прерывность туфогеных горизонтов внушительно отражаются на распространение магнитных аномалий. Иногда магнитные аномалии, по своей форме, могут указывать наклон возмущающего слоя, имея в виду что "V" образуется в зоне глубоких долин. Периклинальные окончания складок в которые включаются и туфогенные горизонты с магнетитом, отражаются соответствующими аномалиями (напр. синклиналь и антиклиналь Язурь в долине Шаса).

Иногда наблюдается необычайное возрастание величин аномальных зон, что соответствует некоторым железоносным накоплениям представленных в виде окисных фаций (магнетиты, итабириты с магнетитом) находящиеся в Телиюке, Чербеле, Язурь, вершина Гэйлор, ручейки Вэтрань, Дымбул Паскулуй и Томешть.

Съемка серпентинитного тела холма Мунчелул (Вадул Добрий) облегчается корреляцией поверхностных геологических данных с выявленными аномалиями данной зоны.

Иногда нарушения кристаллического массива могут быть косвенно выявлены с помощью магнитных аномалий прирожденным удлиненным магматическим телам пронизанным в данном нарушении (напр. базальты Чербэл и Рошкань, андезиты долины Дрэгоюл и некоторые банатиты зоны Рушкица-Нэдраг), а также относительно разрывных нарушений кристаллического массива покрытого осадочными породами (напр. зона Гладна Монтанэ-Брязова-Кошава), разрывные нарушения по которым проникли изверженные тела.

Магнитометрия иногда принесет свой вклад и на контурирование кристаллических образований относительно некоторых послеметаморфических формаций (как например относительно неогеновых андезитовых агломератов зоны Пиетроаса-Кривина и относительно плиоценового гравия этой же зоны).

SUR LES CORRÉLATIONS ENTRE LE LEVER STRATIGRAPHIQUE-STRUCTURAL DU MASSIF CRISTALLIN DE POIANA RUSCĂ ET LES DONNÉES MAGNÉTOMÉTRIQUES

PAR

MIRCEA MUREŞAN

(Résumé).

Dans le massif cristallin de Poiana Ruscă, au cours du lever stratigraphique-structural, on a procédé également à l'interprétation géophysique de tous ses problèmes complexes. Parmi les méthodes géophysiques utilisées, la magnétométrie s'est avérée la plus efficiente, fournissant des données précieuses sur le mode de distribution des roches à magnétite de la région. L'interprétation géologique des données magnétiques a permis la détermination de la nature de la cause perturbatrice ainsi que de sa géométrie intime.

En général, l'unité épimétamorphique de Poiana Ruscă est constituée par des roches terrigènes, des roches carbonatiques (les deux types pauvres en éléments ferromagnétiques) et des roches tuffogènes basiques souvent à magnétite, qui provoquent la plupart des anomalies magnétiques du massif. En masses sporadiques apparaissent des roches éruptives métamorphisées, basiques, ultrabasiques (qui peuvent parfois causer des anomalies) et acides. Les roches éruptives postmétamorphiques comportent des banatites (parfois magnétiques, notamment celles non affectées par le stade hydrothermal) et des éruptions néogènes avec des basaltes intensément magnétiques.

La forme, ainsi que la continuité ou la discontinuité des horizons tuffogènes se reflètent clairement dans l'allure des anomalies magnétiques qu'ils ont provoquées. Parfois, les anomalies magnétiques, par leur forme, peuvent indiquer le pendage de la couche perturbatrice, tenant compte de la forme en „V” des vallées profondes. Les terminaisons périclinales des plis renfermant aussi des horizons tuffogènes à magnétite sont reflétées par les anomalies correspondantes (par exemple, le synclinal et l'anticlinal de Iazuri et de Valea Șasa).

Quelquefois on remarque l'augmentation exceptionnelle des valeurs des zones anomales, correspondant à des accumulations ferrifères en faciès d'oxydes (magnétites, itabirites à magnétite), comme à Teliuc, Cerbăl, Iazuri, Virful Găilor, Pîrîul Vătrani, Dîmbul Pascului et Tomești. La tâche du géologue qui veut relever la carte du corps de serpentinites de Dealul

Muncelui (Vadul Dobrii) est facilitée, grâce à la corrélation entre les données géologiques de surface et les anomalies mises en évidence dans cette zone.

La tectonique disjonctive qui affecte les horizons tufogènes se reflète dans les anomalies respectives, interrompant leur continuité. Parfois, les dislocations dans les terrains cristallins peuvent être indirectement mises en évidence à l'aide des anomalies magnétiques causées par des corps magnétiques allongés d'après une direction insinuée le long de la fracture respective (par ex. les basaltes de Cerbăl et de Roșcani, les andésites de Valea Drăgoiului et certaines banatites de la zone de Rușchița—Nădrag). Parfois, la magnétométrie renseigne sur des fractures existant dans les terrains cristallins recouverts de terrains sédimentaires (par ex. zone de Gladna Montană—Breazova—Coșava), dislocations le long desquelles se sont insinués des corps éruptifs.

La magnétométrie contribue aussi à la délimitation cartographique des formations cristallines par rapport à celles postmétamorphiques (par ex. par rapport aux agglomérats andésitiques néogènes de la zone de Pietroasa—Crivina et les graviers pliocènes de la même zone).

**CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII
GEOLOGICE A PĂRȚII CENTRALE
A MUNTILOR HARGHITA¹⁾**

DE

DAN P. RĂDULESCU

Informații cu caracter general asupra structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita sunt cunoscute, în afara publicațiilor mai vechi, din lucrările executate pentru tipărire a foii 2b a hărții R.P.R. 1: 500.000 și din lucrările de prospecțiuni pentru caolin, sulfuri complexe etc.²⁾ (1, 2, 3, 4,). Toți autorii sunt de acord în a recunoaște în zona bazinului de recepție a văii Vărghișului³⁾ un vechiu aparat vulcanic căruia i-ar trebui raportate toate rocile din regiune: Z. TÖRÖK este singurul care vorbește despre un aparat vulcanic și în zona bazinului de recepție al văii Tolvaioș. Șt. GHİKA-BUDEȘTI este, pe de altă parte, singurul care a reprezentat cartografic modul în care își imaginează forma, dispoziția și structura aparatului din valea Vărghișului.

Cercetându-se în ultimii doi ani această regiune—cuprinsă între valea Mădărașului Mare la N și șoseaua Odorhei—Miercurea Ciuc la S — s-a constatat că structura este ceva mai complicată decât cea presupusă și s-a reușit identificarea mai multor aparate vulcanice.

1) Comunicare în ședința din 27 aprilie 1963.

2) Șt. GHİKA-BUDEȘTI. Cercetarea și prospectarea mineralizațiunilor metalifere în masivul vulcanic al Hărghitei. Arh. Com. Geol. 1948.

A. GÖTZ. Caolinișări în Munții Harghita. Arh. Com. Geol. 1954.

L. NAGY. Cercetări geologice în partea de E a Munților Harghita. Arh. Com. Geol. 1953.

L. TĂNĂSESCU. Raport geologic asupra regiunii Harghita-Băi. Arh. Com. Geol. 1954.

L. TĂNĂSESCU. Prospecțiuni pentru roci caolinoase în Munții Harghita. Arh. Com. Geol. 1955.

Z. TÖRÖK. Problema zăcămintelor de caolin în Munții Harghita. Arh. Com. Geol. 1954 etc.

³⁾ Pe unele hărți ea poartă denumirea de valea Vardoșului.

Pentru a putea face prezentarea acestora și a modului în care s-au desfășurat fenomenele vulcanice în regiune, este necesară o scurtă prezentare a tipurilor de roci întâlnite.

Rocile care alcătuiesc regiunea

a) *Complexul inferior de roci piroclastice.* În extremitățile estică, sudică, vestică ale regiunii cercetate, în albiile mai multor cursuri de apă (valea Egres, valea Borviz, valea Vărghișului, valea Filio) apar roci piroclastice, în general intens alterate, care par a constitui un „fundament” pentru suprastructurile vulcanice din zona centrală a munților. Ele trebuie, probabil, comparate cu complexul sedimentar — vulcanogen separat ceva mai la N, în Munții Gurghiu; numărul redus al observațiilor asupra acestor roci nu permite însă considerații prea ample.

Rocile examineate nu cuprind decât material eruptiv (aceasta nu exclude posibilitatea paralelizării menționate, deoarece ele pot apartine unui nivel lipsit de material epiclastic); fragmente, în general angulare, cu dimensiuni centimetrice și colorație variabilă sunt prinse într-un liant cineritic, destul de puțin dezvoltat. Rocile sunt, în toate aflorimentele întâlnite, alterate dar fără a avea aspecte care să prezinte vreun interes din punct de vedere al formării mineralelor argiloase.

b) *Andezitele cu hornblendă ± piroxeni.* Aceste roci alcătuiesc un complex cu dezvoltare, probabil, destul de largă; fiind niște produse vechi ele rămân însă ascunse în cea mai mare parte sub masa rocilor mai noi. Rocile de acest tip au fost întâlnite în partea nord-vestică a regiunii (valea Vărghișului) și în extremitatea sud-estică (vîrful Artașul Mare de la E de Hărghita-Băi).

Este probabil că andezitele cu hornblendă alcătuiesc un complex și nu o singură venire de lave; acest lucru este sugerat de faptul că în diversele puncte de apariție caracterele hornblendei sunt sensibil deosebite (de la varietăți verzi pînă la varietăți verzi-brune) ca și de trecerea aproape insesizabilă de la andezitele cu hornblendă la andezite în care augitul este foarte abundant, iar hornblenda nu totdeauna prezintă. Trecerea de la o rocă la alta se face prin forme cu hornblendă parțial rezorbîtă. Spre deosebire de alte roci mai noi, caracterizate prin prezența augitului, ele apar intim asociate andezitelor cu hornblendă, la partea superioară a acestora.

c) *Complexul de lave și pirolastite ale andezitelor cu hornblendă ± piroxeni.* În bazinul văii Filio—ca și, în mai mică măsură, în valea Sugă și izvoarele sudice ale văii Racotiaș—nivelele de andezite cu hornblendă

alternează cu nivele piroclastice ; grosimile sănt reduse atât la piroclastite cît și la lave. Separarea lor cartografică nu este posibilă.

Fragmentele piroclastitelor au dimensiuni centimetrice și mai rar decimetrice ; formele sănt angulare. Liantul este cineritic, cristalin. Fragmentele aparțin exclusiv andezitelor cu hornblendă ± piroxeni. Rocile au o stratificatie vizibila.

d) *Andezitele lipsite de minerale feromagneziene.* Rocile lipsite de minerale feromagneziene nu par a constitui un element de importanță deosebită în structura regiunii ; este chiar posibil ca ele să nu fie decât un aspect special, local, al unor roci andezitice normale și nu un produs independent al aparatului vulcanic.

Andezitele de acest tip n-au mai fost întâlnite în afara zonei de la S de vîrful Harghita Mădărașului ; pentru ele este foarte caracteristică textura fluidală și absența mineralelor feromagneziene.

Andezitele cu piroxeni alcătuiesc o singură unitate geologică dar din punct de vedere petrografic se prezintă în două aspecte. Separarea macroscopică a acestora nu este posibilă și, dat fiind faptul că între cele două tipuri extreme—roci cu hipersten dominant și roci cu augit dominant—există numeroase aspecte intermediare, nici examenul microscopic nu este uneori concludent. Unul sau celălalt dintre minerale își impune prezența fie prin numărul de cristale, fie prin dimensiunile acestora ; caracterele petrografice, destul de puțin deosebite, nu justifică separarea a două tipuri de roci. Pe de altă parte însă, deoarece separarea cartografică a celor două forme de andezite piroxenice este posibilă — chiar dacă aceasta se face uneori cu oarecare dificultăți — nu s-a putut omite acest lucru în harta întocmită. Este probabil că ele reprezintă curgeri din momente foarte apropiate ale aceleiași faze de activitate a aparatului. Această idee este sugerată, de altfel, și de modul de repartiție a rocilor ; ele nu au o distribuție simetrică în jurul aparatului vulcanic ci apar dezvoltate, începând de la marginea craterului în direcții separate. Nu au fost găsite elemente concludente în ceea ce privește succesiunea celor două tipuri de roci ; cele mai multe observații ar arăta că andezitele cu hipersten dominant sănt mai noi, dar există și situații în care interpretarea inversă este posibilă.

e) *Andezitele cu augit dominant.* Rocile au o răspândire foarte largă ; ele acoperă jumătatea estică a suprafeței cercetate și sănt foarte bine reprezentate și în partea vestică. Regiunea vîrfurilor Harghita, Harghita Siculenilor și Harghita Ciceului este alcătuită exclusiv din astfel de roci ; ele constituiesc evidente curgeri în cea mai mare parte a cazurilor.

În două puncte, ambele în interiorul craterului din valea Vârghișului — imediat la W de vîrful Harghita Siculenilor și în zona izvoarelor vestice ale văii — au fost găsite roci holocristaline. Aspectele morfologice, ușoare proeminențe ale reliefului, sugerează și ele existența unor înrădinări aici; este probabil însă că ele reprezintă numai ramificări superioare și tîrzii ale canalului principal de alimentare.

În partea nord-estică a craterului din valea Vârghișului a putut fi separat un nivel de roci piroclastice intercalat în masa andezitelor cu augit.

În zona pîriului Bania și imediat la S de el, rocile sunt puternic transformate. Ele prezintă o fisurare generală și o limonitizare foarte dezvoltată. În deosebi pe creasta de la S de pîriul Bania se întlnesc numeroase fragmente silicificate. Natura rocii inițiale nu mai poate fi determinată, dar nu există nici un motiv care să nu permită considerarea, și în această zonă, a prezenței andezitelor cu augit dominant.

În vecinătatea liniilor de dislocație rocile sunt brecificate.

f) *Andezitele cu hipersten dominant.* Andezitele de acest tip apar în trei zone foarte bine delimitate: în vecinătatea vîrfului Harghita Mădărășului de aici spre S, în zona vîrfului Meghieș și în sfîrșit, în regiunea vîrfului Arnotașul Mare; în cadrul lor n-au fost constatate aspecte holocristaline și nici piroclastite.

În cele două regiuni sudice aceste forme de roci par a fi mai noi decît andezitele cu augit dominant; pentru zona vîrfului Harghita Mădărășului această situație nu este încă clară.

Aparatele vulcanice din regiune

Odată cu realizarea hărții, prin cunoașterea exactă a distribuției în suprafață a diverselor tipuri de roci, structura geologică a putut fi și ea înțeleasă în toate liniile sale principale; la aceasta a contribuit însă și considerarea aspectelor morfologice ca și, mai ales, considerarea orientării suprafețelor de curgere a lavelor și a orientării cristalelor în masa rocii; discutarea acestor ultime elemente nu face parte din obiectul comunicării de față.

Datele cunoscute din regiunile învecinate au condus la ideea că rocile piroclastice care au fost găsite în extremitățile estică și vestică ale regiunii reprezintă un complex care joacă rol de „fundament” pentru produsele mai recente, nu participă în mod direct la constituția suprastructurilor astăzi vizibile. În cadrul regiunii cercetate au fost identificate mai multe aparate vulcanice la care pot fi în mod direct raportate toate celelalte produse.

Bazinul de recepție al văii Vărghișului constituie aparatul vulcanic cu cele mai mari dimensiuni. Spre NW, N și E el este conturat de o creastă foarte netă de la care se dezvoltă spre exterior largi curgeri de lave, andezite piroxenice de ambele tipuri. Spre SW craterul este deschis prin valea Vărghișului. Spre S lipsește, de asemenea, ceea ce ar trebui să reprezinte marginea craterului dar acesta este totuși închis datorită existenței unui alt aparat vulcanic.

Deși depresiunea este foarte mare, deși în cadrul ei au fost identificate două zone cu roci holocristaline, iar în marginea sa sudică se găsește un aparat vulcanic independent, ea reprezentă, desigur, un crater și nu o calderă. Nici unul din elementele menționate nu poate fi considerat a face parte dintr-o a doua generație vulcanică dezvoltată în cadrul vechiului crater, singurul fapt care definește o calderă ; lipsesc, de altfel, orice indicații asupra unei explozii sau prăbușiri care să fi creat actuala depresiune. În peretele nord-estic al craterului este vizibil, pe o porțiune destul de restrânsă, un nivel de roci piroclastice.

Partea sudică a craterului este închisă de aparatul vulcanic din zona vîrfului Meghieș ; acesta prezintă un crater evident, de formă eliptică, cu diametre ce nu depășesc 500 și 1000 m, abia deschis în partea nord-vestică prin valea Ioca. Începînd de aici se dezvoltă spre S o curgere de lavă a cărei frunte ajunge pînă la nivelul comunei Vlăhița.

Zona vîrfului Harghita Ciceului, imediat la ENE, reprezentă un alt aparat vulcanic la care nu este vizibil însă un crater. Un mod oarecum deosebit de eliberare a unor lave foarte fluide a făcut probabil, ca în zona de eliberare a acestora să se producă o consolidare care a creeat forma actuală de platou. Lavele provenite de la acest aparat se dezvoltă în deosebi spre S și E.

Spre S și W de aceste ultime două aparate, vîrful Secul Mare este constituit din roci holocristaline ; el reprezentă, probabil, un canal parazitar al aparatului din vîrful Harghita Ciceului.

Continuînd aliniamentul format de aparatele descrise pînă acum, în extremitatea sud-estică a regiunii cercetate, zona vîrfului Arotășul Mare și bazinul de recepție al văii care se deschide la S de el reprezentă un crater deschis de această vale spre S ; marginea sa este foarte evidentă mai ales în partea estică și nordică.

În extremitatea nord-vestică a aceluiași aliniament se găsește un aparat vulcanic mai vechi decît toate cele menționate pînă acum ; el ocupă bazinul văii Filio, ambii versanți ai acestora reprezentînd marginile craterului. Marginea sudică este constituită dintr-un dyke ; partea sa estică este retezată de o linie de dislocație orientată N—S.

Desfășurarea fenomenelor vulcanice

Regiunea cercetată nu furnizează informații suficiente pentru a înțelege mersul fenomenelor geologice în etapa corespunzătoare complexului inferior de roci piroclastice ; nu mă voi referi, deci, decât la momente ulterioare acesteia.

Aparatul vulcanic din valea Filio reprezintă elementul cel mai vechi al acestei etape recente. Activitatea sa a avut caracter mixt, fapt care îl deosebește de tot restul aparatelor din regiune. Alternanța momentelor explozive și efuzive de la începutul activității sale este concretizată în depozitele din partea inferioară a versanților văii Filio ; acestora le urmează eliberarea de cantități importante de lave care sunt vizibile în deosebi spre N. Se pare însă că lavele s-au îndreptat și spre S unde, acoperite de produse mai noi, nu sunt vizibile decât în mică măsură acum ; mica zonă din albia văii Vărghișului constituie din andezite cu hornblendă verde, trebuie legată, aşa cum arată pozițiile suprafetelor de separare a lavelor, de același aparat. O intruziune sub formă de dyke se produce, la un anumit moment, chiar în marginea sudică a craterului, constituind un perete foarte bine evidențiat pînă astăzi.

Producțele acestui aparat se caracterizează prin prezența hornblendei verzi. Se pare că apariția piroxenilor în locul hornblendei a constituit un proces general în evoluția magmelor eliberate de acest aparat, deoarece ultimele sale produse, nedelimitabile cartografie, sunt lipsite de hornblendă.

În creasta craterului din zona Arotașul Mare apar, de asemenea, andezite cu hornblendă verde, pe o foarte mică suprafață ; eliberarea acestui tip de lave pare deci să fi avut un caracter mai general și nu să fi reprezentat un simplu accident în regiune.

Intreaga activitate vulcanică desfășurată după aceste momente are caracter efuziv.

Aparatul vulcanic din bazinul văii Vărghișului domină, prin dimensiunile și prin cantitatea de produse eliberate, structura geologică a întregii regiuni. Pe măsura trecerii timpului alcătuirea sa s-a complicat și este greu de spus dacă integritatea craterului s-a păstrat pînă în ultimile momente ale activității sale, dacă lavele au folosit tot timpul aceleiași canale de ascensiune etc. Primele produse care trebuie raportate acestui aparat sunt andezitele cu augit dominant ; nu există nici o indicație privind apartenența unor alte tipuri de roci mai vechi la acest aparat. Toate rocile care alcătuiesc astăzi zonele sud-vestică, nordică și nord-estică ale regiunii cercetate provin, probabil, de aici. Cele două regiuni cu roci holocristaline din interiorul craterului arată că, cel puțin în unele momente

ale activității, emisiunea de lave se făcea prin mai multe ramificații ale canalului de alimentare principal. Momentul exploziv concretizat în existența nivelului de roci piroclastice din interiorul craterului pare să fie ceva cu totul accidental în desfășurarea fenomenelor vulcanice din aceste momente; n-ar fi exclus chiar, ca materialul să nu reprezinte niște veritabile roci piroclastice.

În același timp își desfășura activitatea și vulcanul din vîrful Harghita Ciceului. El reprezintă un punct de emisiune masivă a lavelor, de unde cantități mari s-au revărsat spre S, E și NE. Acest aparat trebuie imaginat ca un mare lac de lavă ridicat de propriile produse pînă la actuala înălțime (cel puțin); consolidarea lavei aici, la încheierea activității, a determinat apariția unui platou și nu existența unui crater propriu-zis.

Este probabil ca în nord-vestul regiunii să fi existat în același timp aparate de mai mici dimensiuni.

Nu există nici o indicație care să permită înțelegerea exactă a rolului andezitelor lipsite de minerale feromagneziene.

Formarea andezitelor cu hipersten dominant urmează, probabil, aceleia a rocilor cu augit dominant. Emisiunea lavelor nu mai are un caracter atât de general în craterul din valea Vărghișului, poate din cauza distrugerii lui parțiale. Masa de andezite cu hipersten din partea nordică provine în mod evident de la acest aparat, deși nu se poate indica în mod exact care a fost canalul de alimentare în aceste momente.

Spre S, două alte puncte de emisiune al lavelor sunt mult mai bine conturate; aici, de altfel, și poziția superioară a andezitelor cu hipersten dominant este evidentă.

Aparatul din valea Meghies poate fi socotit formațiune parazitară a aparatului mare din valea Vărghișului; de aici, pe panta de la existență, s-au scurs spre S, ca un fluviu, lavele cu hipersten dominant. Împotriva, aparatul din zona vîrfului Arotașul Mare este complet independent; produsele sale par a fi fost exclusiv andezite cu hipersten dominant (în cadrul andezitelor piroxenice).

Momentele corespunzînd eliberării lavelor bogate în hipersten au, astfel, caracter de finalitate, de încheiere a activității vulcanice.

În regiunea cercetată au fost identificate cîteva linii de dislocație recente mai bine dezvoltate: două în partea nord-vestică și una în partea sud-estică. Cea din S are orientare NE—SW și afectează numai andezite cu augit dominant; ea se evidențiază prin schimbarea poziției pachetelor de lave. Este foarte probabil ca ea să fi constituit principala cale de circulație a soluțiilor care au determinat caolinizarea intensă a rocilor de la Harghita-Băi.

Cele două dislocații nordice au orientare N—S și NW—SE ; ele afectează mai multe tipuri de roci, inclusiv andezite cu hipersten dominant, după cît se pare. Faptul că ele sunt ulterioare apariției andezitelor cu augit dominant este clar totdeauna, dar același lucru nu se poate spune cu siguranță și despre rocile cu hipersten dominant. Rocile cu hipersten sunt însă afectate de circulația de soluții care s-a produs pe aceste zone, ceea ce conduce, în fond, la aceeași concluzie a vîrstei mai noi a dislocațiilor.

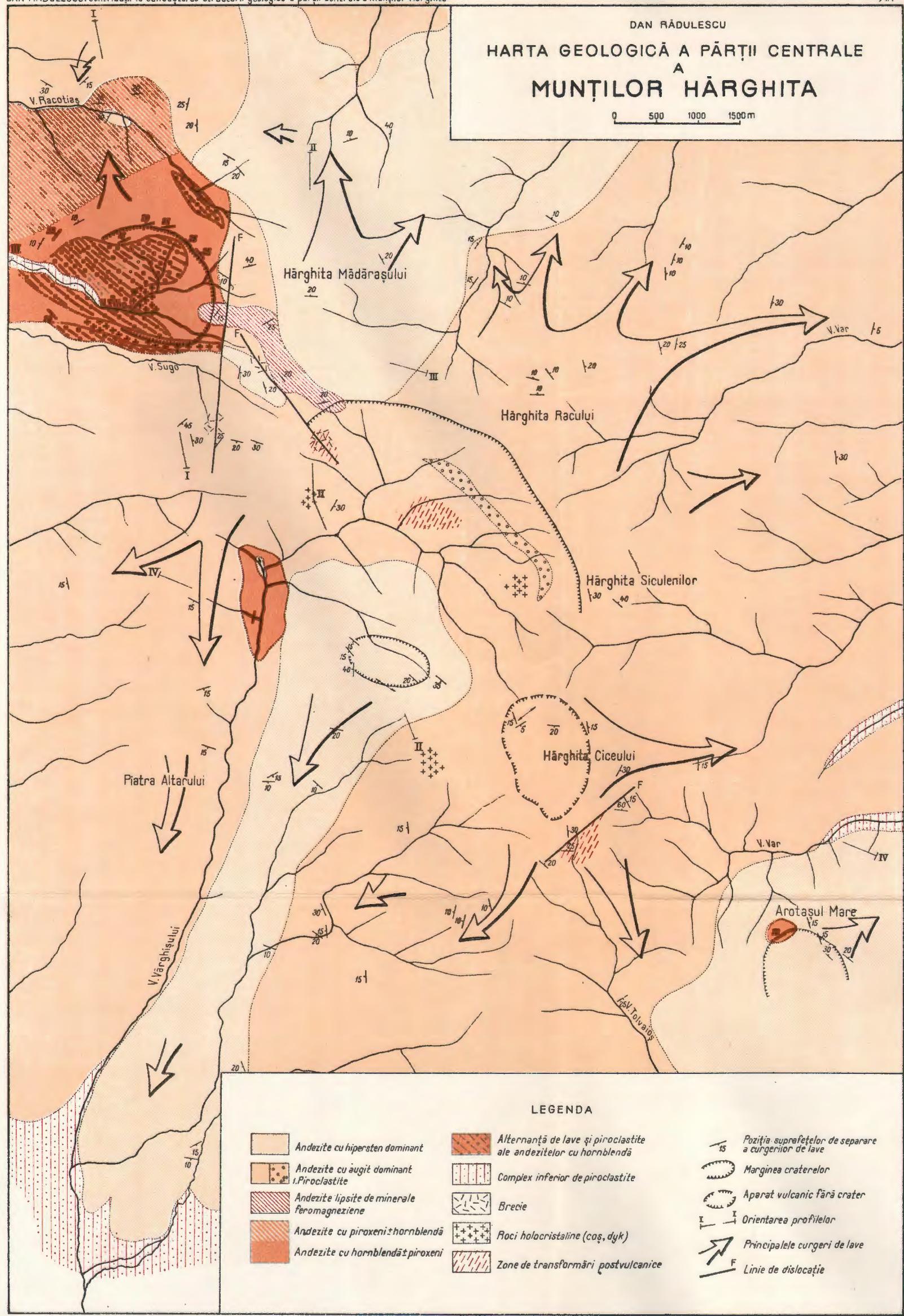
Trebuie să se accepte, deci, că în momente destul de recente, de încheiere a activității vulcanice, regiunea a fost supusă unor slabe eforturi care au determinat apariția unor dislocații de dimensiuni modeste.

Independent de identificarea unor linii de dislocație, desfășurarea unei circulații de soluții postvulcanice a fost constatată în regiunea pîriului Bania, în partea estică a bazinului de recepție al văii Vărghișului. Luminosități intense și mai ales silicifieri apar pe o suprafață de cca 0,200 km², în care roca este prea transformată pentru a mai permite sesizarea unor dislocații. Nu au fost găsite indicații privind existența unor mineralizații metalifere în legătură cu circulația acestor soluții.

Concluzii]

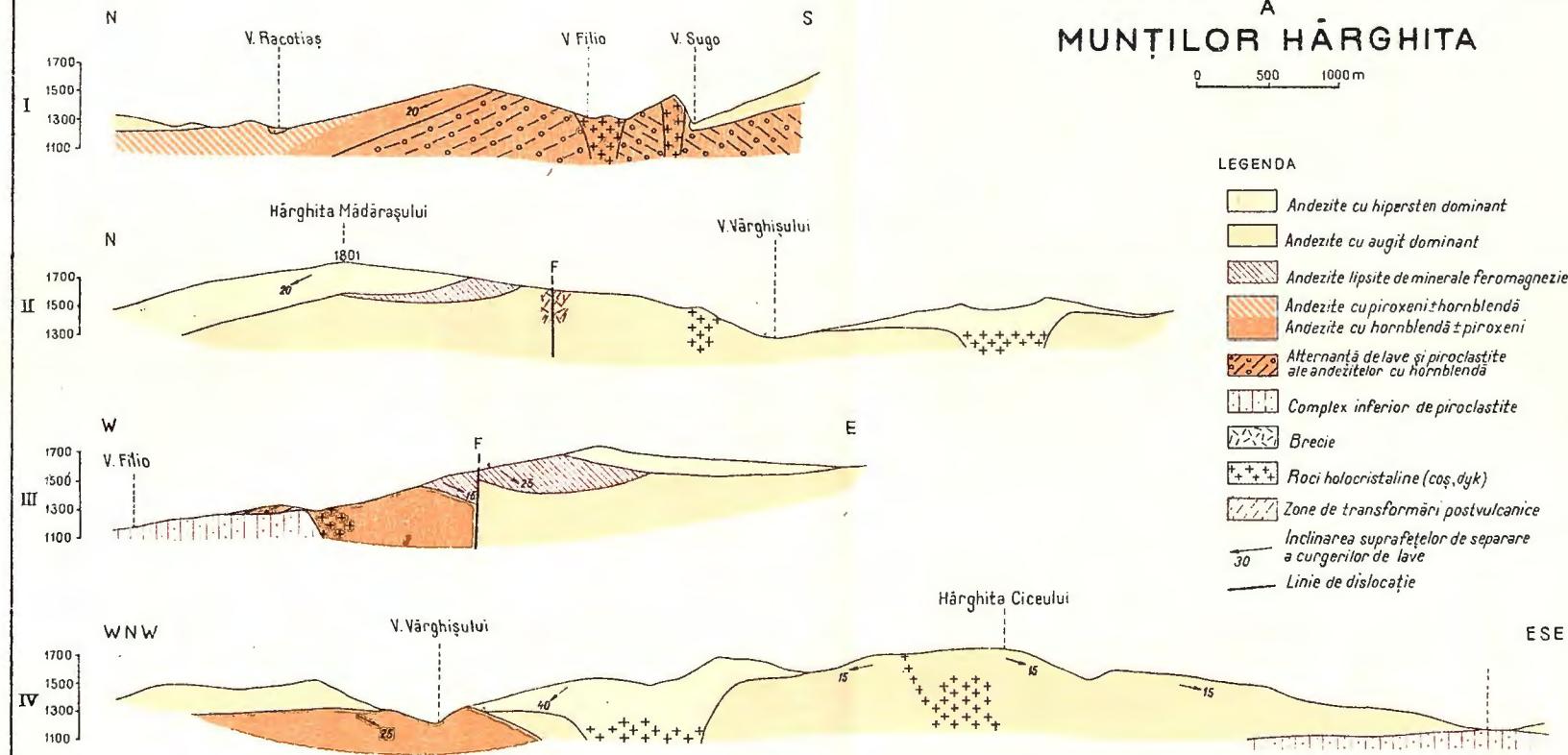
Cercetările efectuate pînă acum au condus, deci, la următoarele rezultate :

- a) S-a realizat harta 1: 25.000 a părții centrale a Munților Harghita. Ea reflectă structura geologică a regiunii, într-o formă cu desăvîrșire nouă.
- b) S-a demonstrat că în cadrul activității vulcanice recente — ulterioare etapei de formare a complexului inferior de pirolastite — se pot separa două perioade deosebite nu numai prin natura petrografică a produselor lor (andezite cu hornblendă ± piroxeni și andezite cu piroxeni) ci și prin caracterele activității aparătelor (activitate mixtă și activitate efuzivă).
- c) S-a arătat că această parte a Munților Harghita este alcătuită din mai multe aparate vulcanice și nu din unul singur aşa cum era figurat pe hărțile anterioare.
- d) S-a arătat că în momente destul de recente s-au produs o serie de dislocații care au afectat produsele aparătelor vulcanice. În legătură cu ele a avut loc o circulație de soluții postvulcanice ; deoarece de una dintre dislocații par să fie legate caolinizările de la Harghita-Băi, nu este exclus ca și în vecinătatea celorlalte să se fi produs aspecte interesante din acest punct de vedere.



DAN RĂDULESCU
PROFILE GEOLOGICE IN PARTEA CENTRALĂ
A
MUNȚILOR HÂRGHITA

0 500 1000 m



BIBLIOGRAFIE

1. NAGY L. Noi contribuții la geologia părții de E a Munților Harghita. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol.-Geogr.* 3, 5. Cluj 1958.
 2. PÁLFY M. Petrographische Studien über die Andesite des Hargita Gebirges. *Ért. Erd. Muz.* 20. 1895.
 3. SZÁDECKY I. Munții vulcanici Harghita-Gălimani. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XV, 1924.
 4. TÖRÖK Z. Adatok a Hargitafürdő és a Kakukhegy közti terület geoligijához. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol. — Geogr.* 4. Cluj 1959.
-

ВКЛАДЫ К ПОЗНАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОР ХАРГИТА

ДАН П. РЭДУЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Работа представляет новое изображение относительно детальности геологической структуры центральной части гор Харгита. Карта приложенная к работе отражает главные ее линии; отмечается по сравнению с прежними данными, существованием нескольких вулканических аппаратов.

В пределах недавней вулканической деятельности — наступившей после этапа формирования нижней толщи пирокластитов, были выделены два различных периода не только по петрографической природе их продуктов (андезиты с роговой обманкой — пироксены и андезиты с пироксенами) но и по характеру деятельности аппаратов (смешанная деятельность и эффузивная деятельность).

Во время развертывания вулканической деятельности и после ее завершения произошли разрывы и некоторые из них послужили потом циркуляционными путями послевулканических растворов.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE
GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DES MONTS HAR-
GHITA

PAR

DAN P. RĂDULESCU

(Résumé)

Cette étude présente une nouvelle interprétation des structures géologiques de la partie centrale des Monts Harghita. Sur la carte annexe sont figurées les principales lignes structurales; on y remarque, de plus, l'existence de plusieurs appareils volcaniques.

Dans le cadre de l'activité volcanique récente — ultérieure à l'étape de formation d'un complexe inférieur de pyroclastites — ont été séparées deux périodes différentes non seulement par la nature pétrographique de leurs produits (andésites à hornblende \pm pyroxènes) mais aussi par les caractères de l'activité des appareils (activité mixte et activité effusive).

Durant et après l'activité volcanique se sont produites des dislocations dont quelques-unes ont constitué ensuite la voie de circulation des solutions post-volcaniques.

ASUPRA CARACTERULUI PIROXENIC AL ANDEZITELOR
SARMATIENE DIN REGIUNEA RACŞA - SEINI
(BAIA MARE)¹⁾

DE

N. STAN, V. BÎRLEA

În campania de teren 1961 am efectuat prospecții geologice în regiunea Maramureș pe teritoriul comunelor Racșa și Seini.

Asupra geologiei regiunii în sectorul cercetat cunoaștem, referitor la zona eruptivă, lucrările lui D. RĂDULESCU (12) și de asemenea lucrările de anvergură regională ale lui D. GIUȘCĂ (5, 6) asupra evoluției vulcanismului și fenomenelor de adularizare a vulcanitelor din regiunea Baia Mare.

În ceea ce privește partea sedimentară menționăm cercetările efectuate de TH. IORGULESCU (8) și M. PAUCĂ (10), cercetări completate ulterior de S. SEICEANU²⁾ și AL. SAGATOVICI³⁾.

Trebuie arătat de la început că identificarea pe teren a andezitului cunoscut în literatura geologică sub denumirea de andezit de Seini (5, 6, 7, 11) prezintă numeroase dificultăți, datorită intenselor procese de alterare de natură exogenă și endogenă la care a fost supusă roca.

Această observație este valabilă îndeosebi pentru partea de sud a regiunii, în sectorul cuprins între valea Zugăului, și valea Ilbei; în nordul regiunii, la Racșa, spre periferia zonei eruptive, intensitatea proceselor de transformare hidrotermală scade treptat, putându-se identifica roca în stare complet proaspătă.

¹⁾ Comunicare în ședință din 30 aprilie 1963.

²⁾ Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia Mare-Seini. Manuscris. Comit. Geol. București 1955.

³⁾ a) Raport geologic asupra bazinului Oaș, Comunele Orașul Nou—Racșa. 1957.

b) Raport geologic asupra bazinului Oaș, Comuna Vama. Manuscris. Arhiva Comit. Geologic. 1958.

Examinarea acestui sector, unde andezitul de tip Seini apare proaspăt mai frecvent decât în partea de sud-vest, a permis obținerea unor date suplimentare în ceea ce privește natura petrografică a acestei roci.

În formele proaspete ale rocii s-a constatat că prezența piroxenilor este importantă, conferind rocii, cel puțin în zona cercetată, caracterul de andezit piroxenic; deoarece andezitul de Seini a fost descris pînă acum ca avînd caracter predominant amfibolic, considerăm că este utilă această precizare; și este utilă, mai ales în vederea separării acestui tip de rocă de andezitul de Ilba¹⁾, cu care se aseamănă uneori destul de mult. Sînt însă totdeauna suficiente elemente de ordin petrografic și geologic care permit deosebirea acestor două tipuri de roci. Asemenea situații au fost semnalate și în R. P. Ungară (FUX-SZEKINÉ W., HERMANN M. 1951).

În stare complet proaspătă, andezitul de Seini are culoarea neagră slab violacee, este compact cu structură afanitică sau vag porfirică.

Examenul microscopic arată că singurele fenocristale care iau parte la alcătuirea rocii sunt feldspatul plagioclaz, hiperstenul și augitul (vezi planșa, fig. 1).

Participarea mineralelor și dimensiunilor lor, sunt următoarele :

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Feldspat plagioclaz	20–30	2,3/0,7–0,40/0,1 mm
Hipersten	2–7	2,5/0,8–0,6/0,3 mm
Augit	0–3	0,3/0,2 mm
Minerale opace	0,5	0,1–0,4 mm
Pastă	60–78	

Determinările efectuate pe cristalele de feldspat plagioclaz maclate polisintetic, prin metoda extincției maxime, indică valori ce variază între 45–58% An.

În mod obișnuit fenocristalele au conture euhedrale aproape echidimensionale, maclele cele mai frecvente fiind după legea Albit. Mult mai

¹⁾ S. SEICEANU. Andezitul de Ilba este tot un andezit piroxenic. Vîrsta lui este însă pliocenă, întrucît repauzează peste depozite pontiene la nord-vest de satul Ilba.

Cartografic aceste două veniri de andezite piroxenice pot fi delimitate datorită existenței unui nivel reper de brecii și aglomerate puternic silicificate și adularizate, pirolastrite puse în loc înaintea andezitului de Ilba.

²⁾ Informație verbală.

rar au fost observate și cristale cu structură zonară sau asociere de individu și după legea Albit-Karlsbad.

Hiperstenul este bine dezvoltat după axul Z pînă la 2–2,5 mm; prezintă un ușor pleocroism.

Augitul însotește în marea majoritate a cazurilor piroxenul rombic; numai în mod întîmplător poate lipsi din secțiune. Unghiul de extincție $c/ng = 41^\circ - 43^\circ$.

Augitul se prezintă cîteodată maclat polisintetic după (010).

Structura pastei este intersertal-pilotaxitică, microlitele de plagioclaz fiind prinse împreună cu microcristalele de magnetit și pirită în sticlă (vezi planșa, fig. 2).

Acest andezit cu hipersten și augit, după cum am amintit mai înainte, se prezintă rareori în stare complet proaspătă. Cele mai frecvente sunt situațiile cînd se întîlnește pe teren profund transformat, datorită circulației pe fracturi a soluțiilor hidrotermale.

Adularizarea feldspaților este un fenomen curent. Adularul substituie de regulă plagioclazul sau mai rar piroxenul (vezi planșa, fig. 3).

Macroscopic, fenocristalele de adular se identifică destul de ușor. În masa rocii în care constituienții mineralogici și pasta sunt aproape complet silicifiati, caolinizați sau cloritizați, adularul, cu habitusul obișnuit al feldspatului plagioclaz, prezintă fețe translucide după planele de elivaj.

Caolinizarea și sericitizarea conferă andezitului culori alb-gălbui și friabilitate excesivă.

Silcificarea imprimă roci un caracter dur și compact, culori variabile galben-roșietice. În foarte multe cazuri aspectul inițial al andezitului nu mai poate fi recunoscut, deoarece silicea îl înlocuiește aproape în întregime, (valea Zugăului cursul superior, vezi planșa, fig. 4).

Cloritizarea mineralelor femice, în cazul de față augitul și hiperstenul, constituie o trăsătură deosebită de caracteristică pentru andezitul de Seini.

Compoziția chimică subliniază în mod hotărîtor caracterul accentuat bazic al andezitului piroxenic de vîrstă sarmătiană; de asemenea și asemănarea cu andezitul de Ilba.

Din compararea celor două analize chimice (p. 164) reiese similitudinea dintre andezitul de Seini și andezitul de Ilba.

Totuși, andezitul de Seini este deosebit față de andezitul de Ilba, chiar dacă valorile scăzute ale SiO_2 în comparație cu valorile normale pentru andezite, participarea CaO în procente apreciabile, explicabilă prin prezența feldspaților cu un conținut destul de ridicat în anortit împreună

Andezit cu hipersten și augit — Talna Mică (Sarmațian)		Andezit cu hipersten și augit (1) valea Bocii (Pliocen)
SiO ₂	55,80	55,03
Al ₂ O ₃	18,95	14,23
Fe ₂ O ₃	6,06	6,17
FeO	2,58	2,62
MnO	0,042	0,89
MgO	3,71	3,70
CaO	7,36	8,65
Na ₂ O	2,56	2,90
K ₂ O	1,35	1,05
TiO ₂	0,68	1,80
P ₂ O ₅	0,12	0,12
H ₂ O ⁻	0,89	0,52
H ₂ O ⁺	2,71	2,03
SO ₃	0,03	0,25
	99,87	100,04

Analist : F. ȘOIMARU

Valorile Niggli

<i>Si</i>	159	161
<i>al</i>	32	25
<i>fm</i>	36	38
<i>c</i>	22	27
<i>alk</i>	9	10
<i>k</i>	0,24	0,19
<i>mg</i>	0,40	0,42

Tip de magmă

normal dioritice	normal dioritic
------------------	-----------------

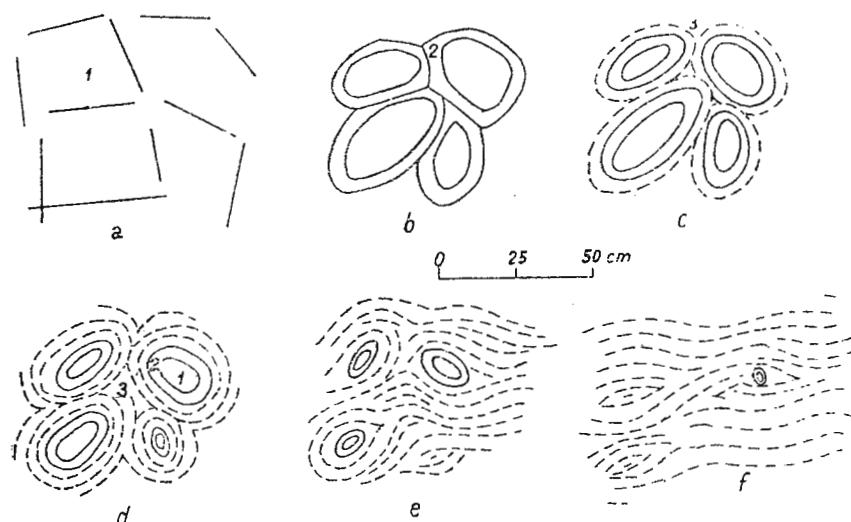
Analiza chimică este luată după D. RĂDULESCU (12).

cu largă participare a sumei de FeO + Fe₂O₃ conferă acestor andezite denumirea de bazaltice.

Acest lucru este evidențiat de valoarea coeficientului *c* mai mare pentru andezitul de Ilba, 27, față de 22 că arată andezitul de Seini. Se observă, de asemenea, valoarea *f_m* mai ridicată pentru andezitul de Ilba. În fine, determinările efectuate pe feldspații plagioclazi ai andezitului de Seini, arată valori maxime de 58% An; la andezitul de Ilba conținutul în An poate atinge chiar 70—80% (12).

Foarte caracteristice sunt separațiile elipsoidale care iau naștere în masa andezitului de Seini ca efect al acțiunii agenților atmosferici.

Într-un prim stadiu, în rocă se produc crăpături în procesul de răcire al magmei după 3 sau 4 direcții (vezi figura a). Aceste diaclaze ușurează considerabil dezagregarea rocii sub influența agenților exogeni, astfel că într-o etapă mai avansată, rezultă pseudoaglomerate elipsoidale ce se descurcă concentric (vezi fig., b, c).



Schema procesului de alterare exogenă a andezitului de Seini.

1. zona proaspătă; 2. zona intermediară; 3. zona alterată.

Acest proces de „exfoliere” a andezitului de Seini a fost observat în deschideri naturale pe valea Satului.

Pe valea Zugăului și pe valea Seinel în mod frecvent se observă aceste separații eliptice în masa andezitului (vezi, fig., d, e), iar pe valea Fericii și valea Bradului, dezagregarea andezitului s-a produs aproape complet, încât simburii negri nu mai pot fi identificați decât în mod cu totul accidental. Roca în această ultimă etapă are aspectul unei plăci cu false fețe de strat (vezi fig., f).

Aceste pseudoaglomerate ajung uneori, cum este cazul pe valea Zugăului, pînă la 1 m diametru. În majoritatea cazurilor ele sunt înconjurate superficial cu o crustă de hidroxizi de fier groasă pînă la 4 cm (vezi fig., b, c, d) — (zona intermediară).

Materialul dezagregat prezintă o caloare cenușie închisă, este uneori limonitzat și are un aspect poros (zona alterată).

Zonele de alterare sunt totdeauna foarte bine evidențiate, contactul dintre roca alterată și roca proaspătă este precis conturat (vezi fig., c, d, e).

Problema alterării rocilor andezitice sub acțiunea agenților exogeni a fost abordată în țara noastră destul de recent de DAN RĂDULESCU și CONSTANTIN PĂTROESCU (13).

Această chestiune în cazul de față interesează în mod deosebit, deoarece ne oferă posibilitatea — pe baza experiențelor de laborator și a analizelor chimice efectuate de autorii mai sus menționați — a înțelegerei mai intime a dezagregării andezitului de Seini.

În lumina acestor cercetări (13), s-a ajuns la concluzia că în cazul alterării superficiale, compoziția mineralogică și chimică a rocii se schimbă; în acest sens mineralele feromagneziene sunt cele dintâi vizate; ele dau naștere de cele mai multe ori la minerale de natură cloritică. Feldspatul rămîne netransformat, iar pasta este impregnată cu hidroxizi de fier. La rocile normale s-a constatat de asemenea o ușoară levigare a calciului, magneziului și siliciului cu adiționare simultană de apă.

Noi am observat, de asemenea în secțiunile făcute din zona intermediară (vezi fig., b, c, d, e, f) transformarea mineralelor feromagneziene reprezentate prin hipersten și augit în clorit, precum și larga participare a hidroxizilor de fier. Feldspatul, la fel ca și în cazul precedent, rămîne proaspăt. Sintem îndreptățiti să credem că și în cazul nostru transformările chimice sunt asemănătoare cu cele menționate mai sus.

Prezența deci a piroxenilor, care se transformă cu ușurință în minerale de natură cloritică, a dus la slăbirea omogenității structurale a andezitului de Seini de la periferie spre interior.

Un climat caracterizat probabil prin mari variații diurne de temperatură și un regim hidrologic deosebit de abundant au contribuit la măcinarea profundă și pe distanțe de sute de metri a rocii, uneori pînă la desființarea ei ca atare, așa cum se observă pe teren în foarte dese cazuri (valea Bradului, valea Fericii, valea Seinel, valea Zugău etc.).

În ceea ce privește vîrsta trebuie să considerăm că și alți autori (12) punerea în loc a andezitului de Seini în timpul Sarmățianului și anume, precizăm noi, în timpul Sarmățianului mediu, deoarece acesta repauzează peste depozitele sedimentare considerate de TH. IORGULESCU — Sarmățian inferioare (8). AL. SAGATOVICI¹⁾ a confirmat ulterior vîrsta atribuită acestor formațiuni pe criterii micropaleontologice, prin identificarea unei macrofaune fosile de cardiacee în sedimentarul de la Racșa.

Pe dealul Tarda și Barnici, gresiile micacee silicificate de vîrstă panoniană repauzează peste produsele piroclastice puternic silicificate și

¹⁾ Vezi nota 3 pag. 161.

adularizate; acestea din urmă se aşează peste andezitul de Seini. În unele puncte, cum este cazul la cota 300,9 m situată pe creasta din stînga văii Zugăului, gresiile silicificate tip Tarda și Barnici acoperă nemijlocit andezite de Seini.

Andezitul de Seini este un andezit cu hipersten și augit, bazaltoid, de vîrstă Sarmătian mediu.

El se caracterizează și se deosebește în același timp de andezitul de Ilba prin următoarele particularități:

a) Transformări de natură exogenă deosebit de intense ce au avut ca efect nașterea unor blocuri eliptice care fac impresia la prima vedere, de aglomerate.

b) Transformări de natură endogenă pe scară largă; circulația pe fracturi a soluțiilor hidrotermale a avut ca efect adularizarea, silicifierea, caolinizarea, sericitizarea și îndeosebi cloritizarea rocii. Aceste două procese s-au conjugat în timp, iar rezultatul final, a fost distrugerea completă în foarte dese cazuri a structurii și compoziției mineralogice initiale a rocii.

c) Andezitul de Seini este, din punct de vedere chimic mai acid decît andezitul de Ilba.

d) Andezitul de Seini a fost pus în loc în timpul Sarmătianului mediu; este deci mai vechi decît andezitul bazaltoid de Ilba.

Aceste două tipuri de roci pot fi separate cartografic, grație existenței unui nivel reper de brecii și aglomerate puternic silicificate și adularizate, a căror explozie s-a produs după venirea andezitului de Seini și înaintea curgerilor de lavă care aparțin andezitului de Ilba.

Multumim lui N. GHERASI și D. RĂDULESCU pentru prețioasele sugestii ce ni le-au dat la întocmirea lucrării de față.

BIBLIOGRAFIE

1. CIOFLICA G. Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C. I. Parhon, Ser. St. Nat.* vol. II. București 1961.
2. DIMITRESCU R. Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapă (Baia Mare). *D.S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950–1951). București 1955.
3. DIMITRESCU R., BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Băiță (Baia Mare). *D.S. Comit. Geol.* XXXIX (1951–1952). București 1955.
4. GHERASI N. Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen în regiunea Baia Mare. Comunicare Comit. Geol. martie 1963 (sub tipar).
5. GIUSCA DAN. Evoluția vulcanismului din regiunea Baia Mare. *Congresul Asoc. Carpato-Balcanice*. Kiev 1958.

6. GIUȘCĂ DAN. Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* V, 3. București 1960.
7. IANOVICI V., GIUȘCĂ D., GHERASI N., JUDE R., GHEORGHIȚĂ I., DIMITRESCU R. *Ghidul excursiilor Congresului Asociației Corgato-balcanice, Baia Mare, Sesiunea V.* București 1961.
8. IORGULESCU TH. Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D.S. Comit. Geol.* LXIX (1951–1952). București 1955.
9. MANILICI V., LUPEI N. Studiul geologic al sectorului Baia Sprie – Capnic (reg. Baia Mare). *D.S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950–1951). București 1954.
10. PAUCA M. Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Marc. *D.S. Comit. Geol.* (1951–1952). București 1953.
11. PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D.S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950–1951). București 1954.
12. RĂDULESCU D. Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistră (Baia Mare). *An. Comit. Geol.* XXXI. București 1958.
13. RĂDULESCU D., PĂTROESCU C. Contribuții la cunoașterea modului de alterare a rocilor magmatice sub acțiunea agenților exogeni. I. Andezitele. *Acad. R. P. R. Studii și cercet. de geologie* nr. 3. Tomin. VI. București 1961.

О ПИРОКСЕНОВОМ ХАРАКТЕРЕ САРМАТСКИХ АНДЕЗИТОВ
ЗОНЫ РАКША-СЕИНЬ (БАЯ МАРЕ)

Н. СТАН. В. БЫРЛЯ

(Краткое содержание)

В зоне местности Сеинь (Бая Маре) развивается андезит Сейнь, описанный до сего времени, преобладающий амфиболитовый характер.

К югу, между долинами Зугэул и Илба, андезит появляется сильно выветрелым, а на севере этой зоны, в Ракша, свежий что позволило авторам установить его пироксеновый характер. Минералогические компоненты андезита, в порядке частоты следующие: плагиоклавозный полевой шпат, гиперстен и авгит. В некоторых зонах интенсивная циркуляция гидротермальных растворов вызвала значительные явления адуляризации, коалинизации, окремнения, серicitизации и в особенности хлоритизации.

На основаниях исследований химического состава авторы делают вывод касающийся базальтоидного характера породы.

Авторы относят андезит Сеинь средне сарматскому возрасту, так как он залегает над сарматскими отложениями и под окремненными

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Andezit piroxenic de Seini. $\times 10$. N+.

Fig. 2. — Detaliu în pastă. $\times 100$. N+.

Fig. 3. — Adular (alb) dezvoltat pe seama unui cristal de augit (negru). $\times 100$. N+.

Fig. 4. — Andezit piroxenic de Seini silicifiat. $\times 10$. N+.

M. STAN, V. BIRLEA. Andezitele sarmatiene din Reg. Raçsa-Seini.



1.



2.



3.



4.

паннонскими песчаниками. Он может быть картографически выделен от базальтоидного андезита Илба на основании некоторого уровня брекчий и сильно окремненных и адуляризованных агломератов.

SUR LE CARACTÈRE PYROXÉNIQUE DES ANDÉSITES
SARMATIENNES DE LA RÉGION DE RACŞA-SEINI (BAIA MARE)

PAR

N. STAN, V. BÎRLEA

(Résumé)

Dans la région de la localité de Seini (Baia Mare) se développe l'andésite de Seini, décrite jusqu'à présent comme ayant un caractère amphibolique dominant.

Vers le Sud, entre les vallées du Zugău et de la Ilba, l'andésite est fortement altérée, tandis qu'au Nord de la région, à Racşa, elle est non altérée, ce qui a permis de définir son caractère comme pyroxénique. Les constituants minéralogiques de l'andésite, suivant l'ordre de fréquence, sont les suivants : feldspath plagioclase, hypersthène et augite. Dans certaines zones, la circulation intense des solutions hydrothermales a provoqué d'importants phénomènes d'adularisation, de caolinisation, de silicification, de séricitisation et surtout de chloritisation.

L'examen de la composition chimique laisse déduire le caractère basaltoïde de la roche.

Vu que l'andésite de Seini repose sur des dépôts sarmatiens et supporte des grès silicifiés pannoniens, elle est considérée d'âge sarmatien moyen. Elle peut être séparée de l'andésite basaltoïde d'Ilba, suivant un niveau de brèches et d'agglomérats fortement silicifiés et adularisés.

the first time, and the first time I have seen it. It is a very
handsome specimen, and I am sure you will like it. I have
not had time to get it mounted yet, but I will do so as soon
as possible.

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE
ÎN PARTEA DE SUD-EST A MUNTILOR HARGHITA¹⁾
DE
AL. VASILESCU

În lucrarea de față ne propunem a prezenta principalele rezultate obținute în urma cercetării timp de doi ani, a unui perimetru situat la W și SW de Miercurea-Ciuc ; harta prezentată reprezintă interpretarea elementelor oferite de rarele deschideri naturale din această zonă, aflindu-se încă în faza de completare.

Date orohidrografice. Perimetrul cercetat este situat în zona mediană a versantului estic al masivului Harghita, în raza comunelor Sîncrăieni și Sîntimbru. Înălțimile maxime sunt situate în zona axială a lanțului eruptiv, fiind marcate prin cîteva vîrfuri ce nu depășesc 1300 m și dintre care se remarcă dealul cu cota 1290 m ; spre E înălțimile scad treptat, ajungînd la nivelul depresiunii Ciucului : 650 m.

Păstrînd această caracteristică generală, relieful prezintă unele complicații datorită fie pîraielor cu cursuri neregulate, fie aparițiilor de creste secundare cu orientări diferite ; aşa ca în toate regiunile situate la exteriorul aparatelor vulcanice, crestele sunt în general lungi, cu pante domoale.

Rețeaua hidrografică este reprezentată prin cîteva cursuri de apă, toate cu orientări estice ; menționăm numai Valea Mare care traversează masivul pe cea mai mare parte a sa și se varsă în Olt la Sîncrăieni.

Cercetări anterioare. Începută încă înainte de 1900, cercetarea lanțului eruptiv continuă încă, prin lucrările din ultimul deceniu ale Comitetului Geologic ; dacă partea sa nordică a fost mult cercetată în ultima vreme, dacă pentru partea centrală există azi lucrări de dată recentă privind structura geologică și petrografică (5), precum și o hartă unitară la sc. 1 : 25.000, putem afirma că cercetarea muntilor Harghita se află încă într-un stadiu incipient.

¹⁾ Comunicare în ședința din 3 mai 1963.

Trebuie să precizăm că, exceptând cîteva lucrări mai vechi (2, 6) marea majoritate a rezultatelor sunt consemnate în lucrări încă nepublicate, aflate în manuscris în arhiva Comitetului Geologic¹⁾. Lucrări de dată recentă aparțin cercetătorilor C. AVRAMESCU și D. SLĂVOACĂ (1) — pentru partea de S — și S. PELTZ și M. PELTZ pentru aparatul vulcanic Ostoros din zona extrem nordică a munților Harghita (3); foarte recent DAN RĂDULESCU a prezentat o comunicare asupra părții centrale a munților Harghita (4).

Primele lucrări citate au caracter general, observațiile referindu-se la zone foarte întinse, sau chiar la întregul masiv, care este considerat ca fiind constituit din roci trahitice.

Contribuții importante pentru cunoașterea geologiei regiunii sunt aduse de I. SZÁDECZKY în lucrarea: „Munții vulcanici Harghita — Căliman” (6); în această lucrare I. SZÁDECZKY aduce în discuție probleme legate de fundamentul, vîrsta și constituția petrografică a masivului, cu care ocazie reușește să separe cîteva tipuri petrografice, pe care le denumește local: andezitul cu biotit și amfibol de la Tușnad, andezitul cu amfibol de Almaș, andezitul cu piroxen de la Dealul Cetății din Almaș, etc. — (în privința vîrstei, I. SZÁDECZKY consideră că erupțiunile au început în Sarmatian și au sfîrșit în Pleistocen).

I. BÁNYAI cercetează o zonă situată la vest de regiunea noastră (2).

Ocupîndu-se de problema zăcămintelor de caolin din munții Harghita, Z. TÖRÖK aduce o serie de date noi referitoare la tipurile de andezite, pe care le separă în două „faciesuri” după centrul pe care-l presupune a le fi eliberat: andezite cu amfiboli — „Faciesul de Cucu” — și andezite cu piroxeni „faciesul de Lucs”; Z. TÖRÖK consideră deci regiunea de la Lucs ca un crater care ar fi eliberat lave piroxenice.

Pe harta prezentată de Z. TÖRÖK mai apar produse aparținînd „faciesului dyke-oid de Jigodin”, reprezentate prin andezite și diorit porfirite cu hornblendă și piroxeni.

¹⁾ NAGY L. Cercetări geologice în partea de E a M-ților Harghita. Arh. Com. Geol. 1953.

TÖRÖK Z. Problema zăcămintelor de caolină în M-ții Hărghita. Arh. Com. Geol. 1954.

TĂNĂSESCU L. Prospecțiuni pentru roce caolinoase în M-ții Hărghita. Arh. Com. Geol. 1955.

VASILESCU Al. Raport asupra cercetărilor geologice din zona Băile Sîntimbru — P. Banya. Arh. Com. Geol. 1960.

VASILESCU Al. Studiul structurilor vulcanice din Munții Harghita de SE. Arh. Com. Geol. 1962.

În 1955, C. AVRAMESCU și M. TEODORESCU execuță cercetări în partea sud-estică a Munților Harghita, cu care ocazie separă un facies lateral al andezitelor piroxenice, denumit faciesul de Mitacs.

Încheiem lista cercetătorilor amintind lucrările executate de S. PELTZ și M. PELTZ în partea de Sud a regiunii, în raza Băilor Sântimbru, cu care ocazie sunt separate și alte tipuri petrografice de andezite, față de cele cunoscute anterior.

Descrierea rocilor și răspîndirea lor pe suprafața cercetată. Excepțind lucrările executate înainte de 1920 — toți cercetătorii sunt unaniști în a recunoaște că în alcătuirea geologică a regiunii, suprafetele întinse sunt ocupate de roci andezitice; se mai recunosc roci piroclastice — tufuri și aglomerate — și numai local roci cu caracter intrusiv.

În perimetru cercetat de noi au fost întlnite numai cîteva din tipurile de roci amintite anterior, toate însă de natură andezitică; într-un singur caz a fost întlnită o rocă presupusă de unii cercetători ca apartinând dioritelor și asupra căreia vom reveni.

Rocile piroclastice ocupă suprafetele întinse, în special la periferia regiunii, în zonele cu altitudini scăzute; ele sunt foarte dezvoltate în vestul satului Sîncrăeni, unde urcă pînă aproape de 1000 m.

Piroclastitele se prezintă ca roci alcătuite din fragmente colțuroase sau semi-colțuroase de andezite, prinse într-un ciment tufogen larg dezvoltat; dimensiunile fragmentelor andezitice sunt în general reduse, în cele mai frecvente cazuri fiind apropiate de acelea ale lapillilor.

Grosimea nivelului de piroclastite este destul de mare, ajungînd uneori pînă la 300 m; ele devin ceva mai fine spre partea superioară, aşa că în apropierea cotei 1072 unde apar reprezentate prin material tufogen grosier.

Andezitele amfibolice. Dezvoltarea acestui tip de andezite este extrem de redusă comparativ cu alte masive cu vulcanism neogen; ne referim aici la partea mai nordică a lanțului eruptiv în cuprinsul căreia suprafetele întinse sunt ocupate de astfel de roci.

În regiunea cercetată de noi ele au fost întlnite numai în cîteva puncte, a căror corelare este încă dificilă față de modul lor de apariție și poziția geometrică în cadrul structurii geologice.

Trebuie să arătăm că în fiecare din aceste puncte andezitele amfibolice apar cu alte caractere, fapt care ne-a condus la separarea lor în trei tipuri: a) andezite cu hornblendă \pm piroxeni; b) andezite cu hornblendă verde și piroxeni; c) andezite cu hornblendă resorbită și piroxeni

a) Andezitele cu hornblendă sunt roci masive, grăunțoase, de culoare cenușie, în care macroscopic pot fi recunoscute numai fenocristale de plagioclaz și hornblendă, ultimele foarte bine dezvoltate.

b) Andezite cu hornblendă verde și piroxeni se întâlnesc numai în nordul regiunii; caracterele lor macroscopice (culoare, granulație) nu le deosebesc prea mult de restul rocilor întâlnite, singurul element distinctiv fiind reprezentat prin fenocristalele de hornblendă bine dezvoltate.

Examinarea lor microscopică a arătat că suntem în prezență unor roci constituite din feldspați plagioclazi, hornblendă verde și piroxeni-augit și hipersten în proporții sensibil egale — alcătuind aproximativ 50% din rocă și o pastă microlitică alcătuită din aceleași elemente.

Uneori pot fi observate fenomene de resorbție (totală sau parțială) a hornblendei, în special la indivizii de dimensiuni reduse, fapt care a contribuit ca, în lucrări anterioare să le considerăm ca andezite cu hornblendă verde resorbită și piroxeni.

Structura rocilor este în general porfirică, textura variind între cea microlitică — pilotaxitică și cea fluidală.

c) Andezitele cu hornblendă resorbită și piroxeni sunt roci care au fost întâlnite în centrul regiunii, în dealul cu cotele 1040—1042 de la N de punctul denumit Lapoș; sunt roci grăunțoase de culoare cenușie, în care pot fi recunoscute macroscopic numai feldspații și cristalele prismatice de hornblendă.

La microscop roca se prezintă constituită din plagioclaz, ocupând aproximativ 50% din masa rocii, indivizi de hornblendă în cristale idiomorfe bine dezvoltate, ocupând aproape 10%, augit și hipersten, ambii în forme idiomorfe dar de dimensiuni reduse; restul este ocupat de pasta sticloasă, în care mai apar și minerale opace: magnetit și pirită.

Fenocristalele de hornblendă sunt aproape în întregime resorbite.

A n d e z i t e l e c u p i r o x e n i . Ocupă aproape întreaga porțiune vestică a regiunii cercetate, reprezentând probabil, cele mai noi și mai fluide curgeri de lave; întinderea lor pe o mare suprafață a creat posibilitatea ca ele să fi acoperit produse mai vechi, ascunzîndu-le observației directe.

Andezitele cu piroxeni sunt roci grăunțoase — uneori fin grăunțoase — cu culori în general deschise, rareori ajungînd pînă la cenușiu închis; megascopic în ele pot fi recunoscute numai fenocristale de feldspați, piroxenii fiind de regulă greu vizibili.

La microscop roca se prezintă alcătuită din fenocristale de plagioclazi și piroxeni ca elemente porfirice ocupînd aproximativ 50% din masa rocii; restul este ocupat de pasta microlitică constituită din aceleași elemente.

Plagioclazii se prezintă în prisme bine dezvoltate cu conture idiomorfe, maclați polisintetic, adeseori zonați; sunt reprezentați de regulă printr-un andezin — labrador, conținutul în An variind între 35—55%. Plagioclazii prezintă uneori fenomene de transformări reprezentate prin caolinizări, calcitizări, rareori sericitizări; alterarea a afectat fie întreaga suprafață a cristalelor, fie numai o parte, pornind de regulă de la centru.

Elementele feromagneziene sunt reprezentate exclusiv prin augit și hipersten; dacă andezitele amfibolice conțin adeseori indivizi de piroxeni — ce e drept, de dimensiuni reduse — prezența hornblendei în andezite cu piroxeni este cu totul rară. Nu au putut fi separate tipuri „cu augit” sau „cu hipersten”, participarea lor în constituția rocii fiind de regulă egală, în forme proaspete, rareori cu aureole de bastit.

Față de modul lor general de prezentare descris mai sus, au fost întâlnite cazuri în care elemente suplimentare permit separarea a două tipuri diferite:

Andezite cu piroxeni cu textura fluidală, în care caz microlitele prezintă o orientare evidentă în jurul fenocristalelor mai cind direcția de curgere, și

Andezite cu piroxeni în forme holocristaline, aşa cum au fost întâlnite în cariera Sînerăeni și în partea de NW a regiunii; în ambele cazuri se pare că ne aflăm în prezența unor dyke-uri.

În afara acestor tipuri de roci — am putea spune obișnuite — recunoscute în toate lucrările anterioare, este necesar să remarcăm că în dealul Prieske din partea de E a regiunii cercetate a fost întâlnită o rocă al cărei aspect macroscopic nu se deosebea cu nimic de ansamblul rocilor din regiune; examinarea microscopică ne-a indicat prezența unei roci constituite din fenocristale de feldspat plagioclaz, hornblendă, piroxeni și cuart, pasta — alcătuită din plagioclaz și cuart — fiind cristalizată în întregime.

Atât amfibolul — care pare să fie o hornblendă brună — cât și piroxenul, sunt puternic alterați, prezentându-se aproape în întregime opacizați; rareori se mai pot recunoaște cristale al căror centru a rămas încă proaspăt.

Cuartul este prezent sub formă de grăunți bine dezvoltăți, fiind fără îndoială un cuart magmatic, fapt pentru care suntem tentați a considera roca drept un „andezit cuartifer”; adăugind la această prezentare modul de apariție în teren, considerăm că este vorba despre un corp de andezit cuartifer, a cărui poziție în structura geologică a regiunii rămîne încă neclară.

Trebuie să menționăm că Z. TÖRÖK semnalează existența în această zonă a unor enclave de „porfire dioritice” pe care le consideră ca reprezentând un facies hipoabisal, atribuindu-le „faciesului dyke-oid de Jigodin”.

Structura regiunii și succesiunea produselor vulcanice. Cele mai mari suprafețe sunt ocupate de produsele piroclastice din baza complexului vulcanic — care se dezvoltă în partea estică și nord-estică — și de andezitele cu piroxeni, în zona vestică. Dezvoltarea foarte mare a acestora din urmă, le-a adus pe o zonă foarte întinsă, în contact direct cu pirolastitele, dacănd probabil unele produse intermedie care apar numai pe suprafețe reduse: andezitele cu amfiboli; este probabil ca astfel de roci să existe și în alte puncte, ele neputind fi însă observate.

Direcțiile de curgere ale andezitelor piroxenice sunt foarte variate, astfel că nu pot fi trase încă concluzii hotărîtoare asupra provenienței lor.

Andezite cu amfiboli — cu caracterele prezентate anterior — apar în trei puncte: unul în partea de N, — aproape de șoseaua Miercurea-Ciuc — Odorhei și două în zona centrală, în apropierea dealului cu cota 1040 m; dintre acestea însă, numai cele din partea nordică par a avea o poziție inferioară andezitelor piroxenice.

În dealul cu cota 974 din partea de sud-est a regiunii, au fost întâlnite andezite cuartifere cu hornblendă resorbită, trădând existența unui coș a cărui activitate nu a fost pusă încă în evidență.

În cuprinsul zonelor ocupate de andezitele cu piroxeni — și chiar în afara acestora — au fost întâlnite forme holocristaline ale acestui tip, reprezentând intruziuni de tipul dyke-urilor: în nord, aproape de șoseaua Miercurea-Ciuc—Odorhei și cariera Sîncrăeni. În ambele cazuri, atât pozițiile din teren — cu inclinații mari pînă la verticală — cât și aspectul macro- și microscopic, pledează pentru caracterul lor intrusiv.

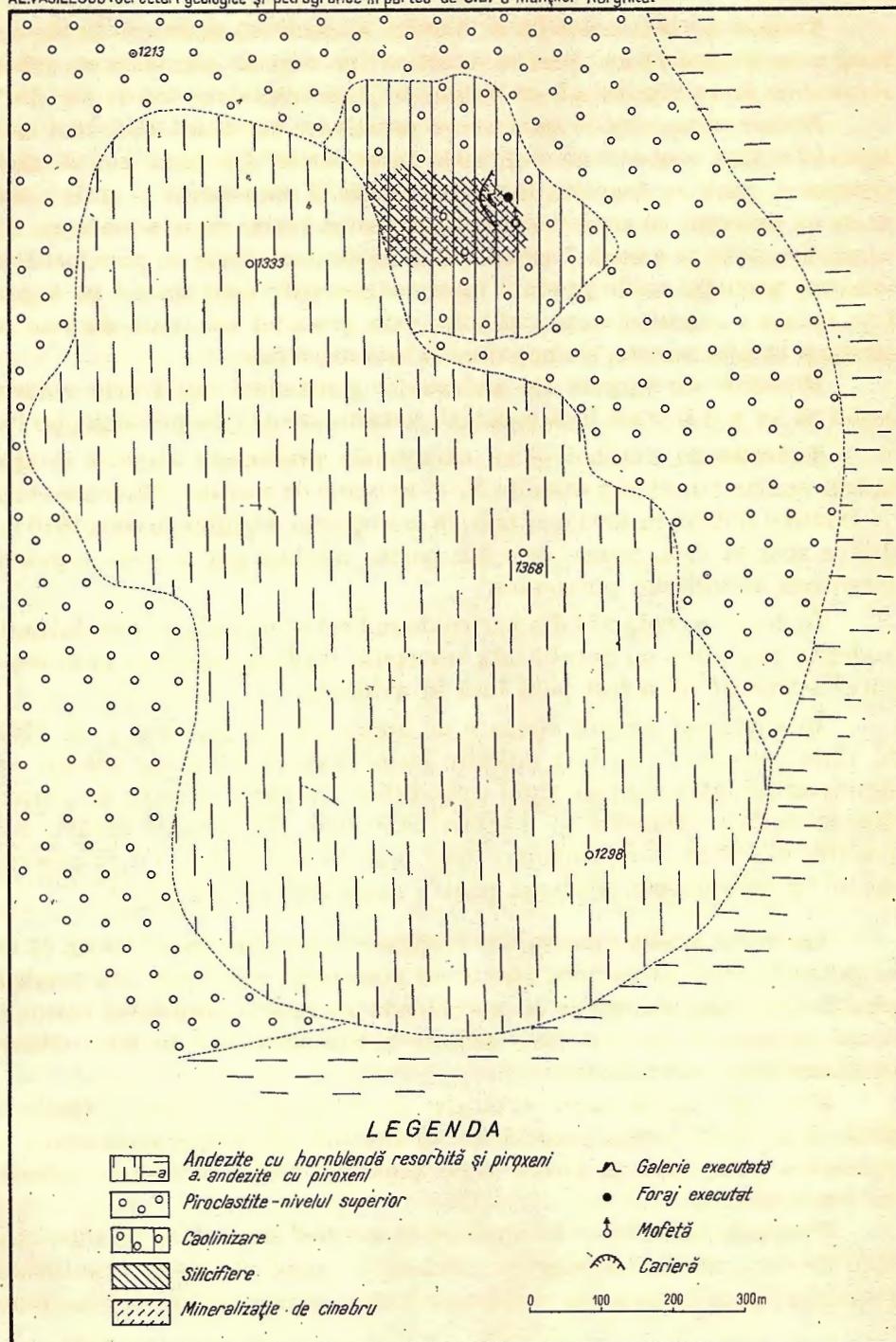
Încercînd a reda succesiunea produselor vulcanice, considerăm că ele ar putea fi astfel prezентate: peste un postament constituit din produse piroclastice, stau andezitele cu hornblendă verde din nord-estul regiunii; astfel de produse au mai fost întâlnite și mai spre sud, în zone situate în afara hărții prezентate.

Urmează un moment exploziv de intensitate redusă — căreia îi poate fi atribuit numai petecul de pirolastite din colțul nord-vestic al regiunii — peste care se aştern — pe suprafețe foarte întinse — andezite cu piroxeni.

Prezența andezitelor cu amfiboli în centrul regiunii — în zone ocupate de curgerile andezitelor cu piroxeni — poate căpăta o semnificație deosebită; dacă petecul din vest poate fi considerat concomitent cu ande-

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNII BĂILOR SÎNTIMBRU MUNȚII HARGHITA DE E.

AL.VASILESCU: Cercetări geologice și petrografice în partea de S.E. a munților Harghita.



LEGENDA

[Andezite cu hornblendă resorbbită și piroxeni]	Galerie executată
[Andezite cu piroxeni]	Foraj executat
[Piroclastite - nivelul superior]	Mofetă
[Caolinizare]	Carieră
[Silicifiere]	
[Mineralizație de cinabru]	

0 100 200 300m

zitele cu hornblendă verde din N, andezitele cu hornblendă resorbită și piroxeni din dealul Lapoș, prin poziția lor geometrică trebuie considerate mai noi decât primele, dar și decât andezitele piroxenice. De altfel situații similare au mai fost întâlnite și în S, în raza Băilor Sântimbru.

În momente mai recente activează probabil coșul din dealul Pricske, care eliberează andezite cuartifere.

Interpretarea elementelor terenului în sensul existenței aparatului vulcanic de la Lucea — figurat pe hărțile lui Z. TÖRÖK și L. NAGY — care să fi eliberat exclusiv lave piroxenice, prezintă încă unele dificultăți; identificarea produselor piroclastice — a căror prezență se parea că va aduce o rezolvare — contribuie încă în mică măsură la o asemenea interpretare. De altfel nici chiar aspectele morfologice nu par a sugera decât într-un mod cu totul general, forma unui aparat vulcanic de tip central.

Considerăm că sursa imensei mase de lave cu caracter piroxenic se situează ceva mai la N, reprezentând urmarea marilor fenomene vulcanologice petrecute în partea centrală a Munților Harghita.

Acesta este gradul actual de cunoaștere a regiunii, urmând ca cercetările viitoare să aducă date noi care să contribuie la descifrarea structurilor vulcanice și istoriei fenomenelor geologice petrecute în această zonă.

BIBLIOGRAFIE

1. AVRAMESCU C., SLĂVOACĂ D. Cercetări geologice și hidrogeologice asupra lacului Sf. Ana. *Comunicările Acad. R.P.R.*, VI, 3. București 1956.
2. BÁNYAI I. Studiu geologic asupra flancului de vest mijlociu al Munților Harghita. *D.S. Com. Geol.* vol. X. București 1927.
3. PELTZ S., PELTZ M. Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (Munții Harghita). *D.S. Com. Geol.* Vol. L/I București 1964.
4. RĂDULESCU D. Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita. *D.S. Com. Geol.* Vol L/II București 1964.
5. RĂDULESCU D., VASILESCU Al., PELTZ S., PELTZ M. Contribuții la cunoașterea structurii geologice și petrografice a Munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII. București 1964.
6. SZÁDECZKY I. Munții vulcanici Harghita — Călimani. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI, București 1930.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В
Ю.В. ЧАСТИ ГОР ХАРГИТА

АЛ. ВАСИЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Район находящийся на ЮЗ Миеркуря-Чук состоит из пирокластических продуктов и течений лав принадлежащие андезитовому типу. Были выделены андезиты с зеленой роговой обманкой, андезиты с роговой обманкой \pm пироксены, андезиты с выщелоченной роговой обманкой и пироксенами, кварцевые андезиты, а также и два пирокластических уровня; среди них, уровень находящийся у основания вулканической структуры имеет мощность до 300 м.

Вид распределения пород на исследуемой поверхности подчеркивает существование вулканической деятельности, которая могла развиваться следующим образом: над основанием пирокластитов залегают андезиты с зеленой роговой обманкой и андезиты с роговой обманкой \pm пироксены; следует очень жидкотекущее течение, представленное пироксеновыми андезитами, которое занимает большую поверхность.

Позднее были выброшены андезиты с выщелоченной роговой обманкой и пироксены, а в завершении, кварцевые андезиты, встречающиеся в виде вулканического конуса, эффузивная деятельность которых еще не выявлена.

В нескольких точках были встречены голокристаллические формы пироксеновых андезитов.

ÉTUDES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA
PARTIE SE DES MONTS HARGHITA

PAR

AL. VASILESCU

(Résumé)

La région située au SW de la ville de Miercurea-Ciuc est formée de produits pyroclastiques et de coulées de laves, de nature andésitique. On a distingué : des andésites à hornblende verte, des andésites à hornblende \pm pyroxènes, des andésites à hornblende résorbée et à pyroxènes,

des andésites quartzeuses, ainsi que deux niveaux de pyroclastites ; celui à la base de la structure volcanique peut atteindre 300 m d'épaisseur.

Le mode de distribution des roches souligne l'existence d'une activité volcanique enregistrant l'évolution suivante : sur un soubassement de pyroclastites reposent les andésites à hornblende verte et les andésites avec plus ou moins de pyroxènes ; suit une coulée très fluide représentée par les andésites pyroxéniques qui occupent une aire vaste. Plus tard, ont été libérées des andésites à hornblende résorbée et à pyroxènes et à la fin, des andésites quartzifères rencontrées sous la forme d'une cheminée dont l'activité effusive n'a pas encore été mise en évidence.

Localement, apparaissent les formes holocristallines des andésites pyroxéniques.

ASUPRA PREZENȚEI CINABRULUI
ÎN MUNTII HARGHITA (LA SÎNTIMBRU-CIUC)¹⁾
DE
AL. VASILESCU

Problema acumulărilor de substanțe minerale utile din munții Harghita a constituit preocuparea principală a multora din cercetătorii acestei porțiuni a lanțului eruptiv; activitatea a fost intensificată în ultima vreme prin cercetările executate de Comitetul Geologic în diferite perimetre pentru identificarea acumulărilor de minereuri de fier, sulfuri polimetalice, caolin, piatră ponce etc.

Prezența cinabrului în cuprinsul lanțului vulcanic Călimani—Gurghiu—Harghita a fost menționată încă de multă vreme, FR. HAUER și G. STACHE (1) semnalând apariția în diverse puncte din munții Călimani; identificarea lui în bazinul văii Mădărașul Mare din munții Harghita de N este de dată relativ recentă, I.S.E.M. executând aci lucrări de cercetare ca urmare a indicațiilor lui N. GHERASI și C. GHEORGHIU²⁾ și sub îndrumarea acestuia din urmă.

Luerarea de fată are drept scop semnalarea prezenței cinabrului într-o zonă nouă, situată cu cca 30 km la sud de apariția din bazinul văii Mădărașul Mare, în vecinătatea localității Sîntimbru.

Ultimele lucrări executate în regiune³⁾, menționează apariția unei mineralizații de cinabru în zona axială a munților Harghita de SE, în

¹⁾ Comunicare în ședință din 1 iunie 1963.

²⁾ GHERASI N. Raport asupra lucrărilor de explorare a mineralizațiilor de cinabru de la Mădăraș. Arh. Com. Geol. 1952.

GHEORGHIU C. Geologia lanțului Ghurghiu-Harghita. Arh. Com. Geol. 1952.

³⁾ VASILESCU Al. Raport asupra cercetărilor geologice din zona Băile Büdös—P. Bánva. Arh. Com. Geol. 1960.

PELTZ S., PELTZ M. Raport geologic asupra împrejurimilor Băilor Sîntimbru. Arh. Com. Geol. 1961.

VASILESCU Al. Studii geologice în cuprinsul foilor 1 : 100.000 Miercurea Ciuc și Sînmartin. Arh. Com. Geol. 1961.

raza comunei Sintimbru din raionul Ciuc la cca 8 km W de aceasta. În urma cercetărilor din anul 1961, zona mineralizată a fost identificată pe o suprafață mai mare.

Considerațiuni geologice

Regiunea este alcătuită exclusiv din produse vulcanice, în cea mai mare parte de natură andezitică : pirolastite și mai multe tipuri de lave(2) ; în puține cazuri au fost întâlnite roci cu caracter deosebit de aceleale ale tipurilor de andezite obișnuite.

Pirolastitele apar la mai multe nivele, dintre care, nivelul inferior este cel mai dezvoltat, ajungînd la grosimi pînă la 200—300 m ; celelalte nivele aflorează cu grosimi relativ reduse, ceva mai dezvoltat fiind nivelul superior.

Pirolastitele se prezintă ca roci constituite din fragmente de andezite, de dimensiuni variabile, colțuroase sau ușor rotunjite, cimentate cu un material tufogen mai mult sau mai puțin dezvoltat. Foarte adesea, ele au fost afectate de procese de transformare, fapt pentru care sunt, de cele mai multe ori caolinizate, piritizate, friabile.

În cuprinsul lor au fost întâlnite și portiuni alcătuite numai din material tufogen, în care caz procesele de transformare sunt cu mult mai avansate.

Andezitele amfibolice ocupă o poziție imediat superioară primului nivel de pirolastite, apărînd de regulă în zonele cu altitudini reduse, mult în afara perimetrului interesant din punct de vedere al mineralizației cinabrigere.

Andezitele piroxenice sunt rocile cu cea mai mare răspîndire, reprezentînd curgerile de lave mai recente fată de cele amfibolice ; ele acoperă o mare suprafață, ajungînd uneori pînă în zone cu altitudini relativ reduse, sau chiar în contact direct cu pirolastitele din baza complexului vulcanogen.

Andezitele cu hornblendă resorbită și piroxeni ocupă, în zona cercetată de noi, o suprafață redusă, în jurul cotei 1333 ; fată de poziția lor geometrică, pot fi considerate ca reprezentînd cele mai noi produse vulcanice efuzive.

Ultimele două curgeri de lave — cele piroxenice și cele cu hornblendă resorbită și piroxeni — apar separate de pirolastitele din nivelul superior în care este cantonată mineralizația de cinabru care constituie obiectul lucrării noastre.

Grosimea nivelului superior de pirolastite poate fi apreciată la 150—200 m, cu oarecare tendință de îngroșare spre W ; forajul executat

în apropierea galeriei, la E de cota 1333 a străbătut pe toată adâncimea sa de 239 m, numai roci pirolastice, de aceeași natură cu cele de la suprafață.

Intervenția soluțiilor hidrotermale, a determinat schimbarea aspectului unei bune părți a rocilor din regiune, în special acela al piroclastitelor; slaba lor rezistență a favorizat circulația intensă a soluțiilor pe fisuri și depunerea piritei sau cinabrusui sub forma de cuiburi, pelicule sau ca impregnație.

Cele mai frecvente procese survenite în urma acestor circulații sunt cele de caolinizare, silificiere și piritizare, mai rar sericitizare; în toate cazurile însă descifrarea structurii initiale a rocii a devenit foarte dificilă.

Limonitul care apare în urma desfășurării acestor procese imprimă rocilor culori portocalii sau roșietice.

Mineralizația de cinabru

Modul de prezentare a mineralizației identificată în 1960, lăsa să se întrevadă că nu este vorba de o indicație lipsită de importanță; cercetarea ei în continuare a confirmat aceasta, zona mineralizată arătând atât pe direcție cât și în adâncime dimensiuni și conținuturi care nu trebuiau neglijate.

În privința continuității ei în adâncime, unicul foraj executat a întâlnit mineralizația sub aspecte asemănătoare cu cele de la suprafață, pînă la adâncimea de 210 m.

Fisurile reprezintă modul cel mai frecvent de prezentare a mineralizației cinabrifere; au fost întâlnite numeroase fisuri cu orientări, grosimi și conținuturi variabile. Desigur că, dintre acestea, o importanță deosebită o prezintă aceleia a căror grosime depășește cadrul peliculelor și care au, evident, și un conținut remarcabil de Hg; astfel de fisuri sau „zone de fisuri” au fost întâlnite pe mai multe intervale, la distanțe variabile.

În privința orientării acestora trebuie să arătăm că soluțiile hidrotermale, au avut în general o circulație foarte neregulată, ceea ce a făcut ca mineralizația de cinabru să fie cu totul capricioasă. La aceasta contribuie probabil și nivelul prea puțin profund al lucrărilor în care au fost efectuate observațiile, ultima parte a galeriei aflindu-se la numai 30 m față de suprafață.

Măsurătorile efectuate asupra fisurilor, au arătat valori foarte diferite, și ca direcție și ca inclinare; numai după o cercetare foarte minuțioasă a lor, au putut fi identificate cîteva orientări preferențiale, care au

condus la concluzia existenței a două sisteme de fisuri care se întrelapă aproape perpendicular.

Primul sistem de fisuri prezintă direcții ce variază între 40° și 70° E, iar cel de al doilea are aceleași valori, dar cu orientări vestice; inclinările măsurate sănt atât spre NW cît și spre SE, în primul caz, și spre NE și SW, în cel de al doilea.

Fisurile sănt umplute cu cinabru fin cristalizat, friabil atunci cînd nu este însotit și de o silicifiere a rocii, așa cum se întâlnește adesea. Au fost întâlnite fisuri umplute cu cinabru fin cristalizat, care conține cristale pure de cuarț, prisme bipiramidale, detașabile. Au mai fost observate fisuri umplute cu caolin, cuarț și pirită, caolin și pirită, cuarț și pirită, sau numai cu cuarț.

În cuprinsul zonei mineralizate de la Sintimbru, au fost întâlnite și cîteva cuiburi, concentrate de cinabru.

Atunci cînd gradul de mineralizare a soluției a fost și mai scăzut sau cînd roca a fost prea intens fisurată, mineralizatia cinabriteră apare ca impregnație; sub această formă poate fi întâlnit cinabrusul de la Sintimbru pe o bună parte a zonei mineralizate.

Examinînd frontul carierei, poate fi observată tentă ușor roșietică pe care o prezintă cea mai mare parte a piroclastitelor. S-ar putea crede că aceasta s-ar datora și altor factori, dacă procentul de Hg conținut de probele recoltate din ele nu ar indica un grad de impregnare destul de avansat.

Impregnația este mai intensă în special în rocile ușor caolinizate sau silicificate, dar lipsite de fisuri care să fi permis pătrunderea soluțiilor și depunerea mineralizației; ea este deseori așa de fină încît poate fi observată numai la microscop, așa cum este cazul probelor colectate din zona vestică.

Concluzii

Lucrările de cartare și prospecțiune a zonei sud-estice a Munților Harghita executate în ultimii ani, au indicat existența mineralizației de cinabru de la Sintimbru. În afara lucrărilor miniere executate — care au furnizat date asupra unui anumit nivel — forajul a indicat prezența cinabrusului pînă la adîncimea de 200 m. Bineînțeles că, un singur foraj aduce prea puține elemente pentru a se trage concluzii de ampioare; în orice caz însă nivelul la care s-au făcut observațiile este superior aceluia în care acumulările de cinabru ar putea prezenta aspecte mai interesante.

În foraj au fost întâlnite cîteva puncte cu agregate de cristale de stibină asociată cu pirită.

Față de modul de prezentare a mineralizației — legat de acela al rocii, gazdă — se poate afirma că aceasta a luat naștere din soluții hidrotermale cu temperaturi scăzute, mineralizate, care au impregnat nivelul de piroclastite, alcăror ciment tufogen a jucat rol de „burete”.

În ceea ce privește vîrstă mineralizației, ea poate fi determinată numai în raport cu aceea a nivelului superior de piroclastite, în care este cantonată; în orice caz, însă ea este de dată relativ recentă.

BIBLIOGRAFIE

1. HAUER FR., STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
2. SZADECZKY I. Munții vulcanici Harghita — Călimani. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI (1927—1928). București 1930.

О ПРИСУТСТВИИ КИНОВАРИ В ГОРАХ ХЭРГИТА (СЫНТИМБРУ)

АЛ. ВАСИЛЕСКУ

(Краткое содержание)

В этой работе описываются условия оруденения киновари размещенного в осевой части гор Хэргита (Ю-В), в Сынтимбру.

В главе „Геология района“ описывается общее геологическое положение юго-восточной зоны гор Хэргита, с особым рассмотрением зоны проявления оруденений, размещенной на уровне пирокластитов разделяющие пироксеновые айдезиты от андезитов с выщелоченной роговой обманкой и пироксенами, представляющие последние лавовые потоки.

Горизонт пирокластитов имеет мощность в 150—200 м., немного тоньше в южной части, где он углубляется под плитой андезитов с выщелоченной роговой обманкой. Продвижение гидротермальных растворов определило появление некоторых явлений превращения как: каолинизация, окремнение, ииритизация и в то же время образование оруденения киновари, встречающееся в виде прожилков, гнезд, тонких пленок или вкрашенности.

Произведенные исследования показали что передвижение было интенсивнее по двум, взаимопересекающимся разломам, а обогащение в киновари является совсем местное.

Наличие киновари, пока известно только в пределах гор Хэргита и Кэлимань, а для центральной зоны эфузивной цепи, пока нет никаких признаков.

SUR LA PRÉSENCE DU CINABRE DANS LES MONTS HARGHITA (À SÎNTIMBRU-CIUC)

PAR

AI. VASILESCU

(Résumé)

L'étude porte sur la minéralisation de cinabre rencontrée dans la zone axiale des Monts Harghita de SE, à Sintimbru.

Le chapitre sur la géologie de la région présente la géologie d'ensemble de la zone SE des Monts Harghita, avec un aperçu spécial sur la zone d'apparition de la minéralisation, cantonée au niveau des pyroclastites qui séparent les andésites pyroxéniques de celles à hornblende résorbée et pyroxène, représentant les dernières coulées.

Le niveau des pyroclastites accuse 150—200 m d'épaisseur, s'amincissant vers le Sud où il disparaît sous la plaque d'andésites à hornblende résorbée ; la circulation des solutions hydrothermales a déterminé l'apparition de plusieurs phénomènes de transformation, tels : la caolinisation, la silicification, la pyritisation ainsi que la mise en place de la minéralisation de cinabre, sous la forme de fissures, de nids d'efflorescences ou imprégnations.

Les investigations effectuées ont montré que la circulation a été plus intense le long de deux systèmes de fissures qui viennent se croiser, l'enrichissement en cinabre n'étant que local.

Pour le moment, la présence du cinabre est signalée seulement dans les Monts Harghita et Călimani ; la zone médiane de la chaîne éruptive ne présente pas encore de pareils indices.

STRATIGRAFIE

CÎTEVA DATE NOI PRIVIND GEOLOGIA REGIUNII
SASCA — TÎLVA CERBULUI
(ZONA REȘIȚA — MOLDOVA NOUĂ, BANAT)¹⁾

DE

C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ

Regiunea la care ne referim este situată în marginea de vest a zonei sedimentare Reșița—Moldova Nouă, între valea Nera și valea Radimnău.

Primele cercetări geologice sistematice asupra regiunii se datoresc lui I. BÖCKH (1), care în 1888 semnalează, pe baza unor argumente paleontologice, prezența Triasicului marin la Sasca, unde face și o încercare de orizontare a depozitelor sedimentare.

Mai târziu, în anul 1916, J. HALAVÁTS și Z. SCHRÉTER, în textul explicativ (7) la harta geologică cu scara 1 : 75.000, a regiunii Biserica Albă, Sasca și Moldova Nouă (2), prezintă descrierea formațiunilor sedimentare de la Sasca, unde arată că este prezent Permianul și Triasicul mediu (Anisian), în care separă două orizonturi.

În 1940, AL. CODARCEA (6) referindu-se la regiunea Sasca, deosebește aici depozite permiene tipice (V. Vîrți), peste care urmează transgresiv complexul triasic, începând cu o fază continentală (conglomerate).

Recent, în 1961, GR. RÄILEANU, S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCA (10) arată că la Sasca sintem în prezența unui sinclinal strins, realizat în depozite triasice. În acestea autorii disting: un orizont conglomeratic, cuarțitic, werfenian inferior, care anterior era considerat permian; un orizont dolomitic werfenian superior?—anisian; un orizont de calcare negricioase cu faună, tot anisian; și unul de calcare albe ladiniene?

Cu ocazia prezentării hărții geologice scara 1: 100.000 a zonei Reșița—Moldova Nouă (9), în 1961, S. NĂSTĂSEANU arată că în regiunea Sasca

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1963.

este prezent Permianul și Triasicul care cuprinde numai Werfenian și Anisian.

În partea de vest a regiunii cercetate, apar la zi șisturile cristaline ale unității de Locva (6), care, în lungul dislocației Oravița, constituie rama apuseană a zonei Reșița—Moldova Nouă, între valea Nera și Dunăre. Același complex cristalin constituie probabil și fundamentul sedimentarului din regiunea Sasca — Tilva Cerbului.

Șisturile cristaline sunt bine deschise la zi pe valea Nera, Ogașul Viriți, valea Rabetea și valea Radimnuța, fiind reprezentate prin mica-șisturi, filite și cuartite.

În partea mediană, imediat la est de dislocația Oravița, între valea Nera și Radimnuța, se dezvoltă formațiuni sedimentare aparținând Permianului, Triasicului și Jurasicului, care formează structura sinclinală Sasca—Tilva Cerbului.

Permianul reprezintă cel mai vechi termen stratigrafic sedimentar care apare la zi în regiunea cercetată, dar sub acesta și peste fundamentalul cristalin, foarte probabil că există și depozitele Carboniferului superior (Stephanian (10)). Depozitele Permianului sunt reprezentate prin șisturi ardeziene negre sau brune încis care uneori au intercalări de gresii cuartitice cenușii și șisturi cărbunoase. Vîrsta acestora s-a stabilit prin comparație litologică cu formațiuni identice de la Natra și Ciclova, unde ele conțin floră fosilă permiană. Cea mai bună deschidere în depozite permiene se poate observa pe Ogașul Viriți, unde pe o distanță de circa 100 m afloreează șisturi ardeziene cenușii, gresii cuartitice cenușii și șisturi cărbunoase, fiind intens cutate și tectonizate. Acestea au fost remarcate încă de către I. BÖCKH (1), care le presupunea carbonifere sau permiene, dar includea în același complex și conglomeratele de deasupra lor, care de fapt aparțin Triasicului.

Gresiile și șisturile menționate în valea Viriți au fost considerate de căre AL. CODARCEA ca Permian tipic.

Spre nord, în șeaua pe unde trece poteca dintre Sasca Montană și Sasca Română și mai la sud pe un mic affluent de dreapta al văii Rabetea, am întîlnit de asemenea șisturi ardeziene negre și gresii cenușii permiene sub forma a două iviri reduse.

Triasicul, constituind un nou ciclu de sedimentare, urmează transgresiv și discordant peste Permian. În baza lui se poate separa un orizont de conglomerate gros de cca 100–150 m, format din elemente mari de cuarț alb, bine rulate, prinse într-o pastă mărunt gra-

nulară, de asemenea cuarțitică. Aceste conglomerate formează o bandă continuă de la nord de valea Nera pînă la valea Şușara și o alta dezvoltată din Ogașul Vîrți pînă în valea Radimnuța.

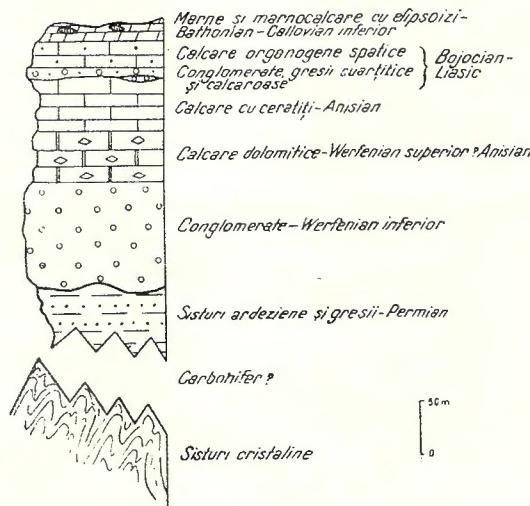
În ceea ce privește vîrsta acestor conglomerate, cercetătorii anterioari (1, 2, 7) socoteau că ele aparțin Permianului, dar AL. CODARCEA (6) arată că ele trebuie considerate triasice. De curînd, GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCA (10) le compară cu depozite asemănătoare din Munții Pădurea Craiului și de la Zdrela - R. F. S. Iugoslavia — și ajung la concluzia că reprezintă Werfenianul inferior. În sprijinul acestei păreri aducem faptul că în Ogașul Vîrți conglomeratele au o poziție discordantă și transgresivă pe Permian și că remaniază elemente de șisturi ardeziene negre și gresii cenușii permiene.

Peste conglomeratele bazale, urmează un orizont de calcare dolomitic, descrise în literatură ca orizontul cu *Decurtata* (calcare cu brachiopode și crinoide (6), (7)), repartizat Werfenianului superior? — Anisianului (10). Acest orizont avînd o grosime de 40—50 m, este alcătuit din calcare masive albe sau cenușii dolomitice, care numai la Sasca în valea Şușara, în partea lor bazală capătă un caracter cipolinic și conține intercalații grezoase micacee. Din acestea, J. HALAVÁTS și Z. SCHRÉTER (7) menționează formele: *Spirigera trigonella* SCHLOT., *Spiriferina fragilis* SCHLOT., *Rhynconella* sp., *Encrinus (Dadocrinus)* sp. și *Chemnitzia* sp., care pledează pentru vîrsta anisiană, dar probabil că în ansamblu orizontul să conțină și Werfenianul superior (10).

Calcarele dolomitice însotesc Werfenianul inferior de la Sasca Romînă pînă la est de vîrful Cornetu și apoi din dreapta Ogașului Vîrți, pe la Tilva Samuelii pînă în valea Rabetea.

Ultimul orizont din succesiunea depozitelor triasice de la Sasca, este orizontul calcarelor negre cu Ceratitî, descris de către J. HALAVÁTS și Z. SCHRÉTER (7) ca orizontul cu *Trinodosus*. Este reprezentat prin calcare negre-vineții, marnoase, bituminoase, cu diaclaze umplute cu calcit alb. Acest orizont are o grosime de cca 50—60 m și conține o bogată faună din care se menționează (1, 7): *Rhynconella trinodosi* BITTN., *Daonella paucicosta* TORNQ., *D. cfr. moussonii* MER., *Ceratites sascanus* BÖCKH, *C. Semesey* BÖCKH, *C. isterensis* SCHRÉTER, *C. cf. ecarinatus* HAU., *C. cf. loczyi* ARTH., *Ptychites acutus* MOJS., *P. cfr. gibbus* BEN., *Meekoceras böckhi* SCHRÉTER, *M. isterensis* SCHRÉTER, *Arcestes* sp., *Atractites* sp. etc., pe baza căreia li se atribuie vîrsta anisiană.

Calcarele cu Ceratiți sînt bine dezvoltate la est de vîrful Redut și vîrful Cornetul, la obîrșia Ogașului Vîrîti, în Tilva Samuelii, pe valea Rabetea și în Tilva Cerbului (vezi figura).



Coloană stratigrafică în succesiunea depozitelor sedimentare din sinclinalul Sasca-Tilva Cerbului.

Jurasicul se dispune transgresiv și discordant peste Triasic fiind identificat de noi în structura Sasca în anul 1961—1962 și în cadrul său am stabilit existența Liasicului ?, Doggerului, Callovianului și Oxfordianului.

Liasic ? — Dogger — Callovian inferior formează un pachet alcătuit din conglomerate și gresii cuartitice, gresii calcaroase și calcare spătice organogene, marne și marno-calcare cu elipsoizi uneori silicioși.

Partea bazală a pachetului, la Sasca Română, este formată de conglomerate și gresii cuartitice, care ar putea reprezenta Liasicul ?. Urmează apoi gresii calcaroase care apar numai în zona vîrful Cornetu, vîrful Redut și Ogașul Vîrîti, unde stau peste calcarele anisiene cu Ceratiți și ating o grosime de 4—10 m. Spre partea lor superioară, gresiile devin din ce în ce mai calcaroase, pînă ce sunt înlocuite total de calcarele spătice organogene. Aceste calcare spătice ating o grosime de cca 20 m și au fost întîlnite tot în zona vîrfurilor amintite și în Ogașul Vîrîti, de unde au fost colectate formele :

Rhynchonella sp.

Terebratula sp. (*sferoidalis*) ?

Lima (Plagiostoma) sp.

Pholadomya sp.

Entholium demissum PHILL.

fragmente de belemniti și fragmente de amoniți (PARISPINCTIDE).

Pe baza acestor forme și pe baza faciesului grezo-calcaros spatic echipălăm succesiunea descrisă, gresile calcaroase și calcarele spatici, cu Doggerul de tip marginal, cunoscut în alte părți ale zonei Reșița (3, 8, 10 4, 5, 9) și considerăm că reprezintă Bajocianul.

Spre sud, în zona Tilva Cerbului și valea Radimnău, ajungind direct pe Werfenianul inferior, apar depozite de același tip atribuite de S. NĂSTĂSEANU (8, 9, 10) tot Doggerului în facies marginal.

Peste calcarele organogene spatici ale Bajocianului, în vîrful Redut, vîrful Cornetu și la vest de Tilva Cerbului, se dispun marne și stoașe vineții urmate de marno-calcare cenușii cu rari elipsoizi silicioși, care împreună nu depășesc cca 10–15 m grosime.

Prezența elipsoizilor de la început, ne duce la ideea paralelizării litologice a acestor marne și marno-calcare cu partea superioară a stratelor de Valea Morii (Toarcian pînă la Callovian inf.) din centrul zonei Reșița—Moldova Nouă, respectiv cu orizontul cu elipsoizi (11).

La nivelul de trecere dintre marne și marno-calcare, în vîrful Cornetu am recoltat forme de *Posidonomya alpina* GRAS, iar în vîrful Redut forma *Procerozigzag* cf. *Crassizigzag* (S. CUCK). Tot în vîrful Cornetu, dintr-un nivel superior unde se găsesc elipsoizi amintiți am determinat *Macrocephalites* sp., *Subcosmatia* sp. și *Indosphinctes* sp.

Prezența formei *Procerozigzag* cf. *crassizigzag* atestă în mod cert existența Bathonianului inferior, iar cea a formelor *Macrocephalites*, *Subcosmatia* și *Indosphinctes* în nivelul superior pledează pentru vîrsta calloviană inferioară. De aici conchidem că marnele și marno-calcarele descrise reprezintă Bathonianul în întregime și o parte a Callovianului inferior.

Oxfordianul apare în partea de sud a structurii Sasca, la vest de Tilva Cerbului, unde stă în relații tectonice cu celealte formațiuni. El este reprezentat prin marnele micače oxfordiene inferioare (marne de Tămașa (16) și calcarale stratificate cu benzi de silice ale Oxfordianului superior (calcare de valea Aninei (11)).

În partea de est a regiunii cercetate sunt larg răspândite depozite calcaroase jurasic-superioare și cretacic inferioare, în care, la Sasca Montană și Stînăpari, se întâlnesc intruziuni banatitice însotite de întinse zone de contact, cu calcare cristalizate și skarne. Printre rocile neafectate de metamorfismul produs de banatite, am recunoscut marne oxfordiene

inferioare calcare cu benzi de silice oxfordian-superioare, calcare noduloase kimmeridgian—tithonian-inferioare, calcare litografice tithonian-superioare, marne berriasian-valanginiene, calcare haueriene cu silice, calcare barremian—aptian-inferioare (facies urgonian) și calcare aptiene superioare, care însă ies din cadrul preocupărilor de detaliu ale lucrării de față.

În extremitatea nordică a regiunii cercetate se întâlnesc depozite neogene, de care nu ne-am ocupat și care se dispun transgresiv și discordant atât peste cristalin, cât și peste sedimentarul zonei Reșița—Moldova Nouă.

Din punct de vedere tectonic, regiunea Sasca—Tilva Cerbului se compune din mai multe elemente structurale. Cristalinul din partea de vest constituie o unitate tectonică majoră, care prin planul dislocației Oravița încalecă spre est peste depozitele sedimentare ale sinclinalului Sasca—Tilva Cerbului. Acest sinclinal reprezintă o altă unitate tectonică prinsă între dislocația Oravița la vest și falia Cerbului în est, fiind în unele cazuri foarte strivit. La nord, în regiunea valea Nera apare numai flancul său de est, format din conglomerate werfeniene inferioare (profilul I).

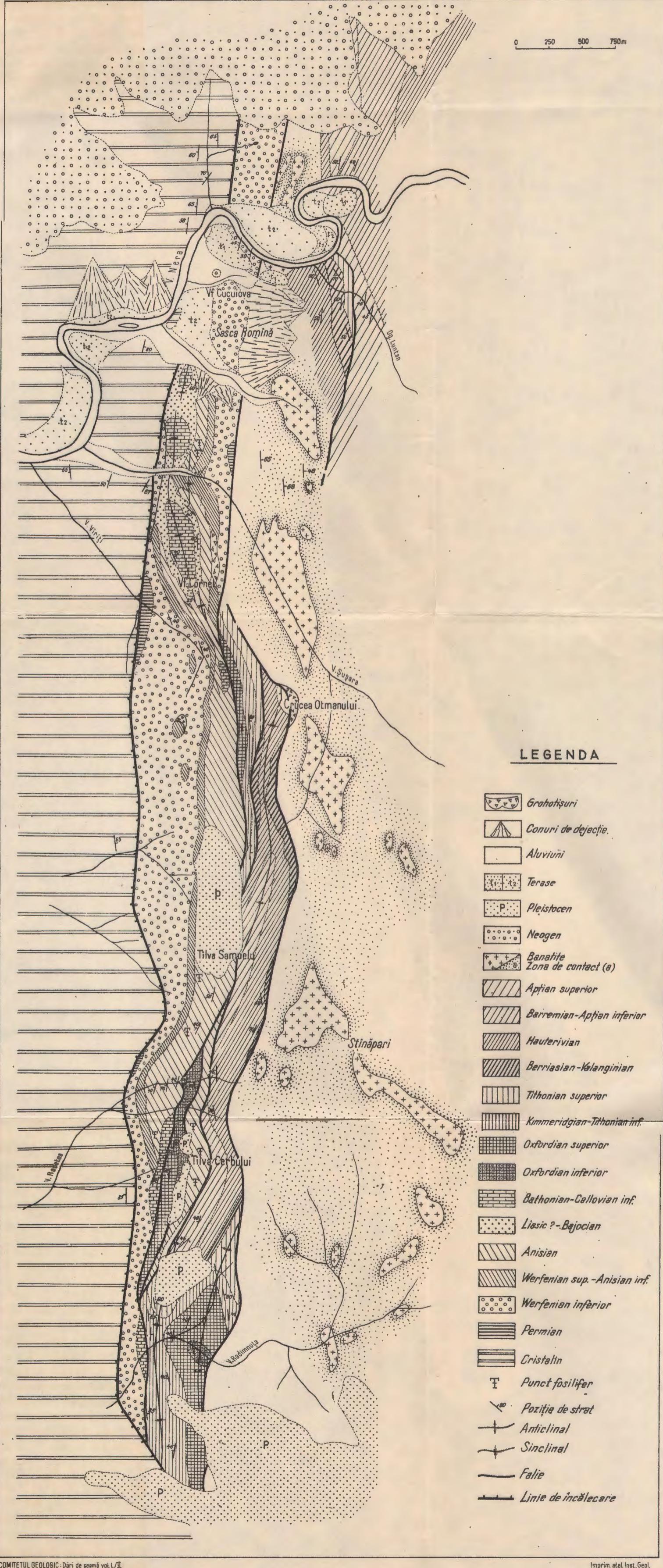
Între Sasca Română și Ogașul Viriți sinclinalul este normal, având ambele flancuri în care apare Permianul și Triasicul iar în axul său Jurasicul (profilul II). Tot aici se observă o ușoară asimetrie între axul sinclinalului realizat în depozitele triasice și cel din depozitele jurasice. Spre sud de Ogașul Viriți apare numai flancul vestic (profilul III), deversat în regiunea văii Rabetea și continuându-se pînă în valea Radimnuța unde este depășit tectonic de cristalin. Între obîrșia văii Rabetea și Tilva Cerbului reapare și flancul estic al sinclinalului, exprimat prin doi solzi (profilul IV). Situația specială din regiunea valea Rabetea—Tilva Cerbului este concretizată prin succesiunea inversă de cristalin, Permian, Triasic și Bajocian inferior în flancul vestic al sinclinalului și succesiunea incompletă de Werfenian, Anisian, Oxfordian în flancul estic. Partea de est a regiunii cercetate cuprinde, la rîndul ei, o serie de complicații tectonice, inclusiv cele produse de banatite, dintre care am identificat cîteva falii, sinclinalul Crucea Otmanului și anticlinialul Radimnuța (profilul V).

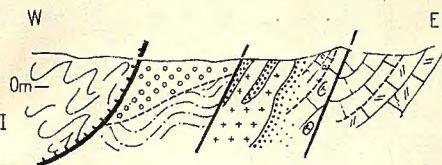
Din analiza succesiunii stratigrafice descrise se desprinde ideea existenței unui ciclu de sedimentare paleozoic (Carbonifer—Permian), a unui triasic (Werfenian-Anisian) și în sfîrșit a unui jurasic—cretacic inferior. Discordanțele dintre depozitele acestor cicluri de sedimentare ne permit să afirmăm că regiunea a fost afectată de mișcări de cutare care s-au manifestat în faze hercinice finale, în faza kimmerică veche și, din situații cunoscute în restul zonei Reșița—Moldova Nouă, în faza austriacă.

C. BOLDUR - I. STĂNOIU - AL. STILLA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII SASCA-TILVA CERBULUI (BANAT)

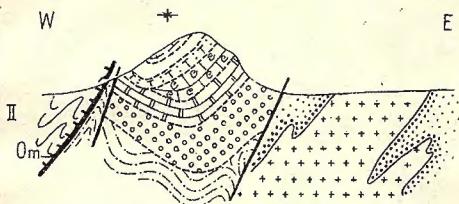
BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLA AL. Cîteva date noi privind geologia regiunii Sasca-Tilva Cerbului (zona Reșita-Moldova Nouă-Banat)



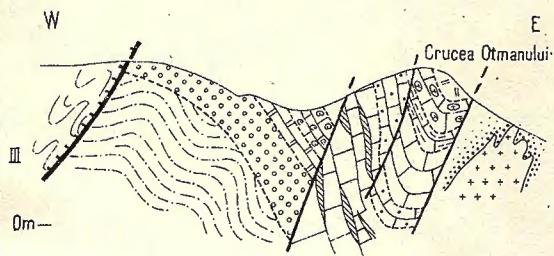


C. BOLDUR-I. STĂNOIU-AL. STILLĂ
SECȚIUNI GEOLOGICE
IN REGIUNEASAȘCA - TÎLVA CERBULUI

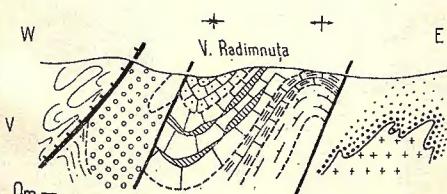
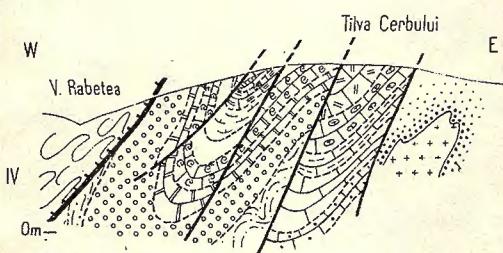
0 250 500 750m



LEGENDA



	Banalite și zona de contact
	Aptian superior
	Barremian - Aptian inferior
	Hauterivian
	Berriasien - Valanginian
	Tithonian superior
	Kimmeridgian - Tithonian inferior
	Oxfordian superior
	Oxfordian inferior
	Callovian mediu superior
	Bethanian - Callovian inferior
	Liasic ? - Bajocian
	Anisian
	Werfenian superior - Anisian inferior
	Werfenian inferior
	Permian
	Cristalin
	Dislocații
	Ax de anticlinál
	Ax de sinclinal



În concluzie, cercetările noastre din regiunea Sasca—Tîlva Cerbului au dus la obținerea unor noi date de ordin geologic, exprimate prin semnalarea prezenței Jurasicului în structura sinclinală de la Sasca, prin descifrarea tectonicii de detaliu a regiunii și prin sublinierea raporturilor de discordanță dintre Permian—Triasic și Triasic—Jurasic, vizibile în întreaga zonă Reșița—Moldova Nouă, doar în regiunea Sasca.

BIBLIOGRAFIE

1. BÖCKH C. Das Auftreten von Trias-Ablagerungen bei Szászkabánya. *Földt. Közl.* XVII. Budapest 1888.
2. BÖCKH C., ROTH v. TELEGD., HALAVÁTS J., SCHRÉTER Z. Fehértemplom, Szászkabánya und Újmoldova zone 26, 27. Col. XXV — 1 : 75.000. Budapest 1912.
3. BOLDUR C., BOLDUR AL. Cercetări geologice în regiunea Reșița—Doman—Secul. D. S. Com. Geol. XLVI. București 1958.
4. BOLDUR C., MIHALACHE P. Fauna de Lamellibranchiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva și importanța lor stratigrafică. (Comunicare, 1961) — sub tipar.
5. BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. Contribuțiuni la cunoașterea Doggerului din structura Pleșiva (Zona Reșița—Moldova Nouă). (Comunicare, 1961) sub tipar.
6. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. București 1949.
7. HALAVÁTS J., SCHRÉTER Z. Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Újmoldova. Sektionblatt Zone 26. u. 27. Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone.* Budapest 1916.
8. NĂSTĂSEANU S. Faciesurile Doggerului din zona Reșița—Moldova Nouă. *Congr. Asoc. Carpațo-Balcanice. Stratigrafie*, III/2. București 1963.
9. NĂSTĂSEANU S. Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă. Sc. 100.000 *An. Comit. Geol.* XXXIII. București 1964.
10. RÄILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., DINCA AL. Geologia regiunii cuprinse între Valea Nera și Dunăre. *Acad. R.P.R. Stud. și Cercet. de geologie*. 1. Tomul VI. București 1961.
11. RÄILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIHAC V. Cercetări geologice în regiunea Auina-Doman (Zona Reșița—Moldova Nouă — Banat) *Bul. Științific. Acad. R.P.R., Secț. Geol. — Geogr.*, II, 2). București 1957.

НЕСКОЛЬКО НОВЫХ ДАННЫХ КАСАЮЩИХСЯ ГЕОЛОГИИ
РАЙОНА САСКА-ТЫЛВА ЧЕРБУЛУЙ
(ЗОНА РЕШИЦА-МОЛДОВА НОУЭ- БАНАТ)

К. БОЛДУР, И. СТЭНОЮ, АЛ. СТИЛЛА

(Краткое содержание)

В настоящей работе указывается, что в Саске встречаются осадочные пермские отложения, следуемые раньше указанными триасовыми отложениями. В пределах триасовых отложений были выделены кварцитовые конгломераты, нижне-верфенские, верхне-верфенские доломитовые известняки? — анизийские и известняки с цератитами тоже анизийские. В продолжении авторы указывают что в Саске в синклинальной структуре Саска-Тылва Чербулуй, находятся и юрские отложения представленные конгломератами, кварцитовыми и известковыми песчаниками, шпатовыми органогенными известняками, мергелями и элипсоидными мергеле-известняками, которые вообще относятся к лейасу? — доггеру — нижнему калловянскому. Также в пределах юры отмечается существование некоторых нижних и верхних оксфордских отложений. Палеонтологически было доказано существование нижнего батского яруса присутствием *Procerorhizigzag cf. crassirhizigzag* (S. BUCK) и нижнего калловянского ассоциацией *Macrocephalites sp.*, *Subcostatia sp.* и *Indosprhinctes sp.*

Чередование описанных осадочных отложений происходит в течение трех циклов осаждения (палеозой, триас, нижние юра и мел) знаменованные явными несогласиями пермо-триаса и триасо-юры наблюдаемые из всей зоны Решица-Молдова Ноуэ только в Саске.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION
DE SASCA-TÎLVA CERBULUI
(ZONE DE REȘIȚA MOLDOVA NOUĂ-BANAT)

PAR

C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLA

(Résumé)

L'étude présente les dépôts sédimentaires permiens suivis de dépôts triasiques — de la région de Sasca. Dans les dépôts triasiques on a distingué : conglomérats quartzitiques werféniens inférieurs, calcaires

dolomitiques werféniens supérieurs(?)—anisiens et calcaires à *Ceratites aisiens*. Ensuite, les auteurs montrent qu'à Sasca, dans le synclinal de Sasca-Tilva Cerbului, apparaissent aussi des dépôts jurassiques représentés par des conglomérats des grès quartzitiques et calcaires, des calcaires organogènes spathiques, des marnes et des marno-calcaires à Ellipsoïdes, répartis, en ensemble, au Lias(?) —Dogger—Callovien inférieur. Toujours au Jurassique on mentionne des dépôts oxfordiens inférieurs et supérieurs. Du point de vue paléontologique, l'existence du Bathonien inférieur a été identifiée grâce à *Procerozigzag* cf. *crassizigzag* (S. BUCK) et la présence du Callovien inférieur, par l'association *Macrocephalites* sp., *Subcosmatia* sp. et *Indosprhinctes* sp. La succession des dépôts sédimentaires décrits relève de trois cycles de sédimentation (Paléozoïque, Trias et Jurassique-Crétacé inférieur) marqués par les discordances Permien-Trias et Trias-Jurassique, lesquelles dans toute la zone de Reșița—Moldova Nouă ne sont visibles qu'à Sasca.

**CONTRIBUTIUNI LA CUNOAȘTEREA
GENEZEI FLIȘULUI¹⁾**
DE
I. DRAGHINDA

Ritmicitatea formațiunilor de fliș, care reprezintă problema de bază originii acestora, continuă de peste 35 ani să stea în atenția geologilor.

Asupra cauzelor ritmicității s-au emis o serie de ipoteze ca : schimbările climatice, curenții de fund, curenții declanșați de șocurile seismice submarine, mișcările oscilatorii și curenții de turbiditate.

În decursul timpului o serie de ipoteze neputind fi verificate, au fost abandonate rămînind în prezent în discuție două dintre ele : ipoteza diastrofică susținută de N. B. VASSEVICI și ipoteza curenților de turbiditate emisă de Ph. KUENEN.

N. B. VASSEVICI consideră că ritmicitatea formațiunilor de fliș este legată de mișcările tectonice pulsatorii ale zonelor de exondare și admite că durata depunerii unui ritm (ciclotemă) ar fi de 500 — 4000 ani.

Ph. KUENEN atribuie ritmicitatea flișului depunerii gravitaționale selective a particulelor din suspensiunile curenților de turbiditate. Declanșarea curenților de turbiditate ar fi provocată de șocurile seismice iar depunerea materialului s-ar realiza într-un timp scurt de ordinul orelor sau al zilelor.

Cercetările litologice efectuate în flișul sisturilor negre din zona Covasna, unele observații în flișul paleogen din Maramureș și în stratele de Sinaia de pe Valea Prahovei, precum și studiul litologic al formațiunii cărbunoase din bazinul Petroșani, ne-au furnizat o serie de date care permit abordarea unor probleme ale genezei flișului ca : durata sedimentării ritmuriilor de fliș, dispoziția facială, mobilitatea fundului bazinelor de sedimentare și adâncimea lor, distribuția faunei și cauzele ritmicității.

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1963.

Întrucătă textura sau lamația rocilor este un important criteriu genetic de reconstituire a dinamicii mediului de sedimentare, i-am acordat foarte multă atenție.

Gresiile flișului șisturilor negre din regiunea Covasna și Cîmpulung Moldovenesc, precum și gresiile flișului paleogen din Covasna și Maramureș, prezintă frecvent texturi primare și texturi secundare. Texturile primare sunt reprezentate printr-o lamație paralelă și foarte rar printr-o lamație oblică de curent, puse în evidență de alternanțele de lame fine, submiliimetrice, colorate în cenușiu și negru. Acest fapt, arată că mediul de sedimentare a fost supus unor variații hidrochimice periodice legate probabil de schimbări climatice care determinau dezvoltarea sezonieră inegală a vegetației.

Prezența texturilor paralele indică un mediu hidrodinamic de sedimentare liniștit, iar cea a texturilor oblice prezența curenților de fund.

Pe de altă parte, texturile paralele precum și cele oblice reprezintă argumentul de bază în sprijinul unei dureate îndelungate a sedimentării ritmurilor de fliș și infirmă depunerea lor gravitațională selectivă din suspensiunile curenților de turbiditate.

Dacă admitem că o pereche de lame s-au depus într-un an cu două sezoane, adică lamina neagră s-ar fi format într-un sezon cu dezvoltare abundantă a vegetației și cea cenușie într-un sezon probabil arid, viteza de sedimentare a ritmurilor de fliș coincide cu cea acordată de N. B. VASSEVICI.

Pe un eșantion din gresia sticioasă a șisturilor negre de la Cîmpulung Moldovenesc, oferit de Gh. ILIESCU, pe un centimetru grosime de rocă, se observă 20 perechi de lame depuse probabil în 20 ani cretacic sau alte intervale de timp asemănătoare.

Texturile secundare provin din deformarea texturilor primare ale stratelor.

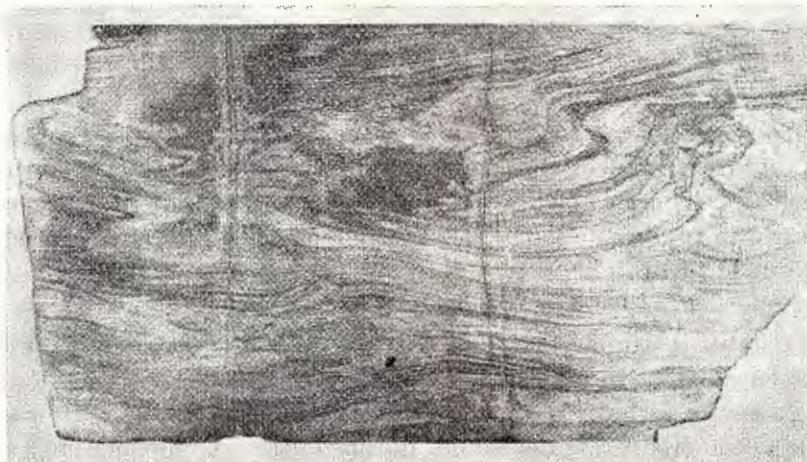
Mișcările blocurilor fundamentului sau eroziunea produsă în sediamente de curenții de fund, au provocat un dezechilibru static în masa de depozite în urma căruia ele au curs pe pantă și s-au deformat.

Astfel, texturile paralele s-au transformat în microcute afectate uneori de microfalia (vezi fig.).

Asemenea texturi sunt specifice flișului cretacic al șisturilor negre și flișului paleogen din regiunea Covasna.

Datorită omogenității gresiilor flișului paleogen din Maramureș, texturile sunt mai puțin evidente. Observațiile din zona Covasna arată că această curgere se efectua de la vest către est, adică perpendicular pe alungirea bazinului și de la târm spre larg.

Fundul bazinelor de sedimentare ale flișului este afectat de un sistem conjugat de fracturi de adâncime, orientate atât longitudinal cât și transversal pe sistemul carpatic, care îl fragmentează într-o serie de blocuri dispuse în trepte. În legătură cu aceasta au apărut o serie de creste, unele submerse, iar altele ieșind deasupra oglinții apei. Crestele se situau în zonele fracturilor și aveau orientarea acestora.



Textura convolută într-un strat de gresie din flișul șisturilor negre (reg. Covasna).

În funcție de adâncimea bazinului, de distanța pînă la țărm, de relieful fundului și de poziția crestelor mai sus amintite, au luat naștere diferitele tipuri de sedimente formînd zone faciale dispuse aproximativ paralel cu linia de țărm.

După toate probabilitățile zonele faciale sunt delimitate de asemenea creste care au jucat un rol important în distribuția sedimentelor aduse de pe continent. Trecerea de la o zonă facială la alta se face prin îndințare, adică prin întrepătrunderi ale tipurilor de roci din ambele zone. O astfel de îndințare o reprezintă seria de tranziție din zona Covasna—Păpăuți, unde complexul gresiilor glauconitice și cel al stratelor de Zagon se substituie treptat lateral pentru a trece în seria curbicorticală.

Probabil că îndințarea are loc în zona crestelor submerse.

În mod frecvent depozite sincrone, dispuse de ambele părți ale unor astfel de creste, se deosebesc litologic, fapt care duce la interpretarea zonelor faciale ca unități tectonice diferite. O asemenea situație se observă pe valea Sălăuței, în zona de dezvoltare a flișului paleogen, din Transilvania de nord-est.

La Telciu Transbordare apare o brecie sedimentară constituită dintr-o matrice argiloasă cu nummuliți și moluște. Matricea este puternică deformată prin alunecare pe pantă în stare semiplastică și conține numeroase blocuri de șisturi cristaline și calcare organogene. Această brecie reprezintă o formățiune tipică zonelor de cordiliere ale flișului. La nord de aria de afloriment a breciei se dezvoltă un fliș constituit din alternanțe ritmice de gresii, aleurolite și argile; stratele de gresii având grosimi de peste 0,5 m. La sud de zona breciei, adică a cordilierei, se dezvoltă un fliș sincron constituit din alternanțe centimetrice de gresii fine, curbicorticale și argile.

Depozitele cretacice din regiunea de curbură a Carpaților considerate ca unități tectonice separate ca: pînza internă superioară, pînza internă inferioară, zona de solzi, reprezintă după toate aparențele zone faciale în care, în funcție de variația factorilor paleogeografici ca: adîncimea, distanța de la țărm, relieful fundului, etc. au luat naștere diferite sedimente sincrone reprezentînd grupe de faciesuri diferite.

Existența cordilierelor despărțitoare este demonstrată de prezența brecciilor cu cloritoșisturi, a brecciilor cu micașisturi și paragnaise din stratele de Sinaia de la curbura Carpaților și a arcozelor cu granodiorit roșu din șisturile negre și stratele de Zagon, de prezență unor blocuri mari de șisturi cristaline în plină zonă de dezvoltare a depozitelor sedimentare. Asemenea blocuri se întîlnesc pe valea Covasnei la S de Siclău, la gura pîrîului Zăbrătău, la Ojdula, pe pîrîul Dîrnău, etc. Existența unei cordiliere în această regiune a fost stabilită de GH. MURGEANU care o denumește „cordiliera Cumană” (13).

Evoluția sedimentară duce la o deplasare a faciesurilor într-un anumit sens. Din această cauză atribuirea de vîrstă numai pe bază de asemănări litologice cu alte complexe poate duce la interpretări eronate. După părerea noastră, aceasta este una din principalele cauze care duc la dispute interminabile asupra vîrstei unor complexe sedimentare cu constituție litologică „identică” dar care în regiuni diferite conțin faune diferite.

Fundul bazinului de sedimentare fiind fragmentat într-o serie de blocuri, avea o mobilitate pronunțată.

Datorită acestei mobilități, rocile constitutive ale flișului au suferit o serie de deformări dintre care unele afectează laminația sau textura straturilor iar altele afectează pachetele de strate sau chiar complexe întregi de strate.

Deformațiile texturale de care am mai amintit sunt prezentate prin texturi convolute (convolute bedding, slump bedding, sloistost tecenia).

De remarcat este faptul că grosimea stratelor de gresii cu texturi convolute se menține constantă.

Întrucât formarea texturii convolute are întotdeauna loc după depunerea stratelor de nisipuri, cauza care duce la formarea texturii convolute, reprezintă probabil și cauza care întrerupe formarea stratului de gresii. În gresii omogene și în argile nu pot fi văzute texturi convolute.

Un alt gen de deformații legat de mobilitatea fundului de sedimentare este reprezentat prin cutile de curgere. Asemenea cute au fost observate în flișul paleogen de pe valea Sălăuței la sud de stația de cale ferată Telciu Transbordare, în șisturile negre de pe valea Tujon la Covasna, în stratele de Sinaia de pe valea Prahovei și în tot flișul paleogen și cretacic al Carpațiilor orientali.

Pe valea Sălăuței apare o serie constituită din alternanțe centimetrice de gresii verzi curbicorticale și argile. La prima vedere, această serie înclină monoclinal spre sud. Studiul atent al hieroglifelor a permis identificarea unor cute anticlinale și sinclinale strînsse și deversate în spre nord.

Pe pîrîul Tujon se observă cute anticlinale și sinclinale strînsse, în care gresiile sticioase sunt încovioate, iar sistemele de fisuri legate de această încovoiere, prezintă pe marginile lor deformații în trepte care arată că fisurile și înconvoirea stratelor s-au produs cînd rocile nu erau încă complet solidificate.

În stratele de Sinaia de pe valea Prahovei, se observă foarte frecvent cute haotice prinse între pachete de strate dispuse aproape orizontal.

Toate aceste deformații plicative s-au produs în stare de semiplasticitate a depozitelor și pot fi denumite cute de curgere. Asemenea cute sunt caracteristice formațiunilor de fliș.

Un alt tip de deformare caracteristic formațiunilor de fliș îl reprezintă breciile sedimentare în care matricea, de obicei argiloasă, conținînd elemente exotice de șisturi cristaline sau alte roci ale fundamentului, este puternic deformată prin lunecare pe pantă.

În flișul paleogen din Transilvania de nord-est, se cunoaște o asemenea brecie la Telciu Transbordare și în Marmureș pe valea Carelor. Brecia de la Telciu Transbordare apare din valea Seacă, se dezvoltă în versantul drept al văii Telcișorului și se urmărește spre vest pînă la nord de localitatea Tîrlișua. Detectarea ei se face ușor datorită prezenței șisturilor cristaline pe care le conține sub formă de blocuri.

Din cele descrise pînă aici, se observă că în fliș există numeroase deformații ale rocilor, deformații legate de mobilitatea fundului bazinului de tipul deformațiilor texturale în cadrul unui strat și de tipul deformațiilor pachetelor de strate.

Plecind de la aceasta, admitem și o a treia deformație legată de asemenea de formațiunile de fliș și anume de pînzele de încălcare din Carpați. De obicei, stau în pînză depozitele de fliș, adică depozite capabile să curgă. Această curgere din spre vest a unor pachete întregi de fliș s-a realizat datorită gravitațional provocat de afundarea unor blocuri estice ale bazinului de sedimentare carpatic în timpul Sarmatianului.

„Pînzele de șariaj” din Carpați orientali ar reprezenta un efect secundar al mișcărilor blocurilor fundamentalui pe verticală, similar cu deformațiile texturale și cu deformațiile plicative (cutele de curgere).

Asupra adîncimii bazinelor de sedimentare a flișului, date interesante ne furnizează șisturile negre. Diviziunea stabilită de M. G. FILIPESCU (4) poate fi considerată și ca o împărțire facială genetică. Astfel, orizonturile sferosideritic și șistos care conțin siderite, s-au depus la o adîncime mai mare de 200 m complet lipsită de aerătie, unde nu se mai resimțea acțiunea valurilor. În cadrul ei se desfășurau procese de reducere în urma căror fierul adus de pe continent s-a legat în sedimente sub formă de carbonați reprezentând faciesul geochimic sideritic în accepțiunea lui L. V. PUSTOVALOV.

Complexul gresiilor sticloase glauconitice s-a sedimentat la o adîncime mai mică în care se resimțea o slabă acțiune a oxigenului deci în limitele a 200 m. Fierul adus de pe continent, intră în rețeaua glauconitică și reprezintă faciesul geochimic glauconitic (după L. V. PUSTOVALOV).

Șisturile negre reprezintă deci un fliș sedimentat la o adîncime mare unde nu se resimțea acțiunea valurilor sau în jurul adîncimii de 200 m dacă admitem că acțiunea valurilor se resimte pînă la 200 m adîncime.

Flișul este o formătione săracă în fosile. Forme izolate se întâlnesc foarte rar în toate tipurile de roci. Acumulări mai abundente de faună se observă în depozitele neritice și în cele depuse în zonele crestelor interne cum ar fi breciile sedimentare. Astfel, în șisturile negre apar cîteva nivele de brecii sedimentare și arcoze în care se întâlnesc forme destul de numeroase de belemniti. În flișul paleogen din Maramureș se întâlnesc brecii sedimentare cu blocuri exotice în care apar numuliți, gasteropode și lamellibranchiate la Telciu Transbordare și pe valea Carelor (14). Gr. POPESCU (15) citează faună în breciile sedimentare din flișul cretacic de pe valea Prahovei (seria de Dumbrăvioara). Uneori se observă acumulări mai mari de faună (adevărate lumașele) în zona grosieră de la baza stratelor de gresii din șisturile negre de la Cîmpulung Moldovenesc ¹⁾.

Această sărăcie în faună poate fi pusă pe de o parte pe seama condițiunilor paleoecologice nefavorabile legate probabil de o aerătie foarte slabă

¹⁾ G. ILIESCU. Comunicare orală.

a apei și de un mediu hidrochimic nociv, iar pe de altă parte de condițiunile de înhumare.

Acumulările de faună din depozitele situate în preajma cordilierelor, depozite de tipul breciilor sedimentare, ar confirma că numai la adâncimi mici de 10 — 20 m ar fi existat condiții favorabile vietii. Adâncimea mică a apei din preajma cordilierelor este dovedită spre exemplu, de prezența numulitilor în brecii. Numărul de specii din breciile sedimentare este foarte redus și în majoritatea cazurilor predomină o singură specie (numulitii, belemniti, etc.) fapt care ar arăta că și la adâncime mică condițiunile de viață erau vitrege, condițiuni, la care se puteau acomoda numai foarte puține animale.

Pe de altă parte prezența acumulărilor de faune fosile numai în brecii sedimentare ar putea fi pusă și pe seama modului lor de înhumare. Prin curgerea rapidă a materialului sedimentat organismele se înglobează în masa sedimentului fiind ferite astfel de acțiunea chimică distructivă a mediului acuatic.

Ultima problemă pe care vom căuta să o analizăm este problema cauzelor ritmicității. După cum am văzut flișul șisturilor negre nu a putut fi depus prin selecția gravitațională a materialului din curentii de turbiditate pentru că prezintă o laminăție paralelă fină, iar că atare nici ritmicitatea nu poate fi pusă pe seama acestui fenomen. Desigur că excepții există, iar curentii de turbiditate reprezintă o realitate, dar amploarea și valoarea care li s-a acordat este exagerată foarte mult.

Cercetările litologice efectuate de noi în formațiunea cărbunoasă din bazinul Petroșani, precum și numeroasele date din literatură, arată că aceste formațiuni prezintă alternanțe ritmice de 2 — 3 termeni. Datorită prezenței stratelor de cărbuni, care reprezintă un element litologic extrem de sensibil la schimbarea adâncimii zonei de sedimentare, s-a stabilit că fundul bazinelor de sedimentare a cărbunilor, a suferit oscilații pe verticală, în urma căroror au luat naștere diferite tipuri litogenetice și că ritmicitatea formațiunilor cărbunoase este legată de mișcările oscilatorii verticale atât ale zonelor de sedimentare cît și ale zonelor de exondare.

Totodată în gresile și conglomeratele formațiunii cărbunoase din bazinul Petroșani se observă o granoclasare a elementelor. Fiecare strat de gresie din seria conglomeratică de origină fluviatilă din bazinul Petroșani prezintă granoclasare. În cazul formațiunilor cărbunoase nici ritmicitatea și nici granoclasarea nu poate fi pusă pe seama depunerii gravitaționale selective din suspensiunile curentilor de turbiditate. Atât ritmicitatea cît și granoclasarea sunt legate de mișcările tectonice oscilatorii ale uscatului, adică de schimbarea bazei de eroziune.

În concluzie, considerăm că și ritmicitatea flișului, precum și grano-clasarea din rocile acestuia au aceleași cauze ca și fenomenele analoage din formațiunile cărbunoase. Ca atare flișul poate fi considerat din punct de vedere al regimului tectonic ca un echivalent de mare adâncă al formațiunilor cărbunoase continentale și marine litorale.

BIBLIOGRAFIE

1. BOTVINKINA L. N. Sloistost osadocinii porod. *Tr. Geol. Inst. AN. SSSR*, vîp. 59, 1962.
2. BOUMA A. H. Sedimentology of some flysch deposits (A graphic approach to facies interpretation). *Elsevier publishing company*. Amsterdam—New York 1962.
3. DRAGHINDĂ I. Raport asupra cercetărilor geologice din bazinul văii Telcișorului, 1953 manuscris. Arhiva Com. Geol.
4. FILIPESCU M. G., DRAGHINDĂ I., MUTIAC V. Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șișturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali. *Comunicații Acad. R. P. R.* vol. II nr. 9—10. București 1952.
5. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 6 — 7. București 1955.
6. FILIPESCU M. G. Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon* nr. 8. București 1955.
7. FILIPESCU M. G., ALEXANDRESCU GR. Répartition des grès et des arkoses à feldspath rouge dans le Crétacé des Carpates Orientales. *Académie de la R. P. Roumaine. Revue de Géologie et de Géographie* tome VI, nr. 2, Bucarest 1962.
8. Ghidul excursiilor — B. Carpații Orientali. *Asociația geologică Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea* București 1961.
9. HVOROVA I. V. Flișevaia i nijnemolasovaia formația Iujnovo Urala. *Trudt Geol. Inst. AN. SSSR*, vîp 37. 1961.
10. KRUMBEIN W. G., SLOSS, L. L. Stratigraphy and sedimentation, W. H. Freeman and company. San Francisco, California 1956.
11. KSLAZKIEWICZ M. Sedimentation in the Carpathian Flysch sea. *Geologische Rundschau*, vol. 47 — nr. 1/1958.
12. KUENEN PH. H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. *Eclog. Geol. Helv.* v. 51, 1958.
13. MURGEANU G. Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *Comptes Rendus des Séances. Inst. Géol. Roum.* Tome XXI. București 1937.
14. PATRULIU D. Asupra prezenței anthracotheridului Prominatherium dalmatinum H. Meyer, în depozitele paleogene de la Săcel—Maramureș. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Sec. Științ. Biol. Agron. Geol.—Geogr.* VI/3. București 1954.
15. POPESCU GR. Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Buletin Științ. Acad. R. P. R.* Tom VI, nr. 2. București 1954.
16. RUHIN L. B. Osnovni litologhii, izdanie vtoroe. *Gostoptehizdat*. Leningrad 1961.
17. RUHIN L. B.. Osnovni obșcei paleogeografi, izd. vtoroe, *Gostoptehizdat*, Leningrad, 1962.
18. VASSOEVICI N. B. Fliș i metodica evo izucenia. *Gostoptehizdat*. Leningrad 1948.
19. VASSOEVICI N. B. Uslovija obrazovaniia flişa *Gostoptehizdat*. Leningrad, 1954.

20. VASSOEVICI N. B. O flișe Materiali Carpato Balcanșcoi Assoțiații. *Izd. AN. Ucr. SSR.* Nr. 3. Kiev 1960.
21. WDOWIARZ STANISLAV. Vue d'ensemble de la zone du flysch Karpatique (stratigraphie-tectonique-hydrocarbures). *Ann. Soc. Géologique de Belgique* T. 5, 1961 — 1962 Bull, nr. 8, mai 1962.

К ПОЗНАНИЮ ГЕНЕЗИСА ФЛИША

И. ДРАГИНДА

(Краткое содержание)

Литологические исследования произведенные в формациях флиша Марамуреша и Восточных Карпат, а также и в угольной формации бассейна Петрошань доставили целый ряд данных позволяющих рассматривать некоторые проблемы генезиса флиша как: длительность ритмов осаждения, мобильность дна осадочных бассейнов, распределение фауны, причины ритмичности.

Одной из существенных задач генезиса флиша является причина ритмической конституции серий. По этому вопросу существуют два представления, одно принадлежит Н. Б. Вассоевичу а другое П. Х. Кюнену.

Н. Б. Вассоевич считает что ритмичность формаций флиша связана с тектоническими пульсационными движениями поднятых зон, допуская что длительность отложения каждого ритма бывает порядком тысяч лет.

П. Кюнен приписывает ритмичность флиша селективному гравитационному отложению частиц из мутных течений приводимых в действие сейсмическими толчками. Относительно продолжительности накоплений ритмов, этот исследователь считает часового или дневного порядка.

По вышеуказанным задачам располагаем следующими данными:

1. *Продолжительность отложения флиша.* В серии черных сланцев мела а также в эоценовом и олигоценовом флише Восточных Карпат (Ковасна, Кымпуулунг Молдовенеск) и в эоценовом флише Марамуреша, слои сланцев представляют тонкие параллельные полосчатые текстуры в которых чередуются полосы миллиметрических и субмиллиметрических толщин серого и черного цвета. Черные слойки будучи обогащены органическими веществами указывают периодические изменения (сезонные?) в привносе континентального материала или в развитии планктона. Этот факт указывает долгое время отложения ритмов флиша которое может достигнуть несколько тысяч лет.

2. *Подвижность дна бассейнов осадконакопления флиша* была очень резко выраженной, факт подтверждаемый присутствием текстур течения происшедших в следствии течения песчаного материала в пластичном состоянии. Они заметны почти во всех слоях песчаников серии черных сланцев, эоценовых и олигоценовых отложений района Ковасна и в флише эоцена Марамуреша.

Подвижность дна знаменуется и течениями целых пачек пород в полупластичном состоянии (эоценовый флиш Марамуреша, слои Синай долины Прахова, флиш черных сланцев).

3. *Окаменелая фауна* Флиш является бедной в окаменелостях формацией. Очень редко встречаются отдельные формы во всех типах пород. Более обильные накопления фауны наблюдаются в неритовых отложениях а также и в зонах внутренних цепей (осадочные брекчий, арковы и т.д.), факт указывающий что только очень неглубокие зоны бассейнов флиша представляли благоприятные условия развитию организмов.

4. *Причины ритмичности.* Ритмичность исследованных нами формаций не может ссылаться на селективное гравитационное отложение элементов мутных течений.

Сходство ритмических полупериодов отложений угля с флишем ведет нас к идею идентичности причин ритмичности в обеих формациях а именно тектонические колебательные движения.

Формации флиша и углей могут считаться аналогами с тектонической точки зрения их возникновения.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉNÈSE DES FORMATIONS DE FLYSCH

PAR

I. DRAGHINDA

(Résumé)

Les recherches lithologiques effectuées dans les formations du Flysch en Maramureş et dans les Carpates Orientales ainsi que dans la formation charbonneuse du Bassin de Petroşani ont fourni une série de données qui permettent d'aborder quelques problèmes de la génèse du Flysch, tels : la durée de sédimentation des rythmes, la mobilité du fond des bassins de sédimentation, la distribution de la faune, les causes de la rythmicité.

Un des problèmes les plus essentiels de la génèse du Flysch est représenté par les causes de la constitution rythmique des séries. Concernant ces problèmes, il existe deux conceptions différentes, celles de N. B. VASSOEVICH et de P. H. KUENEN.

N. B. VASSOEVICH considère que la rythmicité des formations de flysch est liée aux mouvements tectoniques pulsatifs des aires d'exondation admettant en même temps que la durée de déposition de chaque rythme est de l'ordre des milliers d'années.

P. H. KUENEN attribue la rythmicité du Flysch à la déposition gravitationnelle sélective des particules des suspensions des courants de turbidité, déclenchés par chocs seismiques. En ce qui concerne la durée de déposition des éléments d'un rythme, l'auteur considère qu'elle est de l'ordre des heures et des jours.

Concernant les problèmes énoncés nous disposons des données suivantes :

1. *La durée de déposition des séries de Flysch.* Dans la série des schistes noirs crétacés ainsi que dans le Flysch éocène et oligocène des Carpates Orientales (Covasna, Cîmpulung Moldovenesc) et dans le Flysch éocène de Maramureş, on observe que les couches de grès présentent des textures rubanées (stratifications parallèles) fines, dans lesquelles viennent alterner des bandes d'épaisseur millimétrique et submillimétrique, de couleur variant du gris au noir. Les bandes noires enrichies en matière organique indiquent des variations périodiques dans l'apport des matériaux du continent ou dans le développement du plancton. Ce fait démontre une longue durée de déposition des rythmes qui peut atteindre quelques milliers d'années.

2. *La mobilité du fond des bassins de sédimentation du Flysch* était très prononcée. Ce fait est démontré par la présence des textures convolutées, qui résultent de l'écoulement du matériel sableux en état plastique. Ces textures sont visibles à peu près dans toutes les couches de grès de la série des schistes noirs et dans les dépôts éocènes et oligocènes du Flysch de la région de Covasna ainsi que dans le Flysch éocène de Maramureş. La mobilité du fond est encore indiquée par les coulées de paquets de roches à l'état semiplastique (Flysch éocène de Maramureş, couches de Sinaia dans la vallée de la Prahova, Flysch des schistes noirs).

3. *La faune fossile.* Le Flysch est une formation pauvre en fossiles. Des formes isolées sont rencontrées dans tous les types de roches du Flysch. Des accumulations plus abondantes se trouvent dans les dépôts néritiques ou dans ceux des crêtes internes (brèches sédimentaires, arkoses etc.), fait qui démontre que seulement les zones peu profondes des bassins du

Flysch présentaient des conditions favorables au développement des organismes.

4. *Les causes de la rythmicité.* La rythmicité des formations étudiées ne saurait être attribuée au dépôt gravitationnel sélectif des éléments des courants de turbidité.

La ressemblance entre les alternances rythmiques des dépôts charbonneux et celles du Flysch engendre l'idée de l'identité des causes de la rythmicité dans les deux formations, c'est-à-dire des mouvements tectoniques oscillatoires.

Les formations de Flysch et de charbons peuvent être considérées analogues en ce qui concerne le régime tectonique dans lequel elles ont pris naissance.

VEDERI NOI ASUPRA STRUCTURII CARPAȚILOR ORIENTALI¹⁾

DE

I. DRAGHINDA, G. ILIESCU

Structura geologică complicată și importanța economică deosebită a zonei carpaticice a atras încă din secolul trecut numeroși cercetători și continuă să fie și astăzi una din problemele cele mai dezbatute.

Numeoasele discuții asupra acestei probleme au pus în evidență mari deosebiri între părerile diferiților cercetători, datorită în primul rînd a insuficienței cunoașterii a poziției spațiale a diferențelor formațiuni geologice, a vîrstei lor și în mod special a condițiilor de sedimentare.

La baza cunoașterii structurii acestei regiuni au stat două idei principale :

a) Ideea structurii în pînze de șariaj emisă de V. UHLIG și continuată de L. MRAZEC, G. MURGOȚI și I. P. VOITEȘTI, și

b) Ideea structurii normale susținută de SAVA ATHANASIU și G. MACOVEI.

Rînd pe rînd cercetătorii care s-au ocupat cu studiul geologiei Carpaților orientali, s-au raliat uneia sau alteia din cele două concepții.

În ultima vreme, aproape în unanimitate, geologii au căzut de acord asupra ideii unei structuri complicate, reprezentată prin mai multe unități tectonice care încalcă una peste cealaltă de la W spre E.

În privința caracterului pîzelor din Carpații orientali, majoritatea cercetătorilor sunt de acord că ele reprezintă pînze de decolare și alunecare gravitațională și nu pînze de supracutare.

Încă înainte de anul 1940 geologii polonezi au ajuns la ideia unui stil tectonic caracteristic pe care l-au denumit „stil carpatic” caracterizat prin mase șariate, cunoscute sub denumirea de „skibe” care diferă de pînzele de supracutare. La realizarea acestei structuri, rolul principal

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 aprilie 1963.

revenind după TOLWINSKI (14), dislocațiunilor transversale care au împărțit lanțul carpatic în mai multe blocuri izolate, șariate în Carpații polonezi unele peste altele de la SW către NE.

Plecând de la unele observațiuni asupra dispoziției faciesurilor și de la legătura care există între aspectul morfologic actual și alcătuirea geologică a subsolului, am ajuns la ideia unei structuri mai simple a Carpaților orientali.

De la prima privire asupra schiței faciesurilor depozitelor cretacice din regiunea de curbură a Carpaților (6) se observă că depozite sincrone prezintă schimbări litologice de la țărm (cordilieră) în spre zona adâncă a mării (de la W către E). Pe de altă parte se observă o dispoziție zonară a depozitelor, paralelă cu linia de țărm, fapt care a dus la interpretarea zonelor faciale ca unități tectonice.

Neuniformitatea litologică a acestor depozite este legată de o serie de factori paleogeografici ca: adâncimea bazinului, distanța pînă la țărm, aspectul morfologic al țărmului și al fundului bazinului, compoziția chimică a mediului acuatic, etc.

La rîndul lor, factorii paleogeografici sunt condiționați în cea mai mare măsură de mobilitatea fundamentului legată de fragmentarea sa de către un sistem conjugat, determinant, de fracturi de mare adâncime. Aceste fracturi au împărțit fundamentalul într-o serie de compartimente sau blocuri cu mișcări relativ independente, atât în plan vertical cât și în cel orizontal, cu predominanță mișcărilor verticale, determinînd astfel dispoziția faciesurilor și grosimea depozitelor. Unele blocuri sunt ridicate aproape de suprafața apei sau chiar deasupra ei, formînd cordiliere sau creste care influențează distribuția sedimentelor și compoziția lor prin furnizarea de material exotic (de fondament). Ca exemplu pot fi citate breciile sedimentare din stratele de Sinaia, dintre care unele conțin cloritoșisturi, altele micașisturi și paragnaise, calcare de Stramberg, calcare cu Calpionele, ca și breciile și arcozele din sîsturile negre. Tipurile de brecii se dispun pe linii orientate NE – SW, marcînd astfel poziția cordilierelor.

În afară de cordiliera cumană identificată de G. MURGEANU (9) și admisă de majoritatea cercetătorilor, există încă o serie de creste, parallele, aliniate după direcția arcului carpatic.

În zona cordilierelor se face trecerea între zonele faciale, prin îndințare de faciesuri. În acest mod poate fi interpretată trecerea de la faciesul intern al Paleogenului la cel marginal, în zona anticlinorului Cîrnu.

Admitînd acest gen de interpretare considerăm că dispariția Paleogenului în facies de Tarcău în valea Bistriței și reapariția lui

în valea Moldovei, interpretată de I. BĂNCILĂ (2) ca o dispariție tectonică sub pînza șisturilor negre, reprezentă o variație facială determinată de prezenta unui prag sugerat chiar de I. BĂNCILĂ în lucrarea sa asupra Carpaților orientali (2).

În același mod pot fi interpretate și raporturile dintre zona flișului curbicortical și zona șisturilor negre. Majoritatea cercetătorilor au admis că între aceste două zone există raporturi tectonice de amploare mai mare sau mai mică.

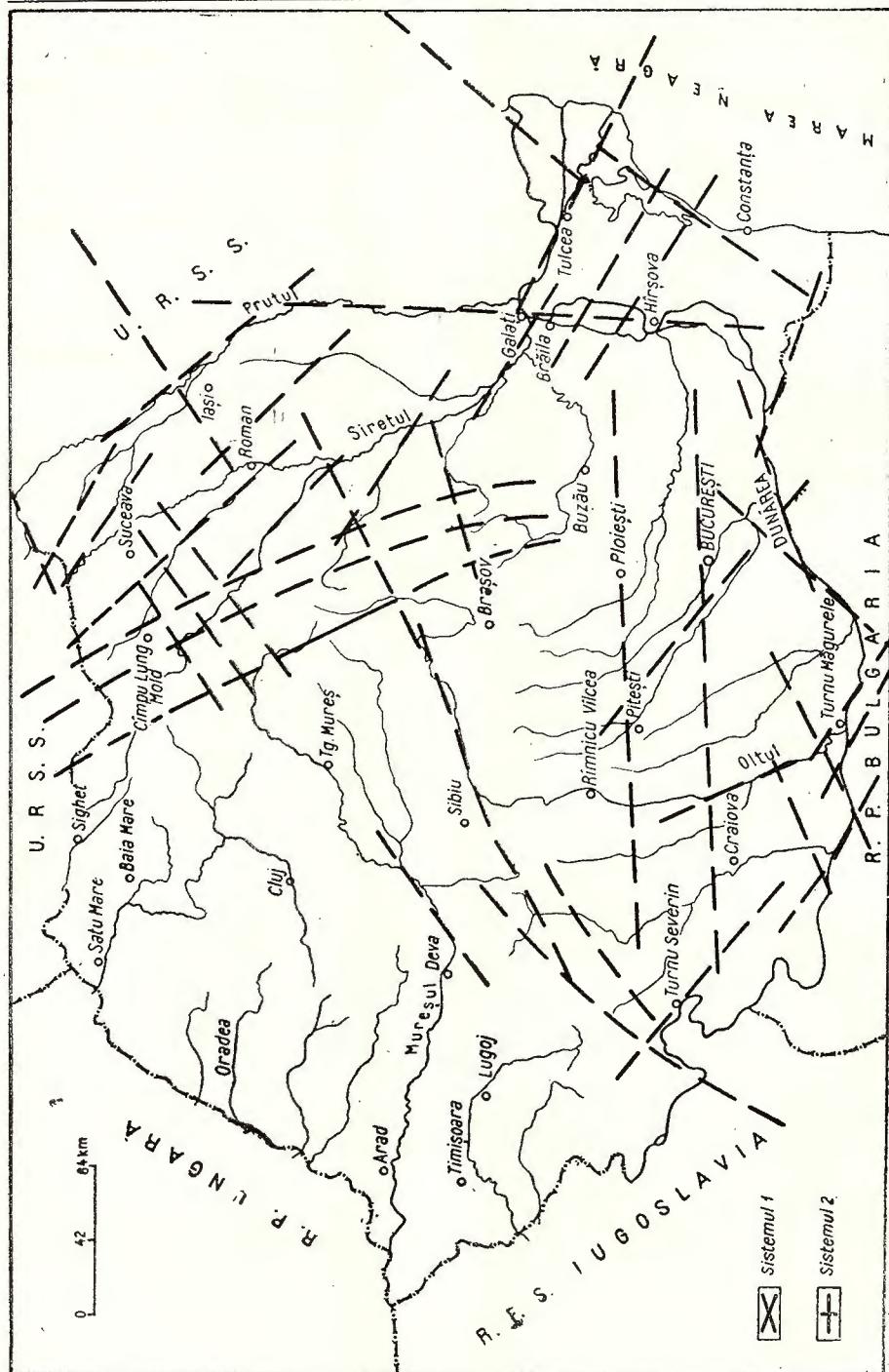
Zona flișului curbicortical începe de la S de valea Moldovei și se întăreste treptat în sprijn spre S pînă la valea Suha Bucovineană unde pătrunde brusc spre E în zona șisturilor negre. Lățimea ocupată de cele două zone rămîne totuși relativ constantă în lungul lanțului carpatic. Îngustarea bruscă și apoi dispariția zonei șisturilor negre la S de valea Siriului poate fi pusă de asemenea pe seama schimbării faciale pe direcție, fapt de altfel admis parțial și de I. BĂNCILĂ (2).

Trecerea între șisturile negre și flișul curbicortical se realizează prin întrepătrunderi de tipuri litologice ale unei zone în cealaltă. Așa se explică și apariția gresiilor sticioase în zona cu gresii curbicorticale la S de localitatea Chiuruș (Covasna). Zonele unde se realizează trecerile pot fi denumite zone de tranziție, iar depozitele serii de tranziție. Dovezile paleontologice permit să se presupună că îndințarea se face începînd cu partea superioară a complexului șistos și pînă la stratele de Zagon. Este posibil ca flișul curbicortical să se dispună peste partea inferioară a șisturilor negre care ar avansa spre W aproximativ pînă unde se plasează astăzi linia „Lutul roșu” și unde s-ar îndința cu faciesul intern al Neocomianului inferior.

Pe lîngă rolul mare pe care l-a jucat în sedimentare, mișcarea blocurilor fundamentului a imprimat și un stil tectonic ruptural caracteristic, care a avut ca efect secundar cutarea depozitelor.

Acest stil ruptural se caracterizează prin existența a două sisteme de fracturi (vezi figura) unul mai vechi (paleozoic sau precambrian) alcătuit din două direcții perpendiculare între ele și unul mezozoic. Rupturile aparținînd celor două sisteme au fost reactivate în decursul istoriei geologice a Carpaților. Mișările neotectonice cuaternare le reactivează de asemenea și astfel ele se reflectă în geomorfologia regiunii carpatici și în mod special în forma și dispoziția retelei hidrografice.

Sistemului vechi îi atribuim rupturile transversale care în decursul evoluției au imprimat forma arcului carpatic, condiționîndu-i schimbarea direcțiilor. Acestui sistem îi aparțin rupturile orientate NE—SW din Carpații meridionali, ruptura de pe rîul Răut din zona orașului Bălți (R.S.S. Moldovenească), linia Pecineaga—Camena, linia Ovidiu—Canara, etc.



Schimă sistemeelor de fracturi ale fundamentului teritorialui R, P, R'

Fracturi de aceiași vîrstă, orientate NW—SE fragmentează în mai multe blocuri denivelate fundamentele platformei moesiene. Aceste fracturi sunt bine puse în evidență de cele două direcții ale cursului Dunării între Belgrad și Călărași ca și de direcția principalilor săi afluenți. Fragmentarea în blocuri a platformei moesiene a fost dovedită de lucrările geofizice care au arătat existența unor maxime și minime orientate NW—SE.

În Carpații orientali pot fi citate ca fracturi transversale, sistemul de falii de pe valea Trotușului, identificat de L. MRAZEC și W. TEISSEYRE (13), de pe valea Bistriței și valea Moldovei ca și fracturile de mai mică importanță de pe valea Suha Bucovineană și de pe valea Suha Mare, identificată de P. POLONIC.

Fracturi transversale de mare ampoare, identificate pe distanțe de sute de kilometri, au fost trasate pe o schiță generală a Carpaților de W. TEISSEYRE în anul 1924 (13).

Afundările și ridicările axiale pe care le suferă Carpații orientali sunt determinate indiscutabil tot de fracturile transversale de mare adâncime.

Un alt sistem de fracturi caracteristic Carpaților orientali, este cel care poate fi observat de la valea Moldovei pînă în valea Dîmboviței.

W. TEISSEYRE este acela care a demonstrat că valea Dîmboviței urmărește traseul unei importante fracturi transversale orientate N—S.

Una dintre cele mai evidente fracturi din acest sistem poate fi urmărită de-a lungul Dunării începînd de la S de Cernavodă pînă la Galați și apoi în continuare spre N pe Prut pînă aproape de paralela Iașilor.

Pe sistemul de fracturi orientate NW—SE s-au insinuat și erupțiunile neogene din lanțul Hărghita—Călimani.

În sectorul cuprins între valea Suha Mare și valea Moldovei, lucrările geofizice au pus în evidență¹⁾ un minim gravimetric regional corespunzînd unui bloc scufundat care a determinat îngroșarea considerabilă a depozitelor.

Un alt efect al mișcării blocurilor fundamentului a fost crearea diferențelor tipuri de deformații plicative ca : texturile convolute, cutedele de curgere și „pînzele de şariaj”. Aceste tipuri de deformații reprezintă elementul caracteristic al flișului Caipaților orientali.

Texturile convolute sunt prezente în toate depozitele flișului, predominant însă în zona flișului curbicortical, curbicorticalitatea gresiilor fiind legată tocmai de texturile convolute.

¹⁾ M. VISARION. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Stulpicani. Arh. Com Geol. 1952.

Cutele de curgere reprezintă al doilea element plicativ caracteristic flișului. Ele s-au format în timpul sedimentării seriilor de fliș cînd depozitele erau încă neconsolidate. Asemenea cute sunt ușor de observat în stratele de Sinaia, în șisturile negre și în Paleogenul marginal. Ele sunt strîns pliante, au uneori aspect haotic, cu dimensiuni ce variază între cîțiva metri și ajung la zeci, iar uneori chiar la sute de metri și se identifică pe baza faptului că sunt prinse de obicei între pachetele de strate paralele. Din cauza acestor cute nu se poate aprecia grosimea exactă a diverselor diviziuni și subdiviziuni ale depozitelor de fliș. Totodată prezența lor duce la interpretarea tectonică eronată, considerindu-se spre exemplu că regiunea dată este puternic tectonizată, iar pe de altă parte lunecarea și deci dispariția unui pachet poate duce la ideea unei discordanțe sau lacune în sedimentare.

Cel de al treilea element plicativ, caracteristic flișului Carpaților orientali, legat și el de mișcarea diferitelor compartimente tectonice, reprezintă pînzele. Considerăm ca justă observația cercetători că între diverse compartimente există depășiri care pot atinge cîțiva kilometri și că aceste depășiri reprezintă pînze de decolare, iar nu de supracutare. Un argument serios în sprijinul acestor idei, îl constituie faptul că avansările depozitelor mai vechi peste cele mai noi cresc în intensitate de la W către E. Cea mai importantă încălecare fiind cea a Paleogenului și Miocenului peste Sarmățianul de platformă.

Formarea pînzelor este legată de apelul gravitațional de compensare provocat pe de o parte de afundarea platformei, iar pe de altă parte de ridicarea catenei carpatice. Lunecarea pachetelor de fliș s-a realizat continuu atingînd valori maxime în Neogen și poate chiar în Cuaternar, întrucît între valea Trotușului și valea Cașinului se păstrează încă asemănarea conturelor petecului desprins și al nișei de desprindere. Poate că asemănarea este și mai mare, în realitate ea fiind mascată de erorile cartografice. Studiul aerofotomaterialelor ar permite trasarea exactă și interpretarea corectă a limitelor dintre diversele zone. Conturul cartografic al limitei dintre zona șisturilor negre și zona paleogenă din Moldova de nord a fost în unele locuri idealizat pentru a-i da importanță unei linii de încălecare de mare ampioare, interpretarea greșită fiind legată de neglijarea deranjamentelor rupturale transversale dela limita celor două zone, ca și de necunoașterea fenomenelor recente de prăbușire a unor mari mase de depozite. Un exemplu tipic de astfel de interpretare îl constituie bucla creată prin prăbușirea unui mare bloc de gresie silicioasă în apropierea punctului Izvorul Sărat de la NW de Stulpicani.

Considerăm că linia tectonică dintre flișul cretacic și cel paleogen este o linie longitudinală importantă, care denivelează compartimentele pe verticală, după care se pot produce uneori și mici încălecări, însă nu de amploarea unei pînze de şariaj.

Din cele arătate mai sus reiese că, în definitivarea structurii Carpaților orientali, rolul principal a revenit forțelor epirogenetice și într-o mai mică măsură forțelor orogenetice.

În concluzie fazele de cutare atât de bine definite și încadrate în timp și în spațiu pînă în prezent, nu reprezintă pentru noi o realitate absolută. Aceasta datorită faptului că întreruperile în sedimentare se observă numai pe marginile bazinului, în rest fiind continuitatea probabil de la Triasic pînă la Miocen.

Dacă depozitele triasice și jurasice de sub flișul cretacic și paleogen sunt reprezentate prin roci detritice, se pune problema importanței economice pentru hidrocarburi a acestora.

Trăsăturile esențiale ale structurii Carpaților orientali au fost determinate de constituția fundamentului și caracterului său mobil, legat de fracturile profunde care l-au fragmentat în blocuri relativ independente.

Au fost identificate trei sisteme de fracturi : cel mai vechi (paleozoic sau precambrian) orientat NW—SE care a imprimat forma arcului carpatic, al doilea conjugat cu primul și perpendicular față de acesta care fragmentează transversal Carpații într-o serie de blocuri a căror deplasare a creiat afundările axiale și al treilea și cel mai nou, orientat N—S care a favorizat instaurarea bazinului de sedimentare, dispoziția faciesurilor, a imprimat caracterul plicativ de curgere a depozitelor și ridicarea catenei muntoase.

Unele unități tectonice sunt considerate ca zone faciale, iar pînzele ca efect al mișcărilor verticale neuniforme de compensare.

Sedimentarea în actuala zonă de răspîndire a flișului a început în triasic și continuă fără întrerupere pînă în Miocen, fazele orogene fiind evidente numai în zonele marginale.

În anumite perioade (Albian superior — Cenomanian inferior) are loc uniformizarea condițiunilor de sedimentare, cînd se depun marno-argilele roșii și verzi (stratele de Zagon).

Avansările cele mai mari sunt în partea externă, estică, a zonei carpatice, ele devenind din ce în ce mai mici spre interior.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. L'évolution des idées sur la tectonique des Carpathes Orientales. *Comptes Rendus des Séances*. Tome XXVII. Bucureşti 1938 — 1939.
2. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaţilor Orientali. Edit. Ştiinţ. Bucureşti, 1958.
3. FILIPESCU M. G., DRAGHINDĂ I., MUTIAC V. Contribuţiuni la orizontarea şi stabilirea vîrstelor şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali. *Comunic. Acad. R. P. R.* T. II, nr. 9, 10. Bucureşti 1952.
4. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon şi a Politehn. Buc. Seria Ştiinţ. Nat* 6 — 7. Bucureşti 1955.
5. FILIPESCU M. G. Contribuţiuni la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon şi a Politehn. Bucureşti* nr. 8, Seria Ştiinţ. Nat. 1955.
6. Ghidul excursiilor B — Carpaţii Orientali : *Congresul al V-lea al Asoc. geologice Carpat-Balcanice* 4 — 19 sept. 1961.
7. GRIGORAS N. Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R. P. R. Edit. Tehn. Bucureşti 1961.
8. MRAZEC L., VOITESTI I. P. Contribuţiuni la cunoaşterea pînzelor flişului carpatic, *An. Inst. Geol. Rom.* vol. V. Bucureşti 1912.
9. MURGEANU G. Sur une Cordillière antésénonienne dans le géosininal du Flysch Carpathique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tom XXI, Bucureşti 1931.
10. PAZDRO Z. Les couches de Sipote à Hryniawa sur Czeremosz. *Kosmos* vol. 60. Lwow 1936.
11. SUJKOWSKI Z. Les séries de Szopot dans les Karpathes polonaises orientales. *Travaux du service géologique de Pologne* vol. III, livraison, 2, 1938
12. TEISSEYRE H. Sur la structure géologique des environs de la Zabie. *Bull. du service géol. des Carpathes* nr. 2 Varşovie—Boryslaw—Lwow 1936.
13. TEISSEYRE W. Les grandes lignes tectoniques et morphologiques de l'avant- et de l'arrière pays des Carpathes, leurs rapports avec les cycles antécarpatiques. *C. R. I-ère Congr. de Geogr. et Etnogr. Slaves*, Prague 1924.
14. TOLWINSKI K. Géologie des Carpathes orientales de Boryslaw jusqu'au Pruth. *Mém. de l'Ass. Carp. I-ère réunion Varşovie* 1926 — 1927.
15. VOITESTI I. P. Evoluţia geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj* Vol. I, nr. 1 — 1933 — 1924.

НОВЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА СТРУКТУРУ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

И. ДРАГИНДА, Г. ИЛИЕСКУ

(Краткое содержание)

Вопросы касающиеся структуры Восточных Карпат, привлекшие внимание большого числа исследователей породили горяче обсуждаемые толкования, но не нашли единного разрешения из за недостаточного познания пространственного положения, возраста различных геологических формаций, и главным образом условий их осаждения.

Имея в виду расположение фаций и существующую связь между морфологией местности и геологическим строением, позволили составить общее мнение о структуре Восточных Карпат.

Благодаря различным палеогеографическим условиям как: глубина бассейна, расстояние до берега, морфология берега и дна бассейна, химический состав среды а также и тектонический режим времени осадконакопления, одновозрастные отложения представляют различные литологические характеристики, факт послуживший интерпретации как отдельные тектонические единицы.

Разделение основания на блоки, по многим сопряженным системам глубинных разломов и движения этих блоков в горизонтальном и вертикальном плане отразились на распределение фаций, на толщину и деформацию отложений (текстуры, складки, покровы).

Неравномерное поднятие различных блоков породило кордильеры которые сыграли роль поставщика экзотического материала в отложениях ограничивая одновременно фациальные зоны. Переход от одной на другую фацию осуществляется зубообразным срастыванием в зоне этих кордильер.

Таким образом можно интерпретировать переход внутренней фации палеогена к окраинному между долинами Бистрицы и Молдовы а также и боковой переход между черными сланцами и курбикортимальной серией.

Движения блоков основания повлияли и на характеристику тектонических разрывов, состоящих из сопряженных разрывных систем (рис. I), которые отражаются в форме и расположении гидрографической сети. Ясновидными являются две системы разрывов: а) I-я система разрывов ориентированных с (СВ на ЮЗ и с СЗ на ЮВ), б) 2-я система разрывов ориентированных с (С на Ю и с В на З).

Форма карпатской дуги является эффектом действия этих двух вышеуказанных систем глубинных разрывов.

Погружения и осевые поднятия наблюдающиеся в Восточных Карпатах безусловно определились поперечными разрывами большой глубины.

Движение блоков основания как во время осадконакопления, так и после отложения формации обусловило образование различных типов пликативных деформаций: текстуры течения, складки течения и „покров шарияжа”. Все эти деформации образовались в более или менее пластичном состоянии отложений.

В этом смысле можно считать что покровы Восточных Карпат являются покровами надвижности, передвижение которых возрастает с запада на восток, главнейшим из надвигов является палеогеновый и

миоценовый на Молдавской Платформе. Скольжение пачек осадочных пород флиша произошло непрерывно, достигая максимальных размахов в неогене и даже в четвертичном периоде.

На основании всех вышеуказанных, считаем что в зоне флиша Восточных Карпат, существует непрерывность осадконакопления от триаса до миоцена а „фазы складчатости“ не представляют абсолютную достоверность, они будучи выявлены только на окраинах бассейна осадконакопления.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRUCTURE DES CARPATES ORIENTALES

PAR

I. DRAGHINDA, GH. ILIESCU

(Résumé)

Les problèmes liés à la structure des Carpates Orientales ont attiré l'attention de nombreux géologues et ont donné lieu à des interprétations vivement controversées sans toutefois aboutir à une solution unitaire, à cause de la connaissance insuffisante de la position spatiale, de l'âge des diverses formations géologiques et particulièrement des conditions de sédimentation de ces dernières.

Tenant compte de la disposition des faciès et de la connexion entre la morphologie du terrain et sa constitution géologique, nous avons réussi à avoir une idée d'ensemble sur la structure des Carpates Orientales.

Vu les conditions paléogéographiques différentes, telles : la profondeur du bassin, la distance jusqu'au bord, la morphologie du bord et du fond du bassin, la composition chimique du milieu ainsi que le régime tectonique pendant la sédimentation, les dépôts du même âge présentent des caractères lithologiques divers, qui mènent à leur interprétation comme unités tectoniques différentes.

Le morcellement du soubassement en blocs, suivant plusieurs systèmes conjugués de fractures de profondeur et les mouvements de ces blocs en plan horizontal et vertical, se sont reflétés dans la distribution des faciès, l'épaisseur des sédiments et la déformation des dépôts (textures, plis, nappes).

L'exhaussement inégal des divers blocs a donné lieu à une cordillère qui a fourni le matériel exotique des sédiments, délimitant en même

temps des zones faciales. La transition d'un faciès à l'autre est réalisée par l'indentation dans les zones de ces cordillères.

C'est en ce sens que nous avons interprété le passage du faciès interne du Paléogène vers celui marginal entre les vallées de la Bistrița et de la Moldova, de même que la transition latérale des schistes noirs à la série courbicoarticale.

Le déplacement des blocs du soubassement explique la tectonique de rupture, caractéristique, constituée par des systèmes conjugués de fractures (fig. 1) qui se reflètent dans la forme et la disposition du réseau hydrographique. Sont évidents deux systèmes de fractures : a) le système I de fractures orientées NE—SW et NW—SE ; b) le système II de fractures orientées N—S et E—W.

La forme de l'arc carpatique est un effet de l'action de ces deux systèmes de fractures de profondeur.

Les affaissements et les surélévations axiales visibles dans les Carpates Orientales sont déterminés, sans doute, par les fractures transversales de grande profondeur.

Le déplacement des blocs du soubassement autant pendant la sédimentation qu'après le dépôt des formations a déterminé diverses déformations plicatives : textures convolutes, plis d'écoulement et „nappes de chevauchement”. Ces déformations se sont réalisées en fonction de la plasticité plus ou moins élevée des dépôts.

En ce sens, on peut considérer que les nappes des Carpates Orientales sont des nappes de décollement avec des avancées qui augmentent de l'Ouest vers l'Est, le chevauchement le plus important étant celui qui amène le Paléogène et le Miocène sur la Plateforme Moldave. Le glissement du paquet de roches sédimentaires du flysch a été continu, atteignant des proportions maximum au Néogène et même au Quaternaire.

À la lumière des données que nous venons d'exposer, nous considérons, que dans la zone de Flysch des Carpates Orientales, il existe une continuité de sédimentation depuis le Trias jusqu'au Miocène, et que les „phases de plissement” ne représentent pas une réalité absolue, puisqu'elles sont enregistrées seulement aux bords du bassin de sédimentation.

STRATIGRAFIE

**CONTRIBUTII LA CUNOAȘTEREA FORMAȚIUNILOR
SEDIMENTARE DINTRE PONOARE
ȘI CĂLUGĂRENI - PODIȘUL MEHEDINȚI¹⁾**

DE

C. DRĂGHICI, OLGA DRĂGHICI

Obiectul lucrării de față îl formează depozitele sedimentare ale fundamentului autohton din partea de NE a Podișului Mehedinți și anume, acelea situate pe flancul sudic al sinclinalului Orzești – Săliștea între Ponoare și Călugăreni (fig. 1).

Prin cercetările pe care le-am executat în regiune în cursul anilor 1956—1957²⁾ precum și alte observații mai recente, am căutat să adinced și unele probleme legate de formațiunile sedimentare.

Formațiunile liasice din acest perimetru au constituit obiectul unei note anterioare, C. DRĂGHICI și A. SEMAKA (11). În continuare, pentru a completa descrierea coloanei stratigrafice, vom expune o serie de date noi privind caracterele formațiunilor sedimentare din perimetrul menționat.

Perimetru la care se referă datele expuse se situează pe teritoriul comunelor Ponoare — Baia de Aramă — Călugăreni în bazinul Bulbei și Brebienei, afluenți ai Motrului în partea de NW a Olteniei.

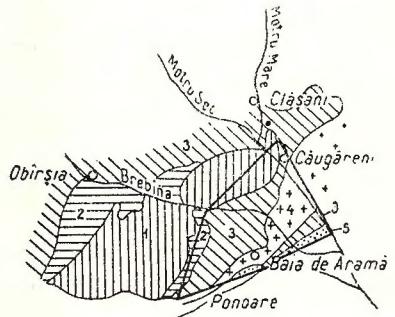


Fig. 1. — Schiță după harta geologică a R. P. R. sc. 1 : 500 000
1. Cristalin getic; 2. parautohton de Severin ;
3. sedimentarul mezozoic autohton ; 4. granitul de Tismana ; 5. sedimete neogene.

¹⁾ Comunicare în ședință din 1 iunie 1963.

²⁾ C. DRĂGHICI, O. DRĂGHICI. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Baia de Aramă 1956, Arh. Com. Geologic.

C. DRĂGHICI, O. DRĂGHICI. Raport asupra cercetărilor geologice din partea de NE a Platoului Mehedinți (Obârșia—Costești—Prejna și Turtaba), 1957, Arh. Com. Geol.

Relieful din regiune se caracterizează printr-o notă pregnantă de carst pe fîlia de calcare și morfologie tipică de platou în zona de extindere a flișului.

Fenomenele de carst apar foarte evident sub formă de numeroase doline, canioane, văi oarbe, peșteri, lacuri de scufundare și râuri subterane. Podul natural de la Ponoare, constituie una din formele cele mai particulare ale acestui carst.

În ridicările geologice efectuate au intervenit unele greutăți în legătură cu fixarea limitei dintre sedimentarul autohton și cel allohton (parautohtonul de Severin), deoarece în depozitele cretacicului superior autohton se găsesc olistolite din parautohtonul de Severin, iar brecia tectonică din baza parautohtonului are un caracter discontinuu.

La suprafață, unde nu puteau fi distinse întotdeauna aceste două aspecte din cauza alterației și lipsei de deschideri concludente, limita între autohton și parautohton a fost greu de trasat. Ea a fost trasată cu mai multă exactitate numai după executarea cîtorva foraje în care s-a putut delimita cu mai multă certitudine domeniul de extindere al breciei tectonice din baza formațiunilor parautohtonului de Severin, de domeniul de extindere al olistostromei de la partea superioară a flișului cretacic superior autohton¹⁾.

|Geologia regiunii

Formațiunile geologice din perimetru respectiv au constituit obiectul unor observații locale a diferiților cercetători, printre care menționăm pe M. DRĂGHICEANU (9), GH. MURGOȚI (21, 22, 23, 24), A. STRECKEISEN (31, 32), D. ROMAN (12), G. MANOLESCU (15, 16).

Deoarece formațiunile cercetate în funcție de faciesul pe care-l îmbracă au comportat metode diferite de urmărire și studiu, au fost împărțite în două grupe : formațiunile jurasicului mediu-cretacicului inferior și formațiunile cretacicului superior.

A) Formațiunile jurasicului mediu-cretacicului inferior (facies calcaros).

Deși nu am putut face o subdiviziune stratigrafică documentată paleontologică a acestor formațiuni, pornind de la analogii litologice am încercat

¹⁾ Cu această ocazie ținem să aducem mulțumiri Acad. Prof. AL. CODARCEA pentru îndrumările prețioase pe care ni le-a dat în timpul efectuării lucrărilor de teren și pentru interesul cu care ne-a urmărit.

De asemenea mulțumim și Acad. Prof. GH. MURGEANU, pentru interesantele idei pe care ni le-a sugerat în vederea lămuririi unor probleme mai complicate.

totuși că să le încadrăm în timp, cu limite de admisibilitate foarte largi. La dogger am repartizat ca și în regiunea vestică (AL. CODARCEA, 6) calcaroale grezoase, dolomitice și oolitice din baza masivului de calcare cenușii, iar acestea din urmă au fost încadrate la jurasicul superior-cretacicul inferior.

Doggerul. Delimitarea și caracterele litologice. Formațiunile ce aparțin doggerului urmează în continuitate de sedimentare peste faciesul grezios arcozian al liasicului superior (fig. 2) și apar pe flancurile anticinalului Padeș—Baia de Aramă sub forma a două fișii.

a) Fișia sudică se dezvoltă între rîul Motru la E și Baia de Aramă la W, avînd o lățime care variază de la 150—200 m.

În profilul din valea Motrului se remarcă următoarea succesiune: gresii friabile cu bobul fin, de culoare cenușie-albicioasă; (în jur de 1 m grosime); gresii calcaroase, cenușii, compacte cu bobul fin (în jur de 4 m grosime); gresii calcaroase foarte fine cu frecvențe accidente silicioase.

Se trece apoi la gresii calcaroase, masive, compacte, cu granulație variabilă, la calcare grezoase mai fine sau mai grosiere, calcare compacte cenușii care se dezvoltă sub formă de bancuri stratificate, în alternanță cu calcare albicioase și dolomitice. În aceste călcare se găsesc mulaje și fragmente de pectinide și spiculi de Cidaris.

În valea Brebenei doggerul este format dintr-o succesiune asemănătoare cu cea din valea Motrului, cu singura deosebire că în bază se dezvoltă un tip de gresie cuarțoasă foarte fină, compactă, de culoare cenușie.

b) Fișia nordică se dezvoltă din valea Motrului (la S de Călugăreni) pînă la Ponoare, cu gresii calcaroase înspre bază ce trec treptat la calcare

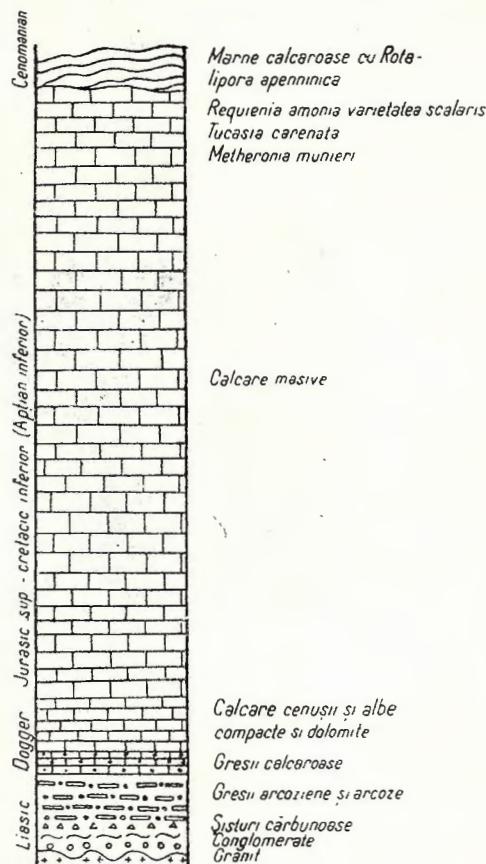


Fig. 2. — Coloana stratigrafică și litologică în formațiunile jurasice.

grezoase și apoi la o alternanță de calcare dolomitice compacte cenușii cu calcare albe uneori oolitice cu frecvențe colonii de corali și pedunculi de crinoizi. În cîteva blocuri de calcare dolomitice pe pîriul Oboadelor (la N de Titirilești) au fost găsite colonii de corali, fragmente de belemniti de tipul speciei *Megateuthis giganteus*, fragmente de lamelibranchiate și spiculi de Cidaris.

C a r a c t e r e p e t r o g r a f i c e. Deoarece nu am executat un studiu petrografic sistematic, vom reda caracterele petrografice ale principalelor tipuri de roci. În bază am menționat tipul de gresii cuarțoase



Fig. 3. — Calcare dolomitice. N II. X 24.

1. dolomit, 2. calcit; 3. masă carbonatică amorfă.

foarte fin granulare întlnit în valea Brebenei. Roca este formată dintr-un microdetritus cuarțos foarte fin cu dimensiuni cuprinse între 0,004 și 0,5 mm (predominând în general granulele cu dimensiuni mici), prinse într-un ciment pelicular extrem de fin de material argilo-calcaros. Granulele au muchiile șlefuite și semi-șlefuite, oglindind astfel un transport mai îndepărtat, față de sursa de proveniență.

Pachetul grezos trece treptat la calcare prin dezvoltarea cimentului argilo-calcaros, apariția carbonatului de calciu și romboedrilor de dolomit.

În acest orizont sunt foarte evidente fenomenele de silicifiere secundară (valea Motrului și valea Brebenei) puse în evidență de existența unor centri cuarțosi cu structură granoblastică. Cuarțul secundar se deosebește de cel detritic prin aspectul său limpede în timp ce ultimul are diverse incluziuni foarte fine în masa lui.

Gresiile calcaroase cenușii cu nuanțe spre cafeniu sau negricioase, compacte, cu aspect masiv, sunt formate dintr-un detritus cuarțos în proporție de cca 30% și detritus calcaros în proporție de cca 70%.

Granulele de cuarț au forme neregulate colțuroase, cu dimensiuni cuprinse între 0,005/0,005 mm și 0,6/0,5 mm, iar cele de calcar au conure confuze, formînd uneori un agregat carbonatic împreună cu cimentul, în care sînt prinse granulele de cuarț. Prin creșterea proporției granulelor de carbonat de calciu se ajunge la calcare detritice. Un alt tip, tot din baza doggerului de la spitalul Baia de Aramă, este constituit dintr-o alternanță de benzi cu granulometrie și compoziție variată (textură rubanată).

Calcarele din partea mijlocie și superioară a doggerului sunt constituite din diverse tipuri : calcare dolomitice pînă la dolomite calcaroase de culoare

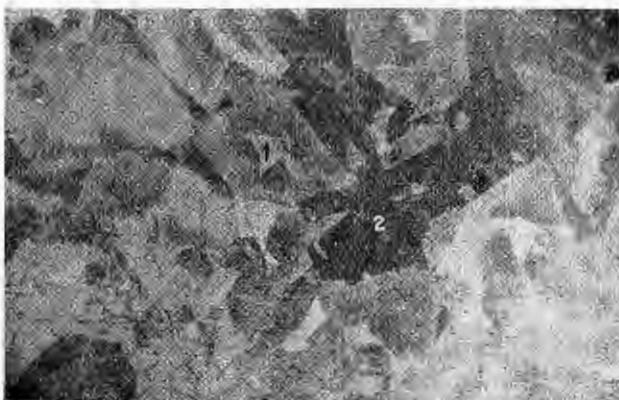


Fig. 4. — Dolomit calcaros. N || . × 24.
1. dolomit; 2. masă carbonatică amorfă.

cenușie (platoul Ponăriș), negricioase (valea Motrului) sau albicioase (Tarnița), calcare oolitice și calcare fin granular.

Masa rocii este formată dintr-un agregat de carbonat de calciu fin granular în care plutesc în proporții diferite romboedri idiomorfi de dolomit imprimînd rocii un caracter grosier cu aspect porfiroblastic.

În valea Motrului masa fin granulară de carbonat de calciu formează 48%, calcitul 17% și dolomitul 35% (fig. 3).

Într-un stadiu mai avansat de dolomitizare romboedrii de dolomit sunt în proporție mai mare, iar calcitul apare numai sporadic. Se ajunge în unele sectoare la o frecvență mult mai mare a romboedrilor de dolomit încît formează o îngrămadire cu structură grosier granulară. Dimensiunile cristalelor de dolomit variază de la 0,3/0,3 mm pînă la 0,12/0,12 mm, ocupînd o suprafață de cca 60% din masa rocii (fig. 4). În această masă mai apare sporadic calcit, iar în unele eșantioane masa fin granulară mai păstrează urme vagi de microorganisme.

Un alt gen de calcare este cel format în întregime dintr-o masă fin granulară de carbonat de calciu străbătută de vinișoare fine de calcit.

Între aceste calcar mai apar sporadic și tipuri oolitice formate dintr-o îngrămădire de oolite cu dimensiuni în jur de 0,2 mm, diametru, într-o masă fin granulară calcaroasă străbătută de vinișoare de calcit (fig. 5).

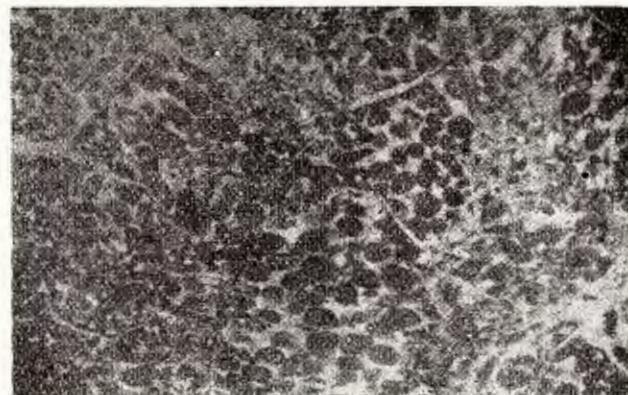


Fig. 5. — Calcar pseudoolitic. N || . × 24.

Oolitele au o formă subsferică și sunt foarte apropiate între ele, repartizându-se neuniform.

Jurasicul superior—Cretacicul inferior. Delimitare și caractere litologice. Calcarele Jurasicului superior—Cretacicului inferior

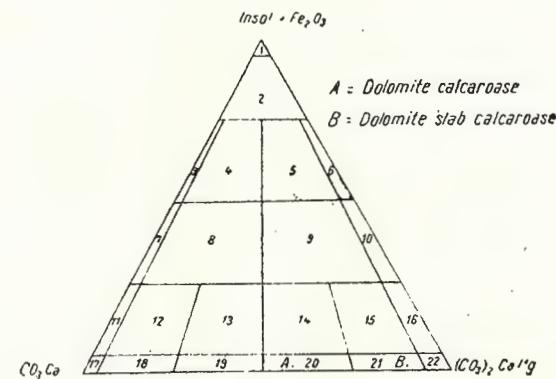


Fig. 6. — Proiecția analizelor chimice în triunghiul Vesnakov.

apar în continuitate de sedimentare peste calcarele cenușii dolomitice sau oolitice pe care le-am încadrat la Jurasicul mediu. Ele apar sub forma a două fișii pe flancurile anticlinalului Padăș—Baia de Aramă—Ponoare.

Fișia sudică începe din valea Motrului cu o lățime de 600 m și se termină la Tarnița prin efilare în zona de falie.

Fișia nordică (respectiv calcaralele de pe flancul sudic al sinclinalului Orzești-Săliștea) începe din valea Motrului și se continuă pînă la Ponoare (lacul Zăton) cu o lățime de 400 m pînă la 800 m.

Calcarele prezintă un aspect ruiniform. Au culori de la albe pînă la cenușii sau negricioase, sunt compacțe, masive, străbătute de vinișoare de calcit în diverse sensuri, stratificate sub formă de bancuri cu grosimi de la zeci de cm pînă la cîțiva m.

Monotonia care se desprinde din observațiile macroscopice se reflectă și în studiile microscopice.

În materialul studiat la microscop au fost întîlnite tipuri formate exclusiv din carbonat de calciu, fin pînă la grosier granular. Masa carbonatică poate să fie străbătută sau nu de vinișoare de calcit. Uneori prezintă urmele vagi ale unor microorganisme, sau, alteori îmbracă un caracter net organogen.

C o n s i d e r a t i u n i a s u p r a vîrstei. Calcarele de pe versantul sudic al Carpaților meridionali îmbracă un facies monoton și au fost considerate ca lipsite de fosile.

Formele găsite de diversi cercetători au fost întîmplătoare și sporadice așa că nu ne putem aștepta pentru perimetru nostru foarte restrîns decît la aprecieri comparative de vîrstă, făcute pe baza formelor găsite în zonele învecinate și pe baza asemănării de facies; S. ȘTEFĂNESCU (30), GH. MURGOȚI (23), A. STRECKEISEN (31), G. MANOLESCU (16, 17) și AL. CODARCEA (6).

Singura formă fosilă găsită în aceste calcare este reprezentată printr-un exemplar de *Nerinea nodosa* D'ORB. menționat de F. SCHAFARZIC și B. V. INKEY, AL. CODARCEA, 6).

Din cauza lipsei de fosile s-au purtat numeroase discuții asupra vîrstei calcarelor de pe versantul sudic al Carpaților meridionali. Aceste discuții au fost arătate de către G. MANOLESCU (16).

Concomitent cu cercetările noastre D. MERCUS (19) a determinat două forme de pachiodonte de la Nadanova, pe baza cărora a stabilit că partea cea mai superioară a calcarelor de la Nadanova aparține faciesului urgonian de vîrstă baremian-superioară — aptian-inferioară.

Pe baza florei fosile găsite de noi la Baia de Aramă (C. DRĂGHICI și A. SEMAKA, 11) am arătat că ciclul de sedimentare mezozoic în partea de S a Carpaților meridionali începe cu rheticul, respectiv conglomerate urmate de gresii, brecii și arcoze liasice cu intercalații de sisturi argiloase.

Dacă nu posedăm o faună concludentă care să ne îndreptățească să vorbim cu siguranță despre existența doggerului, fragmentele de pectinide, faciesul petrografic și continuitatea evidentă de sedimentare din valea Motrului ne îndreptățesc să considerăm ca sigură existența acestuia. Am considerat ca aparținând părții superioare a doggerului calcarele negricioase compacte cu mulaje de pectinide în valea Motrului.

Calcarele masive cenușii, cu frecvențe colonii de corali, care urmează în continuare, au fost atribuite jurasicului superior—cretacicului inferior. Pentru partea superioară a masivului de calcar, pe lîngă formele citate de D. MERCUS la Nadanova (19) noi am adus în plus în discuție și alte forme care atestă vîrstă baremiană superioară — aptiană inferioară (urgonian) a părții superioare a calcarelor de la Ponoare — Baia de Aramă (10).

Condițiile de formare. După faciesul grezos arcozian al liasicului superior depus într-un mediu de sedimentare neritic apropiat suficient de mult de țărmul alimentat cu material detritic cuarțo-feldspatic, a început o fază de scufundare lentă a fundamentului în timpul căreia adâncimea și depărtarea de țărm au crescut depunîndu-se gresii cuarțoase fine și foarte fine și calcar. Cuarțul rulat și semirulat din masa acestor gresii oglindește un transport mai îndepărtat de locul de proveniență. Continuă să se depună apoi un gel calcaros și cuarțul detritic adus de pe continent de apele de transport și apoi antrenat de curenții marini. Din acesta s-au format calcarele detritice. Accidentele silicioase din masa grezoasă calcaroasă din valea Brebunei și Motrului sunt de natură diagenetică puse pe seama unui proces secundar de substituire a carbonatului cu silice, legat de circulația unor soluții.

În continuare, condițiile de sedimentare (temperatură, adâncime, presiune, un pH ridicat) au creat posibilitatea dezvoltării unui mare recif care a acoperit zona de platformă a Podișului Mehedinți. Fără să intrăm în problema procesului de formare a masei de calcar recifale, ne vom opri numai asupra unor tipuri deosebite din cadrul acestora.

Din materialul sectionat și studiat reiese o uniformitate pronunțată în privința compoziției petrografice; o masă de carbonat de calciu cripto-cristalin străbătută de vinișoare de calcit sau uneori cu zone de recristalizare. Cazurile mai deosebite sunt calcarele cu aspect oolitic care au o extindere restrînsă în timp ce calcarele dolomitice și dolomitele calcaroase au o răspîndire mult mai mare și prezintă aspecte variate; o gamă de tipuri, începînd de la calcar criptocristaline cu sporadice cristale romboedrice de dolomit pînă la un agregat de asemenea cristale.

Analizele chimice a două tipuri din această gamă de roci făcute în cadrul Comitetului Geologic¹⁾ oglindesc variațiile dintre Ca și Mg.

Tipul A format din romboedri izolați de dolomit într-o masă calcaroasă criptocristalină are un conținut în oxid de magneziu de 10,3%, în timp ce tipul B format dintr-un agregat de romboedri de dolomit are un conținut în oxid de magneziu de 20,3%

Tipul	SiO ₂	Fe	CaO	Mg	MnO	P ₂ O ₅	S
A	urme	0,3	43,0	10,3	0,08	urme	0,05
B	0,3	0,5	32,0	20,3	urme	0,05	0,2

Față de acest conținut cele două tipuri de roci după proiecția în triunghiul Vișneakov se încadrează (fig. 6) : tipul A la grupa 20 definită ca dolomite calcaroase și tipul B la grupa 21 definită ca dolomite slab calcaroase.

Procesul genetic de formare al acestor roci dolomitice, rămîne să fie clarificat în funcție de modul cum se repartizează în masivele de calcare. Probabil este vorba de o imbogătire în magneziu pe seama unor calcare cu entroce care sănătate de AL. CODARCEA (6) în Jurasicul mediu din Podișul Mehedinți. După datele din L. CAYEUX (3) entrocele conțin în masa lor carbonat de magneziu pînă la 12,69%.

B) Formațiunile Cretacicului superior (facies flișoid). Formațiunile Cretacicului superior stau peste calcarele urgoniene și sănătate acoperite tectonic de formațiunile parautohtonului de Severin sau de sisturile cristaline ale Pînzei Getice.

Acestea cuprind diverse lito-tipuri, care se încadrează în definiția atribuită formațiunilor flișoide de către J. TERCIER (33). În cadrul acestora se poate face următoarea distincție în funcție de condițiile mediului de depunere ; în bază se dezvoltă un tip de resedimentare sortată, format din marne în alternanță cu marne calcaroase, calcare marnoase sau grezoase etc., iar la partea superioară un tip de resedimentare haotică, constituit dintr-un amestec de argile solzoase, marnoase sau grezoase, cu remanieri haotice de roci cu aspecte conglomeratice sau brecoase.

Formațiunile flișoide de care ne ocupăm se situează pe flancul sudic al sinclinalului Orzești – Săliștea și se extind între Călugăreni la NE și lacul Zăton la SW.

¹⁾ Analizele au fost executate de către GH. LAHOVARY.

Mențiuni asupra acestor formațiuni au fost făcute de către cercetătorii citați anterior, la care se mai adaugă A. STRECKEISEN (31), D. ROMAN (12), I. ATANASIU și GH. MACOVEI (1) și G. MANOLESCU (16).

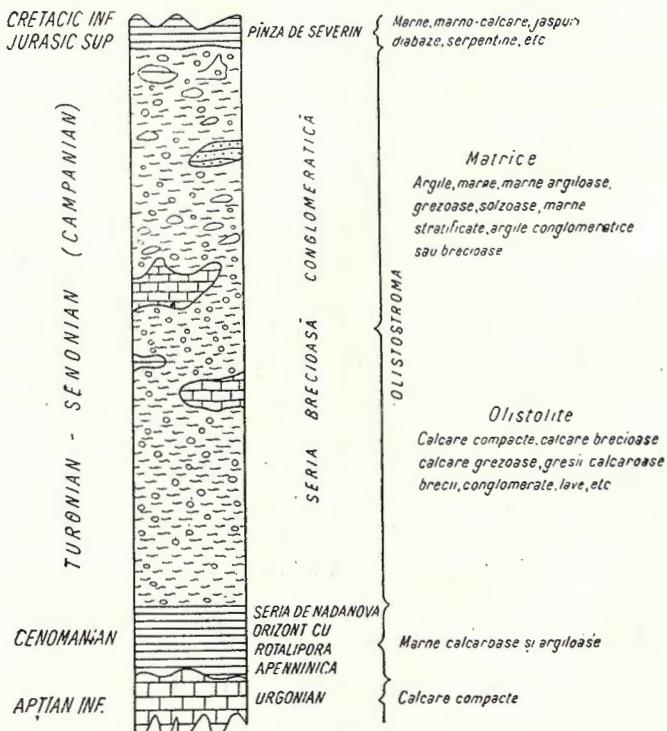


Fig. 7. — Coloana stratigrafică în formațiunile cretacice.

În 1942, și 1948 ȘT. GHICA a făcut cîteva observații și asupra formațiunilor sedimentare ¹⁾.

În urma cercetărilor noastre a reieșit următoarea succesiune litologică a formațiunilor flișoide :

a) Un orizont de marne calcaroase cu microfaună constituită din radiolari, globigerine și globorotalide, începînd de la lacul Zăton pînă la N de Titirilești. La partea superioară a acestui pachet se individualizează un nivel cu blocuri de calcare grezoase conglomeratice, remaniate (olistolite) ;

¹⁾ ȘT. GHICA BUDEȘTI. Raport geologic asupra mineralizațiilor cuprifere din regiunea Baia de Aramă. 1941, Arh. Com. Geologic.

ȘT. GHICA BUDEȘTI. Prospecționi asupra mineralizațiilor cuprifere din regiunea Baia de Aramă în vederea stabilirii unui program de explorări. 1948, Arh. Comitetului Geologic,

b) Un orizont de argile solzoase, noduloase, care se individualizează de la lacul Zăton pînă la Baia de Aramă;

c) Un nivel local de marne calcaroase cu calcare grezoase interstratificate, bogate în vine de calcit, care se menține de la lacul Zăton pînă în valea Malareca unde se pierde într-o zonă de brecie cu blocuri mari. El reprezintă un solz tectonic din baza parautohtonului de Severin.

d) Un orizont haotic brecios — conglomeratic. Situația geologică, respectiv coloana stratigrafică stabilită de noi în formațiunile flișoide fiind asemănătoare cu ceea ce a stabilit AL. CODARCEA (6) în partea de W, am adaptat o terminologie aproape identică.

Orizontul din bază (a) fiind format dintr-o alternanță de marne calcaroase, șisturi marnoase cu microfaună din grupa globorotalidelor revine „Stratelor de Nadanova” (6, 8).

Orizontul următor (b) din coloana litologică reprezintă o zonă de trecere de la marnele cu globorotalide la pachetele cu caractere brecioase-conglomeratice. Fiind lipsit de microfaună și prezentând aspecte evidente de solzare ca urmare a unor curgeri de pantă a fost înglobat la seria următoare.

Orizontul cu dispoziție haotică (d) formează împreună cu orizontul (b), ceea ce am considerat noi seria „recioasă-conglomeratică”, echivalentul flișului cretacic superior din partea de W, (AL. CODARCEA, 6).

Orizontul (c) se dezvoltă între lacul Zăton la SW și valea Malareca la NE, cu lățimi de la 400 m în valea Turcului și cîteva zeci de metri la limita nord-estică. La lacul Zăton s-au întîlnit o serie de marne calcaroase în alternanță cu calcare grezoase cu vine de calcit, cu grosimi de cîțiva zeci de centimetri. În valea Turcului predomină marnele calcaroase, prezintă uneori treceri spre șisturi calcaroase — cloritoase sau silicioase cu tendință evident verzui la partea superioară, în timp ce în valea Ocnelor prezintă alternanțe evidente de marne calcaroase și calcare cu vine de calcit de tipul stratelor de Sinaia din parautohtonul de Severin.

Acestea prezintă asemănări evidente cu o parte din materialul remaniat în seria brecioasă conglomeratică.

Trecerea pe direcție în partea de NE de la acest pachet la o zonă de brecie haotică dintre cele mai tipice, în care apar blocuri mari de roci de tipul stratelor de Sinaia, ne-a determinat să considerăm acest nivel din coloana litologică ca o lamă de răsfrîngere tectonică din fruntea parautohtonului de Severin care a avut loc în timpul venirii unităților alohtone în această zonă.

Dăosibilele litologice și petrografice dintre acest orizont (c) și celelalte orizonturi (a, b, d) precum și asemănările dintre orizontul (c) și

stratele de Sinaia remaniate în seria brecioasă conglomeratică și stratele de Sinaia din parautohtonul de Severin, ne-au confirmat această părere având în vedere și mișcările tectonice care au avut loc în timpul celui de al doilea paroxism orogenic alpin (6).

La obîrșia unui mic ogaș situat la S de dealul Tonței a fost găsită în baza acestui pachet o lamă de șisturi micacee, întinuită în foraje și în restul regiunii numai în baza parautohtonului de Severin.

Stratele de Nadanova. Sub denumirea de „Strate de Nadanova” AL. CODARCEA (6) a cuprins un pachet de marne negrioase cu intercalări calcaroase cu belemniti mici care stă peste calcarele masive în valea Nadanovei.

Prin cercetările din ultimii ani ale aceluiaș autor împreună cu D. MERCUS (8) în cadrul acestei serii au fost separate două orizonturi: orizontul inferior cu neohiboliți și ticinele și orizontul superior cu globorotalide.

Orizontul cu neohiboliți și ticinele. Deși în profilele geologice din acest perimetru peste calcarele masive urgoniene stau de obicei marne cu *Rotalipora apenninica* RENZ, pe drumul de creastă care urcă de la gura pârâului Malareca la dealul Ocnelor în punctul denumit „Plaiul Icoanei” D. DUMITRESCU a citat în 1954 prezența calcarelor marnoase negre cu belemniti mici, din baza straterilor de Nadanova, pe care le-a interpretat ca un facies local al jurasicului superior¹⁾.

Revizuind aceste aflorimente am constatat că peste calcarele compacte masive, cenușii, cu vine de calcit se găsește o apariție locală a orizontului bazal al straterilor de Nadanova, cu numeroase exemplare de belemniti mici, de tipul speciei *Neohibolites minimus* LIST.

Deschiderea aceasta începe în bază cu un strat de cca 0,10 m de calcar compacte fine, de culoare ciocolatie-cărămizie, cu nuanțe veizi, cu exemplare de *Neohibolites minimus* LIST. Studiul microscopic al acestui calcar relevă următoarele: roca respectivă este un calcar microdetritic, cu structură aleuritică. Masa rocii este constituită dintr-un agregat fin de granule de calcar criptocristalin sporadic organogen, cu forme neregulate sau sub rotunjire și cu spărturi în masa lor. Proporția în care apar este variabilă. Un tip mai grosier este format în proporție de 60% din asemenea granule de calcar, în timp ce în cazul unui tip cu aspect argilos materialul granular ajunge pînă la 25%. Aceste granule sunt prinse într-un ciment argilos feruginos bazal sau un ciment de umplere sau atin-

1. D. DUMITRESCU. Raport geologic asupra explorărilor de la Baia de Aramă. 1954, Arh. Com. Geologic.

gere. În cimentul bazal plutesc granule de cuart, calcar, calcit de neoformățiune, baghete sau solzișori de mică (de obicei muscovit), microorganisme reprezentate prin diverse forme de radiolari, foraminifere, între care

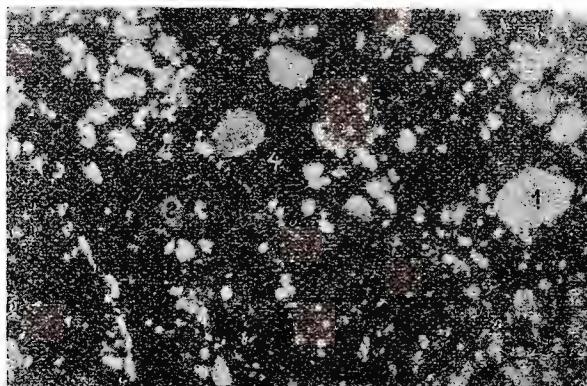


Fig. 8. — Calcar detritic cu ciment argilos-limonitic. N ||. \times 24.
1, granule de calcar; 2, glauconit; 3, muscovit; 4, ciment argilos.

predomină *Ticinella roberti* GAND și *Preglobotruncana* sp. Masa aceasta argiloasă de culoare roșietică împreună cu mineralele detritice și de neoformățiune (calcit) ocupă de la 40% pînă la 80% din rocă (fig. 8).

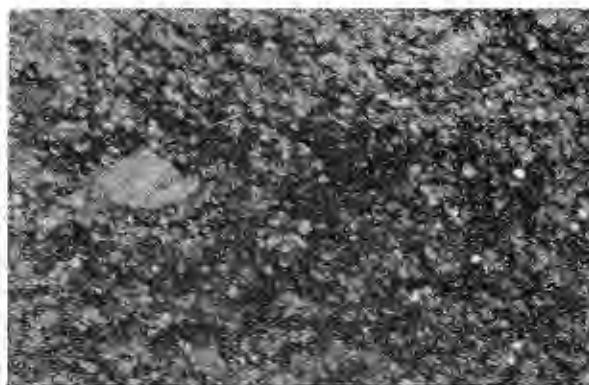


Fig. 9. — Calcar marnos lumașelic cu globorotalide.
și radiolari. N +. \times 24.

Ca mineral de neoformățiune, legat însă de masa granulelor de calcare criptocristaline, este glauconitul. Printr-un fenomen de epigeneză pe spărțurile și diaclazele din masa granulelor de calcar se formează glauconit care se insinuează și ajunge să ocupe în întregime masa acestora.

Glauconitul îmbracă un aspect fin granular și în associație cu el mai apare uneori și un pigment argilos-feruginos ca produs de alterare. De asemenea mai apar frecvente fenomene de silificiere. Calcedonia înlocuiește parțial sau total masa unor granule de calcar.

În acest ansamblu mai apar și alte granule de minerale (probabil fosfați amorfi).

Un alt gen de calcar, mai deschis la culoare, este constituit dintr-un agregat de calcit și microorganisme cu ciment pelicular argilos, în care mai apar și granule de carbonat de calciu criptocristalin sau organogen. Structura acestor calcarare are caracter aleuritic.

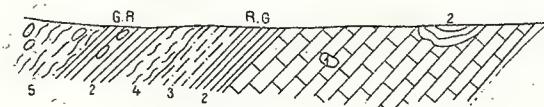


Fig. 10. — Profil geologic la lacul Zăton.
1, calcare urgoniene; 2, marne calcaroase cenusii cu vine de calcit; 3, marne argiloase; 4, marne; 5, argile microconglomeratice solzoase; G, *Rotalipora apenninica*; R, Radiolari.

Peste calcararele roșietice se dezvoltă calcararele marnoase de culoare neagră compacte, cu neohiboliți în masa lor. Studiul microscopic relevă cîteva aspecte deosebite ale acestora.



Fig. 11. — Marne cu microfaună la lacul Zăton. N ||. $\times 47$.
1, *Rotalipora apenninica*; 2, Radiolari calcitizati; 3, masă argiloasă marnoasă; 4, filamente argiloase.

Un tip de calcar organogene este format dintr-o îngărmădire de microorganisme, reprezentate prin foraminifere și radiolari (fig. 9), între care cităm *Ticinella roberti* GAND și *Preglobotruncana* sp.

Un alt tip este o marnă calcaroasă, pînă la marnă cu structură aleuropelitică cu aspect lamellar.

Masa rocii este formată dintr-un ciment carbonatic, calcit de neoformațiune și calcitul care înlocuiește în mod obișnuit formele fosile. În tipul lipsit de șistuozitate materialul argilos apare cu forme lamelare foarte fine și neregulate în asociere cu calcit.

În tipurile mai șistuoase materialul argilos se prezintă cu aspect fin lamellar, dispus după planele de stratificație.

În masa rocii mai apar granule de calcar, de cuart, și paieți de muscovit pînă la cca 2%.

Un fenomen secundar este acela de înlocuire parțială sau totală a formelor fosile calcaroase cu calcedonie în proporție de 5—10%.

Orizontul cu Rotalipora apenninica. Marnele calcaroase ce aparțin acestui orizont se dispun discordant peste calcarele urgoniene.

Deschiderile cele mai evidente care oglindesc această situație se găsesc : la N de lacul Zăton și pe valea Turcului.

La N de lacul Zăton (fig. 10) în calcarele compacte se găsește o mică formă de relief negativă de cca 10 m pătrăți, umplută cu marne calcaroase de culoare cenușie, cu stratificație solzoasă și cu foarte multe vine de calcit. Stratificația acestor marne îmbracă forma adânciturii (reliefului carstic).

Peste masivul de calcare în care se găsesc numeroase pachiodonte, ceritide, nerineide și corali stau în aparentă continuitate de sedimentare marne calcaroase cenușii, dure, solzoase și cu numeroase vine de calcit în

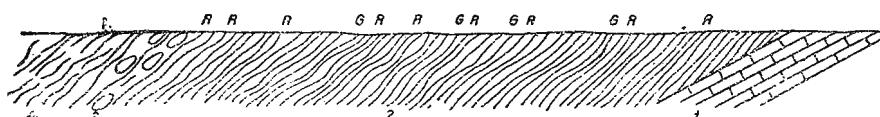


Fig. 12. — Profil geologic în valea Turcului.

1, calcare urgoniene ; 2, marne calcaroase ; 3, nivel de marne cu o istolite ; 4, șisturi argilonase solzoase ; G, *Rotalipora apenninica* ; R, Radiolari.

masa lor, asemănătoare cu cele din cuvetă. De asemenea, s-au întîlnit numeroase forme de microorganisme, între care se remarcă *Rotalipora apenninica* RENZ, radiolari și alte genuri de foraminifere calcificate. Grosimea pachetului este de 2,00 m.

Peste acestea urmează un pachet de marne slab argiloase pe o grosime de 3 m. În ultimul pachet de marne se găsesc radiolari, globigerine și *Rotalipora apenninica* RENZ (fig. 11).

În valea Turcului (fig. 12) marnele calcaroase cu poziția N 5°W/53°N stau discordant peste calcarele care au poziția N 30°E/18° NW. Lățimea pachetului este de 120 m. În masa acestor marne se găsesc numeroase exemplare de *Rotalipora apenninica* RENZ (fig. 13, 14).



Fig. 13. — Marne calcaroase — valea Turcului. N ||. $\times 47$.
1, ciment marnos-calcaros ; 2, *Rotalipora apenninica* ; 3, Radiolari calcitizați.

Discordanța unghiulară este oglindită și de discontinuitatea paleontologică : în valea Turcului marnele cu *Rotalipora apenninica* (vraconian-cenomaniene) stau peste calcarele masive cu pachiodonte (Baremian superior — Aptian inferior) (fig. 12).



Fig. 14. — Marne calcaroase ciocolatii — valea Ocnelor. N ||. $\times 47$.
a, *Rotalipora apenninica*.

Dezvoltarea pe direcție a acestui orizont prezintă variații litofaciale și variații de grosime.

El incepe de la lacul Zăton unde se dezvoltă pe o grosime de cca 15 m, fiind constituit dintr-o alternanță de marne calcaroase cu marne și marne argiloase cu aspect pronunțat solzos și trece către NE la uniformitate de facies fiind constituit pe 120 m grosime în valea Turcului din marne calcaroase cu radiolari și foraminifere.



Fig. 15. — Marne cu *Rotalipora apenninica*—valea Ocnelor. N ||. $\times 47$.

În Cracul Lung se subțiază din nou la 25 m, iar în valea Ocnelor, la un nivel de eroziune inferior, se dezvoltă marne în alternanță cu marne argiloase în care este prins și un bloc de calcare : totul cu o grosime de 150 m.



Fig. 16. — Marne cu microfosile deformate—valea Turcului. N ||. $\times 47$.

În marnele din spre baza pachetului a fost întlnit un cuib de marne calcaroase ciocolatii, pe cca 10 cm grosime, în care se găsește *Rotalipora apenninica* RENZ (fig. 15).

Și în partea superioară a pachetului se găsesc numeroase forme de *Rotalipora* sp.

În Plaiul Icoanei diferențierea este mai pronunțată, apărînd marne calcaroase în alternanță cu argile solzose și menținîndu-se în continuare în valea Malareca și valea Fabricii.

Între valea Ocnelor la W și dealul Dumbrăvița la E în cadrul orizontului cu globorotalide se găsesc calcare masive, albe-cenușii compacți, de factura celor din substratul formațiunii flișoide.

Ca vîrstă, noi considerăm aceste calcare urgoniene, fiind asemănătoare pe de o parte cu cele din substratul flișului și fiind prinse în masa marnelor cu globorotalide. Pe valea Ocnelor, la extremitatea vestică, a fost găsită *Rotalipora apenninica* și în culcușul și în coperișul lor. Prin urmare, s-ar exclude posibilitatea instalării unor recifi locali în cenoamanian.

Aceste calcare pot fi considerate deci fie blocuri de calcare provenite din fundament și însedimentate în masa marnoasă, fie că sunt înrădăciinate, ele reprezentînd un relief al calcarelor după faza scurtă de exondare care a existat în albian.

Dispoziția lor paralelă cu direcția calcarelor din substratul flișului ne-ar determina să rămînem la ultima părere.

În partea superioară, în zona de trecere la pachetul următor se remarcă prezența unui nivel cu olistolite.

Aceste olistolite sunt constituite din gresii calcaroase microconglomeratice negre, cu masa străbătută de numeroase vine de calcit cu grosimi pînă la cîțiva mm și cu dispoziție foarte neregulată. Forma lor este neregulată, cu aspecte exterioare subrotunjite și cu dimensiuni variabile.

C a r a c t e r e p e t r o g r a f i c e. Studiul microscopic s-a axat cu perponderență pe materialul marnos—calcaros în care s-a urmărit prezența microorganismelor în vederea stabilirii vîrstei.

Cea mai mare parte a orizontului este constituit din marne calcaroase cu structură aleuro-pelitică organogenă și textură stratificată. Acest aspect este imprimat de caracterele mineralelor componente. Masa rocii este formată dintr-un carbonat de calciu fin granular repartizat în proporții diferite pe strate.

În cazul cînd masa de carbonat de calciu este uniformă, materialul argilos de culoare neagră care imprimă culoarea rocii, este răspîndit sub formă unei „vraie trame phylliteuse” (5). Atunci cînd în schimb există o microstratificație, granulele de carbonat de calciu dispuse în strate paralele sunt separate între ele prin lamine mai pronunțate de materialul negru argilos (fig. 16).

Marnele sănt constituite din granule de carbonat de calciu mult mai fine și în amestec cu un material argilos foarte fin, cu o structură aleurito-aleuritică, prinse într-o masă argiloasă cu aspect de tramă filamentoasă sau cu aspect rubanat, imprimat de concentrarea materialului negru argilos sub formă de lamine după planele de stratificație.

În cazul cînd mineralele argiloase solzoase se concentrează în anumite sectoare imprimă rocii un aspect cu structură pătată.

De la caracterele generale pe care le prezintă orizontul respectiv, mai fac excepție unele pachete care prezintă aspecte deosebite.

La lacul Zăton, plaiul Icoanei și N de Titirlești se dezvoltă marne calcaroase cu foarte intense fenomene de calcitizare, de natură secundără. Dezvoltarea vinelor de calcit se face după planele de stratificație și discordant, ajungînd în proporție de aproximativ 30%.

Din cauza curgerilor de pantă interstratale se găsesc numeroase zone cu increțiri de ordinul milimetrilor, pînă la centimetri și fosile aplatizate după planele de stratificație.

Intercalațiile argiloase cu caracter solzos sănt formate dintr-o masă cu aspect de tramă solzoasă, în care granulele de carbonat de calciu sănt foarte fine, în proporție mai mică și sănt prinse între laminele de minerale argiloase.

Materialul argilos se concentrează după planele de stratificație cu ramificații care se intersectează între ele și imprimă rocii aspectul solzos.

C o n d i ți i l e d e f o r m a r e . După cum a reieșit din descrierea anterioară, după Aptianul inferior condițiile de sedimentare în podișul Mehedinți se schimbă, trecîndu-se de la faciesul calcaros recifal la cel de tip flișoid. Această schimbare este un ecou al mișcărilor mezocretace din faza austrică, mult mai intense către W.

Dacă în unele zone de sedimentare din podișul Mehedinți și munții Cernei stratele de Nadanova stau concordant peste calcarele urgoniene, între Ponoare și Călugăreni ele stau discordant. Acestea arată că în timpul Aptianului superior—Albian mișcările s-au manifestat prin schițarea formelor majore structurale (anticlinale și sinclinală) și prin ridicări locale.

Această fază scurtă de exondare a zonei dintre Ponoare și Călugăreni desigur că nu s-a instalat în Aptianul superior, ci în mod mai sigur în albian.

Prezența blocului de calcare microdetritice ciocolatii și negre cu *Neohibolites minimus* LIST. din Plaiul Icoanei, peste calcarele urgoniene, indică localizarea acestei exondări cel puțin după depunerea părții bazale a orizontului inferior al stratelor de Nadanova.

Existența marnelor cu *Rotalipora apenninica* în cuveta de la lacul Zăton (fig. 10) și discordanța lor față de calcare pe valea Turcului (fig. 12) indică revenirea mării în cenomanian. Aceste mișcări au avut un caracter lent și se încadrează într-o perioadă cînd în Podișul Mehedinți s-a schițat structura fundamentalui autohton.

Seria cu *Rotalipora apenninica* reprezintă un moment din timpul acestei faze, cînd condițiile de sedimentare s-au menținut aproximativ constante.

Variațiile litofaciale sunt restrînse la zone limitate și reprezintă probabil și efectul unor condiții locale de transport și depunere a materialului.

Compoziția mineralologică a stratelor de Nadanova indică formarea lor într-un mediu reducător anaerob (C. V. PAPIU, 27). Condițiile respective sunt indicate și de prezența piritei sub formă de cristale sau gel în masa acestor sedimente.

Seria brecioasă conglomeratică. Am adoptat această denumire, deoarece cuprinde în sfera ei toate tipurile litologice care se dezvoltă pe o suprafață foarte mare, începînd de la partea superioară a orizontului cu *Rotalipora apenninica* și continuîndu-se sub formațiunile parautohtonului de Severin pentru a se uni cu cele de pe flancul nordic.

Din datele de foraj, maximum de extindere al acestei serii s-a verificat la 2 km spre interior în raport cu marginea pînzei acoperitoare.

Alături de termenul clasic de „Serie brecioasă conglomeratică” am folosit termenul modern de „olistostromă” deși exprimă aceleași caractere litofaciale, pentru a oglindi fenomenele de sedimentare care au avut loc în bazinul instalat în zona Orzești–Săliștea, în Cretacicul superior.

În cadrul acestei serii s-a constatat o neuniformitate foarte pronunțată în răspîndirea tipurilor litofaciale pe direcție și grosime. Procesul de sedimentare sintectonic a determinat existența unor condiții deosebite de depunere de la un loc la altul. Peste procesul de sedimentare inițială s-a suprapus un proces de curgere de pantă cu compresiuni și deformări și cu alunecări submarine care au complicat enorm structura acestei zone.

În baza seriei se dezvoltă un orizont marnos argilos cu structură solzoasă, uneori solzoasă-microconglomeratică sau noduloasă, care face trecerea de la orizontul marnelor cu *Rotalipora apenninica* la seria conglomeratică-brecioasă propriu-zisă. Acest orizont se dezvoltă începînd de la lacul Zăton pînă la N de Titirlești, unde este acoperit de Pînza de Severin și Pînza Getică.

Limita superioară a acestui orizont este marcată la Ponoare de solzul de strate de Sinaia, care o acoperă, iar către E limita s-a trasat convențional, păstrîndu-se aceiași grosime.

În bazinul văii Turcului apare peste solzul de strate de Sinaia o zonă de argile solzoase, argile marnoase sau grezoașe, cu intercalării de cca 1,5 m de gresii, cu elemente mărunte remaniate în masa lor și cu blocuri de calcar (olistolite), care ajung pînă la zeci de mii de m.c.

Zona respectivă este limitată numai la bazinul văii Turcului, oglindind un mic bazin de sedimentare cu condiții locale.

Tot ceea ce se dezvoltă peste solzul de Sinaia începînd de la lacul Zăton pînă la N de Titirlești formează brecia sedimentară propriu-zisă, sau un wildflysch veritabil.

Față de noua orientare a cercetărilor sedimentologice, formațiunile din profilele descrise anterior se pot încadra în majoritatea cazurilor în ceea ce s-a definit ca olistostroma (E. BENE, 2).

Masa fundamentală a olistostromei este constituită din : argile, argile marnoase sau grezoase, marne, gresii, marnocalcare, argile microbrecioase sau microconglomeratice și conglomeratice — brecioase.

Structura petrografică a fiecărui litotip variază în funcție de compoziția mineralogică și condițiile de sedimentare. De asemenea structura olistostromei îmbracă forme variate de la solzoasă-conglomeratică, pînă la brecioasă.

Trecerile de la un tip de structură la celălalt se face, fie brusc, fie treptat. Olistolitele din seria conglomeratică-brecioasă sunt foarte variate ca mărime, forme, compoziție petrografică, proveniență, modul de răspîndire etc.

Considerații asupra vîrstei faciesului flișoid. Problema vîrstei formațiunilor flișoide din regiune a comportat numeroase discuții întemeiate mai mult pe considerente de asemănare de facies cu formațiuni similare din alte regiuni. Cea mai mare parte a cercetărilor l-au considerat de vîrstă cretacic-inferioară în faciesul stratelor de Sinaia, stînd concordant peste calcarele jurasice superioare M. DRĂGHICEANU (9), I. ATANASIU și GH. MACOVEI (1), A. STRECKEISEN (31, 32).

GH. MURGOCI (23) a atribuit marnelor de la Ponoare vîrstă baremiană, iar mai tîrziu eocenă, iar G. MANOLESCU (15,16) o vîrstă cretacic-inferioară.

Prin reluarea cercetărilor din Podișul Mehedinți AL. CODARCEA și D. MERCUS (8) pe profilul văii Nadanova au atribuit stratelor cu același nume vîrstă aptian superior—cenomaniană, separînd în bază, orizontul cu *Neohibolites minimus* LIST. și *Ticinella roberti* GAND. și la partea superioară orizontul cu *Rotalipora apenninica*.

Cercetările noastre la Ponoare — Baia de Aramă au pus în evidență peste calcarele urgoniene de vîrstă baremian-superioară—aptian-inferioară,

numai un rest din orizontul din bază al stratelor de Nadanova, respectiv calcarul din Plaiul Icoanei cu *Neohibolites minimum* LIST. și orizontul cu *Rotalipora apenninica* stând discordant peste calcare.

Prezența numeroaselor specimene de *Rotalipora apenninica* citate anterior atestă vîrstă cenomaniană a marnelor ce stau peste calcarile urgoniene.

Peste marnele cu *Rotalipora apenninica* urmează în continuare de sedimentare seria „brecioasă conglomeratică” a cărei vîrstă este turonian-senoniană (?).

Pînă acum nu am găsit nici un fel de urme de viețuitoare care să precizeze cînd s-a întrerupt procesul de sedimentare în acest bazin. AL. CODARCEA (6, 7) a considerat că vîrsta aceluiasi fliș din partea de W nu depășește Campanianul pe baza unor exemplare remaniate de *Rosalina linnei* D'ORB. precum și pe considerentul că în Carpații sudici sedimentarul post-tectonic începe cu Senonianul superior.

Concluzii

Pe baza hărții geologice și a materialului colectat din sedimentarul autohton am întregit coloana stratigrafică de la Liasic pînă în Cretacicul superior.

Formațiunile respective se repartizează la două faciesuri : calcaros în bază și flișoid la partea superioară.

Faciesul calcaros aparține Jurasicului mediu și superior și Cretacicului inferior, iar faciesul flișoid aparține Cretacicului superior.

Între aceste faciesuri apare o lacună stratigrafică locală în Albian, între calcarile urgoniene (Aptian superior) și marnele cu *Rotalipora apenninica* (Cenomanian).

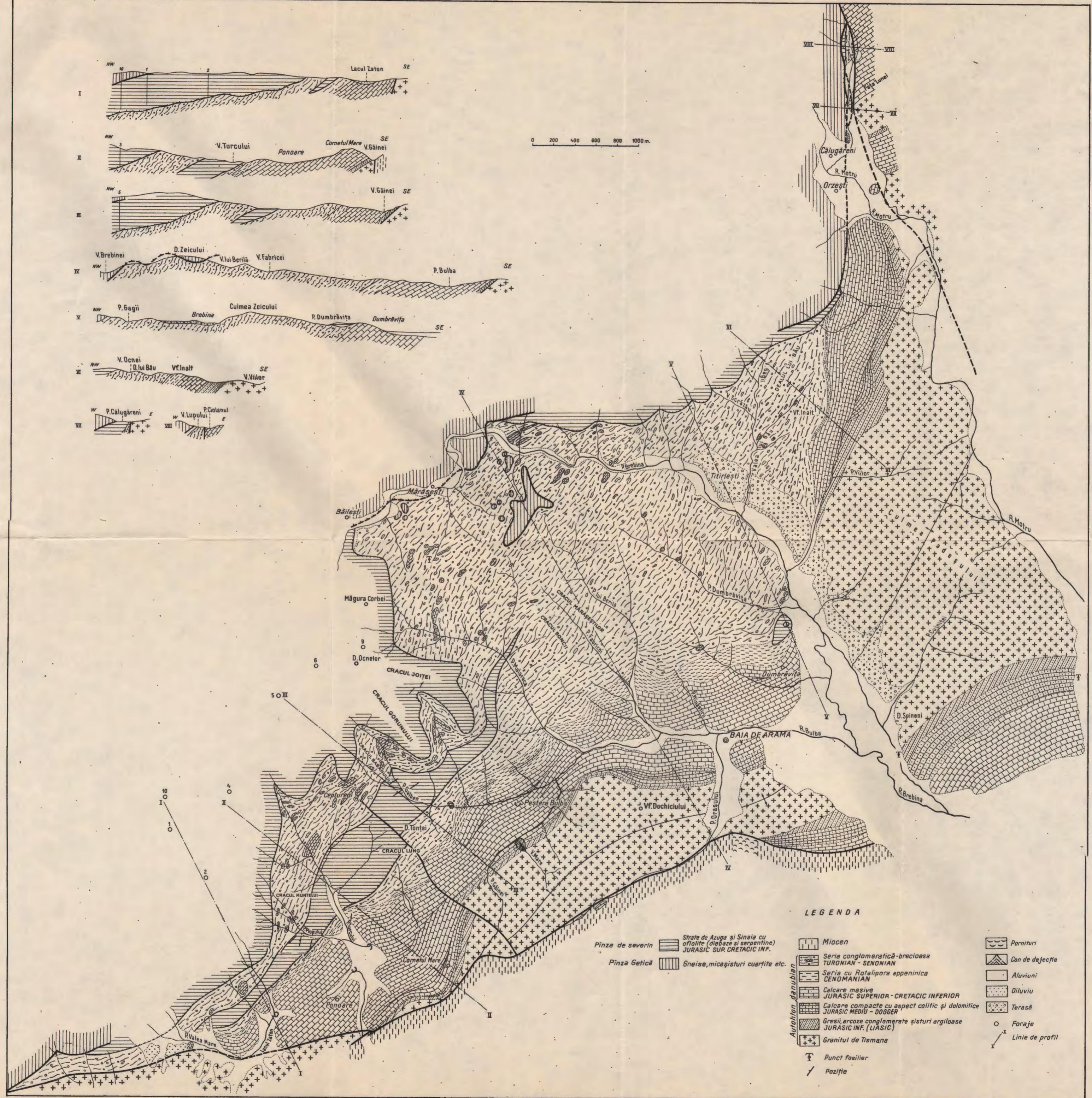
În timp ce faciesul calcaros se caracterizează printr-o monotonie litologică, faciesul flișoid îmbracă cele mai variate aspecte litologice. În bază se dezvoltă seria marnoasă-calcaroasă cu *Rotalipora apenninica* a Cenomanianului, iar la partea superioară seria brecioasă conglomeratică turonian-senoniană (?).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., MACOVEI GH. L'évolution géologique de la Roumaine. Crétacé. An. Inst. Geol. Rom. vol. XVI. 1933.
2. BENEDETTI ENZO. Sull'olistostroma cuaternaria di Gela (Sicilia Meridionale), Boll. del Serv. Geol. d'Italia vol. XLIX 1 — 2 1957.

**HARTA GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNILOR SEDIMENTARE DE PE FLANCUL SUDIC AL SINCLINALULUI
ORZEȘTI-SĂLÎȘTEA (BAIA DE ARAMĂ) PLATOUL MEHEDINȚI**

DRĂGHIGI OLGA, DRĂGHICI C. Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare din Ponoare și Călugăreni - podișul Mehedinți



3. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de la France (roches carbonatées). Paris 1935.
4. CODARCEA AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova) *C. R. Inst. Géol. Roum.* vol. XXII. 1935.
5. CODARCEA AL. Sur la présence du Crétacé supérieur à Valeapai (district. Caras) *Bul. Soc. Roum. Geol.* vol. II 1935.
6. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridionale et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Roum.* vol. XX. 1940.
7. CODARCEA AL. Contributions à la tectonique des Carpathes Méridionales. *C. R. Inst. Geol. Roum.* vol. XXV, 1941.
8. CODARCEA AL., MERCUS D. Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Comunic. Ac. R.P.R.* nr. 8 Tom. IX. 1959.
9. DRĂGHIOIUANU M. Studii geologice, tehnice și agronomice cu privire particulară asupra minerealelor utile. București 1898.
10. DRĂGHICI C. Structura geologică a Platoului Mehedinți. Între Isverna—Cloșani—Padeș—Baia de Aramă—Ponoare. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVIII, 1961.
11. DRĂGHICI C., SEMAKA A. Observații asupra Liasicului de la Baia de Aramă. *Studii și Cercetări de Geol.* Nr. 1. 1962.
12. FILIPESCU M. Rezultatele cercetărilor geologice ale lui D. ROMAN în reg. Baia de Aramă—V. Cernei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVII. 1931.
13. HVOROVA I. V. Origina Flișului. *Analele Româno-Sovietice. Seria Geologie-Geografie* nr. 3. 1959.
14. KUENEN H. PH. Curenti de turbiditate factor major în depunerile de fliș. Trad. Inst. Geol. din *Ecl. Geol. Helv.* vol. 52 nr. 3. 1959.
15. MANOLESCU GH. Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates méridionales roumaines). *An. Inst. Geol. Rom.* vol 18. 1937.
16. MANOLESCU GH. Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului, *Ac. Rom. Med. Sect. Sci. S. III T. XII* p. 152 — 154 1937.
17. MANOLESCU GH. L'âge des calcaires du versant méridional des Munții Vulcan. *Bul. Soc. Rom.-Geol.* vol. IV. 1939.
18. MERCUS D. Asupra prezenței Urgonianului în regiunea Nadanova Podișul Mehedinți, *Com. Ac. R. P. R.* IX. 9. 1959.
19. MERCUS D. Contribuții la cunoașterea litologiei Stratelor de Nadanova. *Stud. și Cercet. de Geologie* nr. 3 T VI. 1961.
20. MRAZEC L. Note sur la géologie de la partie sud de haut Plateau de Mehedinți. *Bul. Soc. St. Buc. An.* V. 1896.
21. MURGOCI GH. Contribution à la tectonique des Karpathes méridionales : *C. R. Acad. Paris* 1905. *Bul. Soc. St. București.* XVI. 1907.
22. MURGOCI GH. Sur l'existance d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. St. București.* XVI. 1907.
23. MURGOCI GH. Terțiarul din Oltenia, *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. I. 1908.
24. MURGOCI GH. Sinteză geologică a Carpaților de sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.* 1910.
25. OSTASCO AL. Topitoarele de la Baia de Aramă din timpuri preistorice pînă la sfîrșitul secolului XVII. *Bul. Polith. București*, nr. 1 — 2. 1942.
26. PAPIU V. C. Sedimentare recifală (cu privire specială asupra pămîntului romînesc). *Anal. Rom. Sov. Geol.-Geogr.* nr. 1, 1958.
27. PAPIU V. C. Petrografia rocilor sedimentare. 1960.
28. POPESCU GRIGORE. Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din Bazinul Văii Prahova *Bul. Științ. Ac. R. P. R.* T. VI nr. 2. 1954.

29. RENZ OTTO Stratigrafische und mikropläontologische Untersuchung der Scaglia (Oberkreide-Terjiar) im zentralen Apennin *Ecl. Geol. Helv.* vol. 2 % nr. 1. 1936.
30. ȘTEFĂNESCU S. Memorii relativ la geologia Jud. Mehedinți *An. Bir. Geol.* vol. I. 1888.
31. STREKEISEN A. Cercetări geologice în Podișul Mehedinți *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVII, 1921.
32. STREKEISEN A. Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVI, 1933.
33. TERCIER J. Le flysch dans la sédimentation alpine. *Rom. Ecl. geol. Helv.* vol. 40 nr. 2. 1947.

ВКЛАДЫ К ПОЗНАНИЮ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ
РАСПОЛОЖЕННЫХ МЕЖДУ ПОНОАРЕ
И КЭЛУГЭРЕНЬ—ПЛАТО МЕХЕДИНЬ

К. ДРЭГИЧЬ, О. ДРЭГИЧЬ

(Краткое содержание)

Данная работа является продолжением ранее опубликованной работы (9) в которой авторы установили последовательность геологических формаций для дополнения стратиграфической колонки начиная со средней юры до верхнего мела.

Осадочные формации автохтона расположены на южном крыле синклиналя названного Орзешть-Сэлиштя выявленного между Пеноаре и Кэлугэрень имеют лейасовый до верхне мелового возраст.

В основании данной колонки была выделена одна известковая формация составленная из разных типов песчанистых, доломитных, плотных известняков. Они появляются в средней юре и продолжаются до нижнего мела и залегают согласно на лейасе. В их верхней части выявляется горизонт с обилием ископаемых *pachidonta*.

Следует флишевая формация лежащая на известняках, начинаяющая из известковыми мергелями с *Rotalipora appenninica* RENZ. сеноманского возраста. Эта флишевая формация несогласно залегает на известковой формации.

Присутствие клаюка мергелистых известняков с *Neohibolites minimus* LIST. лежащие на ургонских известняках указывает что после осаждения первого термина данной пачки следовала в альбе, короткая фаза поднятия.

В сеномане вновь проявляется осадконакопление начинающееся мергелистыми известняками с *Rotalipora appenninica* и продолжается в туроно-сеноне брекчировано-конгломератовым флишем (олистостром).

Горизонт с *Rotaliporia appenninica* характеризуется литологическими колебаниями с преобладанием их к мергелистым или глинистым фациям (алевропилитическим). Мощность этого горизонта также является неоднообразной.

Брекчирировано-конгломератовая серия характеризуется присутствием глинисто-мергелисто-чешуйчатого основного горизонта, в то время как в верхней его части развивается мощный горизонт „Wildflysch“ или „olistostromă“ имеющий не только по направлению но и толщинные непостоянности.

Основная флишевая масса образована из разных типов глин и сланцеватых мергелей имеющие микробрекчированные и микроконгломератовые виды.

В этой массе включены различные типы „olistolita“ имеющие разные формы и величины.

Возраст серии считается туроно-сеноманским (?) до кампанского исключительно (4).

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS
SÉDIMENTAIRES ENTRE PONOARE ET CĂLUGĂRENI
(PLATEAU DE MEHEDINTI)

PAR

C. DRĂGHICI, O. DRĂGHICI

(Résumé)

En continuant des recherches antérieures (9) les auteurs établissent la succession des formations géologiques afin de compléter la colonne stratigraphique depuis le Jurassique moyen jusqu'au Crétacé supérieur. Les formations sédimentaires de l'autochtone entre Ponoare et Călugăreni, commencent au Lias et se maintiennent jusqu'au Crétacé supérieur (sur le flanc méridional du synclinal d'Orzești-Săliștea).

À la base on a séparé la formation calcaire, constituée par divers types de calcaires gréseux, dolomitiques, compacts, qui débutent au Jurassique moyen, en concordance sur le Lias, et continuent jusqu'au Crétacé inférieur. À la partie supérieure du massif on observe un horizon fossile à Pachiodontes.

Au-dessus des calcaires suit une formation flyschoïde qui commence par des marnes calcaires à *Rotalipora appenninica* RENZ, d'âge céno-manien et repose en discordance sur la formation calcaire.

La présence d'un lambeau de calcaires marneux à *Neohibolites minimus* LIST. sur les calcaires urgoniens montre qu'au dépôt du premier terme du paquet a succédé — pendant l'Albien — une exondation de courte durée.

Au Cénomanien, est reprise la sédimentation des marnes calcaires à *Rotalipora appenninica* et elle continue au Turonien—Sénonien avec un type de Flysch brécheux-conglomératique („olistostrome”).

L'horizon à *Rotalipora appenninica* est caractérisé par des variations lithologiques vers un faciès plus marneux ou plus argileux (aleuro-pélitique). Son épaisseur est également variable.

La série brécheuse conglomératique est caractérisée par un horizon basal argilo-marno-écailleux, tandis que vers la partie supérieure se développe un puissant horizon de „wildflysch” ou „olistostrome” de direction et d'épaisseur variables.

La masse du Flysch est formée de divers types d'argiles ou de marnes schisteuses microbrécheuses ou microconglomératiques.

Cette masse englobe divers types d'olistolithes de forme et dimensions variées.

La série est d'âge turonien-sénonien (?) jusqu'au Campanien exclusivement (4).

ASUPRA VÎRSTEI STRATELOR CU APTYCHUS DIN MASIVUL TRASCĂU¹⁾

DE
M. LUPU

Stratele cu *Aptychus* sunt bine dezvoltate în partea de NE a masivului Trascău.

Primul cercetător care a făcut precizii asupra vîrstei lor a fost HERBICH, care în anul 1877 recoltează în apropierea comunei Rimetea exemplare de *Haploceras grasicanum* D'ORB., *Belemnites dilatatus* BLAIN., *Olcostephanus astierianus* D'ORB., și *Olcostephanus joanetti* D'ORB., forme pe baza cărora atribuie seria marnoasă și marnocalcaroasă respectivă, Neocomianului.

Ulterior R. TELEGD (8) recoltează exemplare de *Belemnites cfr. pistilliformis* BLAINV., *Ammonites astierianus* d'ORB., *Aptychus seranonis* COQ. pe baza cărora ajunge la aceiași concluzie privind vîrsta acestei serii.

M. ILIE (4) citează o faună de Aptichii reprezentată prin: *Lamellaptychus angulicostatus* PICT. ET LOR., *Lamellaptychus seranonis* COQ. și *Lamellaptychus mortilleti* PICT. ET LOR., pe baza cărora confirmă vîrsta valanginian-hauteriviană. În secțiuni subțiri autorul citează și fragmente de *Calpionella alpina* LOR.

G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU (6) citează rare exemplare de *Tintinnopsis (Calpionella) carpathica* din materialul de la Izvoarele, remis spre studiu de M. ILIE.

La sud de masivul Trascău, la Almașul Mare în bazinul văii Ampoiului, M. ILIE citează în 1939 marnocalcare cu *Calpionella alpina* LOR. atribuindu-le de asemenea valanginian-hauterivianului.

Studiul în secțiuni subțiri ale eșantioanelor provenind din cîteva profile efectuate în cursul anului 1962 ne-a condus la identificarea a două

¹⁾ Comunicare în ședința din 1 aprilie 1963.

asociații de Tintinnide, care, fără a infirma vîrstă valanginian-hauteriviană atribuită acestui complex, ne permit precizarea vîrstei bazei lor ca fiind tithonica.

Sîntem de asemenea în măsură să precizăm vîrstă tithonica cel puțin a unei părți a ofiolitelor din regiune, considerate de către cercetătorii anteriori de vîrstă triasică.

Profilul cel mai clar ni l-a oferit pîrful Sureni, affluent al văii Rîmășilor. Aici stratele cu *Aptychus* sunt suportate de ofiolite. Contactul lor cu ofiolitele nu se face brusc ci prin alternanțe succesive de ofiolite cu marnocalcare în cadrul unui pachet mixt de 2,5 m grosime, după care urmează stratele cu *Aptychus* propriu-zise.

Grosimea stratelor cu *Aptychus* este în acest profil de maximum 400 m. Seria are în general o litologie monotonă fiind alcătuită din alternanțe de marnocalcare cenușii în strate de 4–10 cm grosime cu pachete de șisturi marnoase. La aproximativ jumătatea ei, s-a întîlnit în studiul microscopic al eșantioanelor recoltate, următoarea asociație de Calpionele: *Calpionella alpina* LOR., *Calpionella elliptica* CAD., *Crassicolaria aff. parvula* REMANE, *Crassicolaria* sp.

Important este faptul că în cadrul acestei asociații de altfel numeroase (un total de 274 specii determinabile) formele de *Calpionella alpina* LOR. reprezintă o proporție de peste 90% iar dimensiunile lor sunt aproximativ identice. Această proporție este semnalată în toate lucrările recente ca fiind caracteristică tithonicului superior.

O altă asociație, de această dată mult mai săracă numeric, a fost întîlnită pe un alt profil care întretaie aceiași fișie de strate cu *Aptychus*, la un nivel superior. Aici, asociația întîlnită este constituită din cîteva forme de *Tintinnopsella carpathica* MURG. et FIL., (vezi figura) *Tintinnopsella cadishiana* COL., *Stenosemellopsis* aff. *hispanica* COL. și două forme de *Calpionella elliptica* CAD. Această asociație ne dă indicii pentru vîrstă berriasian superior-valanginian.



Tintinnopsella carpathica MURG.
ET FIL. 20 x.

EXPLICATIA PLANSEI

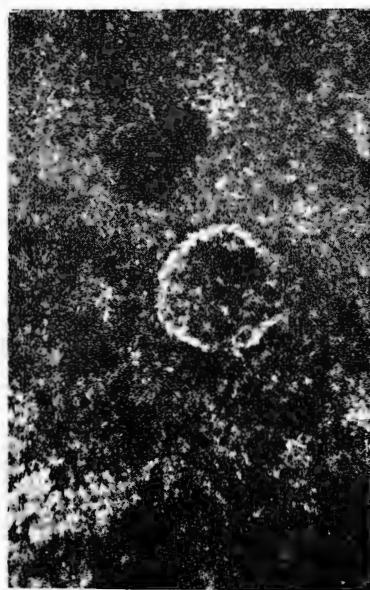
EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Calpionella alpina* LOR. 40x.
- Fig. 2. — *Calpionella elliptica* CAD. 40x.
- Fig. 3. — *Crassicolaria* sp. 20x.
- Fig. 4. — *Tintinopspella cadishiana* COL. 20 x.

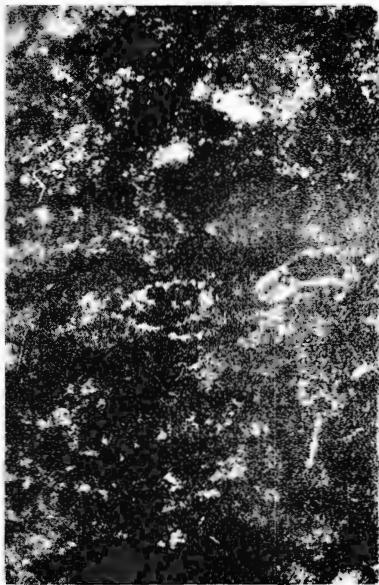
M. LUPU. Stratele cu Aptichus din masivul Trascău.



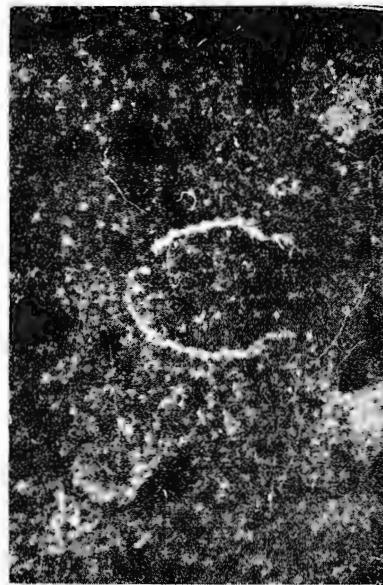
1.



2.



3.



4.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředinelor, vol. L/2.

Faptele mai sus menționate ne permit următoarele concluzii : Stratele cu *Aptychus* sunt de vîrstă tithonic-neocomiană și nu exclusiv neocomiană, cum au fost considerate pînă în prezent.

În domeniul pelagic există o continuitate de la jurasic la cretacic, continuitate necunoscută încă în domeniul recifal.

Cel puțin o parte a ofiolitelor din masivul Trascău considerate pînă în prezent de vîrstă triasică au vîrsta bazei stratelor cu *Aptychus*, deci tithonică.

În această interpretare se conturează foarte clar fosa Mureșului la nivelul Malmului superior cu marnocalcarele reprezentînd faciesul pelagic și calcarale în facies de Stramberg plasate pe cele două flancuri (Turda și Trascău).

BIBLIOGRAFIE

1. CHAROLLAIS J., RIGOSSI-SRUDER. D. Répartition de quelques microfossiles dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de Châtel Saint-Denis (Suisse). *Archives des Sciences Soc. de Physique et Hist. Nat.* Genève 1961.
2. COLOM G. Fossil Tintinnids. *J. of. Paleont.* 22, 1948.
3. HÄRBICH FR. Geologische Beobachtungen in dem Gebiete der Kalkklippen am Ostrand des siebenburgischen Erzgebirges. *Föld. Kölz* Nr. 7. 1877.
4. ILIE M. Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București 1932.
5. ILIE M. Poziția stratigrafică a calcarelor cu Calpionelle de la Almașul Mare (Hunedoara). *Bul. Soc. Naturaliștilor din România*. București 1939.
6. MURGEANU G., FILIPESCU M. Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXI (1932 – 1933). București 1937.
7. REMANE JÜNGEN. Zur Calpionellen Systematik. *Neues Jahrb. für Geol. und Paleont.* Stuttgart 1962.
8. ROTHE TELEGD. Die Randzone des siebenb. Erzgebirges in der Gegend von Moldovenești, Rimetea Podeni. *Jahrb. d. k. ung. geol. A.* 1887.

О ВОЗРАСТЕ СЛОЕВ С АРТИХУС МАССИВА ТРАСКЭУ

М. ЛУПУ

(Краткое содержание)

В настоящей заметке уточняется возраст слоев с *Aptychus* массива Траскэу.

На основании ассоциаций de Tintinnide (ассоциация с *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicolaria* aff. *parvula* и другая ассоциация с *Tintinopsella carpathica*, *T. cadiischiana*, *Stenosemelopsis* aff. *hispanica* считаются слои с *Aptychus* титоннеокомского возраста. Таким образом доказывается что оphiолиты включенные в основании слоев с *Aptychus* имеют тоже титонский возраст.

SUR L'ÂGE DES COUCHES À APTYCHUS DU MASSIF
DE TRASCAU

PAR

M. LUPU

(Résumé)

Dans cette note, l'auteur vient préciser l'âge des couches à *Aptychus* du massif de Trascău.

Basé sur les associations de Tintinnides (une association à *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicolaria* aff. *parvula* et une autre association de *Tintinopsella carpathica*, *T. cadiischiana*, *Stenosemelopsis* aff. *hispanica*), il considère les couches à *Aptychus* comme appartenant au Tithonique-Néocomien. Ainsi, a-t-on démontré que les ophiolites, intercalées à la base des couches à *Aptychus*, sont également d'âge tithonique.

STRATIGRAFIE

**DATE NOI PRIVIND SARMATIANUL ȘI PANNONIANUL
DIN REGIUNEA BAIA MARE¹⁾**

DE

FL. MARINESCU

Depozitele sedimentare din regiunea Baia Mare au făcut în trecut obiectul a numeroase observații, datorate lui K. HOFMANN, J. MATYASOWSKY, AL. GESELL, M. PÁLFY, J. MEZÖSI, S. JÁSKO și altora. Un istoric al studiilor anterioare a fost deja expus de M. PAUCĂ (10). Acest din urmă autor prezintă cu aceeași ocazie o schemă stratigrafică cu separațiuni mai riguroase și o cronologie mai precisă. În același an T. IORGULESCU (2) face cunoscute rezultatele studiului pe care l-a întreprins asupra microfaunei identificate în depozitele terțiare din cîteva profile.

Cercetări recente, efectuate cu privire la depozitele neogene care constituie culcul formațiunilor eruptive de la Baia Mare, sau care se întrepătrund cu ele, au permis cîteva precizări stratigrafice suplimentare.

Sarmatianul. Date noi, în completarea celor existente cu privire la stratigrafia depozitelor sarmatiene, au fost obținute prin studiul profilului din valea Limpedea. Pe valea Limpedea (afluent al văii Băița) se întâlnește un pachet de tufuri riolitice, care cuprinde cîteva bancuri intercalate de marno-calcare silicificate, cu mici fucoide și numeroase intercalații de gresii și tufite silicificate. În acest loc M. PAUCĂ semnalează, în marne negre, numeroase exemplare de *Cardium irregularare* EICHW.

La aproximativ 1200 m de șoseaua ce urmărește valea Băiței, autorul acestei note a recoltat din gresiile și tufitele menționate numeroase mulaje de lamelibranchiate, din care au fost identificate următoarele forme :

Modiola sp.

Cardium conf. barboti R. HÖRNES

Cardium gleichenbergense PAPP

¹⁾ Comunicare în ședință din 31 mai 1963.

Cardium conf. C. lithopodolicum sarmaticum BARBOT

Irus vitalianus D'ORBIGNY

Mactra sp.

Asociația de mai sus, în care domină Cardiaceele, cuprinde deci : forme comune Sarmatianului extracarpatic și celui pannonic, o formă semnalată pînă acum numai în bazinul Vienei, anume la partea inferioară a stratelor cu *Ervilia* (*Cardium gleichenbergense*) și o specie caracteristică stratelor cu *Cryptomactra* (*Cardium barboti*). Judecînd după aceste specii, depozitele din care provine fauna menționată pot fi atribuite părții superioare a Sarmatianului inferior, fiind probabil echivalente cel puțin cu partea inferioară a stratelor cu *Cryptomactra*. În felul acesta este evident că în regiunea Baia Mare se găsește reprezentat întregul Volhyanian, partea inferioară a acestui etaj conținînd aici o asociație cu *Ervilia* (valea Puturoasa). Pe de altă parte nu poate fi exclusă ideia existenței în același complex, pînă la limita cu Pannonianul s., str. a părții bazale a Bessarabianului (întregul complex al stratelor cu *Cryptomactra*).

Pannonianul s. str. Depozitele pannoniene din partea de vest a țării noastre au fost mult timp considerate ca fiind echivalente cu cele ale Pontianului extracarpatic, iar poziția lor direct peste Sarmatianul inferior a fost interpretată ca demonstrînd o lacună corespunzătoare Meotianului, Kersonianului și Bessarabianului. Încercări de corelare a depozitelor pannoniene din țara noastră cu cele din partea de vest a Bazinului Pannonic au fost reluate relativ recent : G. MURGEANU și colab. (6), I. MOTĂȘ (5), FL. MARINESCU¹⁾, iar cercetări încă mai noi au pus în evidență unele zone paleontologice recunoscute în bazinul Vienei, D. LUPU (4).

În ceea ce privește regiunea Baia Mare, în lucrările anterioare (M. PAUCĂ, 1952) sunt menționate forme de *Melanopsis* și *Congeria* ce pot indica prezența zonelor C, D și E, separate în Pannonianul din bazinul Vienei. Printre punctele fosilifere identificate pînă acum, două reîn în special atenția noastră pentru corelări stratigrafice și anume : cel din Valea lui Taloș și cel din dealul Țigherul.

Pe Valea lui Taloș (fig. 1), situată între valea Nistrului și Cicîrlău, se întîlnesc argile vinete, vag stratificate, cu suprafete luciate și intercalări de nisipuri grosolane. Partea superioară a acestui pachet nisipos cuprinde nisipuri cuartitice cenușii albicioase, stratificate, cu resturi de plante incarbonizate. Depozitele descrise vin în contact tectonic cu andezitele. În apropierea rocilor eruptive argilele sunt silicificate și cutate, pre-

1) Discuții privind problema Pannonianului. Referat în şed. Inst. Geol. 1962.

zentind uneori înclinări apropiate de 90° . Argilele și în special nisipurile grosolane conțin o faună destul de variată. În afară de speciile semnalate de S. SEICEANU¹⁾, autorul notei de față a recoltat:

TABELUL 1

	Bazinul Vienei *)				Soceni**)
	B	C	D	E	
<i>Congeria ramphophora</i> BRUSINA	—	—	—	—	—
<i>Congeria budmani</i> BRUSINA					
<i>Congeria conf. C. chilotrema</i> BRUSINA					
<i>Congeria partschi globosatesta</i> PAPP			—		—
<i>Melanopsis impressa</i> conf. <i>M. i. boellii</i> MANZONI	—	—			
<i>Melanopsis</i> conf. <i>M. impressa</i> KRAUSS					—
<i>Melanopsis narzolina doederleini</i> PANTANELLI	—				
<i>Melanopsis vindobonensis vindbonensis</i> FUCHS		—	—	—	—
<i>Melanopsis bouei bouei</i> FÉRUSSAC					
<i>Melanopsis bouei affinis</i> HANDMANN cu treceri spre <i>M. b. rarispina</i> LÖRENTHEY	—	—	—		
<i>Melanopsis bouei</i> aff. <i>M. b. affinis</i> HANDMANN	—	—	—	—	—
<i>Melanopsis</i> sp. aff. <i>M. pygmaea mucronata</i> HANDMANN	?	—		?	
<i>Melanopsis</i> sp. conf. <i>M. handmani</i> BRUSINA	—	—			

*) După A. PAPP, 1953.

**) După E. JEKELIUS, 1944.

Dealul Țigherul (sau după unii autori Ciglerul) este situat la NW de localitatea Tăuții Măgheruș, în drepta pârâului Poprad, affluent pe dreapta al văii Borecului. Pe acest deal, (fig. 2) deasupra unei stive groase de

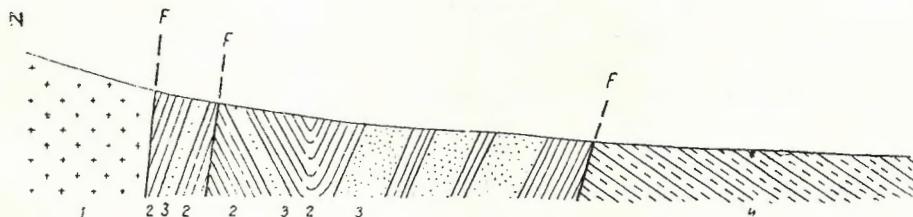


Fig. 1. — Secțiune geologică în lungul Văii lui Taloș (W Tăuții Măgheruș).

1, andezite; 2, argile vinete concoide cu fețe lustruite, intercalări subțiri de pietrișuri mărunte, fosilifere; 3, nisipuri cuarțitice stratificate, cu fragmente incarbonizate; 4, argile vinete stratificate.

¹⁾ S. SEICEANU. Raport asupra prospecțiunii geologice pentru hidrocarburi în reg. Baia Mare Seini. Arh. Inst. Geol., 1955.

aglomerate andezitice de tipul Piscuiatu, se găsesc gresii cuarțitice albe, foarte tari, silicificate, cu resturi de plante silicificate și ele. Între aglomeratele din culcuș și gresii se poate observa o trecere gradată pusă în evidență de abundența materialului piroclastic în primele nivele grezoase.

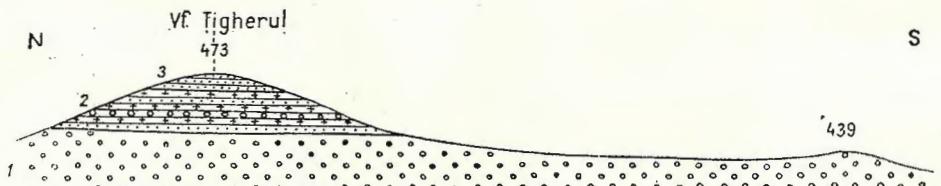


Fig. 2. — Secțiune geologică în Vf. Țigher (Baia Mare).
1, aglomerate andezitice; 2, alternanță de gresii, tufuri și de gresii cuarțitice;

Toamna în aceste nivele de tranziție se găsesc foarte numeroase tipare de *Melanopsis* și *Congeria*, mai rar *Limnocardiide*, din care M. PAUCĂ menționează, după MEZÖSI, *Melanopsis impressa bonellii*, *M. bouei* și *Congeria* sp. Studiind mulajele făcute după aceste tipare autorul notei de față recunoaște o asociatie mai bogată de moluște:

TABELUL 2

	Bazinul Vienei *)				Soceni**)
	B	C	D	E	
<i>Congeria aff. C. scrobiculata carinifera</i> LÖRENTHEY		—			
<i>Congeria</i> sp. conf. <i>C. chilotrema</i> BRUSINA					
<i>Congeria partschi partschi</i> CZYZEK		—	—		—
<i>Melanopsis impressa bonellii</i> MANZONI ¹⁾	—	—			
<i>Melanopsis fossilis</i> aff. <i>M. f. coaequata</i> HANDMANN	—	—			?
<i>Melanopsis fossilis rugosa</i> HANDMANN					—
<i>Melanopsis vindobonensis vindobonensis</i> FUCHS	—	—			—
<i>Melanopsis bouei</i> FÉRUSSAC ¹⁾	—	—	—		—
<i>Melanoptychia brussinai</i> JEKELIUS					—

¹⁾ După MEZÖSI, fide M. PAUCĂ, 1952.

Același tip de gresie descris din dealul Țigherul apare și în numeroase alte puncte, pe vîrfurile dealurilor: dealul Murgău, Dealul cu Peri, dealul Barnici (la NE de Seini), dealul Tarda (intre Seini și Orașul Nou). În toate aceste puncte gresile conțin fragmente silicificate de plante, dar sănătate de faună.

Mai este de remarcat că în urma amenajării unui drum forestier în lungul unui mic affluent pe dreapta văii Nistrului, autorul a putut observa andezite și aglomerate andezitice de tipul Piscuiatu alternând cu nisipuri cuarțitice, alb-cenușii sau alb gălbui, cu fragmente de plante, uneori silicificate; local, către partea superioară a succesiunii, aceste nisipuri sunt consolidate, formând uneori gresii foarte asemănătoare cu gresile din dealul Tigherul; unica deosebire constă în sărăcia de faună, singurele forme reprezentate fiind specii mici de Limnocardiide, de obicei foarte prost conservate și sub formă de tipare. Nisipurile interstratificate cu andezitele și aglomeratele andezitice sunt identice cu cele care constituie partea superioară a complexului argilo-nisipos din Valea lui Taloș, precum și cu acelea care apar în pîrul Popradului, la poalele dealului Tigherul.

Din aceste descrieri rezultă că argilele din Valea lui Taloș constituie un termen mai vechi decît nisipurile care se întâlnesc pe micul affluent al văii Nistrului și pe pîrul Poprad, acesta din urmă fiind la rîndul lor mai vechi decît gresile din dealul Tigherului. Interpretarea aceasta coincide cu indicațiile pe care le oferă fauna. Comparînd listele de fosile cu acelea date de A. PAPP (1953) pentru diversele zone paleontologice ale Pannonianului bazinului Vienei se observă că asociația din Valea lui Taloș cuprinde forme cunoscute atât din zonele B și C cât și din zonele C și D, în timp ce în gresile din dealul Tigherului se întâlnesc numai specii caracteristice pentru zonele C și D; majoritatea speciilor semnalate din ambele puncte sunt menționate și de E. JEKELIUS în depozitele pannoniene dela Soceni. Judecînd deci după faună, argilele și nisipurile din Valea lui Taloș reprezintă probabil zona C, în timp ce gresile din dealul Tigherul aparțin zonei D și probabil părții terminale a zonei C. În acest fel se poate preciza deasemenea că andezitele de Piscuiatu sunt pannoniene, aceste roci încadrîndu-se în zonele C și D.

Prezența numeroaselor fragmente de plante, deoseori de trunchiuri de arbori, în majoritate silicificate, sugerează un arhipelag de insule vulcanice cu vegetație bogată în spațiile ce nu au fost acoperite de eruptii.

În concluzie în nota de față, în afara de contribuția adusă la inventarul faunei neogene din regiunea Baia Mare, se fac următoarele precizări stratigrafice:

Succesiunea depozitelor sarmatiene cuprinde un echivalent al părții inferioare a stratelor cu *Cryptomactra*.

Este dovedită prezența Pannonianului mediu, respectiv a zonelor C și D din bazinul Vienei, cu o asociație de faună mai veche în argilele din Valea lui Taloș și alta mai tînără în gresile din dealul Tigherul.

Este precizată vîrstă sarmatiană a tufurilor riolitice din valea Limpedea.

Datele paleontologice demonstrează vîrstă pannoniană medie s. str. a andezitelor de Piscuiatu. În acest fel eruptiunile cuprinse între riolitele de tip Limpedea, sau echivalentele lor și andezitele de tip Piscuiatu pot fi interpretate ca un corespondent al Bessarabianului și Pannonianului inferior (zonele A și B). Totodată nu mai poate fi susținută o încălecare a masei de roci eruptive peste depozitele neogene din bazinul Băii Mari, andezitele de Piscuiatu avînd o poziție normală¹⁾ pe depozite pannoniene ceva mai vechi.

BIBLIOGRAFIE

1. IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MANILICI V., GHERASI N., JUDE R., GHEORGHIȚĂ D., DIMITRESCU R., *Ghidul excursiilor, A — Baia Mare, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică Congr. V.* București 1961.
2. IORGULESCU T. Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia-Mare. *D. S. Comit. Geol.* vol. XXXIX (1951 — 1952). București 1955.
3. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol.* vol. V. București 1944.
4. LUPU DENISA. Observații asupra Pannonianului de la Hălmagiu și Mermești (Bazinul Crișului Alb). *Studii și Cercetări de Geol., Acad. R. P. R.* nr. 3. București 1963.
5. MOTAS I. Date noi cu privire la corelarea Miocenului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XLIV (1956 — 1957). București 1962.
6. MURGEANU G., SAULEA FM., POPESCU GR., MOTAS I. Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiarului în R. P. R. *Stud. și cercetări geol.*, V. 2. 1960.
7. PAPP A. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesellsch., Wien*, Bd. 39 — 41 (1946 — 1948). Wien 1951.
8. PAPP A. Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Gesellsch. in Wien*. Bd. 44 (1951). Wien 1953.
9. PAPP A. Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesellsch. Wien*, Bd. 45 (1952). Wien 1954.
10. PAUCĂ M. Sedimentarul din regiunea eruptivă dela nord și est de Baia Mare. *D. S. Comit. Geol.* XXXIX (1952 — 1953). București 1955.

¹⁾ De altfel o situație normală și nu una tectonică a fost reprezentată și de N. GHERAS. pe harta ghidului de excursii.

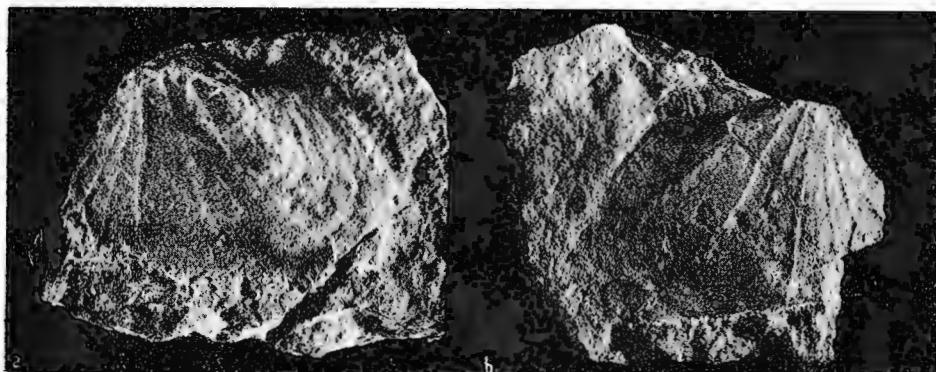
PLANŞA I

PLANŞA I

- Fig. 1 a, b. — *Cardium gleichenbergense* PAPP ; V. Limpedea, Băița, Reg. Baia Mare ; Sarmațian.. 1,15x.
- Fig. 2. — *Cardium barboti* R. HOERNES ; V. Limpedea Băița, Reg. Baia Mare ; Sarmațian. 1,5x.
- Fig. 3. — *Cardium conf. C. barboti* R. HOERNES ; V. Limpedea Băița, Reg. Baia Mare ; Sarmațian. 1,15 x.
- Fig. 4. — *Cardium conf. C. lithopodolicum sarmaticum* KOLESNICOV ; V. Limpedea, Băița, Reg. Baia Mare ; Sarmațian. 1,15 x.
- Fig. 5. — *Congeria budmani* BRUSINA ; Valea lui Taloș, E Cicirlău, Reg. Baia Mare ; Pannonian. zonele C — D 1,5 x.

Fotografii : F. MARINESCU, GH. KESSLER.

FL. MARINESCU. Sarmațianul și Pannonianul din reg. Baia Mare. Pl. I



1.



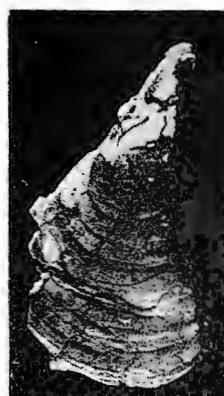
2.



3.



4.



5.

PLANSA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Melanopsis fossilis rugosa* HANDMANN (mulaj); Vf. Tigherul, Baia Mare; Pannonian, zonele C — D 1,5 x.
- Fig. 2. — *Melanopsis fossilis* aff. *M. fossilis coaequata* HANDMANN, (mulaj); Vf. Tigherul, Baia Mare; Pannonian, zonele C — D 1,5 x.
- Fig. 3. — *Melanopsis narzolina doederleini* PANTANELLI, Valea lui Taloş, E. Cicirlău, Reg. Baia Mare; Pannonian zonele C — D 1,5 x.
- Fig. 4. — *Melanopsis bouei* aff. *M. bouei affinis* HANDMANN; Valea lui Taloş, E. Cicirlău, Reg. Baia Mare; Pannonian zonele C — D 1,5 x.
- Fig. 5. — *Melanopsis bouei affinis* HANDMANN; Valea lui Taloş, E. Cicirlău, Reg. Baia Mare; Pannonian zonele C — D 1,5 x.
- Fig. 6. — *Congeria conf. C. chilotrema* BRUSINA, Valea lui Taloş, E. Cicirlău, Reg. Baia Mare; Pannonian zonele C — D 1,5 x,

Fotografii: F. MARINESCU, GH. KESSLER.

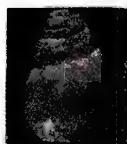
FL. MARINESCU. Sarmațianul și Pannonianul din reg. Baia Mare. Pl. II.



1.



2.



3.



4.



5.



b

6.

НОВЫЕ ДАННЫЕ КАСАЮЩИЕСЯ САРМАТА И ПАННОНСКОГО ЯРУСОВ РАЙОНА БАЯ МАРЕ

ФЛ. МАРИНЕСКУ

(Краткое содержание)

В течение недавних исследований неогена эруптивной зоны Бая Маре, в долине Лимпедя, приток долины Бэица, автором была выявлена фауна (рис. 1—2) уточняющая верхне-волынский возраст составляющих ее отложений а также и риолитов включенных в эти отложения.

Что касается паннона, из исследованных фаун, автор заключает что ассоциация долины Талош (рис. 3) кажется что будет немного древнее чем фауна холма Цигерул (рис. 4). Так как агломераты и кварцевые андезиты типа Пискуяту включены в ископаемоносных песчаниках холма Цигерул, паннонский возраст (зоны С — D бассейна Вены) этих отложений уточняя и момент соответствующих извержений. Таким образом не может быть речи о перекрытии этой эруптивной массы на осадконакопления неогена находящегося на юге.

В заключении, эруптивные отложения находящиеся между андезитами Сеинь (нижний сармат) и риолиты Лимпедя, или их эквиваленты, являются волынскими; а те которые находятся между риолитами и кварцевыми андезитами Пискуяту смогли бы соответствовать нижнему панному (зоны А—В), а находящиеся над кварценноносными андезитами представляют конечный панон и point *s. str.* (в собственном смысле).

NOUVELLES DONNÉES SUR LE SARMATIEN ET LE PANNONIEN DE LA RÉGION DE BAIA MARE

PAR

FL. MARINESCU

(Résumé)

Au cours des investigations récentes dans le Néogène de la zone éruptive de Baia Mare, dans Valea Limpedea, tributaire de droite de Valea Băița, l'auteur a identifié une faune (p. 1—2) qui permet de préciser l'âge volhynien supérieur des dépôts qui la renferme et, par conséquent, aussi des rhyolites qui y sont intercalées.

Quant au Pannonien, l'étude faunique permet de conclure que l'association de Valea lui Taloș paraît être plus ancienne que celle de Dealul Tigherul. Vu que les aggrégats et les andésites quartzifères de type Piscuiatu sont intercalés dans les grès fossilifères de Dealul Tigherul, l'âge pannonien (zones C—D du Bassin de Vienne) de ces dépôts marque également le moment des éruptions respectives. Ce fait infirme l'idée d'un chevauchement de la masse éruptive sur les formations sédimentaires néogènes, situées au Sud.

En conclusion, les dépôts éruptifs compris entre les andésites de Seini (Sarmatien inférieur) et les rhyolites de Limpedea ou leurs équivalents, sont d'âge volhynien ; les dépôts logés entre les rhyolites et les andésites quartzifères de Piscuiatu pourraient correspondre au Pannonien inférieur (zones A—B) tandis que ceux qui surmontent les andésites quartzifères, représentent le Pannonien terminal et le Pontien *sensu stricto*.

ЗЕЛЕНЫЕ СЛАНЦЫ РАЙОНА ДОРОБАНЦУ-МЭГУРЕЛЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ДОБРУДЖА)

О. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Зеленые сланцы центральной Добруджи (зона зеленых Сланцев) представляют терригенную осадочную формацию, слабо метаморфизованную, верхнепротерозойского возраста (синийская система). В зеленых Сланцах северной части центральной Добруджи, автором были выделены три серии: - инфраграувакка, - нижних и-верхних граувакк. Серия инфраграувакк (толщиною приблизительно в 600—800 м) залегает непосредственно над кристаллическими мезозональными сланцами из фундамента этой зоны. Она образовалась чередованием метаморфизованных граувакк и серицито-хлоритовых филлитов, имея эпизональную фацию.

Две последние из вышеупомянутых серий составлены из ритмического чередования граувакк и слабометаморфизованных сланцев. В серии верхних граувакк находятся прослойки зеленоватых кремнистых пород и арковых микроконгломератов. Кластический материал граувакк — совершенно несортирован и слабо окатан, содержит большое количество неустойчивых минералов (полевые шпаты). Основная масса — образована из смеси хлорита и серицита. Во внутренней части более мощных пластов граувакка, автором было установлено наличие сланцевых обломков (мягкая галька), междуформационно переработанных. Незрелый характер этих отложений указывает на быстрое осаждение, характерное орогенным формациям.

Граувакки имеют последовательную стратификацию ясно выраженную. Основание пластов граувакк — четкое и представляет механоглифы. Обыкновенные ритмические переслаивания (10—60 см) чередуются мощными пластами (2—4 м) граувакк, обычно равномерно гранулированных и микроритмами (0,5—5 см), сохраняя черты некоторых варв (зональные сланцы). Микроритмы образованы из прокатанных напластований с косым прокатом или иногда с последовательной стратификацией и пелитовым прокатыванием. Подобные микроритмы, очень характерные для зеленых Сланцев Добруджи — известны и в других аналогичных сериях, а именно, в верхнеальгонской группе Богемии, а также и в верхнебриоверянской и верхнедалрадянской группах. По осадочному характеру серии нижних и верхних граувакк представлены флишевой фацией.

Зеленые Сланцы были смяты в складки в ассинском, (байкальском) орогенезе, будучи возобновлены, потом, и в окраинных зонах, последующими герцинским и киммерийским движениями. Тектонический стиль зеленых Сланцев характеризуется наличием больших складок ориентированных ЗСЗ, осложненные малыми, относительно широкими складками. Пелитовые породы представляют сланцеватый кливаж (сланцеватость), который пересекает стратификацию, а песчанистые, более податливые породы имеют кливаж разрыва.

SCHISTES VERTS DE LA RÉGION DE DOROBANTU—MĂGURELE (DOBROGEA CENTRALE)

PAR

O. MIRĂUTĂ

(Résumé)

Les schistes verts de la Dobrogea centrale (zone des Schistes verts) représentent une formation sédimentaire terrigène, faiblement métamorphisée, d'âge protérozoïque supérieur (Sinien). Dans les Schistes verts de la partie septentrionale de la Dobrogea centrale ont été distinguées trois séries : la série des infragrauwackes, la série des grauwackes inférieures et la série des grauwackes supérieures. La série des infragrauwackes (600—800 m environ) repose directement sur les schistes cristallins de mésozone du soubassement de cette zone. Elle est constituée par une alternance de grauwackes métamorphisées et de phyllites séricito-chloriteuses, en faciès d'épizone.

Les dernières deux séries accusent une stratification rythmique (rhythmic bedding) de grauwackes et de schistes faiblement métamorphisés. La série des grauwackes supérieures comprend des intercalations de roches siliceuses verdâtres et de microconglomérats arkosiens. Le matériel clastique des grauwackes n'est pas classé ; il est faiblement roulé et contient une quantité appréciable de minéraux non stables (feldspaths). La matrice est formée par un mélange de chlorite et de séricite. À l'intérieur des couches plus épaisses de grauwackes on trouve des fragments de schistes (galets mous) résultés d'un remaniement intraformationnel. Le caractère d'immaturité de ces dépôts indique une sédimentation rapide, caractéristique pour les formations orogènes.

Les grauwackes présentent une stratification granoclassée très évidente. La base des couches de grauwackes est nette et présente des mécano-glyphes (load casts, groove casts). Les rythmes ordinaires (10 — 60 cm) alternent avec des couches épaisses (2 — 4 m) de grauwackes, en général uniformément grenues et à microrhythmes (0,5 — 5 cm) d'aspect de varves (schistes zonés). Les microrhythmes sont formés de laminae siltitiques, à stratification oblique, de courant ou, parfois, à stratification granoclassée et de laminae pélitiques. De pareils microrhythmes, très caractéristiques des Schistes verts de Dobrogea, sont connus aussi dans d'autres séries similaires, à savoir : dans l'Algonkien supérieur de Bohême, le Briovérien supérieur et le Dalradien supérieur. Suivant les caractères sédimentologiques la série des grauwackes inférieures et la série des grauwackes supérieures revêtent un faciès flysch.

Les schistes verts ont été plissés pendant l'orogénèse assynthique (baïkalienne), étant repris, dans les zones marginales par les mouvements ultérieurs, hercyniens et cimmériens. Le style tectonique des Schistes verts est caractérisé par des plis majeurs, orientés WNW, compliqués par de petits plis. Les roches pélitiques présentent un clivage schisteux (schistosité qui vient intersecter la stratification, tandis que les roches gréseuses plus compétentes, ont un clivage de fracture.

STRATIGRAFIE

**STRATIGRAFIA ȘI STRUCTURA GEOLOGICĂ A
SEDIMENTARULUI DANUBIAN DIN NORDUL OLȚENIEI
(ÎNTRE VALEA MOTRULUI ȘI VALEA JIULUI)¹⁾**

DE
VASILE MUTIHAC

Cercetările geologice detaliante întreprinse de AL. CODARCEA (2) în Platoul Mehedinți la care se adaugă și altele foarte recente, C. DRĂGHICI (6), au dus la o imagine nouă a tectonicii acestei zone, imagine care contrastează cu cea a învelișului sedimentar danubian de pe versantul sudic al munților Vulcan. Aceasta se datorează unei insuficiente cunoașteri a sedimentarului din această zonă, dat fiind că cercetările întreprinse în sectorul dintre valea Motrului și valea Jiului, au avut în vedere aproape exclusiv numai fundamentul cristalin, iar formațiunile sedimentare au fost tratate foarte sumar: așa se explică de ce în ultima lucrare care se referă la regiunea menționată (G. MANOLESCU, 11) sedimentarul este figurat cu o singură culoare.

Pentru descifrarea structurii acestuia, care este destul de complicată, trebuia în primul rînd lămurită stratigrafia. Este adevărat că au fost destule lucrări care au urmărit îndeaproape succesiunea stratigrafică, însă acest lucru s-a efectuat de obicei asupra unui singur profil. În cele mai multe cazuri acest profil a fost cel de la Vai de Ei de pe valea Șușitei care de fapt este cel mai complicat: L. MRAZEC (14), GH. MURGOCI (19), A. STRECKEISEN (24).

Făță de această situație se impunea continuarea spre E a cercetărilor întreprinse de AL. CODARCEA în Platoul Mehedinți care se opriseră la paralela localității Busești.

Regiunea dintre Busești și valea Motrului a fost cercetată recent de C. DRĂGHICI (6), iar în lucrarea de față se vor expune rezultatele

¹⁾ Comunicare în ședința din 22 martie 1963.

cercetărilor efectuate în continuare spre E, adică regiunea dintre valea Motrului și valea Jiului.

Regiunea care formează obiectul lucrării de față este situată pe versantul sudic al munților Vulcan, la poalele acestuia și se întinde neîntrerupt cu un contur foarte neregulat de la Motru până la Jiu. Spre S coboară până la limita nordică a formațiunilor terțiare ce intră în alcătuirea depresiunii getice.

Din punct de vedere morfologic regiunea se prezintă în bună parte ca un platou cu o altitudine în jur de 400 m, fragmentat de cursurile de apă, care străbat regiunea în general pe direcția N-S. În afara de râurile care delimită regiunea, respectiv Motrul și Jiul, trebuie menționate valea Sușitei, valea Susenilor, valea Runcului și valea Tismanei. Drumurile bine amenajate în ultimul timp pe toate aceste văi oferă cercetătorului deschideri complete în care se pot observa cu destulă claritate raporturile stratigrafice sau tectonice, încit ultimele cercetări au fost favorizate din acest punct de vedere.

Platforma amintită pe care geograful E. DE MARTONNE a denumit-o platforma Gornovița, este presărată cu numeroase doline sau văi oarbe și corespunde unui nivel de eroziune. Fenomenele carstice de altfel sunt destul de frecvente ca urmare a constituției predominant calcaroase a terenului. În această privință pot fi citate Cheile Runcului, izbucnirile de la Runcu și Izvarna, peșterile de pe valea Sușitei, etc.

Ca unitate geologică, regiunea studiată reprezintă în bună parte învelișul sedimentar al autohtonului danubian. Fundamentul acestuia nu intră în preocupările lucrării de față, încit nu se vor face decât unele considerații de ordin tectonic, impuse de rezultatele stratigrafice la care s-a ajuns la ora actuală.

Din unitatea șariată peste acest autohton, respectiv pînza getică, în nordul Olteniei nu s-a păstrat decât în partea de vest a regiunii, unde sisturile cristaline de la Baia de Aramă depășesc puțin valea Motrului și pe o suprafață restrînsă mai apar între Curpenu și Dobrița. Acestea spre sud sunt acoperite de depozitele terțiare ale depresiunii. Din învelișul sedimentar al pînzei nu s-a conservat nimic.

Istoricul cercetărilor. Date asupra sedimentarului de pe versantul sudic al munților Vulcan există încă din a doua jumătate a veacului trecut. În rîndul acestora trebuie puse informațiile date de SCHAFARZIK, și de GR. ȘTEFĂNESCU care menționează calcarele de la Costeni, Izvarna și Tismana. Au urmat în ordine cronologică lucrările lui L. MRAZEC (14), G. MURGOȚI (19), S. STRECKEISEN (24, 25). În ceea ce privește sedimentarul,

autorii menționați au cercetat diferite profile și mai ales cel de la Vai de Ei (valea Sușitei), în care au urmărit să descifreze succesiunea stratigrafică de aici, însă rezultatele sunt oarecum diferite.

O imagine asupra întregii arii de răspândire a sedimentarului de pe versantul sudic al munților Vulcan este dată în lucrarea lui G. MANOLESCU din 1936. Înainte de aceasta, autorul s-a ocupat de stabilirea vîrstei formațiunii de Schela (1932). În 1936 și 1937 apar lucrările de sinteză ale acestui autor, privind întreaga regiune dintre valea Motrului și valea Jiului. Deși cercetările s-au extins asupra întregii regiuni, sedimentarul a intrat mai puțin în preocupările sale, atenția fiind îndreptată mai ales asupra fundamentului cristalin. Mai detaliată este numai regiunea dintre valea Motrului și Busești, adică la vest de regiunea care formează obiectul prezentei lucrări.

În lucrarea din 1937 care se referă la regiunea ce se întinde spre vest pînă la valea Susenilor, face o separație mai detaliată a formațiunilor sedimentare.

În 1940 apare lucrarea lui AL. CODARCEA care deși nu privește direct sedimentarul de pe versantul sudic al Vulcanului, datele obținute de acest cercetător în Platoul Mehedinți aruncă o lumină nouă asupra modului cum trebuie privită problema descifrării stratigrafiei și tectonicii înveștișului sedimentar al autohtonului danubian.

Cercetările mai recente privind tot regiunea de la vest de valea Motrului a lui D. MERCUS (16), AL. CODARCEA și D. MERCUS (4), C. DRĂGHICI (6), au adus noi contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor din Platoul Mehedinți, depozite care se prelungesc și pe versantul sudic al munților Vulcan și ca atare, în cercetările, privind stratigrafia acestora, rezultatele la care s-a ajuns în Platoul Mehedinți constituie puncte de plecare.

În ceea ce privește Cristalinul getic dintre Curpenu și Dobrița acesta a fost menționat de G. MURGOCI (19) și apoi descris de A. STRECKEISEN (24, 25) și G. MANOLESCU (12).

În ultimul timp AL. SEMAKA s-a ocupat îndeaproape de problema vîrstei atît a formațiunii de Schela (1961), cît și a depozitelor conglomerato-grezoase de la Baia de Aramă (C. DRĂGHICI și AL. SEMAKA, 7), care se continuă mult spre est.

În Ghidul geologic al Asociației Carpato-Balcanice din 1961 regiunea este tratată în cadrul structural general al Banatului și Carpaților meridionali.

Toate cercetările care au fost efectuate în sedimentarul de pe versantul sudic al munților Vulcan sunt de acord în a considera depozitele cele mai

tinere care iau parte la alcătuirea învelișului sedimentar din această zonă, de vîrstă cretacic-inferioară, respectiv stratele de Sinaia. Faptul că datele mai detaliate priveau numai un singur profil, iar cele care se refereau la întreaga zonă erau atît de sumare, nu au putut să ducă la o descifrare a tectoniciei de amânunt a învelișului sedimentar danubian.

Cercetările întreprinse între anii 1957 — 1962 ale căror rezultate vor fi expuse în cea ce urmează, au urmărit tocmai stabilirea stratigrafiei acestor depozite, pe baza cărora să se descifreze tectonica de amânunt a acestei regiuni, pentru a o aduce la același grad de cunoaștere ca și zona de la vest.

Parte din datele preliminare la care s-a ajuns au fost utilizate la întocmirea hărții geologice scara 1:500 000, foaia 4 a, ediția I-a.

Geologia regiunii

În ceea ce privește structura geologică a regiunii cercetate se deosebesc mai multe unități și anume: fundamentul cristalin, învelișul sedimentar al acestuia, șisturile cristaline ale unității șariate (pînza getică) și parautohtonul pînzei getice (pînza de Severin).

Fundamentul cristalin. Fundamentul danubian cu care învelișul sedimentar de pe versantul sudic al Vulcanului vine în contact, este reprezentat prin șisturi cristaline străbătute de masive granitice și granitoide. Șisturile cristaline sunt cunoscute sub numele de seria Lainici—Păiuș și reprezintă un sedimentar metamorfozat, străpuns de masive granitice. Granitele sunt reprezentate prin cele două tipuri: granitul de Tismana și granitul de Sușița.

Formațiunile sedimentare iau contact cu granitul de Tismana între valea Motrului și valea Bistriței, apoi acestea se dispun peste șisturile cristaline (seria Lainici—Păiuș) iar mai departe spre est contactul se face între sedimentar și granitul de Sușița.

Învelișul sedimentar. Învelișul sedimentar al fundamentului danubian a fost desemnat de G. MANOLESCU, în 1936, sub numele de infragetic înțelegind prin aceasta complexul sedimentar dintre autohton și pînza getică, în care separă: seria de pe flancul nordic al munților Vulcan și seria de pe clina sudică. Această denumire a fost abandonată ca neconsistentă căci acest sedimentar reprezenta fie parte din autohton, fie parte din pînza getică. Pentru aceleasi motive a fost părăsită și denumirea introdusă de A. STRECKEISEN (24), aceea de subgetic, prin care înțelegea sedimen-

tarul care se găsește între cele două serii cristaline suprapuse tectonic. Dacă se repartizează sedimentarul la cele două unități de care acesta depinde este evident că noțiunea de subgetic ca și aceea de infragetic rămîne fără conținut.

Depozitele care intră în alcătuirea cuverturii autohtonului, în nordul Olteniei, aparțin la două cicluri de sedimentare separate între ele printr-o fază de cutare și anume : primul ciclu de sedimentare s-a desfășurat în Paleozoicul superior și depozitele ce-i aparțin sunt prinse sub formă de pene în subasmentul danubian. Al doilea ciclu de sedimentare cuprinde depozite ce se dispun transgresiv și discordant peste fundamentalul cutat, începînd cu Permianul în facies verrucanic și cuprinde depozite permiene și mesozoice.

Primul ciclu de sedimentare. Depozitele care corespund acestui ciclu de sedimentare sunt incluse în ceea ce se cunoaște în literatură sub numele de „Formațiunea de Schela” denumire introdusă de L. MRAZEC (14). Această formațiune de Schela a dat loc la îndelungate controverse în ceea ce privește vîrsta ei. La un moment dat, prin descoverearea unor resturi de plante (G. MANOLESCU, 9) lucrurile păreau că s-au lămurit oarecum. Ultimile date ale lui AL. SEMAKA (22) de la Schela și C. DRĂGHICI și AL. SEMAKA din regiunea Baia de Aramă (7), pun și mai acut problema, atât a vîrstei, cât și a situației tectonice a acestei formațiuni.

Pe valea Sușitei, în amonte de satul Vai de Ei, pe o distanță de 250 m, apare o alternanță de gresii cuartitice albe în bancuri pînă la 50 cm și șisturi argiloase negre. Stratele prezintă direcții și inclinări variabile. Într-o intercalatie argiloasă pe acest profil AL. SEMAKA (22) a identificat forma *Taeniopteris* sp., „cu habitus net liasic” și *Pecopteris feminaeformis* SCHLOT. Din șisturi argiloase negre ce se situează ceva mai sus, același autor menționează formele : *Calamites (Calamitina) undulatus* STERN și *Annularia stellata* SCHLOT., care atestă vîrsta carbonifer-superioară a acestor depozite. Din gresii arcoziene, tot din acest profil AL. SEMAKA mai menționează resturi indeterminabile de plante despre care totuși crede că ar apartine Permianului, încît după părerea autorului menționat, pe cei 250 m ar fi reprezentat Carboniferul superior, parte din Permian și Liasicul. Formele concludente și indisputabile însă, atestă neîndoilenic prezența Carboniferului superior. Faptul că flora cu „habită net liasic” apare în același punct cu flora carboniferă nu se pare foarte curios, mai ales că autorul nu dă niciun detaliu asupra raporturilor stratigrafice ce eventual a observat aici între nivelele ce conțin flora menționată.

În continuare pe vale, seria sedimentară amintită vine în contact cu granitele subasmentului. Acestea din urmă se pot urmări pe vale în sus căm un kilometru și jumătate, apoi urmează porfire laminate în care sînt prinse gresii cuartitice, dure, ce alternează cu șisturi argiloase negre, uneori grafitoase. Deschiderea este foarte clară, încît faptul că sedimentarul este pensat în fundamental granitic nu mai poate fi pus la indoială.

Depozitele descrise în succesiunea menționată la nord de Vai de Ei, spre sud vin în contact tot cu granite, încît și acestea par să fie prinse în fundament. Spre vest gresiile cuartitice cu intercalări argiloase se pot urmări pe pîrul Balta Verde pînă la culme. Acestea nu vin niciodată în contact direct cu calcarele masive ce se dezvoltă spre sud, sau cu conglomeratele din baza acestora. Formațiunea descrisă are o dezvoltare ceva mai largă spre est, întinzîndu-se ca o zonă continuă pe la nord de comuna Schela și că oarecari intreruperi ajunge pînă în malul drept al Jiului. Profilele cele mai bine deschise sunt pe valea Schela, valea Cartiului și valea Viezuroiu. Pe toate aceste profile se poate urmări aceeași serie reprezentată prin gresii cuartitice albicioase, uneori de culoare închisă, cu alterații feruginoase, în strate care ajung adesea la 1 m grosime. Gresiile pe alocuri devin grosiere pînă la microconglomeratice. Stratele de gresii alternează cu șisturi argiloase negre. Local său întîlnit lentile de antracit care au format obiectul unor explotări cu caracter restrîns. Această serie apare uneori metamorfozată dinamic și este intens cutată. Spre bază se întîlnesc șisturi verzi sericitoase.

În profilul de pe valea Schela se întîlnesc mai multe iviri de granit încit această formațiune pare să descrie mai mulți solzi. Spre sud că și la vest de valea Sușitei nu vin în contact direct cu calcarele ci între acestea din urmă și formațiunea grezoasă șistoasă apar granite.

Pe valea Viezuroiului, în șisturi filito-pelitice, AL. SEMAKA (22) a identificat: *Phleopteris muensteri* SCHENK, HIRMER ET HOERNHAMMER, *Todites denticulatus* (BROGBNIART) KRASSER, *Equisetites arenaceus* (YAGER) BROGBNIART, *Pterophyllum typus*. Această asociație de floră bine conservată atestă vîrstă liasic-inferioară a depozitelor ce o conțin.

Mai la est pe valea Porcului, I. MATEESCU¹⁾, în depozite asemănătoare, a identificat: *Pterophyllum rigidum* (ANDRAE) KRASSER, *Pterophyllum jaegeri* BROGBNIART, *Anomozamites inconstans* GOEPPERT, *Taeniopteris germani*, *Nilssonia orientalis* HEER la care trebuie adăugată forma găsită de G. MANOLESCU și determinată de KRÄUSEL *Otozamites beckei* BROGN. (1932).

¹⁾ I. MATEESCU. Studiul petrografic al zăcămîntului de cărbuni de la Schela. 1952.

Întreaga asociație floristică de aici indică vîrstă liasic-inferioară a depozitelor de la Porceni.

Depozitele descrise pînă acum și care se cunoșteau încă de mult, în 1899, au fost denumite de L. MRAZEC ca Formațiunea de Schela menționînd : „Sub această denuminațiune provizorie înțeleg gresile cuarțoase și conglomeratele compacte de culoare închisă uneori adevărate flint, conglomerate care sunt însoțite de șisturi argiloase negre cu cuiburi și lentile de antracit și de șisturi sericitoase. Toate aceste formațiuni sunt feruginoase și foarte des dinamometamorfozate” (L. MRAZEC 1898, pag. 10). După cum se vede autorul a descris sub această denumire depozitele de la nord de comuna Schela, însă mai departe el consideră că la această formațiune trebuie atașate și acelea care apar la Rafaila, pe valea Jiului precum și depozitele șistoase negricioase de pe versantul nordic al munților Vulcan, însă face mențiunea că acestea sunt oarecum deosebite de cele de la Schela.

După L. MRAZEC toți autorii pînă în timpul din urmă, au considerat la Formațiunea de Schela și depozitele șistoase de pe versantul nordic al Vulcanului ca și cele din sinclinalul Rafaila, acordîndu-le vîrstă respectivă care a variat după autor. Creatorul acestei denumiri a considerat-o de vîrstă permno-carboniferă bazat pe faptul că este prinsă în granite. Pentru aceeași vîrstă pledează G. MURGOCI (19) aducînd ca argument faptul că în Bulgaria, în depozite similare ca litofacies, pe valea Iskerului, s-a găsit floră carboniferă. Această idee confirma oarecum cele spuse de GR. ȘTEFĂNESCU în 1890 care, bazat pe un rest vegetal găsit la Porceni și determinat ca *Sigillaria*, atribuia acestor depozite vîrstă carboniferă. Atât L. MRAZEC cît și G. MURGOCI își bazau afirmația lor și pe faptul că Formațiunea de Schela urmează sub conglomeratele din baza calcarelor de pe valea Sușitei, conglomerate în facies verrucanic și ca atare socolite de vîrstă permiană.

A. STRECKEISEN (94) refăcînd profilul de la Vai de Ei face considerațiuni asupra vîrstei formațiunilor de aici și presupune cu totul provizoriu că formațiunea de Schela ar putea fi de vîrstă triasică în cazul cînd porfirile laminate sunt triasice, sau eventual liasică dacă aceleași porfire cuarțifere sunt liasice. El admite și o eventuală poziție tectonică a formațiunii de Schela.

În 1932 G. MANOLESCU susține vîrstă liasică a formațiunii de Schela pe baza formei *Otozamites beckei*, vîrstă care a fost unanim recunoscută pînă foarte recent. Tot el leagă depozitele de la Schela cu cele din sinclinalul Rafaila și prin aceasta vîrstă liasică se generalizează pentru toate depozitele șistoase cloritoase de culoare închisă și metamorfozate dinamic, care

se întind pe flancul nordic al munților Vulcan în fața liniei de încălecare a pînzei getice.

Toți cercetătorii sunt de acord că atât formațiunea de Schela de la Schela cît și depozitele asemănătoare de pe flancul nordic, sunt prinse în subasentul danubian.

Ultimele date ale lui AL. SEMAKA (22) demonstrează că în formațiunea de Schela este cuprins Carboniferul superior și Liasicul cel puțin partea inferioară. Autorul presupune că este prezent și Permianul, însă argumente paleontologice concludente în acest sens nu există, dimpotrivă prezența conglomeratelor de tip verrucanic în baza calcarelor și care nu iau contact direct cu formațiunea de Schela, sunt motive în plus să credem că în formațiunea de Schela nu este cuprins și Permianul.

Autorii hărții din Ghidul excursiilor celui de al V-lea Congres al Asociației Carpato-Balcaneice (1961), arată că depozitele din sinclinalul de la Rafaila nu se leagă cu depozitele de la Schela. Formațiunea sistoasă negricioasă din sinclinalul Rafaila ca și depozitele de pe versantul nordic al Vulcanului au fost înglobate în ceea ce s-a separat sub numele de seria de Tulișa (L. PAVELESCU, 21) atribuită Paleozoicului inferior probabil Silurianului și Carboniferului superior de L. PAVELESCU (1963)¹). AL. SEMAKA (22) citează din sisturi pelitice negre-cenușii cu numeroase nodule de cloritoid din zona Rafaila forma *Sphenophyllum longifolium* GERMAR, care indică vîrstă carbonifer-superioră.

Din cele arătate pînă acum rezultă că în Formațiunea de Schela aşa cum a definit-o L. MRAZEC (14) și care se întinde numai în zona Schela între valea Sușitei și Jiu, este cuprins Carboniferul superior și Liasicul cel puțin în parte. Pentru motive ce le vom expune mai departe, considerăm Liasicul din formațiunea de Schela discordant peste depozitele carbonifere din bază. Atât cartografic cît și litologic Liasicul nu a putut fi separat de Carbonifer, cel puțin deocamdată. Acestua din urmă trebuie să-i apartene parte mai sistoasă și sericitoasă care se asemănă cu depozitele din sinclinalul Rafaila, în care s-a găsit flora carboniferă. Denumirea de formațiunea de Schela trebuie deci păstrată, aşa cum a conceput-o L. MRAZEC, numai pentru seria în care sunt incluse depozite de vîrstă carbonifer-superioră și liasică, care deocamdată se cunosc numai în zona Schela, adică între valea Sușitei și valea Jiului. În depozitele sistoase din seria de Tulișa nu s-a dovedit încă existența depozitelor liasice. Partea superioară a depozitelor sistoase din seria de Tulișa este sincronă cu parte din formațiunea

¹) L. PAVELESCU, MARIA PAVELESCU, Cercetări geologice în capătul de E. al autohtonului danubian. Comun. în sed. din 12, II. 1963, Inst. Geologic.

de Schela și anume cu partea inferioară. De asemenei termenul de formațiune de Schela nu trebuie extins și la depozitele grezoase șistoase care se dezvoltă spre vest către Baia de Aramă așa cum face AL. SEMAKA (22), căci acestea sunt echivalente cel mult numai cu partea superioară a formațiunii de Schela. L. MRAZEC în nici un caz nu a inclus la formațiunea de Schela aceste depozite.

În ceea ce privește cutarea care a afectat baza formațiunii de Schela precum și seria de Tulișa, aceasta a avut loc către sfîrștul Carboniferului superior sau în Permianul inferior.

Al doilea ciclu de sedimentare. Permianul. Depozitele atribuite Permianului sunt reprezentate prin conglomerate foarte laminate (sernițite) a căror elemente sunt formate mai ales din quart, granite de Sușița și sisturi cristaline din seria Lainici-Păiuș. Adesea au o culoare roșie-violacee amintind faciesul verrucanic al Permianului, motiv pentru care li s-a acordat vîrsta permiană, însă nu există niciun argument paleontologic care să pledeze pentru susținerea acestei vîrste. Aceste conglomerate apar pe valea Sușitei la Vai de Ei stînd sub calcarele ce formează un perete abrupt. Ele trec valea Sușitei spre est și apar într-o mică deschidere pe pîrul Bisericii. Spre vest se întîlnesc pînă aproape de culme menținîndu-se constant la baza calcarelor. Conglomeratele de aici au înclinări de 35° – 40° spre sud, deci cad normal sub calcare și nu vin niciodată în contact direct cu formațiunea de Schela, care se dezvoltă pe cîteva sute de metri mai spre amonte.

Conglomeratele laminate, de cele mai multe ori, sunt depășite de masa de calcar. Se mai găsesc la vest de valea Susenilor în poiana Bordului, unde au o mai largă dezvoltare.

Conglomeratele descrise pînă acum au fost semnalate, mai ales cele de pe valea Sușitei, de la începutul cercetărilor în această regiune de L. MRAZEC (14). Ele au fost atribuite Permianului atît pe baza aspectului litofacial cît și pe considerentul că erau socotite superioare formațiunii de Schela atribuită Carboniferului.

Vîrsta permiană a conglomeratelor laminate ar fi relativ ușor de admis, dacă nu s-ar complica lucrurile prin prezența Liasicului în formațiunea de Schela, formațiune care pare să fie prinsă în granitele fundamentului, în timp ce conglomeratele laminate sunt discordant transgresive peste fundamentul danubian cutat. Între Carbonifer și Permian deci trebuie să admitem o lacună în care s-au manifestat cutările ce au afectat Carboniferul superior.

Jurasicul. Sistemul jurasic este reprezentat prin Liasic și Dogger.

Liaiscul. În afara de depozitele liasice cuprinse în formațiunea de Schela, s-a atribuit această vîrstă depozitelor care apar în baza calcarelor masive începînd aproximativ de la valea Susenilor spre vest. Astfel la obîrșia văii Prisaca, affluent pe dreapta al văii Susenilor, apar conglomerate cuarțitice gresii, uneori cu nuanțe violacee și gresii cuarțitice de culoare deschisă. Aceleași depozite se pot urmări ca o bandă îngustă la limita sud-estică a ivirii de granite de la NE de Runcu, unde apar și intercalații de argile roșietice. Depozite asemănătoare se mai întîlnesc pe pîriul Bîltă și la vest de culmea Pleșei. Mai departe sunt depășite de calcarele de deasupra care iau contact direct cu granitale fundamentului și nu mai apar decît în apropiere de valea Tismanei.

Depozitele descrise pînă acum și care se dezvoltă de la valea Susenilor spre vest, deși uneori apar colorate violaceu, se deosebesc de cele din poiana Bordului prin faptul că nu sunt laminate, iar culoarea roșietică apare cu totul subordonată și pare să fie de natură secundără.

Pe o viroagă de pe stînga văii Tismana (Og. Maga), peste granite se aşază conglomerate cuarțitice cu intercalații de șisturi argiloase negre și intercalații subțiri de cărbuni amintind Liasicul tipic în facies de Gresten. Depozitele acestea aici au o grosime de aproximativ 60 m și suportă calcare spătice de culoare închisă. Microconglomeratele și gresile cuarțitice apar bine deschise în spatele mînăstirii Tismana și se continuă pe valea Sase pînă spre valea Pocruriei, de unde mai departe se pot urmări cu dezvoltare variabilă pînă în valea Motrului. La vest de valea Motrului au fost urmărite de C. DRĂGHICI (7).

Privitor la vîrstă depozitelor descrise în regiunea dintre valea Motrului și Jiu, argumente paleontologice concludente nu sunt pînă acum. Nu s-au găsit decît impresiuni de plante rău conservate, însă în aceleși depozite, la vest de valea Motrului, s-a găsit floră destul de bogată de C. DRĂGHICI și AL. SEMAKA (7). Printre formele găsite cităm: *Equisetites lateralis* PHILLIPS, *Coniopterus hymenophylloides* BROGN., *Clathropteris meniscoides* BROGN., *Todites recurvata* HARRIS, *Sphaenopteris obtusifolia* ANDRAE. Pe baza acestei asociații floristice, depozitele ce o conțin sunt repartizate Liasicului, considerîndu-se că este prezent și Rheticul în conglomeratele din bază.

Depozitele descrise între Motru și Jiu nu pot reprezenta decît Liasicul căci sunt continuarea celor de la Baia de Aramă. S-ar putea că, de la valea Tismanei spre est, să fie prezentă numai baza Liasicului căci nivelele argiloase cărbunoase nu se întîlnesc decît începînd din valea Tismanei spre vest. Poziția transgresivă a calcarelor care depășesc

Liasicul, demonstrează că zona de la est de Motru a suferit o ridicare treptată cu cât înaintăm spre est. Această exondare s-a petrecut în Liasicul superior, deci nivelele cărbunoase fie că nu s-au depus, regiunea fiind exondată, fie că au fost erodate. Tot Liasicului trebuie atribuite ivirile de arcoze care apar mai ales la Curpenu pe culmea dintre valea Sușitei și pîrîul Balta Dudăilor. Sînt foarte numeroase în apropiere de șisturile cristaline getice din petecul de la Vălari. Acestea apar prinse în formațiunea șistoasă peste care a alunecat pînza getică.

În toată regiunea cercetată unde apar depozitele liasice în facies de Gresten, adică de la valea Susenilor spre vest, acestea se aşează discordant peste fundamentul cristalin avînd direcția în general E-W și înclinări spre sud, adică plonjînd sub masa de calcare pe care le suportă. În cîteva locuri, ca pe pîrîul Piscurilor sau pe pîrîul Vodet, depozitele liasice apar tectonic în lungul unei falii ce afectează cuvertura sedimentară. Cu alte cuvinte depozitele liasice urmează după ultima fază de cutare care a afectat fundamentul cristalin în Paleozoic, după Carboniferul superior.

Din asociația floristică menționată în regiunea Baia de Aramă, rezultă că în orice caz aceste depozite reprezintă Liasicul inferior. Pe de altă parte în zona Schela, este reprezentat, pe lîngă Carboniferul superior și Liasicul inferior demonstrat de asemenei pe bază de floră—G. MANOLESCU (9), I. MATEESCU¹⁾, AL. SEMAKA (22). Toți autorii sunt de acord și situația de pe teren este oarecum clară, că formațiunea de Schela este prinsă în cutedele fundamentului; îată dar că se ajunge la o situație foarte bizară din care ar reieși că în partea de vest a regiunii Liasicului nu este prins în cutedele fundamentului, iar în partea de est este cutat împreună cu Carboniferul. Această situație care a fost sesizată și de cercetătorii anteriori a fost interpretată diferit. Astfel G. MANOLESCU (11) consideră că conglomeratele și gresiile de la vest aparțin Liasicului superior, iar cele de la Schela Liasicului inferior încît cutarea se consideră că a avut loc în Liasicul mediu. A. STRECKEISEN (25) consideră gresiile și arcozele de la vest ca reprezentînd Doggerul și prin urmare cutarea s-ar fi produs la sfîrșitul Liasicului. Atribuirea vîrstei liasic-inferioare atît unei părți din formațiunea de Schela cât și depozitelor conglomeratice dinspre vest, complică în mare măsură interpretarea acestei situații. Problema s-ar rezolva mai simplu dacă la Schela s-ar putea separa riguros Liasicul de Carbonifer, însă cel puțin deocamdată acest lucru nu este posibil; în consecință în momentul de față situația este susceptibilă de diferite inter-

¹⁾ Raport Com. Geol. 1957.

pretări și anume: ori că Liasicul din formațiunea de Schela totuși nu este sincron cu cel din partea de vest, acesta din urmă fiind Liasicul superior, adică așa cum a considerat G. MANOLESCU (11) în acest caz trebuie verificată flora atât cea de la Schela cît și cea de la Baia de Aramă. Într-o altă interpretare s-ar putea considera că partea superioară a formațiunii de Schela care reprezintă Liasicul este discordantă peste partea inferioară ce aparține Carboniferului superior, încit Liasicul nu este prins în culetele fundamentalului care afectează Carboniferul superior așa cum ar părea la primele observații, ci acesta a suferit deranjamente ulterioare ca urmare a șariajului getic, încit astăzi pare cutat împreună cu Carboniferul. Acest lucru se întâlnește probabil ori de câte ori se ivesc situații în care se suprapun faciesuri identice cum este cel al Carboniferului și al Liasicului de Gresten. Deocamdată ne oprim la cea de a doua interpretare.

Depozite liasice în facies de Gresten (gresii, arcoze și sisturi argiloase), cu o floră bine conservată și cu exemplare de *Planorbis* se găsesc și la est de valea Jiului, la Crasna. Aici stratul prezintă o inclinare mare însă peste granite. Lipsesc depozitele carbonifere de tipul celor din baza formațiunii de Schela.

Doggerul. Odată cu sfîrșitul Liasicului faciesul se schimbă aproape brusc în sensul că se instalează depozite exclusiv carbonatate.

Relațiile stratigrafice dintre Liasicul în facies de Gresten și depozitele carbonatate care urmează, pot fi observate pe valea Tismanei în spatele mînăstirii (fig. 1). Liasicul aici este reprezentat prin gresii cuartitice grosiere în strate a căror grosime este în jur de 30 – 40 cm, gresii ce alternează cu sisturi argiloase grezoase negre și argile negricioase. Acestea la un moment dat încețează iar deasupra lor se dispun calcare detritice în care sunt remaniate multe elemente de cuarț. Sunt calcare spătice și au o culoare închisă pînă la negru. Ele prezintă o oarecare stratificație spre bază apărînd în bancuri a căror grosime atinge 1 m. Cu acest aspect apar în deschidere pe o grosime de 10 – 12 m după care calcarele devin fine și capătă înfățișare masivă.

Trecerea bruscă de la gresii cuartitice cu intercalații argiloase la calcare spătice și prezența elementelor de cuarț remaniate în masa acestora din urmă, ne îndreptățesc să considerăm că între Liasic și depunerea acestor calcară a existat o fază de exondare.

La cîteva sute de metri spre aval, în calcarele detritice negre se văd foarte multe cochilii de lamelibranchiate și gasteropode care însă sunt improprii pentru o determinare riguroasă. Calcarele acestea negre, adesea

spatice, se întâlnesc în diverse locuri însă totdeauna la baza calcarelor masive care se dezvoltă deasupra lor; astfel pe valea Cucii affluent pe stînga al văii Pocrui se întâlnesc calcare negre cu numeroase cochilii și cu corali, iar pe valea Piscurilor la est de Tismana apar calcare de culoare închisă cu entroce. Mai spre est, pe valea Albului, la contactul cu granitele apar dolomite de culoare închisă care ar putea reprezenta același nivel.

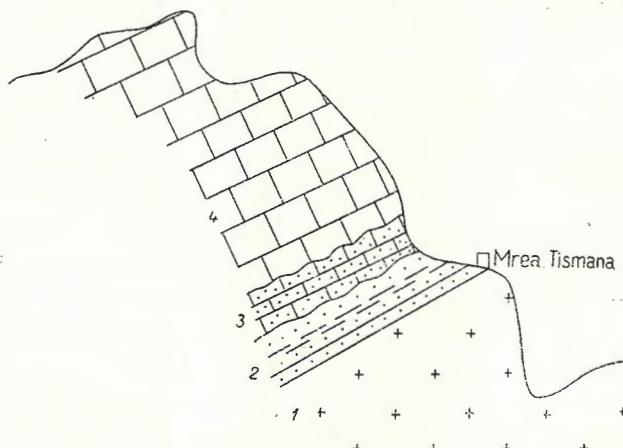


Fig. 1. — Profil la Tismana.

1, granitul de Tismana; 2, gresii cuartifere și arcoze (Liasic); 3, calcare spatice (Dogger); 4, calcare masive organogene (Barremian-Aptian).

Cu dezvoltare asemănătoare se întâlnesc mai departe spre est, ultimele iviri fiind cele din apropierea văii Sușița unde conțin intercalătii hematitice menționate și de cercetătorii anteriori.

Calcarele detritice cu entroce descrise pînă acum au fost menționat și în regiunea de la vest, respectiv în Platoul Mehedinți unde au fost atribuite ca vîrstă Jurasicului mediu (Doggerului), însă fără a exista vreun argument paleontologic. Nici în zona dintre Motru și Jiu nu s-a reușit să se găsească forme concludente, însă le considerăm ca atare și după cele constatare la Tismana reiese că acestea nu urmează în continuitate de sedimentare depozitelor liasice.

Faptul că nu pot fi urmărite continuu la baza calcarelor masive ce le urmează, denotă că și acestea din urmă sunt transgresive. Delimitarea calcarelor spatice de calcarile masive este destul de greu de făcut mai ales că spre partea superioară ele devin mai fine și capătă aspect masiv dând impresia că fac corp comun cu calcarile ce le urmează.

În concluzie considerăm că Jurasicul mediu este reprezentat prin aceste calcare detritice, negrioase, uneori spatice sau coraligene, pe alocuri dolomitizate. Atribuirea vîrstei se bazează numai pe asemănarea litologică cu depozitele din Platoul Mehedinți care ocupă aceeași poziție stratigrafică, adică sunt cuprinse între Liasic și calcarele masive.

După cum vom arăta mai departe considerăm că acestea sunt ultimele depozite aparținând Jurasicului, căci Malmul probabil nu este reprezentat.

Cretacicul. Seria cretacică este reprezentată prin două entități lito-litologice suprapuse stratigrafic și anume : calcare masive organogene (faciesul recifal) și formațiunea calcaro-argiloasă.

a) *Calcarele masive organogene (faciesul recifal).* Peste calcarele spatice, negrioase, urmează calcare masive de culoare vînătă, negrioasă sau cenușie pînă la alb. În masa acestora se întâlnesc, la diferite nivele, episoade dolomitice cu întinderi variabile, aşa de exemplu pe valea Tismanei și în continuare spre est în toată zona de la nord de Topești. Mai rar aceste calcare capătă culoare roșietică.

Calcarele masive se întind ca o placă aproape continuă fiind întreruptă doar pe alocuri de eroziune, începînd din valea Motrului și pînă la est de comuna Schela. Ele reprezintă continuarea calcarelor din Platoul Mehedinți.

O primă placă compactă de calcare este aceea dintre valea Motrului și Sohodol care formează un sinclinal pe ale cărui flancuri nordic și sudic apar depozitele liasice. În afară de această masă compactă, la nord de satul Cloșani mai apare pe stînga Motrului o zonă de calcare masive care reprezintă de fapt terminația estică a masei de calcare ce formează Piatra Cloșanilor.

Calcarele din zona valea Motrului—Sohodol ca și cele de la nord de Cloșani prezintă un caracter monoton. În partea de est a acestei zone, pe ogașul Padina Tisei, calcarele trec lateral la dolomite care se prezintă sub formă cristalizată, cu aspect brecios, uneori nodular. Spre bază, de la dolomite se trece la calcare de culoare închisă care conțin numeroase cochilii și apoi din nou urmează dolomite negre care se mențin pînă la contactul cu Liasicul.

Calcarele din această zonă, ca și celelalte ce se dezvoltă spre est de altfel, vin în contact la partea inferioară cînd cu calcarele spatice sau dolomitele negre atribuite Jurasicului mediu, cînd cu depozitele liasice, sau se dispun direct pe granitele sau sisturile cristaline ale fundamentului, fapt ce demonstrează caracterul lor transgresiv.

Cea de a doua placă de calcare începe de la nord de Costeni și se întinde spre est cu lățimi variabile ajungînd pînă în apropiere de valea Jiului, la est de comuna Schela. În afara de această placă compactă trebuie menționate calcarele din dealul Cioclovina, la nord de mînăstirea Tismana, cele de pe plaiul Poeruieei, precum și calcarele de la Cioaca Comenzii, și de la Piatra Broștenilor. Acestea reprezintă resturi din masa compactă de calcare care a acoperit o zonă foarte întinsă însă a fost îndepărtață de eroziune. Dispoziția lor direct pe fundamentalul cristalino-granitic sînt argumente în plus care atestă caracterul transgresiv al calcarelor masive.

În zona de la nord de Topești se întîlnesc calcare fine de culoare cenușie, uneori cu aspect nodular, iar pe valea Cireșului ca și pe văile paralele cu aceasta, în masa de calcare apar mai multe nivale fosilifere, adevărate lumașele. Cochiliile de lamelibranchiate și gasteropode, adesea diagenizate, cu greu pot fi detașate din rocă, însă s-au putut totuși determina cîteva exemplare aparținînd genului *Requienia aff. amonia* GOLDF.

Între Gureni și Broșteni se mai întîlnește o zonă de calcare fine de culoare cenușie. Acestea apar în poziție anormală, fapt remarcat și de G. MANOLESCU (13). Pe valea Viilor, în aceste calcare s-au găsit exemplare de *Nerinea* de talie mică, forme de asemenei menționate de autorul citat mai sus.

În zona cursului mijlociu al văii Runcului calcarele masive apar în axul unor solzi sau în poziție anormală cum este cazul celor dintre Valea Tânără și valea Peștelui.

Începînd aproximativ de la marginea nordică a satului Runcu spre est, calcarele îmbracă un aspect oarecum deosebit în sensul că acestea sînt în parte cristalizate iar în masa lor se întîlnesc suprafete de alunecare și zone brecificate. Acest fapt arată că cu cît se merge spre est cu atît depozitele au fost supuse unei presiuni mai accentuate și cu atît au fost mai afectate de metamorfismul dinamic.

Între valea Susenilor și valea Şușitei se întîlnește o placă de calcare de 4–5 km lungime, iar lățimea maximă de 2,5–3 km între poiana Curmătura și sanatoriul Dobrița. Aceste calcare se dispun anormal peste depozite mai tinere. Calcare în aceeași poziție dar cu întinderi restrînse, se întîlnesc la sud de comuna Schela, în dealul Gornicelu.

În afara de cele două situații menționate în care se găsesc calcarele adică dispuse normal peste fundament sau în superpoziție anormală peste depozite mai tinere, acestea apar și într-o a treia situație, anume

se găsesc în sedimentate într-o formațiune șistoasă mai tînără sub formă de clipe exotice (olistolite). Așa este cazul ivirilor de calcare dintre Beurani și Schela sau a celor de la marginea nordică a satului Curpenu din versantul stîng al văii Sușiței și altele. Acestea sunt clipe cu dimensiuni apreciabile, însă blocuri de dimensiuni mai reduse se întîlnesc foarte frecvent.

Calcarele masive descrise și care am văzut că ocupă o zonă aproape continuă cu extinderi variabile de la Motru și pînă aproape de Jiu, în general au direcția E—W, iar în apropiere de limita cu fundamentele arată înclinări spre sud. Mai spre interiorul zonei, începînd mai ales de la valea Bistriței spre est, calcarele arată înclinări spre nord.

În ceea ce privește vîrsta calcarelor masive, autorii le-au considerat în general că reprezintă Jurasicul superior, socotind continuitate de sedimentare de la Liassic pînă în Cretacicul inferior (L. MRAZEC, G. MURGOȚI, A. STRECKEISEN, G. MANOLESCU). G. MANOLESCU în 1939, pe baza Nerineilor descoperite la Gureni, consideră indiscutabilă vîrsta jurasic-superioară a calcarelor de pe versantul sudic al Vulcanului. În regiunea de la vest (Platoul Mehedinți) calcarele masive au fost socotite că reprezintă Jurasicul superior și Cretacicul inferior. Atribuirea la Jurasicul superior se făcea pe baza unui amonit menționat la Cazanele Mari, *Perisphinctes fraudator* ZITTL, găsit de HANTKEN (fide AL. CODARCEA, 2) precum și pe baza unor Nerinei găsite la Domogled și la Baia de Aramă.

Am menționat că în calcarele masive, pe valea Cireșului s-au găsit Requienii, forme caracteristice pentru Cretacic (Barremian—Aptian) în facies urgonian. Aceleasi forme au fost identificate în calcarele masive din Platoul Mehedinți la Nadanova (16). Aceste fosile ne permit să spunem că cel puțin în parte, calcarele masive reprezintă Cretacicul în facies urgonian, adică Barremianul și Aptianul inferior. Considerăm că între Jiu și Motru calcarele masive în întregime reprezintă faciesul urgonian al Cretacicului adică Barremianul și Aptianul. Prezența Nerineilor nu este un argument indiscutabil pentru a atribui parte din calcarele masive Jurasicului, căci Nerinei de talie mică se întîlnesc și în Cretacic. Dacă am admite continuitate de sedimentare de la Liassic pînă în Cretacicul inferior ar trebui să considerăm că în calcarele masive este reprezentat Callovianul, Oxfordianul, Kimmeridgianul și Portlandianul. De asemenei ar trebui să presupunem că în aceste calcar este reprezentat Valanginianul și Hauterivianul, ori nicăieri nu cunoaștem ca Valanginianul și Hauterivianul să se prezinte sub acest facies recifal. În regiunile unde se consideră că ar exista această situație și ne referim în primul rînd la zona Reșița—Moldova Nouă, s-a constatat în ultimul timp că calcarele masive

rezintă Barremianul și Aptianul inferior și că Valanginianul și Hauterivianul sunt reprezentate printr-un facies vazos (V. MUTIHAC, 20). O bună parte din calcarele socotite ca reprezentând faciesul de Stramberg al Portlandianului în diferite regiuni, s-a dovedit a fi de fapt Cretacicul în facies urgonian. În orice caz dacă s-ar admite că în calcarele masive de pe versantul sudic al Vulcanului este reprezentat și Malmul, trebuie să se admită numai decit că undeva în masa acestor calcar există o discontinuitate în sedimentare, corespunzătoare Valanginianului și Hauterivianului. A recunoaște o transgresiune în cuprinsul unei mase de calcare masive este foarte greu de realizat. Această problemă s-ar pune numai cînd am avea dovezi paleontologice, că baza calcarelor masive reprezintă Malmul în faciesul calcarelor de Stramberg.

Este posibil ca la Cazanele Mari să fie și Malmul, însă zona de la E de Motru a suferit o ridicare începînd încă din Liasicul superior, încit considerăm că după depunerea calcarelor spătice, zona a fost emersă și marea a revenit de-abia în Barremian cînd a început depunerea calcarelor recifale, încit atît Jurasicul superior cît și partea inferioară a Cretacului corespund unei lacune în sedimentare.

b) *Formațiunea calcaro-argiloasă*. În formațiunea calcaro-argiloasă se pot identifica două orizonturi și anume : orizontul inferior (calcarele cu silexite și marno-calcarele verzuie) și orizontul superior (depozitele de wildfliș – sisturi argiloase și gresii).

O r i z o n t u l i n f e r i o r . Deasupra calcarelor masive urmează o alternanță de calcar fine bine stratificate și marno-calcare care la alternație devin șistoase. Ca element caracteristic a acestui prim nivel al orizontului bazal este prezența silexitelor în stratele de calcar, care apar sub forma unor benzi paralele cu suprafața de stratificare, avînd o culoare mai închisă decit a calcarelor. Acest nivel al calcarelor cu silexite nu apare continuu. Apariția cea mai vestică a acestuia este cea de pe dealul Grui între Gornovița și Topești. Aici se observă cum deasupra calcarelor masive urmează această alternanță de calcar cu silexite și sisturi marnoase care au o grosime în jur de 20 m, iar la rîndul lor suportă un al doilea nivel reprezentat prin marno-calcare de culoare verzuie cu spărtură aşchioasă. Atît în nivelul calcarelor cu silexite cît și în cel al marnocalcarelor s-au găsit fragmente de amoniți, de inocerami și numeroși belemniti din care a fost determinată forma *Neohibolites minimus* (LIST.).

Din dreptul Gornoviței spre est, orizontul inferior se poate urmări ca o fișie îngustă continuă pînă la est de Schela. Pe alocuri dispare, fie că este acoperit de depozitele recente ale depresiunii de la sud, fie că pe anumite porțiuni este laminat tectonic. Uneori nu apare decit nivelul

al doilea al orizontului inferior adică marnocalcarele, cum este cazul între Vilcele și valea Bistricioarei sau între valea Bistriței și valea Bîltă.

Mai mult, pe unul din pîraiele de pe dreapta văii Bîltă, anume pe valea Dobricina, unde contactul dintre marnele verzui și calcarele masive este foarte bine deschis, se observă cum marnocalcarele cu belemniti stau direct peste calcarele masive și remaniază în masa lor blocuri de calcar de dimensiuni pînă la 50 cm³. Acest fapt pune în evidență caracterul transgresiv al acestui orizont.

La E de culmea Pleșei aceste depozite capătă o mare dezvoltare și formează o serie de solzi încit apar în poziție foarte complicată. În această zonă apare și nivelul inferior al orizontului bazal, (calcarele cu silexite) conținînd foarte numeroși belemniti. Pe Valea Bâtrînă, în apropiere de contactul cu calcarele masive, în marnocalcarele cu belemniti se găsesc intercalații de diabaze. Spre est intercalațiile de roci diabazice sunt destul de frecvente, devenind caracteristice pentru aceste depozite.

Orizontul inferior din zona de la E de culmea Pleșei se întinde mult spre nord ca o bandă destul de largă, paralelă cu Valea Runcului. Mai la sud calcarele cu silexite și marnele verzui ating valea Runcului și se întrerup după o linie de falie.

Nivelul marnos-sistos al orizontului bazal se mai întilnește pe porțiuni restrînse în aria de răspîndire a calcarelor masive, fiind prinse în cîtele acestora cum este cazul pe versantul sudic al culmii Pleșa.

Începînd de la Runcu spre est, la marginea sudică a zonei de calcare masive, este bine reprezentat nivelul superior al orizontului bazal, respectiv marnele și marnocalcarele verzui. Astfel la intrarea în Cheile Runcului se observă în peretele abrupt cum marnele verzui sănt prinse într-o cută sinclinală a calcarelor masive, deversată spre sud. Aceste marne ocupă o fîșie continuă care ajunge pînă în valea Susenilor, unde apar și calcarele cu belemniti, însă acestea nu mai au intercalații de silexite. Adesea sănt cristalizate și prezintă numeroase suprafete de alunecare și un clivaj caracteristic ce denotă că au fost supuse unor presiuni considerabile. De fapt același lucru se poate spune și despre marnele verzui care capătă un aspect așchios, fapt pentru care L. MRAZEC le-a numit „Sisturi lemnoase”. Chiar belemniti pe care ii conțin sănt deformați prin aplativare.

Din valea Susenilor marnele verzui se întind ca o fîșie îngustă urcînd pe versantul estic al acestei văi pe o distanță de 3–4 km pînă în poiana Curmătura iar mai departe se pot urmări începînd din valea Bălăilor pînă în valea Șușîtei. S-au găsit belemniti la vîrful Borzilor iar la est de valea Șușîtei, marnele verzui și calcarele din bază se întilnesc pe valea Streana unde conțin de asemenei foarte mulți belemniti aplativați

pînă la laminare. Mai departe se pot urmări prin satul Schela, săt bine deschise la izvorul din mijlocul satului, iar de la valea Cartiului spre est săt acoperite de depozitele recente dinspre sud.

Calcarele stratificate și marnele verzui cu belemniti mai apar pe valea Bălăilor la nord de Vălari la baza plăcii de calcar masiv ce se dispun anormal peste formațiunea de wildfliș mai tînără. Aici aceste depozite alternează cu diabaze și tufuri diabazice. Căderile spre nord ne arată că sătem în prezență unei serii inverse. Marnele verzui în această zonă săt destul de puternic modificate de metamorfismul dinamic încit apar cu aspect filitos. La sud de sanatoriul Dobrița apar cîteva iviri de marne șistoase și roci diabazice de sub masa de calcar. În sfîrșit mai trebuie amintite marnele șistoase de pe valea Seacă, pîriul Igirosul și pîriul Prisaca, afluenți pe stînga văii Susenilor, iviri care ca și cele de pe versantul sudic al culmii Pleșa formează umplutura unor cîte sinclinaile în calcarele masive.

Atât calcarele cu silexite cît și marnele și marno-calcarele verzui, în Platoul Mehedinți au fost descrise sub numele de stratele de Nadanova (2). Prezența formelor *Neohibolites minimus* demonstrează că acestea aparțin ca vîrstă Albianului. La Nadanova în marnele și marnocalcarele verzui s-a identificat și *Rotalipora appenninica* (4) încit pe baza acestor forme complexul bazal al formațiunii calcaro-argiloase îl atribuim Albianului și părții inferioare a Cenomanianului. Acest complex are un caracter transgresiv încit între calcarele masive și depunerea acestora trebuie să admitem o fază de exondare cel puțin pentru anumite zone (fig. 2).

O r i z o n t u l s u p e r i o r (d e p o z i t e l e d e w i l d f l iș). Marnocalcarele și marnele verzui cu belemniti trec treptat la o serie alcătuită din șisturi calcaroase, șisturi argiloase și gresii, la care se adaugă curgeri de diabaze și tufite diabazice. Întreaga serie este milonitizată prezintind o sedimentație haotică. În masa acesteia săt cuprinse, sub formă de clipe exotice, calcar și granite, ceea ce îi dă caracter de wildfliș. Grosimea acestui complex este greu de apreciat din cauza tectonizării și cutării intense, însă ajunge la 300—400 m. Între valea Motrului și valea Jiului are o destul de largă dezvoltare dispunîndu-se normal peste marnocalcarele și marnele cu belemniti și, ocupînd aceleasi zone.

Cea mai vestică zonă de dezvoltare a formațiunii de wildfliș este aceea dintre Cloșani și Călugăreni, reprezentind continuarea zonei din Platoul Mehedinți. La est de valea Motrului aceasta apare bine deschisă pe pîriul Calului fiind reprezentată prin șisturi calcaroase, șisturi argiloase de culoare închisă foarte frămîntate uneori cu aspect vacuolar și intercalării subțiri de gresii care datorită budinajului apar ca lentile în masa

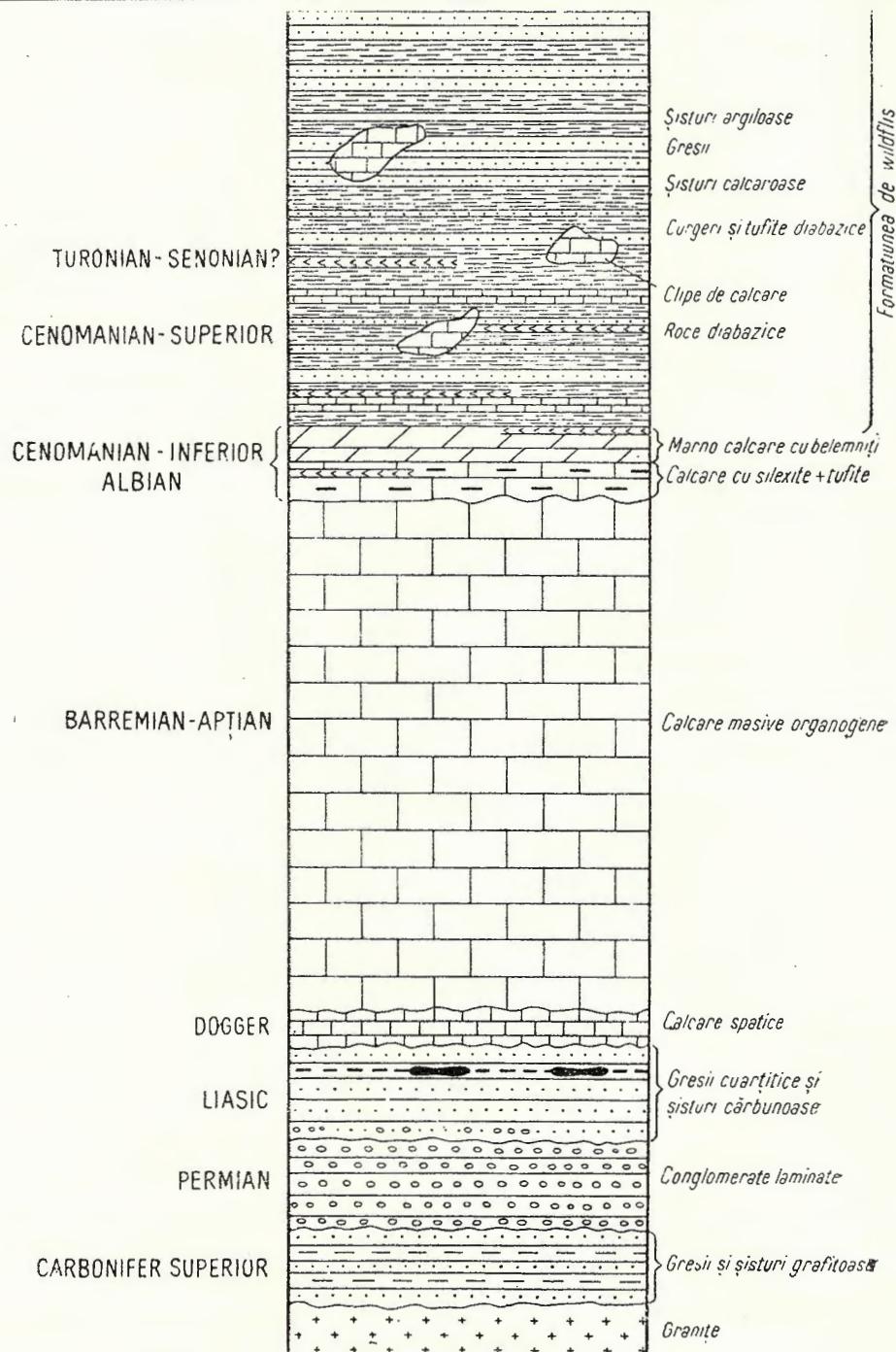


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a formațiunilor din regiunea dintre Motru și Jiu.

argiloasă alături de blocurile de calcare. În zona Cloșani nu poate fi identificat nivelul marnelor cu belemnii sau al calcarelor cu silexite, însă acestea apar ceva mai spre sud în apropiere de Călugăreni pe ogașul Lupului. Aici, peste calcarele masive urmează calcare stratificate cu silexite și în continuare marnele și marnocalcarele verzui. Pe profil urmează șisturi argiloase foarte frămintate, de culoare închisă pînă la negru. În această serie argiloasă către partea superioară apar intercalații de gresii micacee în grosimi pînă la 1 m care suportă la rîndul lor serpentine, deasupra căror urmează șisturi cristaline mezozonale.

Formațiunea de wildfliș spre E se dezvoltă începînd de la valea Tismanei. Pe suprafețe restrinse apare între Gornovița și Topești, iar de la Vilcele înainte, se dezvoltă ocupînd o zonă din ce în ce mai largă. Este reprezentată prin aceeași serie argiloasă șistoasă, foarte frămintată cu blocuri de calcare.

O succesiune de detaliu pe una din văugele de pe stînga Bistriței arată : argile fine de culoare neagră ce se desfac în plăci cu fețe netede, gresii argiloase micacee cu intercalații de gresii mai dure în strate de 5 – 15 cm grosime, de culoare cenușie. Aceste gresii la partea superioară a stratelor au aspect curbicortical. Pe suprafețele de strat se văd impresiuni de plante încă rbo-nizate iar în masa gresiilor se observă vine subțiri de cărbune. Toată succesiunea este intens cutată și prezintă frecvențe oglinzi de fricțiune cu numeroase diaclaze de calcit. Intercalațiile de gresii devin grosiere pînă la microconglomerate. Se întlnesc și rare intercalații de calcare în grosime de cîțiva cm.

Către partea superioară stratele de gresii se îngroașe pînă la aproape 1 m și se întlnesc și adevărate brecii în care sunt remaniate elemente de șisturi cristaline și granite.

Cu aceeași caracter seriei argiloase se continuă pînă în valea Bîltă unde capătă o foarte largă dezvoltare ocupînd o zonă de aproape 3 km. Gresiile devin mai frecvente și apar și intercalații de tufite diabazice. În masa șistoasă, la est de culmea Pleșa, sunt numeroase clipe de calcare. Ca urmare a presiunilor la care au fost supuse, aceste depozite de wildfliș devin din ce în ce mai strivite și mai modificate cu cît se întâlnescă spre est. Argilele capătă aspect de filite, iar gresiile sunt foarte laminate. Pe valea Runcului sunt foarte frecvente intercalațiile de roci diabazice.

Începînd din zona satului Runcu, seria de wildfliș se dezvoltă spre E pînă în valea Susenilor, iar de aici o fîșie îngustă se urmărește spre N pînă în poiana Curmătura, în timp ce pe o zonă mai largă se dezvoltă spre est pe la nord de Vălari ajungînd în valea Șușitei la Curpenu. Acestea mărginesc placa de calcare dintre Dobrița și Curpenu. La est de valea Șușitei, formațiunea de wildfliș se întlnescă la extremitatea nordică a satului Curpenu și în împrejurimile satului Schela pînă în valea Cartiului.

Între Dobrița și Curpenu, formațiunea de wildfliș suportă șisturile cristaline de la Vălari. La contactul cu acestea, formațiunea șistoasă este complet strivită și laminată fiind reprezentată prin șisturi și gresii de culoare neagră, foarte diaclazate. Cu aceleași caractere apare în profilul de pe valea Șușitei, la Curpenu. Aici au fost cercetate pentru prima dată de L. MRAZEC (14), cind au fost menționate și intercalatiile de roci diabazice care sunt foarte frecvente pe valea Socilor la N de Vălari. Referitor la acestea din urmă, autorul menționat afirmă că roci diabazice asemănătoare se găsesc numai pe clina sudică a munților Vulcan. La microscop arată ca fiind porfirite augitice (dibaz porfirite) formate din magnetit, augit și plagioclaz cu structura cîteodată ofitică. Face de asemenei constatarea că diabaz porfiritele străbat ca filoane „șisturile lemnoase”, sau sunt intercalate în acestea sub formă de pînze (curgeri). L. MRAZEC (1898, pag. 33) — Șisturile lemnoase fiind atribuite Liasicului, se înțelege că punerea în loc a rocilor diabazice se consideră că s-a produs în Liasic.

Aceleași iviri de roci diabazice au mai fost menționate de G. MANOLESCU (12), atribuindu-li-se vîrsta cretacic-inferioară, dat fiind că depozitele în care sunt intercalate erau considerate drept strate de Sinaia.

Roci diabazice au fost menționate de asemenei în : „flișul cretacic superior” din Platoul Mehedinți (AL. CODARCEA, 1940, pag. 42—43). Acestea apar fie însotind calcarele ce apar sub formă de klippe tectonice în fliș (la Băile Herculane), fie asociate flișului grezos cu lentile de calcar recifale jurasice (la Pecinișca și Băile Herculane) situate între marnele barremiene și banda de calcar noduloase jurasice, fie ca elemente remaniate în conglomerate (Platoul Mehedinți). D. MERCUS¹⁾ amintește pirolastrite și diabaze în flișul Cretacic superior din fereastra Coșustea.

În ceea ce privește venirile de diabaze, care apar în cuvertura sedimentară de pe flancul sudic al munților Vulcan, dat fiind că ele alternează cu marnele cu *Neohibolites minimus*, înseamnă că au început în Albian—Cenomanian și s-au continuat și în timpul sedimentării wildflișului (Cenomanian superior și probabil și Turonian).

Depozitele descrise, cu caracter de wildfliș, au fost menționate de toți cercetătorii care au studiat profilul de pe valea Șușitei între Curpenu și Vai de Ei. L. MRAZEC (14) le consideră mai vechi decât calcarele și le atribuia Liasicului, iar G. MURGOCI (19) le echivală cu stratele de Sinaia atribuindu-le vîrsta respectivă. A. STRECKEISEN (24) le consideră ca și MRAZEC ca reprezentând Liasicul iar G. MANOLESCU (10, 12) se raliază

¹⁾) Raport pentru fixarea unui foraj în fereastra Coșustea. Comit. Geol. 1962.

părerii lui G. MURGOCI, bazat pe aceleași considerente, anume că urmează normal peste calcarele atribuite Malmului.

Pînă în prezent în formațiunea de wildfliș nu s-au găsit fosile concluzante care să precizeze vîrsta, însă am menționat că această formațiune se dispune normal peste nivelul superior al orizontului bazal, nivel reprezentat prin marne și marnocalcare verzui din care s-a identificat *Neohibolites minimus*. Acest nivel s-a putut separa și în zona văii Sușița, mai mult chiar și aici s-au găsit belemniti în vîrful Borzilor la vest de Vai de Ei și pe valea Streana, afluent pe stînga al văii Şușiței. Adăugînd la aceasta și cele constatare în Platoul Mehedinți, anume că în marnele cu belemniti s-a identificat și *Rotalipora appenninica* AL. CODARCEA și D. MERCUS, 4) cunoscută din Cenomanian, rezultă că formațiunea de wildfliș care urmează deasupra, aparține cu certitudine, în bună parte Cenomanianului și merge și mai sus.

Comparînd situația dintre valea Motrului și valea Jiului cu ceea ce se cunoaște în Platoul Mehedinți, formațiunea de wildfliș se include în partea superioară a stratelor de Nadanova, în ceea ce s-a separat ca „roci tectonizate” (17). Partea superioară a formațiunii de wildfliș unde gresile sunt mai frecvente, ar fi comparabilă cu gresii de Dejderiu și cu gresia de Simaru (2).

Pe baza acestor constatări suntem înclinați să credem că formațiunea de wildfliș de pe versantul sudic al munților Vulcan este sincronă cel puțin cu o parte din ceea ce s-a descris ca „flișul cretacic superior” în Platoul Mehedinți de AL. CODARCEA, (2). Gresia de Arjana ar putea fi mai nouă decît formațiunea de wildfliș. După depunerea acesteia au urmat mișcările din Cretacicul superior cînd s-a petrecut cea de a doua fază a înaintării pînzei getice.

Cristalinul getic. În afara de șisturile cristaline ale fundamentului, care fac parte din ceea ce MRAZEC a separat ca grupul II al Cristalinului, în regiune se întîlnesc și șisturi cristaline din grupul I, în care intră rocile cu un grad avansat de metamorfism caracteristice domeniului getic. Acestea din urmă în regiunea cercetată apar pe suprafețe relativ restrînse astfel în partea de vest a zonei cercetate, șisturile cristaline ale grupului I, apar la Oălugăreni reprezentînd prelungirea acelora de la Baia de Aramă care depășesc spre est valea Motrului. Aici se întîlnesc amfibolite, cuarțite și gnaise.

Cea de a doua zonă de șisturi cristaline getice este aceea cuprinsă între Curpenu la E și marginea răsăriteană a satului Dobrița.. Acestea au fost menționate de G. MURGOCI (19) și descrise de A. STRECKEISEN

(24) și G. MANOLESCU (12). Sunt reprezentate prin gnaise, micașisturi și amfibolite.

În literatura geologică sunt cunoscute sub numele de petecul de șisturi cristaline de la Vălari. Ele prezintă o orientare în general E-W cu căderi spre S, dispunindu-se anormal peste formațiunea de wildfliș de vîrstă cretacic-superioară.

Unitatea de Severin. Pe ogașul Lupului, la nord de Călugăreni, între șisturile cristaline getice la partea superioară și formațiunea de wildfliș în bază, apar serpentine asociate cu gresii micacee care în Platoul Mehedinți s-a constatat că sunt de vîrstă cretacic inferioară, respectiv stratele de Sinaia din unitatea de Severin (2). Aceste iviri de serpentine pun în evidență prezența în regiune a celei de a patra unitate, pînza de Severin.

Tectonica regiunii

În regiunea cercetată, dislocațiile tectonice constatate aparțin la două sisteme de cutare și anume :1, dislocații vechi (hercinice) în care a fost afectat intens și fundamentul cristalino-granitic danubian prinzind în cutedele lui depozitele Carboniferului superior. Este cazul depozitelor din baza formațiunii de Schela ca și a celor din sinclinalul Rafaila și în general formațiunea de Tulișa. Poziția discordant transgresivă a conglomeratelor laminate în facies verrucanic, de vîrstă permiană, peste fundamentul cutat, arată că aceste cutări s-au produs la sfîrșitul Carboniferului și începutul Permiarului; 2, dislocațiile tectonice mai noi (alpine) în care fundamentul cristalin a fost interesat într-o măsură mai mică, în timp ce cuvertura sedimentară a fost foarte solicitată.

G. MURGOCI (18) a demonstrat în Carpații meridionali existența unui șariaj de amploare în care au fost interesate cele două grupuri de șisturi cristaline cu învelișurile sedimentare respective.

Înaintarea șisturilor cristaline din grupul I, sub forma unei pînze de șariaj de mare amploare, peste șisturile cristaline din grupul II și cuvertura sa sedimentară în poziție de autohton, s-a făcut în două etape succesive (2). Prima s-a produs în Cretacicul mediu, mai exact în Aptianul superior și Albianul inferior, deci în faza austrică veche a cutărilor alpine, iar cea de a doua în Cretacicul superior către sfîrșitul Senonianului, deci în faza subhercinică. În cea de a doua fază, Cristalinul grupului I a continuat să înainteze peste Cristalinul grupului II avînd de data aceasta în bază o altă unitate, șariată și ea la rîndul ei, unitatea de Severin, care joacă rol de parautohton (2). Pe versantul sudic al Vulcanului, depozite care să aparțină cu certitudine pînzei de Severin, respectiv strate de Sinaia

nu au putut fi detectate. Acestei unități îi aparțin însă serpentinele de pe ogașul Lupului de la nord de Călugăreni care geometric ocupă poziție între șisturile cristaline getice la partea superioară și Cretacicul superior al învelișului danubian, în bază.

Tectonica de detaliu a cuverturii autohtonului danubian de care ne vom ocupa în cele ce urmează a fost determinată în mare măsură de șariajul getic.

Cuvertura sedimentară danubiană a fost supusă presiunilor exercitate de masa de șisturi cristaline ale grupului I împinse spre sud. Ca urmare a acestui fapt, sedimentarul a suferit o încrețire, uneori destul de intensă, care a dat naștere la o serie de cute strînse cu vergență sudică, adesea cute culcate, sau chiar răsturnate, de amploare considerabilă, formind adevărate duplicaturi. În alte cazuri sedimentarul a fost desrădăcinat și antrenat în baza pînzei getice sub forma unor lame de rabotaj. Așa dar analizînd tectonica de detaliu a cuverturii sedimentare se pot deosebi trei categorii de dislocații și anume: o serie de cute strînse cu vergență sudică, cute culcate de amploarea duplicaturilor și lame de rabotaj.

Cutele strînse cu vergență sudică se întîlnesc aproape în toată regiunea, dar au fost mai ușor de detectat în zona de la nord de Runcu unde masa de sedimente arată înclinări spre nord. În cuprinsul sedimentelor care prezintă uniformitate litologică, adesea este destul de greu de identificat aceste cute însă între Valea Tînără și valea Runcului, acestea au putut fi puse în evidență datorită faptului că în axul cutelor pe care le descrie formațiunea de wildfliș apar calcarele masive.

Masa de calcar, care în aceeași zonă au o mare extindere, este de asemenei cutată. În aceste cute sînt prinse depozitele din nivelul superior al complexului bazal, adică marnele cu belemniti (datorită cărora de fapt aceste cute pot fi puse în evidență și în masa calcarelor masive). Așa este cazul calcarelor dintre valea Runcului și valea Susenilor.

În regiune, vergența sudică a acestor cute este cu atît mai accentuată cu cît înaintăm de la vest către est. De unde în zona văii Motru-lui avem de a face cu cute normale, începînd de la valea Tismanei spre est stratele capătă înclinări spre nord și tendință de deversare a cutelor spre sud este tot mai accentuată, cu cît ne apropiem mai mult de Cristalinul getic de la Vălari. Odată cu accentuarea vergenței sudice se observă și transformarea tot mai pronunțată a depozitelor sub influența presiunii, încît argilele capătă aspect filitos, iar calcarele îmbracă facies cristalin.

În cuvertura sedimentară se întâlnesc și dislocații de ampioarea duplicaturilor. În această situație este masa de calcare dintre valea Șușitei și valea Susenilor, care se întinde pe o lungime de mai bine de 4 km având lățimea maximă de 3 km între sanatoriul Dobrița și poiana Curmătura. Aceste calcare, reprezentând Barremianul și Aptianul în facies urgonian, repauzează pe wildflișul Cretacicului superior care se poate urmări ca o bandă continuă ce înconjoară placa de calcare. Între valea Susenilor și Vălari, la limita sudică a calcarelor, sub ele, se întâlnesc calcarele și marnocalcarele cu belemniti inclinând spre nord, ceea ce arată că ne aflăm în prezența unei succesiuni inverse. Acest fapt demonstrează că placa de calcare dintre Sușița și valea Susenilor reprezintă flancul invers al unei cute culcate. În aceeași poziție apar calcarele de la sud de comuna Schela ce formează dealul Gornicelul, ca și petecul de calcare de pe culmea dintre valea Runcului și Valea Tânără.

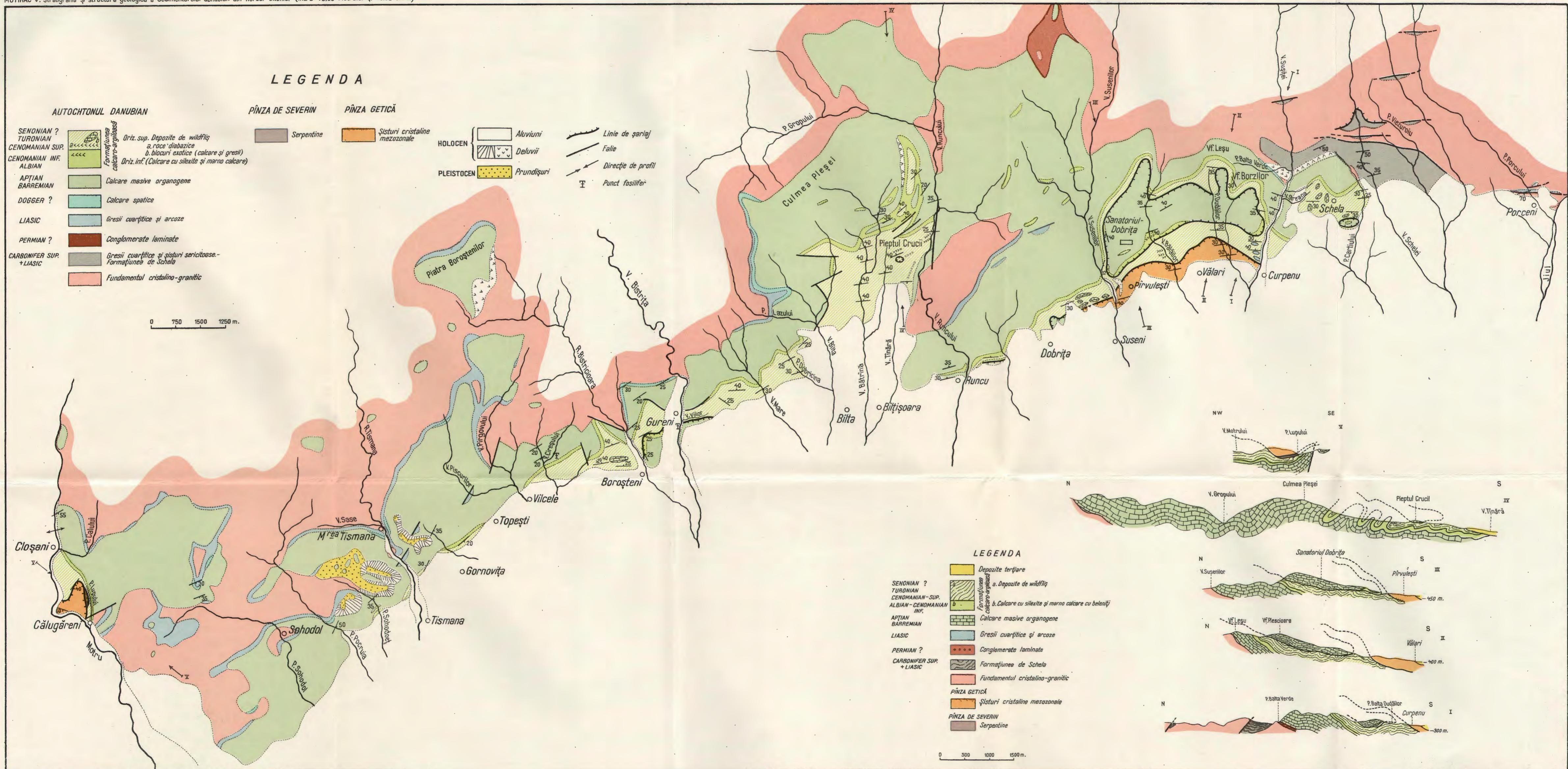
La Gureni, înainte ca Bistrița să iasă din defileu, dealul Sturi de pe dreapta văii, ca și Piatra Lupului de pe stînga, sunt alcătuite din calcare a căror inclinare este spre sud. Acestea se dispun peste același wildfliș de vîrstă cretacic-superioară ca și cele de la Vălari. Pe dreapta văii Bistriței apar calcarele cu silexite și marno-calcarele cu belemniti a căror poziție geometrică este sub calcare, încit și aici suntem în prezența unei serii inverse, adică avem de afacă cu flancul invers a aceleiasi cute culcate de la nord de Vălari. În aceeași poziție sunt calcarele de la nord de Gornovița dintre valea Vodă și dealul Grui.

Plăcile de calcare menționate, care se dispun anormal peste Cretacicul superior demonstrează existența în regiune a unei duplicaturi a cuverturii sedimentare a autohtonului pe care o denumim duplicatura Dobrița—Gureni. Aceasta pare să fie echivalentul a ceea ce AL. CODARCEA (2) a denumit duplicatura de Cerna în Platoul Mehedinți. În urma împingerii exercitată de către pînza getică învelișul sedimentar s-a desprins de pe fundamentul cristalino-granitic și cutindu-se a dat naștere acestei duplicaturi peste care a alunecat apoi pînza getică. Din această duplicatură eroziunea a îndepărtat o bună parte încit nu s-au mai păstrat decît pe alocuri resturi ale flancului invers.

Pe muchia ce desparte valea Șușitei de valea Balta Dudăilor, în masa depozitelor sistoase ale Cretacicului superior, sunt prinse lame de gresii și arcoze care sunt tot mai frecvente cu cît ne apropiem de contactul cu sisturile cristaline getice. Aceste arcoze de vîrstă liasică reprezintă lame de rabotaj dislocate de către pînza getică din locul lor de origine și antrenate de aceasta în marsul ei spre sud.

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE MOTRU ȘI JIU

MUTIHAC V. Stratigrafia și structura geologică a Sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului)



Din analiza tectonicei de detaliu a cuverturii sedimentare de pe versantul sudic al munților Vulcan rezultă că regiunea aceasta se caracterizează prin același stil tectonic ca și regiunile de la vest și în primul rînd Platoul Mehedinți.

Considerații paleogeografice

În alpin regiunea a început să funcționeze ca geosinclinal din Jurasicul inferior, cînd se depun formațiunile liasice în facies de Gresten.

În Jurasicul superior și Cretacicul inferior întreaga zonă a fost exondată iar marea revine de abia în Barremian cînd se depun calcarale recifale.

Odată cu sfîrșitul Aptianului se fac simțite mișcările alpine din faza austrică veche, mișcări ce au dat naștere la retrageri și înaintări ale mării încît Albianul are caracter transgresiv. Totodată se încheie perioada de vacuitate a geosinclinalului și începe faza de umplere, în sensul lui J. AUBOUIN.

În Cenomanian denivelările fundului acestui geosinclinal se accentuează iar blocurile ridicate au furnizat materialul exotic (olistolite) care participă la sedimentarea haotică din timpul Cenomanianului imprimînd depozitelor ce iau naștere, caracterul de wildfliș. Fracturile după care s-a produs deplasarea pe verticală a diferitelor blocuri ale fundului geosinclinalului au însemnat tot atîtea căi de acces pentru materialul efuziv care a dat naștere rocilor diabazice ce se interpun în formațiunea de wildfliș. Efuziunile diabazice devin astfel un element caracteristic formării wildflișului.

În Senonian au avut loc cutările ce au imprimat regiunii aspectul tectonic actual care se caracterizează printr-o structură în pînze de șariaj.

BIBLIOGRAFIE

1. AUBOIN J. À propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosinclinale. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*. Vol. II, fasc. 3, II-ème série. Paris (1958) 1959.
2. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX. București 1940.
3. CODARCEA AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIII. București 1938.
4. CODARCEA AL., MERCUS D. Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Com. Acad. R.P.R.* Nr. 8. București 1959.
5. CODARCEA AL., PAVELESCU L., RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., BERCIA I. *Ghidul excursiilor. Asoc. Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea*. București 1961.

6. DRĂGHICI C. Structura geologică a Platoului Mehedinți între Isverna—Cloșani—Padeș—Baia de Aramă—Ponoare. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XLVIII. București 1963.
7. DRĂGHICI C., SEMAKA AL. Observații asupra Liasicului de la Baia de Aramă. *Studii și Cercet. Geol. Acad. R.P.R.*, T. VII, nr. 1. București 1962.
8. GHERASI N. Notă asupra geologiei Munților Godeanu și Țarcu. *C.R. XXX*. București 1935.
9. MANOLESCU G. Das Alter der Schela Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I. București 1932.
10. MANOLESCU G. Levers géologiques dans la partie E des Monts Vulcan. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XX. București 1935.
11. MANOLESCU G. Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sec. St. seria III*, XII, Mem. 6. București 1936.
12. MANOLESCU G. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *An. Inst. Géol. Roum.* XVIII. București 1937.
13. MANOLESCU G. L'âge des calcaires du versant méridional des Monts Vulcan. *Bul. Soc. Rom. Geol.* IV. București 1939.
14. MRAZEC L. Dare de Seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897 — I. Partea de E a munților Vulcan. București 1898.
15. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales. *C. R. Congr. Geol. Intern.* IX, Sess. Viena 1902.
16. MERCUS D. Asupra prezenței Urgonianului în regiunea Nadanova—Podișul Mehedinți. *Comun. Acad. R.P.R.* IX/9. București 1959.
17. MERCUS D. Contribution à la connaissance de la lithologie des couches de Nadanova. *Rev. de Géol. et Géographie. Acad. R.P.R.* Tom. V N 2. București 1961.
18. MUNTEANU MURGOCI GH. L'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes Méridionales. *C.R. Acad. Sc. Paris* 1905.
19. MUNTEANU MURGOCI GH. Sur la formation de Schela. *C.R. Inst. Géol. Rom.* T. IV. București 1916.
20. MUTIHAC V. Contribuții la cunoașterea Cretacicului dintre valea Minișului și valea Nera (zona Reșița — Moldova Nouă-Banat). *Acad. R.P.R.* București 1957.
21. PAVELESCU L. Studiu geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV. București 1953.
22. SEMAKA AL. Despre vîrstă Formațiunilor de Schela. *Lucr. Congr. V-lea Asoc. Carpatobalcanice*. București 1961.
23. ȘTEFĂNESCU GR. Cursu elementar de Geologie. 1890.
24. STRECKEISEN A. Profilul de la Vai de Ei (Carpații Meridionali, jud. Gorj). *D.S. Inst. Geol. Rom.* București 1930.
25. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI. București 1934.

**STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE
DU SÉDIMENTAIRE DANUBIEN DANS L'OLTÉNIE DU NORD
(ENTRE VALEA MOTRULUI ET VALEA JIULUI)**

PAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

Dans la région on rencontre trois unités tectoniques à savoir : le soubassement cristallin de l'autochtone danubien et sa couverture sédimentaire, les schistes cristallins de la Nappe Gétique et la Nappe de Severin.

Le soubassement cristallin est constitué par une série sédimentaire métamorphisée, dénommée la série de Lainici-Păius traversée de massifs granitiques (granite de Tismana et granite de Sușița).

La couverture sédimentaire est formée de dépôts appartenant à deux cycles de sédimentation, séparés par une phase de plissement. Le premier cycle sédimentaire renferme des dépôts carbonifères, coincés dans les plis du soubassement et le deuxième cycle comprend des dépôts permiens et mésozoïques.

Les dépôts carbonifères constituent ce que l'on appelle en littérature la „Formation de Schela” (L. MRAZEC, 1898). Ces dépôts sont représentés par des grès quartzeux, blanchâtres à altérations ferrugineuses et des schistes argileux noirs. Vers la base, apparaissent des schistes sériciteux, verdâtres. L'ensemble a été affecté par un faible dynamométamorphisme et un plissement intense. Dans divers endroits, la flore identifiée indique l'âge carbonifère supérieur (*Calamites (Calamitina) undulatus* STERN ET *Annularia stellata* SCHLOT.) (AL. SEMAKA, 1961). Les dépôts décrits sont coincés dans les granites du soubassement et supportent des dépôts liasiques qui revêtent le même faciès ; ce fait empêche une séparation rigoureuse des dépôts en y admettant, néanmoins, l'existence d'une discordance.

Le deuxième cycle de sédimentation débute par des dépôts conglomératiques laminés, de couleur violacée, rappelant le faciès dit „verrucano” et attribués au Permien. Ils sont transgressifs et en discordance sur le soubassement cristallin, ayant des pendages constants vers le Sud et supportent des dépôts jurassiques.

Le Jurassique débute par le Lias, en faciès de Gresten. Il est représenté par des grès quartzeux, des arkoses et des conglomérats menus à intercalations argileuses et nids de charbons. À l'Ouest de Valea Mo-

trului et à Schela, ces dépôts sont fossilifères, renfermant : *Todites denticulatus* (BROGANIART), *Pterophyllum rigidum* (ANDRAE) KRASSER, *Otozamites beckii* BROGN., *Equisetites lateralis* PHILLIPS, *Coniopteris hymenophylloides* BROGN. etc. Le Lias est transgressif et en discordance sur le soubassement cristallin, à pendage Sud.

Le Dogger comporte des calcaires détritiques et des calcaires spathiques de couleur foncée, stratifiés, épais de 10 à 12 m. On considère qu'entre le Lias et le Dogger il y a une lacune sédimentaire. Les calcaires sont souvent fossilifères, mais pour le moment, on ne connaît pas d'association faunique caractéristique. Le Dogger représente le dernier étage du Jurassique dans la région, vu l'absence des dépôts qui puissent témoigner de l'existence du Malm.

Le Crétacé est représenté par des calcaires massifs organogènes (faciès récifal), ainsi que par une formation calcaire-argileuse.

Le faciès récifal est représenté par des calcaires massifs organogènes, superposés aux calcaires spathiques d'âge jurassique moyen. Ces derniers sont très répandus dans la région s'étendant comme une masse tabulaire — interrompue par les cours d'eau — entre le Motru et le Jiu.

Ils reposent tantôt sur les calcaires spathiques, tantôt sur le Lias inférieur de Gresten, ou directement sur le soubassement cristallin, fait qui met en évidence leur caractère transgressif. À l'Est de la zone, les calcaires revêtent un aspect particulier, étant en partie cristallisés et dans leur masse apparaissent des surfaces de friction et des zones bréchifiées, qui témoignent de la pression subie. Entre Valea Susenilor et Valea Sușitei les calcaires reposent anormalement sur des dépôts plus récents et, par endroits, ils apparaissent sous la forme de blocs exotiques.

L'âge des calcaires massifs est établi d'après la faune qu'ils contiennent. La présence de la forme *Requienia ammonia* est un indice qu'il s'agit là d'un faciès urgonien (Barrémien-Aptien).

La formation calcaire-argileuse comprend, à la base, des calcaires en plaquettes à silexites, suivis par des marno-calcaires verdâtres et des schistes argileux alternant avec des grès (dépôts de Wildflysch). Les calcaires massifs sont surmontés par des calcaires en plaquettes à silexites et des marno-calcaires avec une puissance de 20 m. À leur tour, ces derniers supportent des marno-calcaires verdâtres. Dans les deux niveaux, on a identifié la forme *Neohibolites minimus* (LIST.). Les calcaires à silexites ne sont pas continus et souvent, les marnes verdâtres supérieures se trouvent directement plaquées sur la surface des calcaires massifs remaniés, d'où résulte le caractère transgressif de ces dépôts. À l'Est de la zone, de même que les calcaires massifs, les calcaires à silexites et les

marnes verdâtres sont affectés par le dynamométamorphisme et se trouvent en alternance avec des coulées de diabases. Ces dépôts appartiennent à l'Albien et au Cénomanien inférieur, vu qu'outre *Neohibolites minimus*, à l'Ouest de la zone centrale, a été identifiée également *Rotalipora appenninica* (AL. CODARCEA, D. MERCUS, 1959).

Sur les marnes à belemnites, reposent des dépôts représentés par des schistes calcaires, des schistes argileux et des grès, auxquels s'ajoutent des coulées de diabases et des tuffites diabasiques. L'ensemble accuse une sédimentation chaotique. L'existence des klippes calcaires et des granites englobés dans les sédiments, imprime à ces dépôts un caractère de Wildflysch. La puissance atteint entre 300 et 400 m. À l'Est, ils sont très broyés, particulièrement à proximité des schistes cristallins gétiques de Vălari, où les intercalations de diabases sont très fréquentes.

Les dépôts de Wildflysch d'âge cénomanien surmontent en continuité les marnes à *Neohibolites minimus*. Par analogie avec les dépôts du Plateau de Mehedinți, la partie supérieure de la formation de Wildflysch, où les grès sont plus fréquents, serait comparable au Grès de Dejderiu et au grès de Simaru (AL. CODARCEA, 1940). Ce fait permet d'établir le synchronisme — au moins en partie — du Wildflysch du versant S des Monts Vulcan avec le „Flysch crétacé supérieur” du Plateau de Mehedinți (AL. CODARCEA, 1940).

Le Cristallin gétique de Vălari comporte des gneiss, des micaschistes, des amphibolites, qui reposent sur la formation de Wildflysch.

Nappe de Severin. De cette unité n'apparaissent que les serpentines d'Ogașul Lupului, lesquelles dans le Plateau de Mehedinți, sont considérées d'âge crétacé inférieur.

Tectonique de la région. Les dislocations de la région sont le résultat de deux grandes phases de plissement : les plissements anciens (hercyniens) qui ont affecté également le soubassement cristallin-granitique danubien et les plissements récents (alpins) qui ont affecté moins le soubassement cristallin que surtout la couverture sédimentaire.

Dans les Carpates méridionales a été démontrée l'existence d'un ample charriage qui a entraîné le groupe de schistes cristallins gétique avec sa couverture sédimentaire sur l'autochtone danubien (G. MURGOCI, 1905). L'avancée de l'unité charriée s'est produite en deux étapes successives (AL. CODARCEA, 1940). La première correspond à la phase autrichienne ancienne et la deuxième à la phase subhercynienne. La tectonique de détail de la couverture de l'autochtone danubien est déterminée pour la plupart, par le charriage de la Nappe Gétique.

Par suite du charriage, le sédimentaire de l'autochtone danubien a été disloqué, parfois assez intensément, donnant lieu à une série de plis serrés, à vergence Sud, souvent couchés ou même renversés, d'amplitude considérable, constituant de véritables duplicatures. D'autres fois, le sédimentaire danubien a été déraciné et poussé à la base de la nappe gétique sous forme de lames de rabotage. Des plis serrés sont rencontrés souvent dans l'Ouest de la région.

La masse tabulaire des calcaires eocrétacés reposant sur des dépôts de Wildflysch entre Valea Susiței et Valea Susenilor, représente le flanc inverse d'un pli couché, qui vers l'Est se prolonge au Sud de Schela et vers l'Ouest jusqu'à Gureni. Il s'agit d'une véritable duplication de la couverture de l'autochtone danubien (duplicature de Dobrița-Gureni) et elle semble être l'équivalent de ce que AL. CODARCEA (1940) a nommé „Duplicature de Cerna” du Plateau de Mehedinți.

Au Nord de Curpenu, dans la masse des dépôts argileux d'âge crétacé supérieur, sont coincés des lames tectoniques de grès et d'arkoses, d'âge liasique par la Nappe Gétique dans son mouvement vers le Sud.

Considérations paléogéographiques. Pendant les plissements alpins, la région a commencé à fonctionner comme un géosynclinal, à partir du Jurassique inférieur. Au Jurassique supérieur, la zone a été exondée et la mer revient au Barrémien lorsque se déposent les calcaires récifaux. Dès la fin de l'Aptien, se produisent les plissements alpins de la phase autrichienne ancienne, ayant pour conséquence une régression. Cette dernière est suivie par une transgression albienne.

En même temps, prend fin la phase de vacuité du géosynclinal et commence la phase de comblement. Au Cénomanien, les hauts fonds du géosynclinal (en partie blocs tectoniques exhaussés) ont fourni le matériel exotique (olistolithes) qui participe à la sédimentation chaotique du Cénomanien, imprimant aux dépôts leur caractère de Wildflysch. Des fractures, qui ont morcelé le fond du géosynclinal ont également constitué les voies d'accès pour les laves basiques dont proviennent les diabases intercalées dans la formation de Wildflysch. Au Sénonien, ont eu lieu les plissements qui ont imprimé à la région un style tectonique caractérisé par une structure en nappes de charriage.

STRATIGRAFIE

OBSERVAȚIUNI ASUPRA TRIASICULUI DIN RARĂU¹⁾

DE

VASILE MUTIHAC, ELENA MIRĂUȚĂ

Prezența Triasicului în sinclinalul Rarăului a fost dovedită încă de K. M. PAUL (7). Discuțiile care s-au purtat și continuă încă, privesc mai ales vîrsta conglomeratelor violacee și a dolomitelor situate în baza depozitelor de umplutură a sinclinalului, pentru care nu există dovezi paleontologice. Acestea au fost atribuite fie Permianului, fie Triasicului. În rest, vîrsta depozitelor atribuite Triasicului a fost dovedită paleontologic.

În general, autorii mai vechi admiteau în Rarău prezența Triasicului sub două faciesuri sincrone și heteropice suprapuse, fapt ce a dus la ideea unor pînze de șariaj de amploare.

Dacă se lasă de o parte conglomeratele și dolomitele a căror vîrstă este încă discutabilă, depozitele datează paleontologic care aparțin Triasicului apar sporadic, de obicei sub formă de klippe, de cele mai multe ori prinse în umplutura cretacică a cuvetei. Acest mod de apariție a depozitelor triasice a făcut imposibilă urmărirea unui profil continuu în care să se poată cerceta relațiile stratigrafice între diferitele etaje a căror prezență a fost demonstrată. Cercetătorii anteriori (K. M. PAUL (7), V. UHLIG (8, 9) au dovedit că în zona Rarău sunt prezente toate etajele Triasicului.

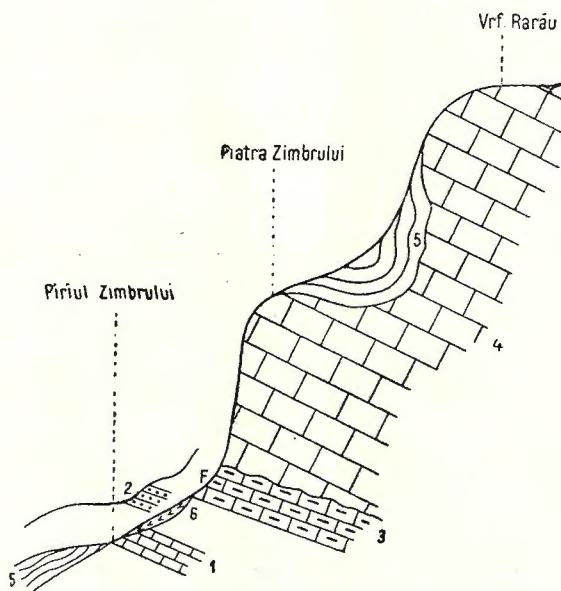
O bună parte din calcarale roșii de Hallstatt din care se citează fauna amonitică nu a mai fost găsită de cercetătorii ulteriori, probabil că parte din ele a fost exploatație.

Datorită faptului că aceste calcară apar relativ rar și în situații foarte variante, orice ivire de calcare triasice ce poate fi datată pe bază paleontologică trebuie luată în considerație și aceasta cu atât mai mult atunci cînd au o poziție stratigrafică oarecum clară.

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 aprilie 1963.

În cele ce urmează autorii vor prezenta o ivire de calcare într-o asemenea situație, calcare a căror vîrstă triasică a fost dovedită pe bază micropaleontologică și anume prin prezența Conodontelor.

Reamintim că asemenea microfosile au fost semnalate pentru prima oară în țara noastră în calcarele din Dobrogea de N. de E. MIRĂUTĂ (5).



Secțiune la Piatra Zimbrului.

- 1, Calcare roși cu Conodonte – Carnian ; 2, gresii calcaroase în plăci – Carnian superior ; 3, calcare și jaspuri cu Daonella – Carnian sup. – Norian ; 4, Calcare masive – Barremian – Aptian ; 5, sisturi argiloase grezoase – Aptian sup. ; 6, grohotiș.

Profilul ce va fi discutat este situat pe versantul sudic al masivului Rarău, la Piatra Zimbrului.

Urmărind acest profil de la vîrful Rarău spre Piatra Zimbrului și apoi mai departe pe pîrîul Zimbrului, situația se prezintă după cum urmează (vezi figura) :

Vîrful Rarăului este alcătuit din calcare massive uneori de culoare roșietică în care se găsesc numeroase orbitoline. Aceste calcare au fost atribuite Malmului de M. ILIE (4) și apoi Cretacicului inferior (facies urgonian) de D. PATRULIUS și GR. POPESCU (6). Spațiul dintre vîrful Rarău și Piatra Zimbrului este ocupat de o serie de depozite grezoase-argiloase și diabaze care se sprijină pe calcarele de la Piatra Zimbrului și pe cele care formează Pietrele Doamnei. În seria argilo-grezoasă la

Pietrele Doamnei s-au găsit orbitoline. Această serie aparține probabil Aptianului superior.

În continuarea profilului apar calcarele masive care formează un perete abrupt la Piatra Zimbrului.

Sub calcarele masive urmează un pachet de vreo 10 m în deschidere, alcătuit din calcar cenușii uneori roșietice, în strate groase pînă la 10—15 cm. Calcarele alternează cu șisturi marnoase verzui sau roșietice. Spre bază ele prezintă accidente silicioase, adesea adevărate jaspuri gălbui sau roșietice.

Contactul dintre acest pachet de calcar stratificate și jaspuri și calcarele masive de deasupra este foarte net, se observă chiar o zonă de brecie. Aceasta denotă că nu este vorba de o continuitate de sedimentare.

În calcarele în plăci din bază se găsesc foarte numeroase imprăștiuni de *Daonella*, menționate anterior de D. PATRULIU și GR. POPESCU (6).

În continuare pe pîrul Zimbrului, pe aproximativ 30—40 m, terenul este acoperit. Lateral se dezvoltă un alt pachet de strate reprezentat prin gresii calcaroase ce se desfac în plăci, pe suprafața cărora se vede mică în cantitate apreciabilă. Între stratele de gresii se întlnesc adesea intercalații subțiri de marno-calcare. Pînă acum în aceste gresii care au în deschidere 20 m grosime, nu s-au găsit fosile, iar pe pîrul Zimbrului ele nu apar. La 40 m mai jos de pachetul de calcar și jaspuri apar cam pe 6—8 m, mai întîi blocuri apoi calcar roșii, stratificate, cu aspect nodular de tipul calcarelor de Hallstatt. Ca poziție stratigrafică aceste calcar apar deci sub calcarele și jaspurile cu *Daonella*. Între acestea din urmă și calcarele roșii se interpun probabil gresiile în plăci, încit succesiunea de la baza calcarelor masive în jos ar fi:

Calcarele și jaspurile cu *Daonella* (10—15 m), probabil gresiile calcaroase în plăci (20 m) și calcarele noduloase roșii (8 m). În continuare pe pîrul Zimbrului totul este acoperit fie de depozite recente, fie de depozite argiloase de vîrstă cretacică.

În calcarele roșii nu s-a găsit nici una din formele fosile menționate de cercetătorii anteriori în diferite iviri de calcar de acest tip. Pentru a evita o eventuală confuzie cu calcarele de Adneth care se întlnesc sub formă de blocuri ceva mai spre NW, unul din autori (E. MIRĂUȚĂ) a efectuat analize micropaleontologice. Analiza s-a făcut asupra unei probe individuale de calcar roșii, cantitativ mare, cu scopul de a pune în evidență prezența Conodontelor. Analize asemănătoare s-au efectuat și asupra unor probe din alte iviri de calcar socotite triasicde la nord de Pojorîta, însă acestea deocamdată nu au dat rezultate.

Analiza efectuată asupra calcarelor roșii de pe pîrîul Zimbrului, pe lîngă diferite forme de foraminiifere arenacee, a pus în evidență prezența Conodontelor și anume s-a determinat un număr de șapte genuri cu 11 specii, după cum urmează :

- Apatognathus ziegleri* DIEBEL
- Roundya magnidentata* TATGE
- Gondolella navicula* HUCKRIEDE
- Polygnathus cf. tethydis* HUCKRIEDE
- Ozarkodina tortilis* TATGE
- Lonchodina müllerri* TATGE
- Lonchodina cf. müllerri* TATGE
- Lonchodina discreta* ULRICH ET BASSLER
- Lonchodina latidentata* (TATGE)
- Prioniodella descrescens* TATGE
- Prioniodella dropla* SPASOV ET GANEV
- Prioniodella ctenoides* TATGE

S-a observat că frecvența mai mare o au formele *Gondolella navicula* și *Prioniodella ctenoides*.

Trebuie remarcată de asemenea prezența formelor *Gondolella navicula* și *Polygnathus tethydis* care se întâlnesc numai în domeniul alpin, în schimb lipsește *Gondolella mombergensis*, caracteristică pentru Muschelkalkul superior german (HUCKRIEDE 1958). Se deduc dar, afinitățile Triasicului din Rarău cu Triasicul din Alpi și cu cel din Dobrogea de N, unde s-a întîlnit o asociatie de Conodonte asemănătoare (E. MIRĂUȚĂ 1963).

În ceea ce privește vîrstă atribuită diferitelor pachete de depozite ce alcătuiesc succesiunea de la Piatra Zimbrului, aceasta a variat după autori.

TH. KRÄUTNER (1930) a considerat în general toate jaspurile cu Radiolari din Rarău de vîrstă jurasică, situîndu-le la baza Malmului.

Cercetătorii ulteriori (M. ILIE 1957) au văzut la sud de Rarău o succesiune completă a Jurasicului care ar începe cu calcarale roșii (Liasicul în facies de Adneth), să continua cu gresile calcaroase în plăci atribuite Doggerului, calcarale și jaspurile reprezentînd Callovian-Oxfordianul și calcarale masive de la Piatra Zimbrului inclusiv cele care alcătuiesc vîrful Rarău, considerate ca aparținînd Portlandianului în faciesul calcarelor de Stramberg.

Mai recent s-a determinat din calcarale și jaspurile de sub Piatra Zimbrului, *Daonella indica* BITTNER (D. PATRULIU — GR. POPESCU 1960) pe baza căreia aceste depozite au fost atribuite Ladinianului inferior, iar calcarale masive din Piatra Zimbrului au fost considerate că repre-

zintă Carnianul, admitîndu-se continuitate de sedimentare între calcarale cu *Daonella* și calcarale masive. Succesiunea de la Piatra Zimbrului ar reprezenta un triasic alohton, aparținând unei zone mai vestice (GR. POPESCU și D. PATRULIUS)¹⁾.

Tinînd seama de poziția stratigrafică a calcarelor roșii care se găsesc la baza succesiunii de la Piatra Zimbrului, de asociația de Conodonti menționată din acestea și de răspîndirea stratigrafică a acestor microfosile după R. HUCKRIEDE (1958) (vezi tabelul), se pot trage următoarele concluzii de ordin stratigrafic :

TABEL

Răspîndirea stratigrafică a Conodontelor triasice mediteraneene (după R. HUCKRIEDE, 1958)

	Skytian	Anisian	Ladinian	Carnian	Norian
— răspîndire observată					
..... răspîndire probabilă					
<i>Apatognathus ziegleri</i>	—	—	—	—	—
<i>Gondolella navicula</i>		—	—	—	—
<i>Lonchodina discreta</i>	—				
<i>Lonchodina mülleri</i>	—	—	—	—	—
<i>Lonchodina cf. mülleri</i>	—	—	—	—	—
<i>Lonchodina latidentata</i>	—	—	—	—	—
<i>Ozarkodina tortilis</i>		—	—	—	—
<i>Polygnathus tethydis</i>		—	—	—	—
<i>Prioniodella ctenoides</i>		—	—	—	—
<i>Prioniodella descrescens</i>	—	—	—	—	—
<i>Prioniodella dropla</i>				—	
<i>Roundya magnidentata</i>		—	—	—	—

Calcarele noduloase roșii cu Conodonti aparțin Carnianului, iar gresiile calcaroase și calcarale cu *Daonella* ar reprezenta eventual Carnianul superior sau Norianul în cazul cînd se dovedește apartenența lor la Triasic. Calcarale masive care urmează deasupra le considerăm discordante, transgresive și sincrone cu cele din Pietrele Doamnei, prin urmare reprezintă

1) Gr. POPESCU, D. PATRULIUS. Contribuții la stratigrafia Cretacicului și a klipelor din Rarău. Manuscris 1956.

Cretacicul în facies Urgonian, respectiv Barremianul și Aptianul inferior. Se înțelege că și calcarurile din vîrful Rarău aparțin tot Cretacicului inferior (T. KRÄUTNER 1930) și nu Malmului, dată fiind prezența orbitolinelor (GR. POPESCU și D. PATRULIUS)¹⁾.

Această succesiune neîntreruptă de depozite triasice care începe din Carnian și pînă în Norian sugerează ideea că în zona Rarău ar putea exista succesiunea completă a Triasicului *in situ*. Pe intervalul de la calcarurile roșii cu Conodontă și pînă la dolomite, sub învelișul cretacic ar putea să fie continuarea depozitelor triasice adică intervalul stratigrafic dintre Carnian și Anisian.

Tinînd seama de fauna menționată de I. ATANASIU (1928) la Azodul Mare și cea de la sud de Lacul Roșu (I. BĂNCILĂ, 1941) înclinăm să credem că în Rarău s-a depus întreaga serie a Triasicului care începe cu conglomeratele și gresiile cuartitice de sub dolomite și se încheie cu Norianul care în parte a fost erodat, dar se întîlnește în klippe asociat cu Liasicul în facies de Adneth.

Aceasta înseamnă că nu este vorba de suprapunerea a două faciesuri sincrone heteropice, ci de o succesiune normală autohtonă.

Depozitele triasice au fost în bună parte erodate în faza de exondare precretacică.

Depozitele argiloase ale Cretacicului în facies de waldfliș le-au acoperit ca o mantie și mulează un relief vechi al Triasicului care apare sporadic, de sub cuvertura cretacică, sub forma de klippe provenite prin prăbușire din același relief și înglobate în depozitele din umplutura sinclinalului.

Această presupunere rămîne însă o ipoteză de lucru care urmează să fie verificată prin cercetările viitoare.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Étude géologique dans les environs de Tulgheș (distr. Neamț). *An. Inst. Géol. Roum.* XIII. București 1928.
2. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpates orientales). *An. Inst. Géol. Roum.* XXI. București 1941.
3. HUCKRIEDE R. Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischen Wert. *Pal. Zeitsch.* Bd. 32, nr. 3/4. Stuttgart 1958.
4. ILIE M. Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulungul Moldovei—Pîriful Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. București 1957.

¹⁾ Op. cit.

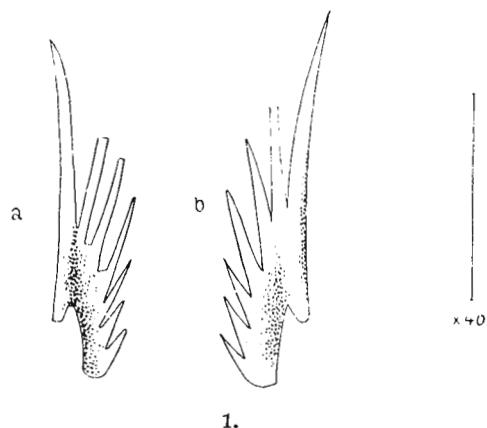
PLANŞA I

...and the other two were the same as the first, except that they had been cut out of the same piece of wood.

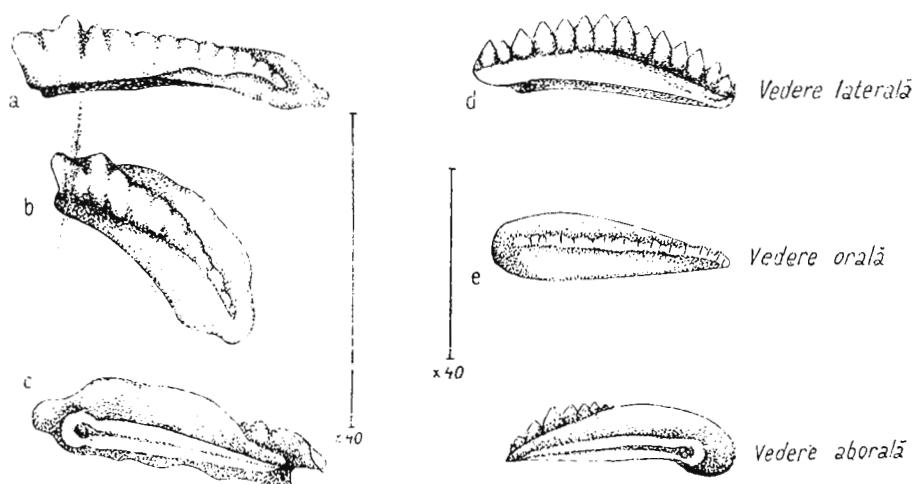
PLANŞA I

Fig. 1 (a, b). — *Apalognathus ziegleri* DIEBEL

Fig. 2 (a, b, c, d, e, f). — *Gondolella navicula* HUCKRIEDE



1.

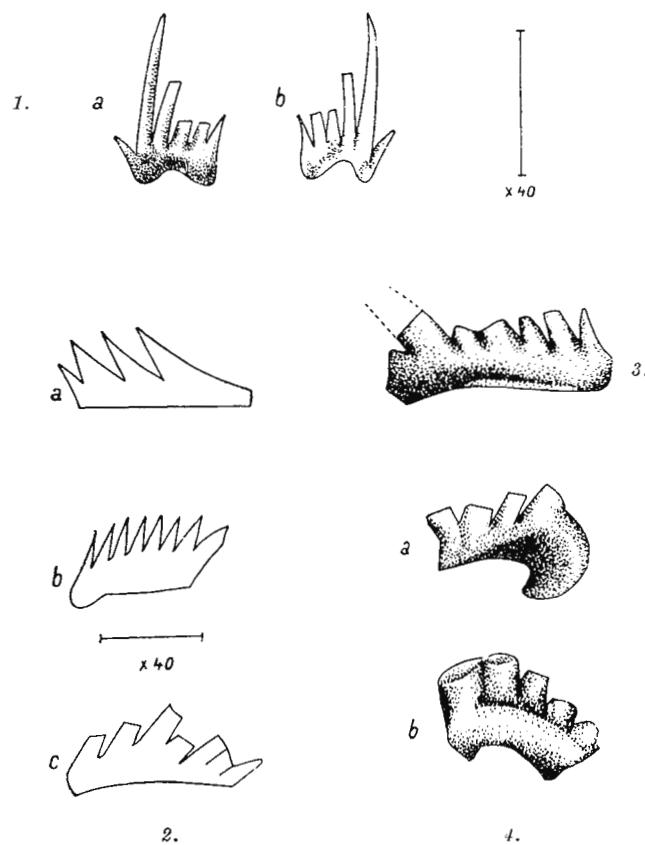


2.

PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1 (a, b). — *Lonchodina mülleri* TATGE
Fig. 2 (a, b, c). — *Prioniodella ctenoides* TATGE
Fig. 3. — *Ozarkodina tortilis* TATGE
Fig. 4 (a, b). — *Lonchodina latidentata* (TATGE)



5. MIRĂUȚĂ E. Asupra prezenței unor Conodontă în Triasicul de la Hagighiol (Dobrogea). *Stud. și Cercet. Geol. Acad. R.P.R.* nr. 2. București 1963.
6. PATRULIUS D., POPESCU. GR. Fația vîldflîșă i osadocinii utesi Bucovini Maramureșa. *Materialele Asociației Carpațo-balcanice, Congr. IV.* nr. 3. Lwów 1960.
7. PAUL K. M. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k. k. geol. R.A.* Wien 1876.
8. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen. Wien u. Leipzig. 1903.
9. UHLIG V. Das Vorkommen der Werfenner Schichten bei Kimpulung in der Bukowina. *Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien* Bd. III. Wien 1910.

СООБРАЖЕНИЯ О ТРИАСЕ В РАРЭУ

В. МУТИХАК, Е. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Авторы описывают южный разрез вершины Рарэу в котором из под массивных известняков отнесенным мелу (баррему и нижнему альбу) обнажаются плитняковые известняки, яшмы с *Daonella* и красные узловатые известняки типа Haallstatt. Из красных известняков была определена конодонтовая ассоциация представленная семью родами и одиннадцатью видами. Возраст этих известняков, на основании конодонтов определяется карийским.

Далее предполагается что в Рарэу могла-бы существовать полная последовательность триаса начинающая конгломератами и кварцитовыми песчаниками залегающими под доломитами отнесенными верфенским и заканчивающиеся в норийском ярусах. В этом случае, заключают авторы, не может быть речи о существовании двух синхронных гетеротипных наложенных одна на другую фаций в Рарэу, а только о одной автохтонной серии.

OBSERVATIONS SUR LE TRIAS DU RARĂU

PAR

V. MUTIHAC, E. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Les auteurs décrivent une coupe effectuée au Sud du sommet de Rarău, dans laquelle sous les calcaires massifs crétacés (Barrémien-Aptien inférieur) apparaissent des calcaires en plaquettes, des jaspes à *Daonella*

et des calcaires rouges, noduleux, de type Hallstatt. Dans les calcaires rouges a été déterminée une association de *Conodontes* représentées par sept genres et onze espèces. D'après les *Conodontes*, ces calcaires sont attribués au Carnien.

Les auteurs supposent que dans le Rarău existerait toute la succession du Trias en commençant par les conglomérats et les grès quartzitiques d'au-dessous les dolomies werfénienes et finissant par le Norien. Dans ce cas, on peut affirmer que, dans le Rarău, il ne s'agit pas de deux faciès synchroniques hétéropiques, mais d'une série autochtone.

OBSERVAȚII ÎN LEGĂTURĂ CU PREZENȚA
CARBONIFERULUI ȘI DOGGERULUI
LA VALEAPAI (BANAT)¹⁾

DE
S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR

Urmărind interpretarea evoluției paleogeografice a domeniului de sedimentare getic, din partea vestică a Banatului, petecul de depozite mesozoice de la Valeapai, figurat pe harta geologică a țării la sc. 1 : 500.000, apare deosebit de interesant ca sursă de informații pentru delimitarea extinderii spre vest a formațiunilor sedimentare vechi din acest domeniu.

În consecință autorii au efectuat în această regiune recunoașteri cu caracter informativ. Nota de față cuprinde rezultatele preliminare ale cercetărilor întreprinse și care constituie o nouă contribuție la studiul geologic al Banatului de vest. Rămîne ca problema să fie reluată și completată cu un studiu paleontologic mai amănunțit.

Din datele vechi de literatură se cunoaște, în partea de E a comunei Valeapai, iviri de calcare pe care G. HALAVÁTS (3) le atribuia sub rezervă Jurasicului superior. AL. CODARCEA (2) arată că sub ivirile de calcare, pe care le asemăna cu Doggerul de la Bocșa Montană, se găsesc gresii și conglomerate. Peste calcare semnalează, în valea Iuga, prezența Cretacicului superior, care este reprezentat prin marno-calcare roșii și gri cu *Rosalina linnei* D'ORB. și fragmente de inocerami.

Rezultatele cercetărilor recente, întreprinse de P. ȘOIGAN²⁾ în anii 1956 și 1957, sint consemnate într-un raport în care autorul consideră calcarele de la Valeapai ca aparținând Jurasicului superior — Cretacicului inferior. Peste calcare menționează niște gresii și conglomerate, fără a le preciza vîrstă. Pe harta geologică sc. 1 : 500.000 este reprezentat la Valeapai, un petec de depozite aparținând Valanginian—Hauterivianului,

¹⁾ Comunicare în ședința din 10 mai 1963.

²⁾ P. ȘOIGAN. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Comunei Valeapai — Banat. Problema I/1—1957. Arh. Com. Geol. București.

care probabil se referă la aceleasi calcaré situate pe malul drept al văii Pogăniș, la est de Valeapai.

Recunoașterile făcute de autorii prezentei note la Valeapai îmbrățișează sectorul situat la E de această localitate acolo unde valea Pogăniș formează un cot în formă de U, ocolind pe la sud un picior de deal orientat N—S (fig. 1). Pe versantul estic al acestui deal se găsesc trei cariere, care permit observarea depozitelor ce-l alcătuiesc în adâncime, deoarece la suprafață dealul este acoperit aproape complet de o cuvertură constituită din depozite neogene și cuaternare. În cele ce urmează se va prezenta descrierea secțiunilor geologice oferite de cariera Pescariu, cariera Drumul Negru și cariera Fîrciuga, completată parțial cu unele date oferite de rarele aflorimente întâlnite în spațiile dintre aceste cariere (fig. 2).

Cariera Pescariu. În extremitatea estică a carierei se observă Cristalinul getic constituit din micașisturi orientate N—S și cu căderi spre vest de 70°. Sisturile cristaline suportă gresii micacee cenușii sau negricioase cu urme cărbunoase, ce se mențin pe 2—3 m. Tot pe acest interval, în grohotișul de pantă, se întâlnesc și blocuri de conglomerate cu elemente mari de cuart alb și de cristalin, puțin rulate, prinse într-un ciment grezos de culoare cenușie-negricioasă, foarte asemănătoare cu conglomeratele carbonifere cunoscute la Lupac (5), Secul (1), Bocșa Montană (Colțan) și Magura Brebului (2). Depozitele carbonifere din cariera Pescariu apar puternic tectonizate (zdrobite) între cristalin și calcarale care urmează la vest și din această cauză ele sunt ușor dezagregate și împărtăsite pe pantă, dacănd contactul atât de la limita cu cristalinul, cât și cel de la limita cu calcarul. La vest de conglomeratele carbonifere se dezvoltă calcare detritice cenușii-vineții, uneori foarte micacee și cu granule evidente de cuart alb. Calcarele constituie un masiv bine deschis de exploatarea în trepte a carierei; ele sunt spătice și conțin frecvente resturi de echinide și lamelibranchiate. Vîrsta acestor calcaré este o problemă care mai necesită încă studii, mai ales de ordin paleontologic, însă aspectul lor petrografic este suficient de caracteristic pentru a afirma că aceste calcaré nu aparțin Jurasicului superior (3) și nici Jurasicului superior — Cretacicului inferior¹), ci Doggerului, așa cum opiniază AL. CODARCEA (2). În sprijinul acestei afirmații vine pe de o parte lipsa, în secțiunile subțiri efectuate prin calcar, a asociațiilor de Globochete cu Saccocomide sau cu Tintinnide, care sunt atât de frecvente în calcarale Jurasicului superior și Cretacicului inferior din tot Banatul; iar pe de altă parte identitatea de facies dintre calcarale de la Valeapai, cu cele de la Colțan care conțin

¹⁾ P. ȘOIGAN. Op. cit.

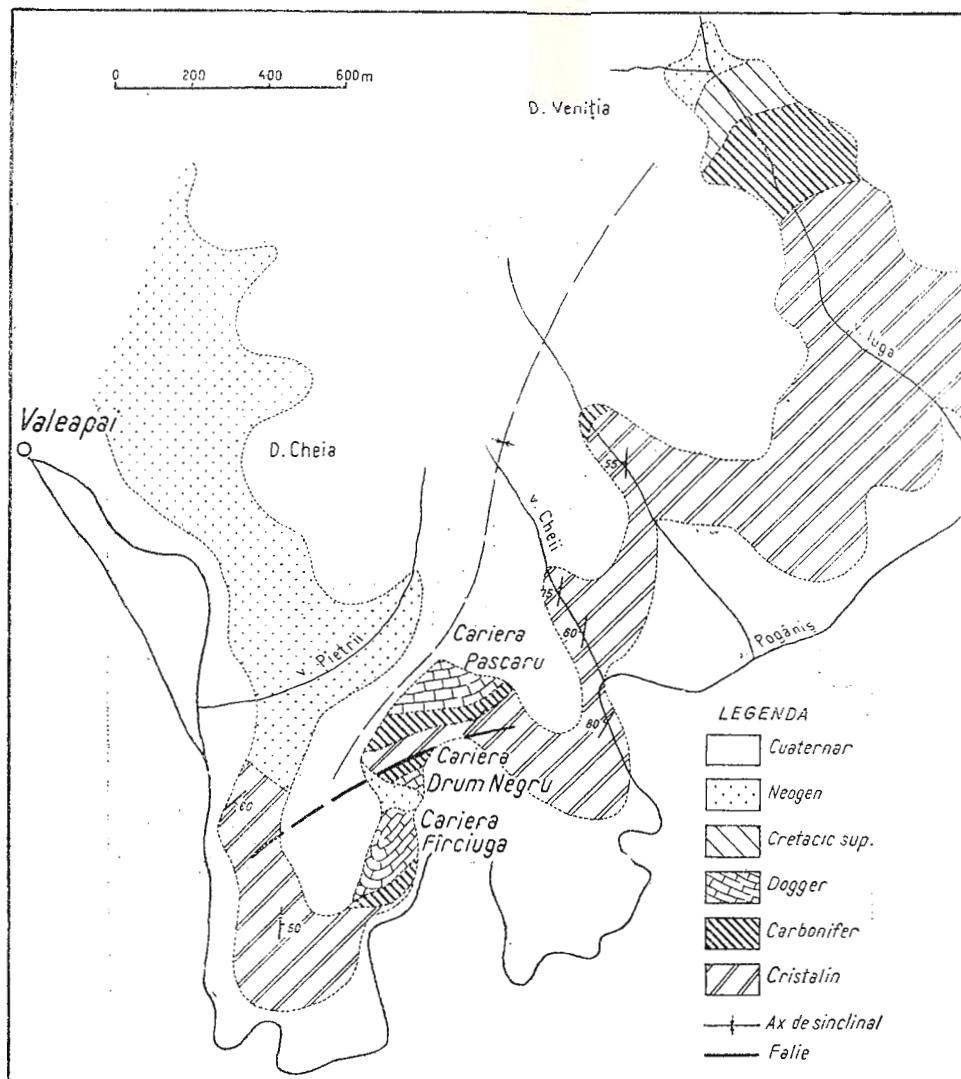


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii Valeapai.

1. Cuaternar; 2. Neogen; 3. Cretacic sup.; 4. Dogger; 5. Carbonifer; 6. Cristalin; 7. ax de sinclinal; 8. folie.

resturi de *Phylloceras* și de *Pectinide* (*Entolium*) frecvente în Dogger, precum și cu calcarurile spătice din Doggerul în facies marginal din restul Banatului.

Cariera Drumul Negru. Urmărind succesiunea depozitelor din această carieră, se observă în partea bazală 2 m de calcare cenușii-vineții, spa-

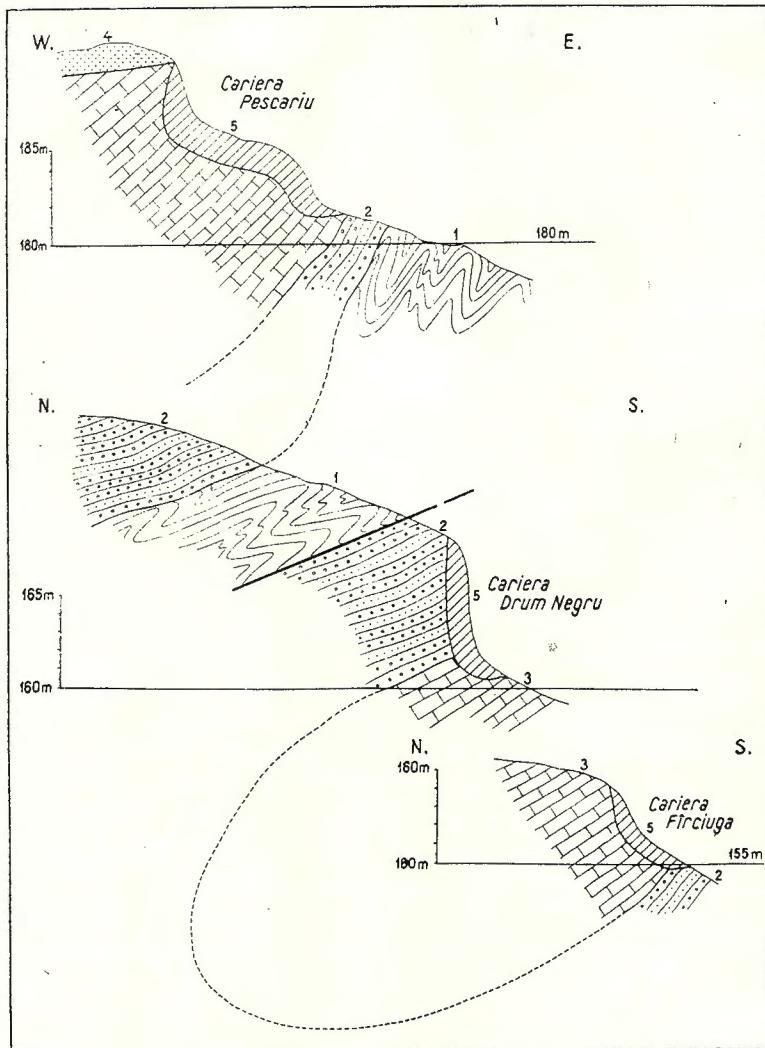


Fig. 2. — Secțiuni geologice prin carierele de la Valeapai (Banat).
 1. sisturi cristaline; 2. conglomerate – Carbonifer; 3. calcare – Dogger; 4. Cuaternar;
 5. escavații în cariere.

tice, cu echinide ce aparțin Doggerului. Direct peste calcare urmează 4 m de conglomerate cu elemente mari de cuarț alb, care alternează cu gresii cenușii-negre foarte micacee, uneori mai sistoase și cu urme de plante rău conservate, ce aparțin Carboniferului. Aceste depozite sunt bine stratificate și sunt orientate WNW–ESE, cu căderi de 20° spre N. În continuarea profilului spre nord, în afara carierei, se mai întâlnesc încă blocuri

de gresii și conglomerate carbonifere, care suportă apoi pe o distanță de 4–5 m șisturi cristaline asemănătoare celor din estul carierei Pescariul, cu care fac probabil corp comun, dar prezintă pe alocuri o culoare roșie-vișinie. Peste aceste șisturi cristaline urmează din nou conglomerate și gresii carbonifere, echivalente probabil celor de sub calcarele Doggerului din cariera Pescariu. Profilul carierei Drumul Negru oferă, prin relațiile anormale dintre diversele formațiuni, o interesantă imagine tectonică asupra căreia se va reveni în cele ce urmează.

Cariera Fîrciuga. În partea de sud a carierei se întâlnesc depozite carbonifere, deschise pe o grosime de 1–2 m. Aici Carboniferul este constituit din bancuri de gresii cenușii foarte micacee, ce alternează cu bancuri de conglomerate grosiere. Depozitele sunt bine stratificate și prezintă o orientare W–E cu căderi nordice de 75° – 85° . Înspre nord se dezvoltă calcarele cenușii spătice cu echinide, care sunt exploatațe în două puncte foarte apropiate unul de celălalt. Ca o notă caracteristică a calcarelor de aici, menționăm frecvența mult mai mare a elementelor de cuart alb bine rulat, incluse în masa rocii.

Imaginea oferită de cariera Pescariu și Cariera Fîrciuga ne sugerează din punct de vedere tectonic, existența unui sinclinal orientat NNE–SSW, cu închidere perisinclinală la sud. Flancurile sinclinalului sunt constituite din conglomerate carbonifere, iar umplutura axială din calcarele Doggerului. La nord de cariera Pescariu sinclinalul se continuă și aşa cum se cunoaște din literatură (2), el primește termeni stratigrafici mai noi, aparținând Cretacicului superior. Relațiile tectonice deja semnalate în cariera Drumul Negru, ridică ipoteza împărțirii acestui sinclinal în două compartimente, prin intermediul unei falii. Compartimentul nordic care cuprinde flancul estic al sinclinalului, este constituit din șisturi cristaline, depozite carbonifere și medio-jurasice. El incalcă peste compartimentul sudic, unde flancul vestic al aceluiași sinclinal prezintă o succesiune inversă în care Carboniferul repauzează peste Dogger. Această imagine este reprezentată în fig. 2 unde prin linii întrerupte s-a schițat corelarea formațiunilor din cariere.

Sintetizând datele prezentate, autorii consideră că la Valeapai, peste fundamentul constituit din șisturi cristaline, s-au depus transgresiv conglomeratele carbonifere identice cu cele stephaniene din zona Reșița (5). Peste acestea se dispun, deasemenea transgresiv, calcare spătice cu echinide asemănătoare părții bazale a Doggerului în facies marginal, cunoscut tot în zona Reșița (1, 4). Conglomeratele și calcarele de la

Valeapai ca și cele de la Măgura Brebului și Colțan, sănt mărturii ale extinderii depozitelor carbonifere și doggeriene, în aria domeniului getic, mult în afara zonei Reșița.

BIBLIOGRAFIE

1. BOLDUR C., BOLDUR AL. Cercetări geologice în regiunea Reșița — Doman — Secul. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XLVI. București 1962.
2. CODARCEA AL. Sur la présence du Crétacé supérieur à Valeapai. *Bull. Soc. Rom. Géol.* Vol. II. București 1935.
3. HALAVÁTS G. Die Umgebung von Dognačka und Gattaia. *Erläuterung z. geologischen Sp. Karte d. Länder d. ung. Krone.* Budapest 1913.
4. NĂSTĂSEANU S. Faciesurile Doggerului din zona Reșița — Moldova Nouă — Banatul de vest. *Asociația Carpațo-Balcanică, Congresul al V-lea — Stratigrafie III/2,* București 1963.
5. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. Contribuții la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanovița — Lupac (Banat). *Analele Universității București, Seria Științe Naturii nr. 18.* București 1958.

НАБЛЮДЕНИЯ В СВЯЗИ С ПРИСУТСТВИЕМ КАРБОНА И ДОГГЕРА В ВАЛЯПАЙ — (БАНАТ)

С. НЭСТЭСЯНУ, К. БОЛДУР

(Краткое содержание)

Восточнее села Валяпай, в карьерах : Пескариул, Друмул Негру и Фырчуга, была установлена следующая стратиграфическая последовательность: на кристаллическом фундаменте состоящем главным образом из слюдянных сланцев, располагаются трансгрессивно черно-серые конгломераты и песчаники со следами растений, тождественными стефанским, зоны Рэшица.

Сверху, также трансгрессивно простираются, обломочные известняки, шпатовые с эхиноидами и пластинчатожаберными, серочерноватого цвета, очень похожих на находящихся в основной части доггера развивавшегося в виде краевой фации зоны Рэшица.

REMARQUES SUR LA PRÉSENCE DU CARBONIFÈRE
ET DU DOGGER À VALEAPAI (BANAT)

PAR

S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR

(Résumé)

À l'Est de la commune de Valeapai, dans les carrières : Pescariul, Drumul Negru et Fîrciuga on a établi la succession stratigraphique suivante : sur un soubassement cristallin recouvert principalement de micaschistes, sont transgressifs les conglomérats et les grès gris-noir à restes de plantes identiques à ceux du Stéphanien de la zone de Reșița.

Au-dessus, reposent les couches transgressives de calcaires détritiques spathiques à Échinides et Lamellibranches, de couleur gris-noirâtre, pareils aux calcaires de la base du Dogger développé en faciès marginal dans la zone de Reșița.

STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR CALCARE CU COPROLITE
DE CRUSTACEI DECAPOZI (*FAVREINA SALEVENESIS*)
PARÉJAS) ÎN NEOCOMIANUL INFERIOR
DIN PLATFORMA MOESICĂ (CÎMPIA ROMÂNĂ)¹⁾

DE

D. PATRULIUS

Întrucit este pentru prima oară că se semnalează calcare cu coprolite de crustacei în țara noastră, autorul crede necesară prezentarea unui scurt istoric cu privire la acest capitol din studiul microfaciesurilor.

Natura de coprolit a anumitor microfosile identificate în depozitele mezozoice a fost recunoscută de E. PARÉJAS (11), care a comparat organismul B, descris de J. FAVRE din Purbeckianul din Jura (în E. JOUKOWSKI și J. FAVRE, 9) cu coprolitele de Thalassinidea (*Upogebia*, *Axius*) și Galatheidea (*Galathea*, *Porcellana*), conținute în mîlurile marine actuale și studiate de H. B. MOORE (10).

În general este vorba de corpusculi cilindrici avînd la interior canalicule paralele și cu aranjament simetric, datorite existenței în stomacul decapozilor anomuri a unor creste longitudinale ce se prelungesc înapoi cu apendici liberi. Materia stercorală, semifluidă și în cea mai mare parte de natură minerală (mîl calcaros), fiind comprimată la ieșirea din stomac, îmbrătișează apendicii liberi a căror formă și aranjament rămîn imprimate în interiorul ei.

„Organismul B” descris de J. FAVRE, a fost denumit de E. PARÉJAS (12) *Coprolithus salevensis*, dar acest autor nu a definit genul *Coprolithus* și nu a desemnat un generotip. Mai tîrziu P. BRONNIMANN (1) propune numele de *Favreina* pentru coprolitele de tipul celor cunoscute din Purbeckianul din Jura, iar în 1960, împreună cu P. NORTON, numele de *Palaxius* (non *Palaeoxius* D. PATRULIUS, 1959) pentru coprolitele

¹⁾ Comunicare în ședința din 10 mai 1963.

a căror canalicule prezintă în secțiune transversală un contur semilunar sau în potcoavă.

G. F. ELLIOTT (7) se îndoiește că forma canaliculelor poate constitui un criteriu de separație generică, întrucât coprolitele anumitor specii actuale de *Galathea* și *Porcellana* prezintă canalicule, atât cu contur circular, cât și cu contur semilunar. Din acest motiv, pentru coprolitele cu canalicule interne, se limitează la utilizarea numelui generic de *Favreina* și consideră detaliile de formă ca având numai o valoare specifică.

Numeroase forme de *Favreina* și „*Palaxius*” au fost descrise pînă acum, și anume din Triasic : *Favreina triasica* ELLIOTT ; din Jurasic : *F. salevensis* (PARÉJAS), *F. prusensis* (PARÉJAS) ; din Cretacicul inferior : *F. cuvillieri* BRONNIMANN, *F. kurdistanensis* ELLIOTT ; din Eocen : *Palaxius petenensis*, BRONNIMANN ET NORTON ; din Oligocen : *Palaxius decemlunulatus* (PARÉJAS) ; din Miocen : *Palaxius sirticus* BRONNIMANN ET NORTON, *Favreina asmarica* ELLIOTT.

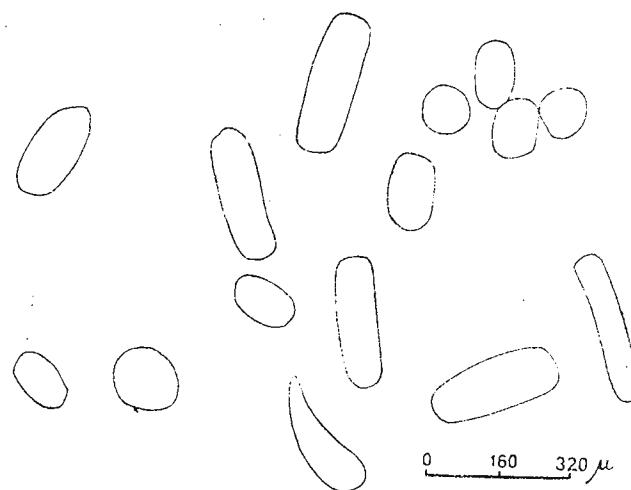
Dintre speciile menționate, cea mai des citată și figurată este *F. salevensis* (PARÉJAS) care are o largă distribuție verticală și o vastă răspîndire areală. Este cunoscută din Jurasicul inferior, fiind figurată de J. CUVILLIER (3) și de J. CUVILLIER și V. SACAL (4, 5) din „Infraciasicul” (Heftangianul) din Aquitaine ; din Jurasicul terminal — Berriasanul din Munții Jura („organismul B” descris de J. FAVRE în 1913 și 1927) și în sfîrșit, din Cretacicul inferior (figurată de R. RADIOCIC din Dalmatia în 1960). Arealul de răspîndire al acestei forme, în limitele cunoscute pînă acum, se întinde din Texas (SUA) (P. BRONNIMANN și P. NORTON, 2) și pînă pe țărmurile Golfului Persic (El-Katar sau Qatar) (G. F. ELLIOTT, 6, 7).

În aria Platformei moesice *Favreina salevensis* a fost identificată în calcarele Neocomianului inferior (Berriasan, Valanginian, Hauterivian ?), străbătute de forajul de la Atîrnați (partea de sud a Cîmpiei Romîne), pe o grosime de cel puțin 250 m (între 816 m și 1064 m). Este vorba anume de o alternanță de calcare cripto- și microcristaline cu ostracode și rare alge Dasycladacee (*Munieria baconica* DEECKE, la 877 m adîncime), și de calcare microcoprolitice. Succesiunea acestor depozite se află cuprinsă între calcarene și calcare oolitice cu pachiodonte aparținînd Barremian-Bedoulianului și biocalcarene cu brachiopode, *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* cf. *soleicensis* BEIL. ET POZ. și *Conicospirillina* cf. *basilensis* MUHLER, aparținînd Malmului superior. Judecînd după corelarea cu alte foraje executate în apropierea Dunării, cea mai mare parte a succesiunii menționate reprezintă Berriasanul și Valanginianul. Calcarele cu microcoprolite nu se

disting macroscopic de calcarenite și natura lor diferită nu poate fi recunoscută decât în secțiuni subțiri.

De notat absența foraminiferelor care în alte părți din platforma moesică, în special în vecinătatea Dunării (Cetate și Călărași la nord, Gigen la sud), sănt foarte abundente în același interval stratigrafic; ca și absența Tintinnidelor, care atât în partea de nord a platformei moesice, cât și la sud, în vecinătatea Prebalcanilor, se găsesc constant în Berriasian și Valanginian.

Biofaciesul special al calcarelor microcoprolitice pare să fie astfel datorit unei schimbări a salinității normale a mediului marin. În același sens pledează prezența unor intercalări de anhidrit în calcarele microcoprolitice cu *Favreina*, interceptate în partea de est a Câmpiei Române (forajul de la Cireșu, la 2.208 m adâncime).



Microcoprolite în calcarele cu *Favreina* ale Neocomianului inferior de la Atîrnăți ; 1001 m adâncime.

La Atîrnăți se întâlnesc microcoprolite mai abundente la două nivele, la 907 m și la 1.001 m adâncime. În ambele nivele sănt reprezentate două feluri de coprolite : unele de talie mică, alungită, de formă cilindrică, elipsoidală, uneori arcuită, cu contur circular în secțiune transversală și care dau calcarului un aspect pseudoolitic (vezi figura), altele mai voluminoase, mai puțin abundente, aparținând la *Favreina salevensis* (PAREJAS). Acestea din urmă se prezintă sub formă de corpuseculi cilindrici, avînd în jur de 1 mm lungime și 0,5—0,7 mm diametru, în nivelul superi-

or (vezi planşa) și un diametru mai redus (0,35—0,40 mm), în nivelul inferior, cu contur circular sau eliptic, teșit într-o parte, cu 40 de canalicule, sau mai mult, în cazul corpusculilor mai voluminoși, în jur de 30 — în cazul celor de talie mai redusă.

Canaliculele periferice sunt dispuse în arc de cerc, cu un segment median, subparalel în raport cu fața plană a cilindrului; cele din centru constituie două șisturi paralele, dispuse perpendicular pe fața plană a cilindrului și care se prelungesc cu un segment recurrent la interiorul arcului extern.

Calcarele microcoprolitice cu intercalătii de anhidrit, interceptate prin forajul de la Cireșu, conțin aceleași tipuri de microcoprolite. Cele de talie mai mare au proporțiile coprolitelor de *Favreina salevensis*, dar canaliculele lor sunt greu discernabile în secțiune transversală.

Ca și la Atîrnăti, aceste calcară cu *Favreina* se găsesc asociate cu calcar fin granular. În acestea din urmă se găsesc rare exemplare de *Clypeina* sau *Actinoporella* sp.

În legătură cu microfaciesul descris mai sus, rămîne de subliniat și un alt aspect, anume importanța rolului petrogenetic al organismelor marine limivore, sau a celor care triturează resturile scheletice de pe fundurile marine, prin intermediul dejectiunilor lor. În urma studiului detaliat al dejectiunilor de moluște și crustacei conținute în mîlurile actuale se admite în mod curent că multe din calcarăle pseudoolitice — și am putea adăuga și unele „calcarene” — rezultă din acumularea în masă a coprolitelor (calcar microcoprolitic sau pellet limestones). Succesiunea calcarelor neocomiene traversate de forajele de la Atîrnăti și Cireșu ne oferă un exemplu instructiv de acest fel.

BIBLIOGRAFIE

1. BRONNIMANN P. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology* 1/1, pp. 28—51, 1955.
2. BRONNIMANN P., NORTON D. On the classification of fossil fecal pellets and description of new forms from Cuba, Guatemala and Libya. *Eclogiae geologicae Helvetiae*, vol. 53/2, pp. 832—842. 1960.
3. CUVILLIER J. Niveaux à coprolithes de Crustacés. *Bull. Soc. Géol. de France* (6), t. IV (1—3), pp. 51—53 1954.
4. CUVILLIER J., SACAL V. Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. Leiden 1951.
5. CUVILLIER J., SACAL V. Stratigraphic correlations by microfacies in western Aquitaine (second edition). Leiden, 1956.

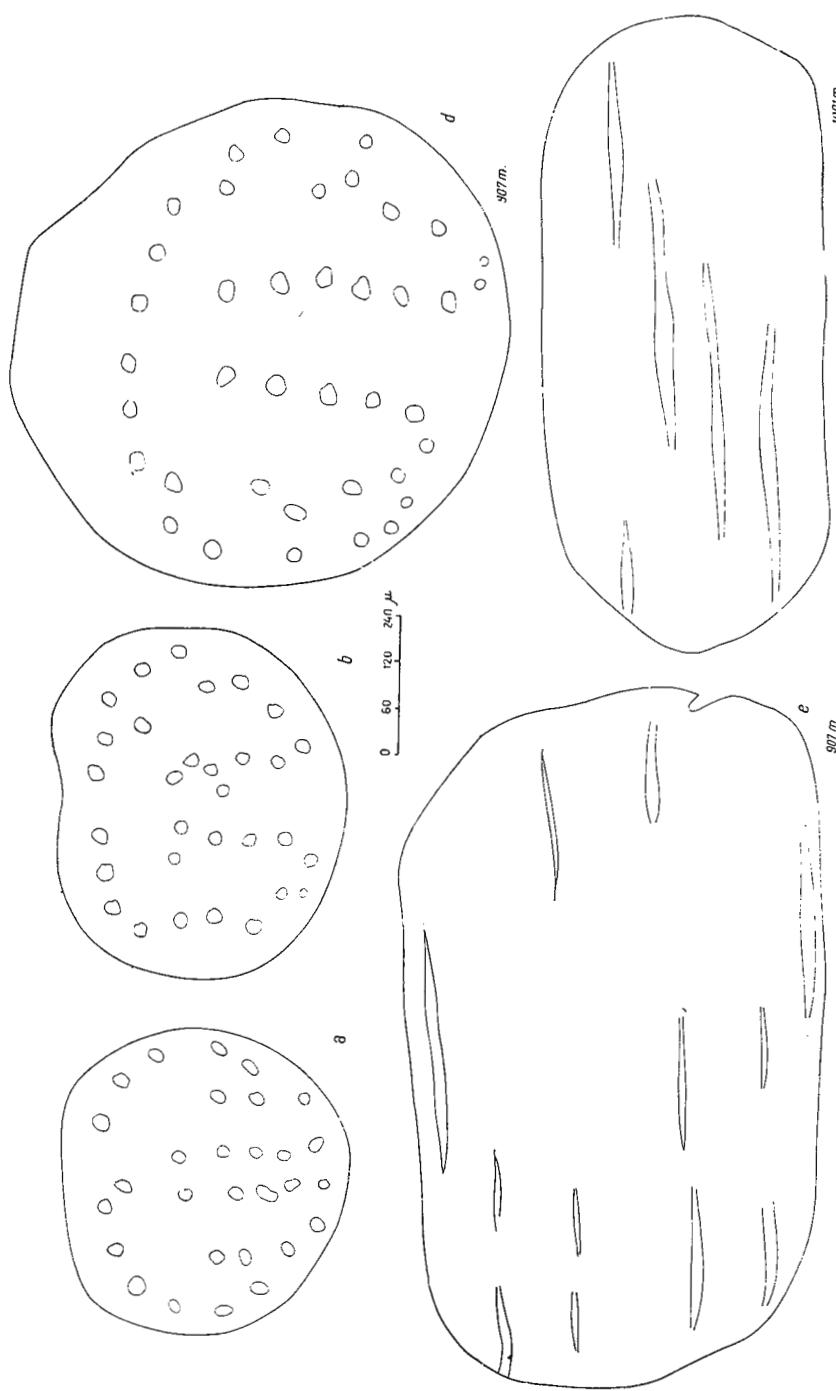
EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI :

Favreina salevensis (PARÉJAS).

a, b, secțiuni transversale în exemplare de talie redusă având în jur de 30 canalicule interne; nivel neprecizat al Berriasianului sau Valanginianului; Atîrnați (Cîmpia română), la 1001 m adîncime; c, secțiune longitudinală în alt exemplar din același nivel; d, secțiune transversală în exemplar de talie mare, având în jur de 40 canalicule interne; nivel neprecizat al Berriasianului sau Valanginianului; Atîrnați (Cîmpia română) la 907 m adîncime; e, secțiune longitudinală în alt exemplar din același nivel.

D. PATRULIUS. Calcare cu coprolite de crustacei decapozii.



Comitetul Geologic. Dări de Searmă ale Sedințelor, vol. L/2.

6. ELLIOTT G. F. Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. *Micro-paleontology*, vol. 2/4, 1956.
7. ELLIOTT G. F. More micropaleontological data from the Middle East. *Micropaleontology*, vol. 8/1, sp. 29—44, 1962.
8. FAVRE J., RICHARD A. Étude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la Cluse de la Balme (Jura méridional). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. XLVI, pp. 1—39, 1926—1927.
9. JOUKOWSKI E., FAVRE J. Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 37/4, 1913.
10. MOORE H. B. The faecal pellets of the Anomoura. *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 52 part III, pp. 296—308, 1932.
11. PARÉJAS E. „L'organisme B” de E. JOUKOWSKI et J. FAVRE. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 52/3, 1935.
12. PARÉJAS E. Sur quelques coprolithes de Crustacés. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 1; pp. 512—520. 1948.
13. RADOVIC R. Microfacies du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes de Yougoslavie. *Paléont. Dinarides Yougoslaves (A. Micropaléontologie)*, vol. 4/1. 1960.

О ПРИСУТСТВИИ ИЗВЕСТНИКОВ С КОПРОЛИТАМИ РАКООБРАЗНЫХ ДЕСЯТИНОГИХ (*Favreina salevensis* Paréjas) В НИЖНЕМ НЕОКОМЕ ПЛАТФОРМЫ МОЕЗИЯ(РУМЫНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ)

Д. ПАТРУЛИУС

(Краткое содержание)

В настоящей заметке впервые отмечается что в ареале платформы мозия, на севере Дуная (Румынская низменность), присутствуют десятиногие каприолиты *apostigia* образующие массовые накопления на многих уровнях берриасского подъяруса и валанжинского яруса. Известники этого промежутка, в большинстве случаев пелитоморфные, содержат также и остракоды, но не находятся фораминиферы и *Tintinnide*. Отсутствие последних указывает на изменение нормальной соленности морской среды. Необходимо подчеркнуть и присутствие ангидридов находящихся в известняках с *Favreina* в восточной части (Румынской низменности).

SUR LA PRÉSENCE DE CALCAIRES À COPROLITHES DE
DÉCAPODES (*FAVREINA SALEVENESIS* PARÉJAS) DANS LE
NÉOCOMIEN INFÉRIEUR DE LA PLATE-FORME MOESIENNE
(PLAINE ROUMAINE)

PAR

D. PATRULIU

(Résumé)

Dans la présente note on signale pour la première fois dans l'aire de la plate-forme moesienne, au Nord du Danube (Plaine Roumaine), la présence de coprolithes de décapodes anomoures, formant des accumulations en masse à plusieurs niveaux du Berriasien-Valanginien. Les calcaires de cet intervalle, en majorité pélitomorphes, contiennent aussi des Ostracodes, mais sont dépourvus de Foraminifères et de Tintinnides. L'absence de ces derniers indique un changement dans la salinité normale du milieu marin. On doit noter également la présence d'intercalations d'anhydrite dans les calcaires microcoprolithiques à *Favreina* de la partie Est de la Plaine Roumaine.

STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR CALCARE LIASICE
CU *INVOLUTINA* ÎN BAZINUL SUPERIOR
AL TROTUȘULUI (CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

D. PATRULIUS

În lucrarea sa de teză I. BĂNCILĂ (2) semnalează în basinul superior al Trotușului, un pachet de șisturi grezoase fin micacee, aproape negre, în care găsește un fragment de belemnit, identificat cu *Belemnites hastatus*. Bazîndu-se pe prezența acestei forme, ca și pe aspectul rocilor, autorul citat consideră că depozitele menționate ar putea să aparțină Doggerului.

Depozite liasice au fost identificate în aceeași regiune de către A. NĂSTĂSEANU și M. SOLCANU²⁾. Este vorba anume de calcare toarcene negricioase, cu *Hildoceras semipolitum* BUCKMAN. Aceste roci nu se găsesc însă in situ, ci constituie un mare bloc încorporat conglomeratelor aptiene, la nord de valea Strîmba.

În 1959 autorul acestei note, împreună cu L. CONTESCU și A. BUTAC (5), au putut constata că depozitele grezo-marnoase brune și negricioase din bazinul superior al Trotușului, figurate pe harta ridicată de I. BĂNCILĂ ca aparținînd Doggerului, ca și radiolaritele și calcarurile negre cu spiculi de spongieri care le sunt asociate, constituie un termen bazal al seriei eocretacice, discordant pe Triasic și pe șisturile cristaline. Vîrsta acestui pachet de depozite a fost precizată prin identificarea speciilor *Trocholina alpina* (LEOPOLD) și *Trocholina elongata* (LEOPOLD) în anumite intercalății de calcare oolitice (valea Întunecată). Cu același prilej, sub depozitele brune-negricioase din baza seriei eocretacice și deasupra calcarelor și dolomitelor triasice, au fost identificate mici petece de depozite calcaroase a căror facies se apropie de cel pe care-l prezintă anumite

¹⁾ Comunicare în ședință din 10 mai 1963.

²⁾ Va apărea în comunicările Acad. R.P.R. 1963.

iviri ale Doggerului din Carpați. Este vorba anume de calcare roșii-violacee, cenușii și verzui, în parte marnoase și subnoduloase, cu oolite hematitice sau leptocloritice, local nisipoase și prezentind treceri la gresii fine cu ciment calcaros (dealul Ordaș). O succesiune mai completă a acestor roci a fost observată pe Dealul Frumos unde calcarele oolitice roșii constituie deasupra calcarelor marmoreene ale Triasicului, un orizont bazal al Jurasicului, gros de 1 m, acoperit de calcare în parte marnoase (1,50 m), cenușii și verzui, cu fragmente de belemniti și lamelibranchiate. Deasupra urmează calcare crinoidale cenușii (2 m), apoi siltitele brune în plăci din baza Cretacicului. Calcare oolitice roșii au fost observate și mai departe spre nord, în apropierea cotei 1271.

În lipsă de macrofaună determinabilă, singur aspectul macroscopic al rocilor menționate a justificat atribuirea lor la Dogger; totuși autorii au remarcat că depozitele în chestiune prezintă un facies net deosebit față de cel pe care-l îmbracă majoritatea depozitelor medio-jurasice, dezvoltate în imprejurimile Lacului Roșu.

Un studiu mai detaliat al microfaciesului, făcut ulterior, a arătat efectiv că, cel puțin, calcarele oolitice roșii și cenușii-verzui care acoperă transgresiv Triasicul din bazinul superior al Trotușului, nu aparțin Doggerului, ci Liasicului. Cât despre calcarele crinoidale situate deasupra nu a fost recunoscut încă nici un element care să poată ajuta la precizarea vîrstei lor.

Microfaciesul cel mai răspândit al rocilor carbonatate roșii și cenușii-verzui este reprezentat de un calcar cu oolite hematitice, limonitice sau leptocloritice, cu entroce și cu foraminifere bentonice de talie relativ mare aparținând genurilor *Involutina*, *Trocholina*(?), *Textularia*, *Rectoglandulina* sau *Pseudoglandulina*, *Nodosaria*. Mai puțin dezvoltate sunt calcare microcristaline omogene. Iată descrierea cîtorva probe examineate:

1. Calcar oolitic roșu din Dealul Frumos (nivelul bazal): oolite hematitice-limonitice ovoidale avînd uneori nucleul constituit dintr-un foraminifer sau dintr-o piesă fragmentară de echinoderm (de obicei piese de crinoide); rare granule angulare sau subrotunjite de quart cu crustă feruginoasă; matrice calcitică-feruginoasă-inomogenă, microcristalină sau mai larg cristalizată; exemplare relativ numeroase de *Textularia* și de *Involutina*.

2. Calcar roșu fin granular din Dealul Frumos (nivelul bazal): structură microcristalină; benzi mai intens colorate prin concentrarea oxizilor de fier; local oolite feruginoase ovoidale, de talie mică, disperse în masa microcristalină; fără microfaună.

3. Calcar oolitic roșu, la nord de cota 1271 (nivelul bazal) : matrice microcristalină uniform pigmentată prin oxizi de fier, oolite ovoidale limonitice-leptocloritice, diseminate în masa microcristalină, cu centru clar gălbui, uneori cu nucleul constituit dintr-o piesă fragmentară de echinoderm (de foibicei o piesă de crinoid); piese de crinoide cu crustă oolitică feruginoasă puțin dezvoltată; fără foraminifere.

4. Calcar oolitic-crinoidal cenușiu încis și brun-verzui cu belemniti, la nord de cota 1271 : oolite ovoidale brune și gălbui (limonitice-leptocloritice), care macroscopic prezintă o culoare încisă, negricioasă-verzuie, întocmai ca și granulele de fosfați; numeroase piese fragmentare de echinoderme, în special de crinoide, cu structură bine pusă în evidență de un pigment leptocloritic gălbui-verzui; rare granule de cuarț unele de talie mai mare, rotunjite sau subrotunjite, altele mici angulare; matrice în parte mai larg cristalizată, în parte microcristalină și mai intens pigmentată prin oxizi de fier; fragmente de moluște și brachio-pode, *Textularia*, *Trocholina* (?), *Rectoglandulina* sau *Pseudoglandulina*, *Nodosaria* (gr. *N. multicostata* BORN.).

Printre foraminifere este de subliniat prezența genului *Involutina*, semnalat din Rhetian și Liasic, și foarte probabil reprezentat și în Norian (W. LEISCHNER, 4, Pl. 4, fig. 9, 10).

Alături de rare exemplare, care prin forma lor discoidală-lenticulară, puțin tumidă în partea centrală, sunt comparabile cu *Involutina liassica* (JONES) — raportul între diametrul ecuatorial și lungimea axei de înfășurare fiind de 2,3 (Pl. I, fig. 1) — se găsesc exemplare de talie mai mare și mai tumide, comparabile cu *Involutina turgida* KRISTAN (Pl. I, fig. 2 și 3), raportul menționat fiind de 1,5—1,7. Toate exemplarele sunt macrosferice (Forma A). Testul foarte gros în partea centrală este străbătut de canale relativ largi, umplute ca și loja spirală cu material feruginos limonitic, și prezintă în secțiune transversală o textură concentrică ondulată. Ondulațiile sunt în relație evidentă cu granulațiile grosiere care acoperă suprafața. La exemplarele mai voluminoase de *Involutina* aff. *turgida* KRISTAN se observă deseori coroziunea testului în sectorul ecuatorial. Atât în calcarele roșii cu *Involutina* cit și în calcarele cenușii sau cenușii-verzui se găsește reprezentată aceeași specie de *Textularia* în exemplare relativ numeroase. Calcarele cenușii și cenușii-verzui conțin, pe lîngă *Textularia* și *Rectoglandulina* sau *Pseudoglandulina*, o formă care în secțiune transversală prezintă un contur stelat întocmai ca și formele liasice de *Nodosaria* prevăzute cu creste longitudinale puternic reliefate (grupul *Nodosaria multicostata* BORN.).

Genul *Involutina* face obiectul unui comentariu mai amplu într-o lucrare relativ recentă a lui EDITH KRISTAN (3).

Autoarea arată că tipul genului *Involutina*, definit ca având testul calcaros și perforat, trebuie să fie *Involutina liassica* (JONES) (= *Involutina jonesi* TERQUEM), iar nu *Involutina silicea* TERQUEM, așa cum au considerat W. MACFAYDEN, iar apoi J. CUSHMAN și mai târziu A. LOEBLICH și H. TAPPAN. Cît despre *Involutina silicea*, această formă aparține după L. G. BORNEMANN la *Ammodiscus* REUSS. A. LOEBLICH și H. TAPPAN consideră însă că ea reprezintă un gen distinct față de *Spirillina* EHRENBERG (= *Ammodiscus* REUSS), caracterizat prin testul fin aglutinat, compus din granule de cuart incluse într-un ciment abundant.

Specia *Involutina liassica* JONES se găsește reprezentată în marnele rheiene cu *Thecosmila rectilamellosa* (WINKLER) din pînza de Halstatt inferioară (Hohe-Wand-Austria), alături de *I. turgida* KRISTAN, dar în exemplare mai mici decît cele din Liasic. În provincia franco-suabă (înclusiv nord-vestul Germaniei) este mai abundentă în Liasicul inferior α, dar local se întâlnește pînă în Liasicul mediu. Ea este de asemenea abundant reprezentată în Domerianul din Alpii de vest (Arzo în Tessin) unde prin acumularea sa în masă caracterizează un adevărat microfacies cu *Involutina*. J. SCHWEIGHAUSER (7) descrie din calcarele cu *Involutina* de la Arzo atât forma macrosferică (A) sub numele de *Spirillina liassica* (JONES) cît și forma microsferică (B) sub numele de *S. ticiensis* SCHWEIGHAUSER n. sp.

În apropiere de țara noastră, specia *Involutina liassica* (JONES) este semnalată de E. TRIFONOVA (1961) în Liasicul mediu din Balcanii de vest (imprejurimile Sofiei).

În ce privește specia *Involutina turgida* KRISTAN, această este semnalată numai din Rhetian, dar este evident că rocile cu *Involutina* din bazinul superior al Trotușului sunt mai recente întrucît ele conțin și belemniti. Astfel este probabil că specia *I. turgida* persistă și în Liasic sau cel puțin este urmată la acest nivel de o specie strîns înrudită cu ea. În orice caz prezența unei forme foarte apropiate, dacă nu identică cu *I. turgida* ar justifica presupunerea că depozitele oolitice, transgresive pe calcarele triasice în bazinul superior al Trotușului, reprezintă un termen inferior al Liasicului. În această privință este de reamintit prezența unor calcare roșii eoliasicice mai la nord și anume în imprejurimile Lacului Roșu. După descrierea făcută de I. ATANASIU și GR. RĂILEANU (1) este vorba de calcare cu oolite feruginoase, foraminifere („*Cristellaria*”, *Textularia*, *Dentalina*) și fragmente de echinoderme (radiole și entroce), de moluște și brachiopode.

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

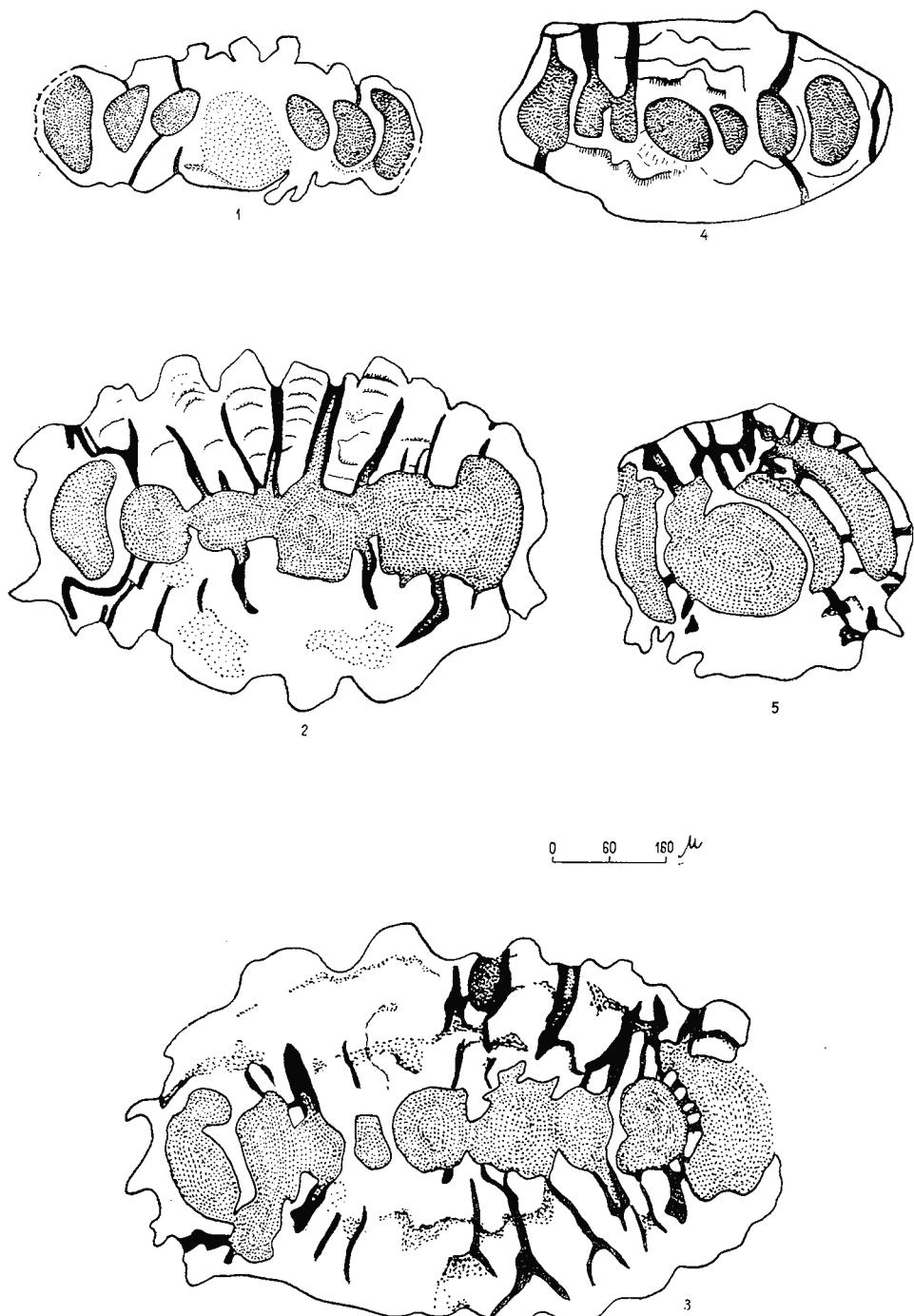
Fig. 1. — *Involutina liassica* Jones (Forma A).

Fig. 2, 3. — *Involutina aff. turgida* KRISTAN (Forma A),

Fig. 4, 5. — *Involutina* sp. (Forma A).

Toate exemplarele provin din calcarele oolitice roșii din Dealul Frumos.

D. PATRULIUS. Calcare liasice cu *Involutina*.



PLANŞA I

PLANŞA I

Globochaete alpina LOMBARD

Globulos:

- 1, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); $\times 370$.
- 2, Oxfordian — valea Gaurei (Bucegi); $\times 370$.
- 3, Tithonic terminal (?) — Izvorul Mic (munții Perșani); $\times 370$.
- 4, Berriasian — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

Bipartit:

- 5—7, Tithonic — Gilma Ialomiței (Bucegi); $\times 370$.
- 8, Kimmeridgian inferior — valea Peleșului (Bucegi); $\times 370$.
- 9, Tithonic — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

Tripartit:

- 10, Tithonic — valea Cerbului (Bușteni); $\times 370$.

Bilobat:

- 11, Berriasian — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

Hemisferic:

- 12, Tithonic — Gilma Ialomiței; $\times 370$.

Cu lamă bazală:

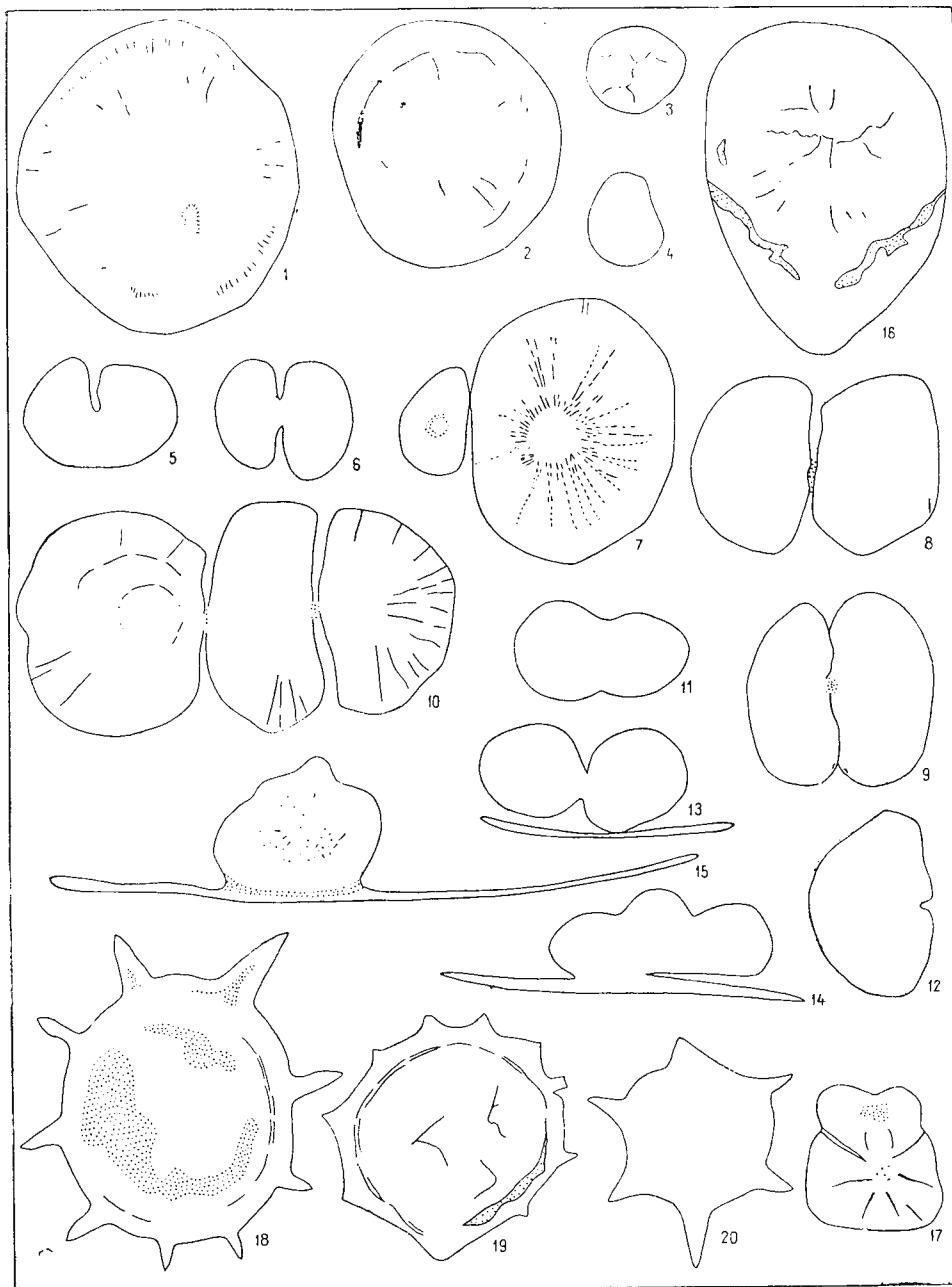
- 13, Tithonic — Gilma Ialomiței (Bucegi); $\times 370$.
- 14, Tithonic — valea Cerbului (Bucegi); $\times 370$.
- 15, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); $\times 370$.

Globulos-imbucat:

- 16, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); $\times 370$.
- 17, Tithonic — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

Globochaete sp. (tip spinos)

- 18, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); $\times 370$.
- 19, Kimmeridgian superior — Gilma Ialomiței (Bucegi); $\times 370$.
- 20, Tithonic — valea Cerbului (Bușteni); $\times 370$.



PLANŞA II

PLANŞA II

Globochaete alpina LOMBARD

Bipartit cu îngroşare meridiană:

- 21, Callovian inferior — Cheile Tatarului (Bucegi); × 370.
22, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); × 370.

Îmbucat:

- 23, Anisian superior — valea Nădaşului (munţii Perşani); × 370.
24, 28, Tithonic — valea Cerbului (Buşteni); × 370.
25, Tithonic — Colţii Tapului (Bucegi); × 370.
26, Kimmeridgian superior — Gilma Ialomiţei (Bucegi); × 370.

Îmbucat-cornut:

- 27, Callovian — valea Sgarburei (Bucegi); × 370.

Cornut:

- 29, Tithonic — valea Cerbului (Bucegi); × 370.

? *Globochaete alpina* LOMBARD

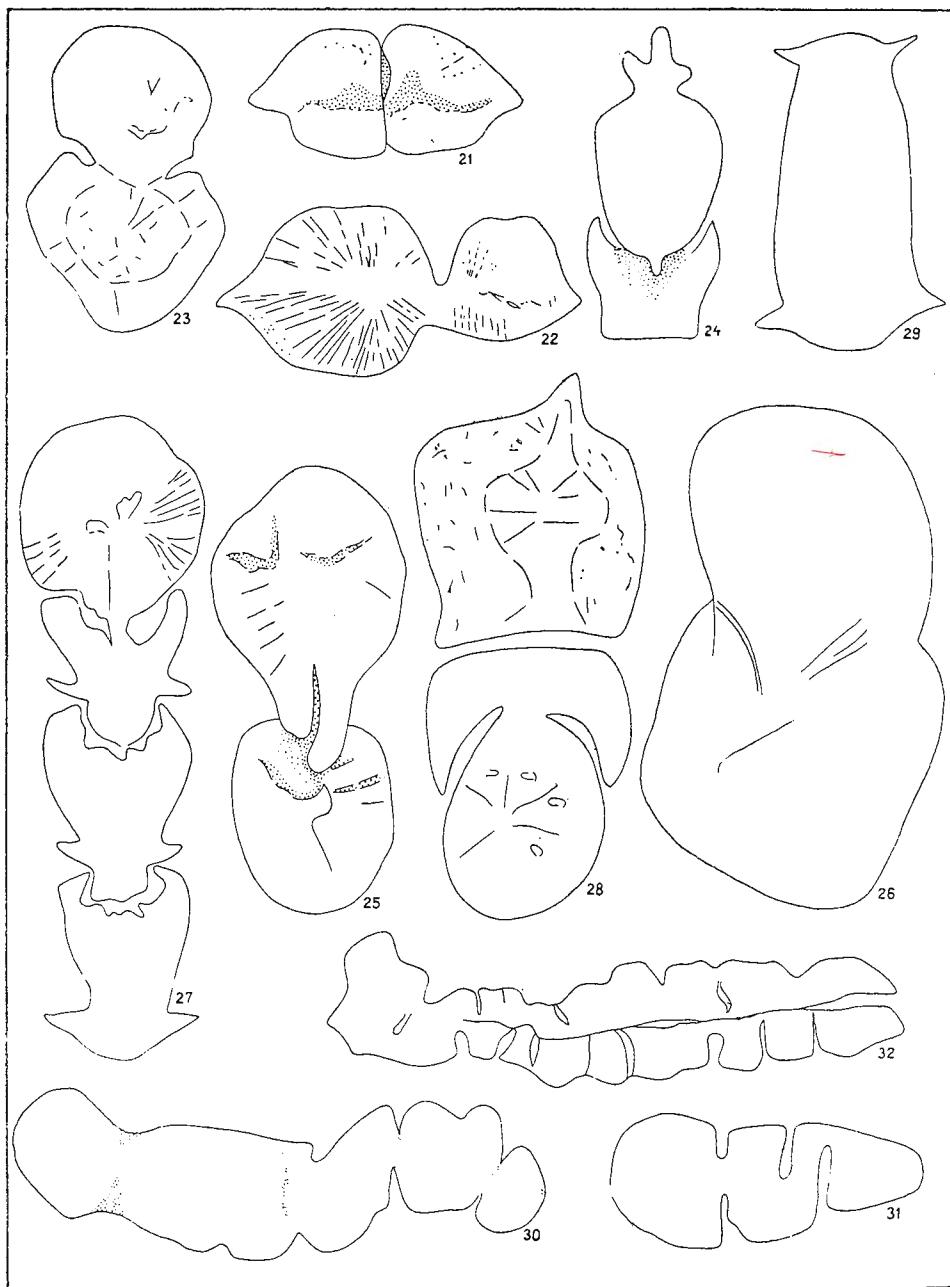
Seriat:

- 30, 31, Tithonic — Colţii Doiciei (Bucegi); × 370.

Eothryx alpina LOMBARD

Biseriat:

- 32, Berriasian — Poliţe (Bucegi); × 370.



PLANŞA III

PLANŞA III

Eothryx alpina LOMBARD

Uniseriat-bipartit :

33, Tithonic — Gîlma Ialomiței (Bucegi); $\times 370$.

Uniseriat-unipartit :

34, Tithonic — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

35, 36, Tithonic — valea Cerbului (Bușteni); $\times 165$.

Biseriat :

37, 38, Tithonic — Polițe (Bucegi); $\times 370$.

Saccocomidae

Ramuli — secțiuni longitudinale :

39, baza Tithonicului — Gîlma Ialomiței (Bucegi); $\times 62$.

40, Kimmeridgian — Piciorul lui Tîrcă (V. Doftanei); $\times 62$.

Ramuli — secțiuni transversale :

41—44, baza Tithonicului — Gîlma Ialomiței (Bucegi); $\times 62$.

45—46, Kimmeridgian — Poiana Botizei (Maramureș); $\times 62$.

Radiale sau secundibrachiale — tip dantelat :

47, Kimmeridgian inferior — Muntele Ucigașului (Hăgħimaš); $\times 62$.

48, Kimmeridgian — Poiana Botizei (Maramureș); $\times 62$.

Secundibrachiale — tip aripat, simetric și neted :

49, Kimmeridgian superior — Gîlma Ialomiței (Bucegi); $\times 62$.

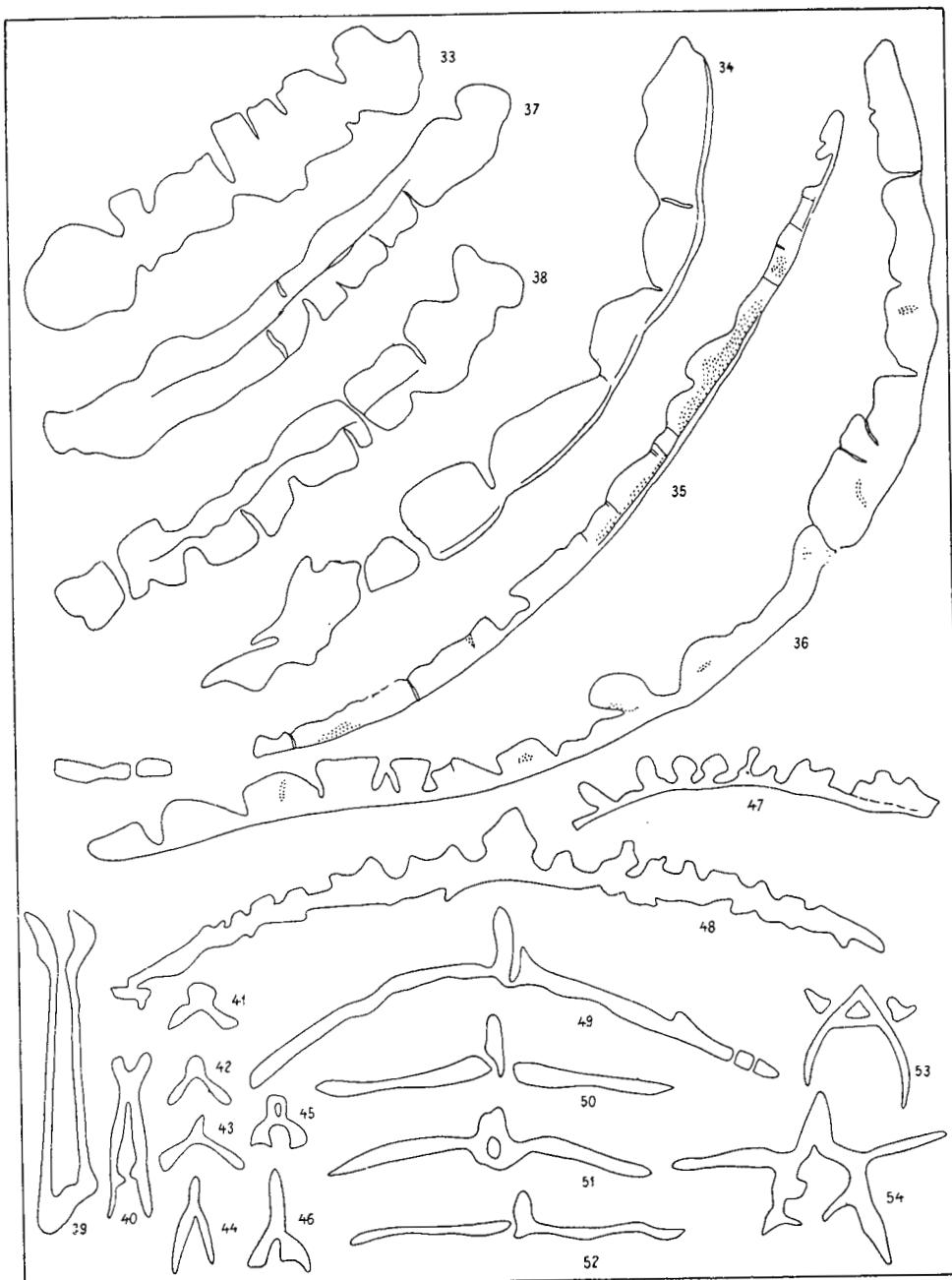
50, Kimmeridgian — Poiana Botizei (Maramureș); $\times 62$.

51, 52, Kimmeridgian — Colții Doiciei (Bucegi); $\times 62$.

Secundibrachiale — tip aripat simetric, cu lame interne lungi :

53, Kimmeridgian inferior — Muntele Ucigașului (Hăgħimaš); $\times 62$.

54, Kimmeridgian — Colții Doiciei (Bucegi); $\times 62$.



Autorii semnalază că lojile foraminiferelor sunt umplute cu oxizi de fier. Se vede din această descriere că de apropiat este microfaciesul acestor calcar eoliasice, de cel pe care-l prezintă calcarele cu *Involutina* și *Textularia* din bazinul superior al Trotușului. În ambele cazuri este vorba de depozite cu facies neritico-litoral, bogate în foraminifere bentonice, constituite în condițiile unui mediu cu ape agitate.

În ivirea din Dealul Frumos condițiile agitate ale sedimentației sunt puse în evidență și de aspectul inomogen, mozaicat, al rocilor, calcarele prezentând părți fin granulare în contact mai mult sau mai puțin tranșant cu părți oolitice care conțin și o anumită cantitate de material detritic reprezentat prin granule de cuart. În cazul calcarelor eoliasice din împrejurimile Lacului Roșu, autorii citați semnalează și varietăți de calcar microconglomeratice, cu elemente rotunjite de cuart.

Microfaciesul cel mai reprezentativ al rocilor eoliasice descrise mai sus poate fi definit ca microfaciesul calcarelor feruginoase oolitic-erinoide, cu foraminifere bentonice. Un microfacies identic, reprezentat prin calcar roșii, cu oolite hematitice-limonitice și leptocloritice, cu plăci de echinoderme și foraminifere este semnalat de GR. RĂILEANU (6) în Liasicul inferior din Banat. Este vorba anume de calcarele sinemuriene cu brachio-pode care constituie primul termen al Liasicului de la Munteana (Zona Svinia - Svinecea). În general însă microfaciesul oolitic-erinoide este puțin dezvoltat în Liasicul din Carpații românești, acesta căpătind o dezvoltare mult mai importantă în Dogger - Callovian.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., RĂILEANU GR. Contribuții la cunoașterea Liasicului din Munții Hăgimaș. *Bul. Științific Acad. R.P.R.T.* II/5, pp. 275-290. București 1950.
2. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les Monts Hăgimaș-Ciuc. *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI, p. 1-117. București 1941.
3. KRISTAN E. Ophthalmodiidae und Tetraxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. *Jahrb. geol. R.A.*, Bd. 100/2, pp. 258-269. Viena 1957.
4. LEISCHNER W. Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. *Sitzungsberichte Österr. Akad. Wiss* (I), v. 168 (8 și 9), pp. 839-882. Viena 1959.
5. PATRULIU D., CONTEȘCU L., BUTAC A. Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea-Ciuc (Carpații Orientali). *Stud. și Cercet. Geol. Acad. R.P.R.*, T. VII (3-4), pp. 409-428. București 1962.
6. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Svinia - Fața Mare. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.*, T. V/2, pp. 307-409. București 1953.
7. SCHWEIGHAUSER J. Spirillinen aus den Lias von Arzo (Tessin). *Ecl. geol. Helvetiae*, V. 43, pp. 226-236. Basel 1950.

8. TRIFONOVA E. Liassic Foraminifera assemblages from the Saranci, Breze and Zimevica villages-District of Sofia. *Travaux sur la géologie de Bulgarie* (s.p.), III, pp. 269—309. Sofia 1961.

О ПРИСУТСТВИИ НЕКОТОРЫХ ЛЕЙАСОВЫХ ИЗВЕСТНИКОВ С INVOLUTINA В ВЕРХНЕМ БАССЕЙНЕ ТРОТУША (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Д. ПАТРУЛИУС

(Краткое содержание)

Автор отмечает, что в верхнем бассейне Тротуша (Лунка) присутствие трансгрессивного лейаса на триасе представленным оолитовыми красными и серо-зеленоватыми известняками сравниваемыми с эвлейасовыми известняками идентифицированными И. Атанасиу и Г. Раильяну в окрестностях озера Рошу (Массив Хэгимаш). Раньше эти породы были отнесены доггеру, на основании аналогов фации. Исследование микрофации оолитовых красных известняков показали что находятся еще две формы *Involutina* (*I. liassica* JONES и *I. aff. turgida* KRISTAN), род фораминифер распространенный в верхнем триасе и в лейасе и который впервые указывается в Румынских Карпатах.

SUR LA PRÉSENCE DE CALCAIRES LIASIQUES À INVOLUTINA
DANS LE BASSIN SUPÉRIEUR DU TROTUŞ
(CARPATES ORIENTALES)

PAR
D. PATRULIUΣ

(Résumé)

L'auteur signale dans le bassin supérieur du Trotuș (Lunca) la présence du Lias, transgressif sur le Trias et représenté par des calcaires oolithiques rouges et gris-verdâtre, comparables aux calcaires éoliens identifiés par I. ATANASIU et GR. RÄILEANU dans les environs de Lacul Roșu (Massif de Hăgimاش). Ces roches avaient été attribuées auparavant au Dogger en partant de l'analogie de faciès. L'étude du microfaciès a démontré néanmoins la présence dans les calcaires oolithiques rouges de deux formes d'*Involutina* (*I. liassica* JONES et *I. aff. turgida* KRISTAN), genre de foraminifères, répandu au Trias supérieur et au Lias et qui est signalé pour la première fois dans les Carpates Roumaines.

STRATIGRAFIE

RĂSPÎNDIREA ALGELOR *GLOBOCHAETE* ȘI *EOTHRYX*,
ȘI A MICROFACIESULUI CU „*LOMBARDIA*”
(*SACCOCOMIDAE*) ÎN CARPAȚII ORIENTALI¹⁾

DE

D. PATRULIUS

Prezența algei *Globochaete* în Carpați a fost semnalată pentru prima oară de A. ANDRUSOV (1) și anume în calcarele tithonice din zona klippelor pienine. Aceeași algă a fost identificată apoi în Kimmeridgianul zonei pienine (2), în Ladinianul, Norianul (16), Liasicul (10, 16), Valanginianul și chiar în Eocenul (16) din teritoriul ce cuprinde zonele cele mai interne ale Carpaților slovaci (Gemmeride, Tatride, Pienide). M. DURAND-DELGA (8) recunoaște și el o largă repartiție stratigrafică a algelor *Globochaete* și *Eothryx*. În Carpații orientali alga *Globochaete* a fost semnalată cu alt prilej de autorul prezentei note (17), care a identificat această formă în calcarurile Malmului inferior (klippa din valea Sgarburei) și a Kimmeridgianului (klippa de la Gîlma Ialomiței) din Bucegi.

Descrise mai întii de A. LOMBARD (12) ca microfosile incertae sedis, formele *Globochaete* și *Eothryx* au fost atribuite apoi de acest autor (13) algelor Chlorophyce.

Dintre microorganismele figurate de A. LOMBARD în 1937, cele denumite de el „formes découpées” au fost considerate în 1945, ca reprezentând secțiuni de thalluri de alge. Mai tîrziu A. VERNIORY (18) a demonstrat că aceste secțiuni de thalluri reprezintă de fapt piese scheletice de crinoide pelagice (Saccocomidae). Aproape în același timp P. BRONNIMANN (4) figurează forme de același tip, atribuindu-le unui gen nou, „incertae sedis”, *Lombardia*. Totodată autorul menționat presupune că este vorba de piese scheletice de Holothuridee, Crinoide pelagice sau Ophiuridee. Totuși, G. COLOM (6) și apoi alții autori, au desemnat în mod eronat sub numele de *Eothryx alpina*, microfosilele descrise de A. LOMBARD ca secțiuni de

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1963.

thalluri, atribuite de P. BRONNIMANN genului *Lombardia* și identificate de R. VERNIORY ca piese scheletice de *Saccocoma*. Această eroare a fost deja semnalată de M. MISIK (16). De fapt denumirea de *Eothryx alpina* LOMBARD trebuie restrânsă la formele care se prezintă în secțiune ca filamente ușor arcuite, divizate în celule rectangulare strîns alipite (A. LOMBARD, 1935, Pl. XIX, fig. 178, 181, 182, 185-186, și 206).

Microorganismele de tipul *Globochaete*, încadrate de unii autori printre algele Protoccocacee, sunt considerate de alții ca reprezentând numai zoospori aparținând la diferite tipuri de alge (3, 16). În ce privește algele de tipul *Eothryx* acestea sunt atribuite Ulotrichalelor. Primul dintre aceste microorganisme se recunoaște ușor în secțiuni subțiri prin crucea întunecată completă, sau incompletă, pe care o prezintă în lumină polarizată.

Microorganisme de tipul *Globochaete alpina* LOMBARD și forme înrudite, reprezentând probabil alte specii, au fost identificate de autor în Carpații orientali, în următoarele nivele stratigrafice și localități :

1. Anisian superior cu *Mentzelia köveskallensis subsinuosa* BITT., *Spirigerina marmorea* BITT. și *Spiriferina ptychitiphila* BITT. — calcar roșcate fin granulare cu *Lagenidae* (Pl. II, fig. 23); valea Nadașului la vest de Racoșul de Sus (munții Perșani).
2. Hettangian cu *Schlottheimia* — calcar roșii fin granulare, cu nuclee de amoniți, ostracode, entroce; valea Tepea (Munții Perșani).
3. Carnian inferior cu *Halobia styriaca* MOJSISOVICI și *Reticularia schwageri* BITTNER — calcar cenușii, fin granulare, cu *Lagenidae*, *Miliolidae*, *Ophthalmidiiae* (*Angulodiscus* sp.); nord de Piatra Zimbrului (Muntele Rarău).
4. Callovian inferior cu *Proplanulites* n. sp. — calcar roșu fin granular cu proto-globigerine (Pl. II, fig. 21); Cheile Tătarului (Masivul Bucegi).
5. Callovian — calcar roz-gălbui și cenușiu deschis cu proto-globigerine (Pl. I, fig. 1, 15, 16, 18, Pl. II, fig. 22, 27), în brecia care constituie baza klippei din valea Sgarburei (Masivul Bucegi).
6. Kimmeridgian inferior — calcar cenușiu cu cefalopode (Pl. I, fig. 8); klippa jurasică din valea Peleșului (Masivul Bucegi).
7. Kimmeridgian superior — calcar submarnoase cenușii și roșii cu numeroase crinoide, *Lamellaptychus*, *Laevaptychus*, *Rhynochoteuthis*, *Lep-tocheilus*; klippa de la Gilma Ialomiței (Bucegi).
8. Tithonic — calcarenite cu *Lacunosella suessi* ZITTEL, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM) și *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA) (Pl. II, fig. 25), Colții Tapuluji (Masivul Bucegi).
9. Tithonic — calcar fin granular cenușiu, cu *Calpionella alpina* LORENZ (foarte abundant), *C. elliptica* CADISCH (rar), *Tintinopsella carpathica*

(MURGEANU ET FILIPESCU) n. subsp. (rar), *Eothryx alpina* LOMBARD; Polițe (Masivul Bucegi)

10. Tithonic — calcar fin granular cenușiu deschis, cu *Trocholina* sp. (rar), *Miliolidae*, *Calpionella alpina* (foarte abundant), *C. elliptica* și *Tintinopsella carpatica* n. subsp. (puțin frecvent), *Eothryx alpina* în exemplare tipice, *Cadosina fusca* WANNER; bloc remaniat în stratele de Sinaia superioare; valea Cerbului (Bușteni).

11. Tithonic — calcar roz fin granular, cu pseudoolite diseminate, *Calpionella alpina* (foarte frecvent), *C. elliptica* (rar), *Tintinopsella carpatica* n. subsp. (foarte rar), *Nodophtalmidium* n. sp., *Eothryx* sp. (Pl. II fig. 30, 31); Colții Doiciei, (Bucegi).

12. Tithonic — calcar cenușiu închis fin granular, cu *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria intermedia*, *C. massutiniana* și *C. parvula* (abundent), *Tintinopsella carpatica* n. subsp. și *Stenosemellopsis hispanica* COLOM (foarte rar), *Cadosina fusca* WANNER., *Saccocomidae* (foarte rar), *Eothryx alpina* LOMBARD (rar); Gilma Ialomiței (Masivul Bucegi).

13. Tithonic terminal sau Berriasian inferior — calcare fin granular în, parte submarnoase, cenușiu deschis, — cu *Lamellaptychus beyrichi* OPPEL., *Punctaptychus punctatus* VOLTZ., *Calpionella alpina* (foarte abundant), *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA) și *C. parvula* REMANE (rar), *Stomiosphaera minutissima* COLOM (Pl. I, fig. 3); valea Carhaga și Izvorul Mic, Munții Perșani).

14. Berriasian — calcare marnoase cenușii-albăstrui cu *Spiticeras theodosiae* (DESHAYES), *Calpionella elliptica* (rar), *Calpionellopsis thalmanni* COLOM (abundent), *C. simplex*, COLOM (rar), *Tintinopsella carpatica* (abundent), *Cadosina fusca* WANNER; valea Carhaga (Munții Perșani).

15. Berriasian — calcare galbene fin granulare, cu *Tintinopsella carpatica* (foarte abundant), *Calpionellopsis thalmanni* (abundent), *C. simplex* (rar), *Calpionella elliptica* n. subsp. (relativ abundant, în exemplare de talie mică), *Eothryx alpina*; Polițe (Masivul Bucegi).

Prezența unor calcare tithonice și berriasiene cu Calpionellidae pe versantul vestic al Bucegilor (Polițe) este semnalată pentru prima oară în această notă.

Asociațiile cele mai bogate și variate de alge de tipul *Globochaete* au fost observate în calcarele cu proto-globigerine ale Callovianului din Bucegi (Valea Sgarburei, Cheile Tătarului) și în calcarele tithonice cu Calpionellidae din același masiv și din împrejurimile lui (valea Cerbului, Gilma Ialomiței, Polițe). Forma *Globochaete alpina* LOMBARD, este de asemenea frecventă în calcarele kimmeridgiene din valea Peleșului.

Eothryx alpina LOMBARD este o formă mai rară. Exemplare tipice au fost obeservate în calcarele tithonice cu Calpionellidae din valea Cerbului.

Această formă este de asemenea reprezentată în calcarele berriasiene de la Polite.

Sub numele de *Globochaete alpina* LOMBARD sînt descrise în literatură microorganisme de formă foarte variată. Exemplarele cu morfologia cea mai simplă constituie corpusculi cu contur circular (Pl. I fig. 1 — 4), sau semicircular pînă la reniform (= formes circulaires et hemicirculaires, A. LOMBARD 1937) (Pl. II, fig. 12); mai complexe sînt formele bipartite; doi corpusculi globuloși sau hemisferici, uneori prevăzuți cu o îngroșare meridiană, de talie egală sau inegală, apropiati dar complet separați, în parte sudați, uneori legați printr-un peduncul, sau alipiti și despărțiti printr-o linie întunecată (Pl. I, fig. 5 — 9). În cazuri mai rare se întîlnesc trei asemenea corpusculi în parte sudați (Pl. I, fig. 10). Un tip mai complex este reprezentat de corpusculi sudați, alipiti sau aproape alipiti de o lamă bazală (formes fixées, A. LOMBARD 1937) (Pl. II, fig. 13 — 15). Corpusculii cu lamă bazală sînt deseori bilobați sau bipartiti, mai rareori trilobați sau tripartiti.

Printre exemplarele observate de autor se întîlnesc și tipuri diferite de cele figurate de A. LOMBARD. Unul din acesteia este reprezentat de doi sau mai mulți corpusculi îmbucați și conexați în lanț (Pl. I, fig. 16, 17, Pl. II, fig. 23 — 28). La un capăt al lanțului se distinge un corpuscul diferențind prin forma sa de ceilalți, cu contur sferic sau ovalar. Uneori corpusculii îmbucați, asociați în lanț, prezintă în secțiune un aspect cornut. Exemplare izolate de tipul cornut sunt foarte rare (Pl. II, fig. 29). Un alt tip, încadrat de A. LOMBARD printre formele anexe (1937, Pl. XIX, fig. 226), este reprezentat de corpusculi globuloși și spinoși care la prima vedere pot fi luati drept radiolari calcitizați, dar care prezintă aceleași caractere optice ca și exemplarele tipice de *Globochaete alpina* (Pl. I, fig. 18 — 30).

Exemplarele bi- sau tripartite oferă imaginea unor celule pe cale de diviziune prin sciziparitate. În interiorul corpusculilor se observă deseori, mai ales, spre periferie, mici fisuri radiare, iar uneori un centru mai compact și mai clar, sau dimpotrivă mai întunecat decît periferia.

În calcarele anisiene exemplarele de *Globochaete alpina* sînt puțin numeroase, iar un tip mai particular printre cele observate este reprezentat printr-un cuplu de corpusculi îmbucați. În calcarele Carnianului inferior se întîlnesc exemplare de talie comparativ foarte mare și cu contur ovalar. Calcarele cu proto-globigerine ale Callovianului inferior din Bucegi conțin exemplare cu contur circular, sau bipartite, cu placă bazală și cu corpusculi îmbucați în lanț, foarte rar exemplare spinoase. În Kimmeridgian, Tithonian și Berriasian se întîlnesc frecvent exemplare bilobate sau bipartite, hemisferice, izolate sau cuplate, foarte rar exemplare sferice spinoase; în-

Tithonic și exemplare cu lamă bazală. De remarcat că exemplarele din partea terminală a Tithonicului și din Berriasian, au în majoritate o talie mai redusă decât cele din Triasic, Liasic, Callovian și Kimmeridgian.

În ce privește specia *Eothryx alpina* LOMBARD exemplarele observate sunt de două tipuri. Exemplarele cele mai caracteristice se prezintă în secțiune sub forma unui filament arcuit (probabil o lamă), divizat pe față concavă în celule rectangulare, uneori trapezoidale sau cu marginea liberă rotunjită (Pl. III, fig. 34 — 36). Uneori se observă o lamă bazală abea individualizată, adiacentă fetei convexe, care prezintă un contur linear simplu. Alt tip apare în secțiune sub formă de filament constituit din două rînduri de celule separate printr-o linie întunecată (Pl. II, fig. 32. Pl. III fig. 37, 38).

Autorul atribuie aceluiași gen și exemplare ce apar în secțiune sub formă de filamente divizate complet, sau incomplet, în celule cu contur rectangular sau aproape rectangular, dar fără o linie de separație mediană (Pl. III, fig. 33).

Microfaciesul cu „*Lombardia*”, mai exact cu Saccocomidae a fost identificat pentru prima oară în Carpați de M. MISIK (14). Prezența pieselor de Saccocomidae a fost semnalată de autorul acestei note¹⁾ în calcarele Malmului care constituie cuvertura platformei moesice, în partea meridională a Cîmpiei Romîne (forajele de la Cetate și Băilești). Aici ele se întâlnesc constant, deși în număr redus, sub calcarele cu faună de Stramberg sau cu *Calpionella alpina* ale Tithonicului. Acest fapt a fost de altfel utilizat drept criteriu cel mai sigur pentru trasarea limitei Kimmeridgian-Tithonic în profilul forajelor. În această privință este de remarcat însă că limita între Kimmeridgian și Tithonic este plasată de numeroși geologi, mult sub nivelul la care apar în masă *Calpionellidele*, acest nivel fiind considerat ca reprezentând limita între Tithonicul inferior (Kimmeridgianul mediu și superior al stratigrafilor englezi) și Tithonicul superior (Ardescianul = zonele cu *Transitorius* și *Chaperi*). Autorul, în acord cu L. F. SPATH și W. J. ARKELL, este totuși de părere că limita superioară atribuită inițial Kimmeridgianului din Anglia, trebuie menținută ca atare și pentru succesiunea Malmului alpin, unde studiul microfaciesurilor permite ușor identificarea ei. De altfel, după observațiile autorului privind Malmul din Carpații orientali și Cîmpia română, această limită este marcată și de o schimbare în compoziția faunelor de brachiopode și de dispariția formelor de *Laevaptychus*. În Carpații slovaci, M. MISIK (1959) semnalează

¹⁾ Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (Cîmpia Română). Comunicare în ședințele Inst. Geologic, din 1962 (apărut în *Dări de Seamă*, vol. XLIX/1 1964).

ca un fapt constant prezența microfaciesului cu Saccocomidae imediat sub microfaciesul cu Calpionellidae de la partea superioară a Malmului, având dezvoltarea maximă în Kimmeridgian (respectiv la baza Tithonicului). După R. VERNIORY (1955 a, b) începînd din Jura elvețiană trećind prin lanțurile subalpine și pînă în Provence, microfaciesul cu Saccocomidae prezintă două maxime de dezvoltare, în Sequanian (= Kimmeridgian inferior) și Tithonicul mediu (în acceptiunea largă acordată Tithonicului). După P. DONZE (1958), Saccocomidele sunt foarte abundente în nivelul faunei de Saint Concors (= Tithonic inferior în concepția acestui autor), unde lipsesc complet Calpionellidele, și persistă pînă în partea terminală a Tithonicului superior, unde se întîlnesc rare piese ale acestor crinoide pelagice alături de abundente Calpionellidae. După J. CHAROLLAIS și D. RIGASSI-STUDER (5) în profilul de la Châtel Saint Denis, din Jura elvețiană, resturile de Saccocomide se întîlnesc începînd din partea terminală a Oxfordianului superior și pînă la baza Portlandianului cu *Berrisella callisto*. Numai A. GIANOTTI (9) și J. LEFELD și A. RADVANSKI (11) semnalează prezența resturilor de Saccocomidae pînă în Valanginian.

În Carpații orientali următoarele ocurențe ale microfaciesului cu *Saccocoma*, bine caracterizate prin abundența resturilor scheletice, au fost identificate pînă acum de autorul prezentei note :

1. Kimmeridgian superior (= Tithonicul inferior și mediu al autorilor) — calcare roșii cu aptychi și calcare cenușii-verzui fin granulară cu accidente silicioase; klippele pienine de la Poiana Botizei (Maramureș), sub calcare cenușii-gălbui ce conțin în abundență *Calpionella alpina*.
2. Kimmeridgian inferior — calcare subnoduloase roșii cu cefalopode, la baza stratelor cu *Acanthicus*; Munțele Ghilcoș (Masivul Hăghimaș).
3. Baza Kimmeridgianului superior (zona cu *Hybonotum*) — calcare roșii oolitice-pseudoolitice; Gilma Ialomiței (Masivul Bucegi).
4. Kimmeridgian (nivel neprecizat) — calcare pseudoolitice cu micronoduli algali centrați de entroce și piese de Saccocomide; Colții Doiciei (Masivul Bucegi).
5. Baza Tithonicului — calcar cenușiu-rozuliu, fin granular, cu rare oolite și pseudoolite diseminate; cu Calpionellidae puțin abundente, anume *Calpionella alpina*, *C. elliptica* și *Crassicollaria intermedia* (rar), *C. massutiniana* și *C. parvula* (mai frecvent); klippa de la Gilma Ialomiței (masivul Bucegi), imediat deasupra calcarelor submarnoase cenușii și roșii, cu crinoizi și *Aptychus* ale Kimmeridgianului superior.
6. Kimmeridgian (nivel neprecizat) — calcare cenușiu deschis fin granular cu *Lamellaptychus*; mic olistolit în stratele de Sinaia superioare; Piciorul lui Tîrcă în bazinul superior al Doftanei.

Rare piese de *Saccocomidae* au fost de asemenea identificate în calcarele roșii oolitice și pseudoolitice ale Kimmeridgianului (nivel neprecizat) din valea Sgarburei (Masivul Bucegi); în calcarele cenușii grunjoase ale Kimmeridgianului inferior de la Polițe (versantul vestic al Bucegilor), și în calcarele tithonice fin granulare de la Gilma Ialomiței ce conțin în abundență *Calpionella alpina* și diferite specii de *Crassicollaria*.

Piesele de *Saccocoma* prezintă în secțiuni subțiri o morfologie foarte variată, în funcție de apartenența specifică, de poziția lor în schelet (radiale, axilare, secundibrachiale, ramuli), de incidenta secțiunii. O descriere a tuturor aspectelor morfologice observate nu-și are loc în această notă. Secțiuni de secundibrachiale cu expansiuni aliforme lungi și simetrice, comparabile cu cele figurate de R. VERNIORY (1954, fig. B, 3 – 14), au fost identificate în Kimmeridgianul inferior din Muntele Ucigașului, și în Kimmeridgianul superior de la Poiana Botizei (Pl. III, fig. 49-52). Același tip se întâlnește în Kimmeridgianul din Cîmpia română (forajele de la Cetate și Salcia). Secțiuni prin ramuli, identice celor figurate de R. VERNIORY (1954, fig. A, 5 – 12), au fost observate în aproape toate localitățile menționate din Carpații orientali, în special în calcarele cu *Crassicollaria massutiniana* de la Gilma Ialomiței (Pl. III, fig. 39 – 46). Un tip mai particular de secundibrachiale este reprezentat în calcarele kimmeridiene din Muntele Ucigașului și de la Poiana Botizei. Acesta se apropie de unul din cele figurate de R. VERNIORY (1954, fig. D 3 – 9), dar corpul pieselor este mai puțin gros și prevăzut cu expansiuni interne mai lungi și mai puțin divergente (Pl. III fig. 53 – 54). Însăși sunt de semnalat radiale sau secundibrachiale cu expansiuni aliforme simetrice, ornamentate, în calcarele kimmeridiene de la Poiana Botizei și din Muntele Uci- gașului (Pl. III, fig. 47 – 48).

În concluzie observațiile autorului cu privire la microfaciesul cu *Saccocoma* din Carpații orientali, arată că acesta este răspândit începând din baza Kimmeridgianului și pînă la Tithonic. În baza Tithonicului unde se găsesc asociate cu *Calpionellidae*, piesele de *Saccocomidae* sunt local foarte abundente. În microfaciesul cu *Calpionellidae* de la partea superioară a Tithonicului se întâlnesc numai foarte rare piese scheletice de *Saccocoma*. Este de notat însăși că ocurența în masă a pieselor de *Saccocoma* este legată de anumite faciesuri petrografice, în primul rînd de calcarele fin granulare în care se găsesc și cefalopode. În calcarele oolitice și pseudoolitice piesele de *Saccocoma* sunt în general puțin frecvente, pînă la foarte rare. O excepție o fac calcarele roșii ale Kimmeridgianului din klippa de la Colții Doiciei. Un exemplu instructiv de dependență a microfaciesului de microlitofacies este dat de profilul Kimmeridgianului din Muntele Ghil-

coș. Aici peste calcarale roșii cu *Saccocoma* urmează calcare submarnoase și marnoase cenușii și ele bogate în cefalopode (zona cu Beckeri), dar care conțin un procent însemnat de material terigen alevritic reprezentat prin grăunți fini de quart. În aceste calcare oolitice nu se întâlnesc piese de *Saccocoma*.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV D. Les fossiles du Mésozoïque des Karpates I. Plantes et Protozoaires. *Práce Státného geol. ústavu* Vol. 25. Bratislava 1950.
2. BIRKEMAJEE K. Wove vyshumy stratigrafe pieninsheno bradloveho pasma v Polsku, *Geol. Sbornik*, VIII/1. Bratislava 1957.
3. BONET F. Zonification microfaunistica de les calizas-crétacicas del este de Mexico. *XX Congr. Geol. International*. Mexico 1956.
4. BRONNIMANN P. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology* I/1. New-York 1955.
5. CHAROLLAIS J., RIGASSI-STUDEE D. Répartition de quelques microfossiles dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de Châtel-St. Denis. *Archives des Sciences*, Genève, 14/2, pp. 265–279. Geneva 1961.
6. COLOM G. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean Zone and the Atlantic area. *Micropaleontology*, 1/2. New-York 1955.
7. DONZE P. Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la fosse vocontienne. *Thèse Fac. Sciences Univ. Lyon*. 1957.
8. DURAND-DELGA M. Répartition stratigraphique de certains microorganismes (Globochaete, Eothryx) définis dans la Malm mésogénien. *Bul. Publ. Carte. Geol. Algérie*, nr. 8. Alger 1956.
9. GIANOTTI A. Deux faciès du Jurassique supérieur de Sicilie. *Revue de micropaléontologie*. 1/1, pp. 38–51, Paris 1958.
10. KOLAROVA V. Lias hierlatzsheho vyvoga pri Slovenshej Lupci *Geol. Sbornik*, VIII/1, Bratislava 1957.
11. LEFELD J., RADWANSKI A. Les crinoïdes planctoniques *Saccocoma Agassiz* dans le Malm et le Néocomien haut-tatrique des Tatras polonaises. *Acta geologica polonica*, vol. X no. 4. Varșovia 1960.
12. LOMBARD A. Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Ecl. geol. Helvetiae*, 30/2. pp. 320–331. Basel 1937.
13. LOMBARD A. Attribution des microfossiles du Jurassique supérieur à des Clorophycées. *Ecl. geol. Helvetiae*, 38. Basel 1945.
14. MISIK M. Litologioky profil maninschon serion. *Geol. Sbornik* VIII/2. Bratislava 1957.
15. MISIK M. Lombardiova Mikrofacia-veduci horizont Malme zapadnych Karpat. *Geol. Sbornik*, X/1, pp. 171–182. Bratislava 1959 a.
16. MISIK M. Stratigrafiché rozprátie Globochaete alpina Lombard. *Geol. Sbornik*, X/2, pp. 309–316. Bratislava 1959 b.
17. PATRULIUSS D. Olistolitele Masivului Bucegi. *Congresul V Asoc. Geol. Carpafo-Balcanică. Stratigrafia*, vol III/2, București 1963,
18. VERNIORY R. Eothry alpina Lombard, Algule ou Cinoide? *Archives des Sciences de Genève*, 7/4. Geneva 1954,

19. VERNIORE R. Répartition stratigraphique et géographique du genre *Saccocoma Agassiz* entre l'Oberland bernois et la Provence. *Archives des Sciences Genève*, 8/1. Geneva 1955 a.
 20. VERNIORE R. Extension stratigraphique du genre *Saccocoma Agassiz* dans le Dauphiné méridional et la Provence. *Archives des Sciences Genève*, 8/2. Geneva 1955 b.
-

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОДОРОСЛЕЙ *GLOBOCHAETE* И *EOTHRYX*
И МИКРОФАЦИИ С „*LOMBARDIA*“ (SACCOCOMIDAE)
В ВОСТОЧНЫХ КАРПАТАХ

Д. ПАТРУЛИУС

(Краткое содержание)

Присутствие водоросли *Globochaete alpina* LOMBARD в различных уровнях мезозоя восточных Карпат начиная с Анизицкого и до берриасского максимальной частоты в калловиянском, нижнекиммерийджском и титонском пелагической фации. Описаны различные типы *Globochaete* среди которых некоторые, представляют отчетливые формы в сравнении с *Globochaete alpina*. Автор замечает уменьшение размеров вида *Globochaete alpina* в титоне и берриассе.

Водоросьль *Eothrix alpina* LOMBARD была идентифицирована автором только в известняках с *Calpionellidae* титона и нижнего неокома. Микрофация с *Saccocomidae* обнаружена автором во всем промежутке киммерийджского в общирном смысле, начиная основанием слоев с *Acanthicus* (массив Хэгимаш) и до уровня в котором появляются массы *Calpionellidele* (по автору основание титона). *Saccocomidele* существуют паряду с *Calpionellidae* в титоне, но вообще в незначительной степени. Многочисленные экземпляры *Saccocomida* ассоциированные с *Calpionellidele*, были отмечены в единственном случае, а именно в основании титона. Автор считает что, вообще массовое появление *Calpionellidelor* отмечает крупное событие в биологии Мальмского моря, составляя одновременно самый полезный критерий, часто единственный, позволяющий трассировку границы между киммерийджским в общирном смысле и титонским в собственном смысле. Вариация частоты *Saccocomidelor* считающаяся независимой с ассоциациями других микроорганизмов является менее знаменательна с биостратиграфической точки зрения.

RÉPARTITION DES ALGUES *GLOBOCHAETE* ET *EOTHRYX*
ET DU MICROFACIÈS À *LOMBARDIA* (SACCOCOMIDAE)
DANS LES CARPATES ORIENTALES

PAR

D. PATRULIUS

(Résumé)

La présence de l'algue *Globochaete alpina* LOMBARD est signalée à différents niveaux du Mésozoïque des Carpates Orientales, à partir de l'Anisien supérieur et jusque dans le Berriasiens, avec des maximums de fréquence dans le Callovien, le Kimmeridgien inférieur et le Tithonique à faciès pélagique. Différents types morphologiques de *Globochaete* sont décrits, dont certains représentent des formes distinctes par rapport à *G. alpina*. L'auteur remarque également une réduction de taille de *G. alpina* dans le Tithonique et le Berriasiens.

L'algue *Eothryx alpina* LOMBARD a été identifiée seulement dans le Tithonique et le Néocomien inférieur. Le microfaciès à Saccocomidés est signalé par l'auteur dans tout l'intervalle du Kimmeridgien *sensu largo* à partir de la base des Couches à *Acanthicus* et jusqu'au niveau où apparaissent en masse les Calpionellidés (base du Tithonique d'après l'auteur). Les Saccocomidés persistent à côté des Calpionellidés dans le Tithonique, mais en général ils y sont moins fréquents. D'abondantes pièces de Saccocomidés, associées à des Calpionellidés, ont été observées dans un seul cas, notamment à la base du Tithonique. L'auteur pense que l'apparition des Calpionellidés, qui a lieu habituellement en masse, marque un événement majeur dans la biologie de la mer du Malm, constituant tout à la fois le meilleur critère, parfois le seul, qui permette de tracer la limite entre le Kimmeridgien (*sensu largo*) et le Tithonique (*sensu stricto*). La variation en fréquence des Saccocomidés, considérée indépendamment de l'association avec d'autres microorganismes, est moins significative du point de vue biostratigraphique.

APARATUL VULCANIC DE LA CHILIOARA (BAZINUL SILVANIEI)¹⁾

DE
MIRCEA PAUCA

În centrul bazinului neogen al Silvaniei este cunoscută încă de la primele cercetări geologice (MÁTYÁSOVSZKY 1879) prezența unei insule de cristalin, care ocupă o suprafață numai de cca 1 km² pe marginea de NW a satului Coșei. Această insulă face parte din linia de apariții a Cristalinului pe care se înșiră Măgura Simleului, în S și culmea Făgetului, în N, separând în interiorul bazinului Silvaniei două depresiuni partiiale : în E șanțul Zălăului iar în W monoclinul panonic. Suprafeței mici ocupată de acest cristalin îi corespunde altitudinea cea mai mică (402 m) pe care o prezintă în comparație cu celelalte insule cristaline.

Această insulă cristalină este înconjurată spre N, W și S de o mare suprafață (cca 30 km²), acoperită în cea mai mare parte de tuf dacitic de culoare albă și granulație fină, care se întinde începînd de pe stînga pîrîului Zălău (S de satele Bocșa și Borla) pînă la N de satele Arhid și Chilioara.

Asupra provenienței acestui material nu s-a exprimat pînă în prezent nici o părere, dar granulația fină ar putea servi ca temei de a se admite că cenușa vulcanică a fost adusă aici din altă parte pe cale aeriană sau de curentii marini.

Cu ocazia prospectiunilor din 1962, am constatat prezența unei brecii vulcanice în cariera de la N de satul Chilioara la baza versantului de E al dealului Lighet. Valea cu același nume, avînd direcția N — S, separă tuful dacitic de sedimentele ponțiene, situate la E de eruptiv.

Examinînd materialul din această carieră, am constatat cu surprindere că, la partea inferioară, apar depozite de un lapilli cimentat care formează strate ce înclină cu 35° — 40° spre W, vîrîndu-se sub tuful dacitic fin, care alcătuiește cea mai mare parte a dealului Lighet. Unele nivele

¹⁾ Comunicare în ședință din 30 aprilie 1963.

reprezentate prin material grosier conțin și fragmente de argile scoase din fundament.

Din acest stratovulcan s-a păstrat numai un fragment cu o lățime de cca 50 m, restul fiind distrus de eroziunea prepliocenă, sau scufundat de-a lungul faliei ce urmărește valea Lighet. În afara de existența aparatului vulcanic, prezența unei falii pe această vale mai reiese și din apariția unui număr de 8 izvoare sub formă de vulcani noroioși, care se aliniază în imediata apropiere a coșului vulcanic și a tufului dacitic. Aceste izvoare prezintă caracter ascendent, fiind datorite prezenței faliei.

Prezența acestui stratovulcan la baza tufului dacitic de Dej cu bobul fin, corespunde începutului activității vulcanice, anume unei scurte faze explozive, după care a urmat o fază de activitate vulcanică liniștită și mai îndelungată în care timp au fost depuse cenușe vulcanice cu o grosime de cca 100 m.

BIBLIOGRAFIE

1. MÁTYÁSOVSZKY. I. Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy im Jahre 1878. *Földt. Körzl.* IX. Budapest 1879.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АППАРАТ КИЛИОРЫ, БАССЕЙН СИЛЬВАНИИ МИРЧА ПАУКЭ

(Краткое содержание)

В основании тонкого туфа кварцевого андезита, составляющего большую часть острова средне миоценовых отложений внутренней части бассейна Сильвании, автор выделил присутствие отрезка вулканических слоев в долине Лигет на С села Килиара. Разрыв С—З направления этой долины произвел опускание восточной половины вулканических слоев и появление линии подъемных источников в виде грязевых вулканов.

L'APPAREIL VOLCANIQUE DE CHILIOARA,
DANS LE BASSIN DE SILVANIA

PAR

MIRCEA PAUCĂ

(Résumé)

À la base du tuf dacitique fin, qui constitue la majeure partie de l'île de dépôts miocènes moyens à l'intérieur du Bassin de Silvania, l'auteur a constaté la présence d'un fragment de stratovolcan dans Valea Lighet, au Nord du village de Chilioara. La faille dirigée N—S de cette vallée a produit l'effondrement de la moitié E du stratovolcan et l'apparition d'une ligne de sources ascendantes sous forme de volcans de boue.

CONTRIBUȚII LA TECTONICA REGIUNII DE LA NORD DE JIBOU¹⁾

DE
M. PAUCĂ

Regiunea de la N de Jibou, situată pe ambele laturi ale Someșului, a fost cercetată începînd din 1822, de cînd dispunem de însemnările lui BEUDANT (1). După acesta a urmat G. STACHE (6) și apoi K. HOFMANN (2), ultimul punînd baze temeinice pentru cunoașterea stratigrafică și tectonică a acestei regiuni. Lucrările de mai tîrziu ale lui A. KOCH (3) și L. ROTH TELEGD (4 — 5) n-au făcut altceva decît să confirme și să detaileze ideile lui HOFMANN care s-a exprimat în sensul că valea Someșului urmărește la N de Jibou, o linie anticlinală.

Această idee a fost acceptată apoi de toti geologii (7 — 9) care au lucrat în această regiune pînă în ultimii ani.

Într-adevăr la E de Jibou, se poate constata cum, sub terasa pe care este așezat satul Rona, depozitele danian-paleogene înclină spre SSE. De asemenea un scurt profil pe oricare din pîraiele afluente pe stînga Someșului la N sau W de Jibou, arată înclinarea generală a acelorași depozite spre W, SW, S și chiar spre E.

Prezența aluviunilor cu o lățime de 2 — 3 km în larga luncă a Someșului camuflînd regiunea de legătură dintre cele două „flancuri” ale acestui „anticlinal” a reprezentat un factor care asigură verosimilitatea structurii presupusă de HOFMANN (2).

Totuși existența unui anticlinal, este aici numai o aparență înșelătoare, un fenomen de mimetism în geologie, pe care nu ne este permis a-l accepta și astăzi. Într-adevăr cele două flancuri ale acestui aşa-zis anticlinal reprezintă în realitate depozitele de pe marginile a două unități tectonice cu prea puține legături între ele și care au prezentat evoluții cu totul deosebite una de alta. Ele sint depresiunea Chioarului formată din sedimente

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 aprilie 1963.

paleogene în E, și depresiunea Silvaniei umplută cu sedimente neogene, în W. Cele două depresiuni sunt separate printr-un horst cristalin scufundat, cuprins între horstul cristalin al Prisăcii, în N, și șanțul Jibou-Moigrad, în S.

Horstul îngropat al Someșului se scufundă relativ lent sub formă de trepte, începînd de la Benesat spre S pînă la nivelul orașului Jibou, dincolo de care scufundarea devine intensă pînă la falia Moigradului.

Explicația dată de HOFMANN înclinărilor contrarii, prezentate de depozitele pestrițe de pe valea Someșului, prin prezența unui anticlinal, reprezintă o concluzie de primă aproximație, permisă în stadiul cunoștințelor de acum 80 de ani, concluzie care nu mai poate rezista în lumina cunoștințelor actuale. Într-adevăr, de la început, trebuie să constatăm că depozitele danian-paleocene n-au putut fi cutate sub nici o formă deoarece numai la câteva sute de metri sub ele se cunosc rocile rigide ale cristalinului.

În afară de aceasta, datele de foraj furnizate de însăși ROTH TELEGD (5) contrazic concluzia acceptării unui anticlinal. Anume, forajul său nr. 2 situat pe „flancul de W al anticlinalului” în marginea de E a satului Bîrsa, atinge cristalinul la adîncimea de numai 200 m, în timp ce forajul nr. 3, pus de același geolog la o altitudine cu cca 20 m inferioară celui precedent, imediat la S de Someș-Odorhei, atinge cristalinul la adîncimea de 750 m. Iată, deci, o diferență de cca 550 m în minus a adîncimii cristalinului din „axul anticlinalului” în comparație cu adîncimea de pe flancul său de W, diferență care n-a dat de gîndit lui ROTH TELEGD.

Ce fel de anticlinal poate fi acela în care roca de vîrstă cea mai veche apare pe flanc la o adîncime numai de 200 m, în timp ce în ax ea apare abia la 750 m?

În realitate aici ne găsim în prezență unui horst cristalin îngropat care, pe direcția N—S, reprezintă o treaptă de scufundare intermediară între horstul exondat al Prisăcii în N și grabenul transversal al Moigradului, în S. Pe flancurile sale, acest horst îngropat se mărginește cu bazinul Chioarului, ale cărui depozite înclina spre E și cu bazinul Silvaniei, ale cărui depozite înclina spre W.

Spre deosebire de limita de E a acestui horst îngropat, unde constatăm o tranziție gradată de la danian-paleocen la paleogen, dislocațiile rupturale intervenind numai într-o măsură foarte slabă, limita de W a acestui horst constă dintr-o fractură complexă cu o denivelare de mai multe sute de metri, care separă horstul îngropat de bazinul neogen al Silvaniei.

Prin interpretarea tectonică acestei regiuni sub forma unui horst îngropat, problema se simplifică mult, întrucât adîncimea de numai 200 m a cristalinului din sonda de la Bîrsa se explică prin imediata apropiere

a horstului aparent al Prisacii, în timp ce adîncimea de 750 m a cristalinului din forajul de la S de Someș-Odorhei este consecință depărtării cu 15 km de la marginea de S a horstului Prisacii, și scufundării în trepte spre S a horstului îngropat al Someșului.

Horstul cristalin îngropat, împreună cu acoperișul său de Danian—Paleocen, se prezintă foarte fracturat atât pe direcția E—W cît și pe direcția NNE—SSW, care reprezintă cele două direcții de fractură regională, carpatică și panonică.

Prezența faliilor în afară de decroșările pe care le suferă limita Paleocen—Tortonian de pe marginea de E a bazinului Silvaniei, mai reiese din următoarele constatări :

Activitatea erozivă a Someșului a fost înlesnită de aceste fali între Jibou și Benesat, dind naștere unei depresiuni morfologice lungă de 20 km și lată de 2 — 3 km ;

Prezența a numeroase izvoare sărate reprezentând ape de zăcămînt, atât în depozitele paleocene de pe flancurile horstului, cît și în interiorul acestuia ;

Existența a numeroase indicațiuni asupra prezenții unor cantități mari de hidrocarburi gazoase pe toată suprafața ocupată de acest horst îngropat.

Faptul că depozitele pestrițe de pe flancul de W al cuvetei Chioarului, bine deschise în fruntea terasei de la Rona, se prezintă cu o înclinare uniformă și constantă spre SSE, a determinat să se admită că și flancul de E al cuvetei Silvaniei, mai puțin clar deschis, trebuie să se comporte în aceleași condiții. În consecință numeroasele abateri de la înclinarea spre W sau SW a depozitelor de vîrstă danian-paleocenă de pe stînga Someșului au fost interpretate de ROTH TELEGD ca fiind datorite unei cutări secundare a flancului de W al „anticlinalului” de pe valea Someșului.

Este necesar să amintim că, acum cca 80 de ani, domnea încă o anumită lipsă de înțelegere asupra condițiilor amânunțite ale depunerii stratelor pestrițe inferioare, deși geneza lor continentală era bine stabilită. Într-adevăr astăzi știm că aceste strate nu s-au depus orizontal ca acele din mediul marin, pentru că ulterior să poată suferi cutări cu diferite înclinări, ci reprezentând sedimente continentale, depuse în condiții toreanțiale de piemont, ele au reflectat chiar de la început neregularitățile reliefului cristalin peste care se depuneau. Din această cauză, în condițiile foarte discontinui sub care apar aici la zi și în necunoștință de forma reliefului fundamentului cristalin care le suportă, stratele pestrițe inferioare au fost interpretate de ROTH TELEGD ca fiind afectate de cute slabe.

Neregularitățile fundamentalui cristalin reies atât din adâncimile diferite la care au fost întlnite rocile acestuia în unele foraje apropiate de pe marginea de E a satului Bîrsa, cît și din faptul că linia de contact dintre horst și depresiunea Silvaniei reprezintă un sistem de falii existente încă din timpul Cretacicului superior, falii care au funcționat în tot timpul depunerii stratelor pestrițe inferioare, după cum s-au mișcat în repetate rînduri și în Neozoic, producind transgresiuni și regresiuni repetate.

Din cele expuse precedent se impune concluzia asupra inexistenței unui anticlinal în lungul văii Someșului la N de Jibou, aşa cum a fost admis pînă acum timp de peste 80 de ani. Autorii constată că, în realitate, este vorba de sedimente de piemont care acopăr flancurile unui horst cristalin îngropat, mărginit la E și W de către o depresiune care prezintă o evoluție cu totul diferită de a celeilalte. Acest horst, pe care-l numim horstul îngropat al Someșului, face legătura între horsturile aparente ale cristalinului Prisacii în N și acela al munților Meseș în S, prin intermediul grabenului Jibou—Moigrad.

Privite în această nouă lumină, unele probleme economice ale regiunii capătă un interes deosebit, în comparație cu aprecierile negative făcute pe bazele vechii interpretări a existenței unui anticlinal.

BIBLIOGRAFIE

1. BEUDANT F. L. *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818.* Paris 1822.
2. HOFMANN K. *Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. Földt. Kőzlöny IX.* Budapest 1879.
3. KOCH A. *Die Tertiärbildungen der siebenbürgischen Landesteile, I Paläogen 1894, II Neogen, 1900.* Budapest.
4. ROTH TELEGD L. *Die Umgebung von Zsibó im Comitate Szilágy. Mitteilungen aus dem Jahrbuche d. kgl. ung. geol. Anstalt, Bd. XI.* Budapest 1897.
5. ROTH TELEGD L. *Resultate der Bohrungen auf Petroleum bei Zsibó-Szamosúdvarhely Földt. Kőzlöny, XXX.* Budapest 1900.
6. STACHE G. *Eozäne Schichten bei Zsibó, Dés, u.a. Jahrbuch.* XI. Wien 1860.
7. JOJA T. *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou.* An. Com. Geol. vol. XXLX. București 1956.
8. RÄILEANU GR., SAULEA EMILIA. Contribuționi la orizontarea și cunoașterea variațiilor de facies ale Paleogenului din regiunea Cluj și Jibou. Rev. Univ. și Politehn. nr. 8. București 1955.
9. RÄILEANU Gr., SAULEA EMILIA. Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (N bazinul Transilvaniei) An. Com. Geol. vol. XXIX. București 1956.

ВКЛАДЫ К ТЕКТОНИКЕ РАЙОНА С. ЖИБОУ

М. ПАУКА

(Краткое содержание)

Исследования 80 лет тому назад произведенные Гофманном привели к заключению, принятому до ныне всеми его последователями, что датско-палеоценовые отложения северного района Жибоу имеют складчатость антиклинальной формы.

Мы установили что, в действительности речь идет о осадочных породах принадлежащих крыльям двух соседних бассейнов, Чиоару и Сильвания, накопленные на ЮЮВ, соответственно на ЮЗ. Хотя датско-палеоценовые отложения основания этих двух бассейнов наклонены в противоположные направления, они не могут быть интерпретированы как формирующие антиклиналь, потому что эти оба бассейна — один палеогеновый а другой неогеновый — имели каждый свою независимую эволюцию совершенно различную одна другой.

Бурения произведенные вдоль долины Сомеша указывают что, под нижними пестрыми слоями, на небольшой глубине, залегают кристаллические сланцы Присака, в форме погребенного горста, который разделяет эти оба бассейна. Этот горст опускается постепенно на Ю до Жибоу, где соприкасается с поперечным грабеном по направлению Присака-Мезеш, развивающимся между Жибоу и Мойград.

CONTRIBUTIONS À LA TECTONIQUE DE LA RÉGION SITUÉE AU NORD DE JIBOU

PAR

MIRCEA PAUCA

(Résumé)

Les recherches entreprises par HOFMANN, il y a 80 ans, ont mené à la conclusion acceptée par tous ses successeurs que les dépôts daniens-paléocènes de la région située au Nord de Jibou, sont plissés sous la forme d'un anticlinal.

Nous avons constaté qu'en réalité, il s'agit de sédiments qui appartiennent aux flancs de deux bassins avoisinés (Bassins de Chioaru et de Silvania), sédiments qui plongent vers le SSE, respectivement vers la SW.

Quoique les dépôts daniens-paléocènes à la base de ces deux bassins plongent en sens opposés, ils ne peuvent être considérés comme constituant un anticlinal, vu que les deux bassins (l'un paléogène et l'autre néogène) ont eu chacun une évolution indépendante et différente.

Les forages exécutés le long de la vallée du Someş montrent que sous les couches bariolées inférieures, apparaissent à une profondeur pas trop grande les formations cristallines de Prisaca, sous la forme d'un horst enfoui, qui sépare les deux bassins. Ce horst s'affaisse en gradins vers le Sud jusqu'à Jibou, où il prend contact avec le graben transversal à la direction Prisaca—Meseş, développé entre Jibou et Moigrad.

VÎRSTA PIETRIŞURIILOR DIN REGIUNEA DE S A BAZINULUI SILVANIEI ¹⁾

DE

MIRCEA PAUCĂ, ANTOANETA CLEMENS

În regiunea situată la N de Ciucea, cuprinsă între Cristalinul Munților Plopiș, în W, și acela al Munților Meseș, în E, este cunoscută încă de mult timp prezența unor puternice depozite de pietrișuri. Acestea ocupă toate interfluviile acoperind Cristalinul de pe rama bazinului, iar în interiorul acestuia se aşeză peste depozitele de vîrstă sarmatiană, în S și chiar peste cele tortoniene mai la N.

Spre N ele se întind pînă în regiunile satelor Ponița, Cizer și Plopiș. Fiind dispuse cel mai adesea discordant, grosimea lor este variabilă, începînd de la cîțiva metri pînă la peste 100 m. Cu cît înaintăm de la S spre N, dimensiunile elementelor din care constau aceste pietrișuri devin tot mai reduse, pînă la completa lor dispariție.

Aceste pietrișuri sint amintite în lucrările mai vechi ale lui J. MÁTYÁSOVSZKY (4) și L. ROTH TELEGD (6) precum și în cele mai noi ale lui DE MARTONNE (2), FICHEUX (1) și ȘT. MATEESCU (3). Ultimul le-a atribuit o vîrstă cuaternară, paraleлизîndu-le cu pietrișurile de Cindești, vîrstă pe care o poartă și pe harta geologică la scara 1 :500 000.

Depozitele sarmatiene pe care le acoperă aceste pietrișuri, începînd de la Ciucea spre N, pînă în regiunea denumită Oșteana constau din gresie grosieră, slab cimentată, cu intercalațiuni marnoase, precum și cu intercalațiuni fin conglomeratice din care ROTARIDES (5) a determinat moluște terestre. Depozitele tortoniene situate mai la N în regiunile satelor Tusa, Preuteasa și Ponița constau din gresii friabile, calcaroase, foarte bogate în fosile, cu intercalațiuni conglomeratice, calcar de Leitha, tuf dacitic etc.

Din punct de vedere petrografic pietrișurile care ne preocupă constau în cea mai mare parte din cuarț bine rotunjit și cu dimensiuni în general mijlocii, avînd un diametru de 1—5 cm. Rareori, cuarțul depășește

¹⁾ Comunicare în ședință din 30 aprilie 1963.

totuși aceste dimensiuni, dar se prezintă mai puțin bine rulat. Pietrișurile alternează adesea cu intercalări de nisip grosier sub formă de strate care pot atinge grosimi de peste 1 m. Structura acestor depozite este adesea torențială.

După cuart, în ordinea frecvenței, urmează galeti de eruptiv, formați din riolit și din dacit, care reprezintă un material străin ramei bazinului. Acești galeti posedă în general dimensiuni mai mari decât cuartul, atingând un diametru de 10 cm. Proveniența acestui material din cuprinsul Masivului Vlădeasa, de unde a fost transportat de apele râului Drăgan, înainte ca acesta să fi fost captat de Crișul Repede și cînd se vîrsa în golful Silvaniei, este o problemă de mult timp rezolvată de LÓCZY, SZÁDECZKY etc.

Abia în al treilea rînd ca frecvență constatăm în compoziția pietrișurilor prezența materialului provenit din rama bazinului. El este reprezentat prin cuartit și conglomerat cuarțos, roșcat, de vîrstă permotrasică inferioară, precum și prin dolomit și calcar uegru de vîrstă triasică medie (Anisian și Ladinian). Această categorie de material din pietrișuri constă din elemente cu dimensiunile cele mai mari și cu gradul de rotunjire cel mai slab.

Pietrișurile astfel descrise prezintă cel mai adesea deschideri cu totul neconcludente și, în plus, ele sunt acoperite pe mari suprafețe de pădure. Ele reprezintă depozitele deltaice ale apelor Paleo-Drăganului, formate într-o fază caracterizată prin ridicarea Munților Apuseni și prin retragerea apelor din această parte a bazinului Silvaniei.

În timpul Pliocenului superior și al Cuaternarului, cursurile de apă adincindu-se în ele, au transportat o mare parte din materialul mai puțin grosier, lăsînd pe loc galetii cu dimensiuni potrivite și mari. Aceștia s-au adunat sub formă de terase sau de conuri de dejecție locale ale căror limite nu sunt întotdeauna ușor de precizat de acelea ale pietrișurilor din care provin, în condițiile care caracterizează regiunea.

Vîrsta cuaternară a acestor pietrișuri nu era bazată pe vreun document paleontologic, ci numai pe aspectul lor și pe faptul că nu sunt cîtuși de puțin cimentate.

Prospecțiunile noastre din 1962 ne-au permis să descoperim în două puncte documente paleontologice pentru vîrsta pontiană a acestor pietrișuri, sub forma unor specii de *Congeria* și de *Limnocardiacee*.

Unul dintre puncte se găsește pe versantul drept al văii Crucii, afluentă pe dreapta văii Boului, la S de satul Cizer. De aici, în apropiere de dîmbul Gaiul Dosului, au fost colectate din nisipuri fine intercalate pietrișurilor, cîteva exemplare de *Congeria partschi* ČŽZEK și *C. marcoviči* BRUS.

Cel de al doilea punct fosilifer se află la SW de satul Plopiș, în rîpa cu direcția SW—NE de pe dreapta pîriului Valea Mare. Aici am găsit impresiuni de Limnocardiacee în gresii friabile cu bobul fin, intercalate pie-trișurilor poligene, ale căror elemente posedă un diametru numai de 3 — 4 cm.

De altfel cercetările noastre au dus la concluzia că, în șanțul Zălăului, adică în regiunea cuprinsă între Meseș și insulele cristaline din interiorul bazinului, nu există depozite lacustre mai tinere decît Pontianul.

BIBLIOGRAFIE

1. FICHEUX R. Le réseau hydrographique de Bihor septentrional. Bibl. Inst. Hautes études Roum., II. București 1929.
2. MARTONNE E. DE Les Alpes de Transylvanie. Paris 1907.
3. MATEESCU ST. Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălăului. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Cluj*, II, 1927.
4. MÁTYÁSOVSZKY I. Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilág im Jahre 1878. *Földt. Kőzl.* IX. 1879.
5. ROTARIDES M. Beiträge zur Kenntniss der sarmatischen Landschneckenfauna des Réz-Gebirges im Kom. Bihar. *Ann. Muzei Nat. Hungarici*, XII. 1925.
6. ROTH TELEGD K. Die Nordseite des Rézgebirges zwischen Paptelek und Kuznács und die südliche Partie des Măgura bei Szilág-Somlyó. *Jaresb. d.k.k. ung. geol. A. f.* 1911. Budapest 1912.

ВОЗРАСТ ГРАВИЯ ЮЖНОГО РАЙОНА СИЛЬВАНСКОГО БАССЕЙНА

М. ПАУКӘ, А. КЛЕМЕНС

(Краткое содержание)

В данной области расположенной севернее Чучья, между Кристаллическим массивом гор Плопиш и Кристаллическим массивом гор Мезеш, обнажаются мощные гравийные ливневые отложения, занимающие все междуречья, лежащие на сарматских и тортонаских осадках, а также и на Кристаллическом массиве.

Гравий составлен в большой мере из хорошо окатанного кварца кристаллического происхождения, из изверженного материала (риолиты и дациты) привнесенного палео-Дрэганскими водами, который в плиоценовое время вливался в Сильванский бассейн и наконец из мате-

риала привнесенного из суши окружающей бассейн (песчаники и конгломераты нижнего пермо-триаса, доломиты и известняки среднего триаса).

Отсутствие всяких палеонтологических данных, возраст этого гравия считался принадлежащим четвертичному периоду, ввиду того что он был совсем нецементирован.

Выявления нескольких экземпляров *Congeria partschi* CŽJŽEK и *C. marcovicic* BRUSA также и отпечатков limnocardiacee, в двух точках расположенных в прослойках тонких песков, определяет возраст этого гравия как pontийским.

L'ÂGE DES GRAVIERS DE LA RÉGION SITUÉE AU SUD DU BASSIN DE SILVANIA

PAR

M. PAUCĂ, A. CLEMENS

(Résumé)

Dans la région située au Nord de Ciucea, entre les formations cristallines des Monts Plopiş et celles des Monts Meseş, apparaissent des dépôts puissants de graviers torrentiels, qui occupent toutes les plaines interfluviales, et recouvrent des sédiments sarmatiens, tortoniens, voire même des formations cristallines.

Les graviers sont formés essentiellement de quartz bien roulé provenu des formations cristallines, ensuite des matériaux éruptifs (rhyolites et dacites) transportés par les eaux du paléo-Drăgan, rivière qui pendant le Pliocène se jetait dans le Bassin de Silvania et enfin des matériaux venant des bords du bassin (grès et conglomérats permo-triasiques inférieurs, dolomies et calcaires triasiques moyens).

Faute de données paléontologiques, ces graviers étaient considérés d'âge quaternaire, vu qu'ils étaient non cimentés.

Mais, étant donné que dans deux points, dans les intercalations des sables fins on a identifié des spécimens de *Congeria partschi* Cžjžek et *C. marcoviči* BRUS., et des impressions de Limnocardiidées, ces graviers ont été attribués au Pontien.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚIUNI LA GEOLOGIA ÎMPREJURIMILOR
ȘIMLEULUI SILVANIEI ¹⁾

DE

RADU MAGDALENA, CRAHMALIUC GLORIA

În timpul cercetărilor geologice întreprinse în sectorul nord-vestic al bazinului Silvaniei, în cadrul campaniei de teren din vara anului 1962, am recoltat o bogată faună din depozitele tortoniene și sarmațiene ce apar dezvoltate pe marginea insulelor cristaline ale Măgurei Șimleului și Heghișei.

Morfologia regiunii este destul de variată, elementul dominant constituindu-l dealul Măgura Șimleului ce are o altitudine de 596 m și dealul Heghișa cu înălțimea maximă de 402 m. Restul regiunii se caracterizează printr-un relief deluros, cu văi largi, colmatate în mare parte. Rețeaua hidrografică principală este orientată de la sud la nord și este alcătuită din valea Crasna și valea Zălaului.

Depozitele tortoniene apar în mai multe puncte în sectorul de NW al bazinului Silvaniei, obiectul prezentei note, constituindu-l Tortonianul ce aflorează pe marginea estică a Măgurei Șimleului, în apropiere de orașul Șimleul Silvaniei și anume în partea sa de NE având o dezvoltare mare în Dealul Rotund.

Cel care menționează pentru prima dată prezența Tortonianului în acest sector este SEMSEY (6) care vorbește despre unele depozite ce aflorează chiar în orașul Șimleul Silvaniei.

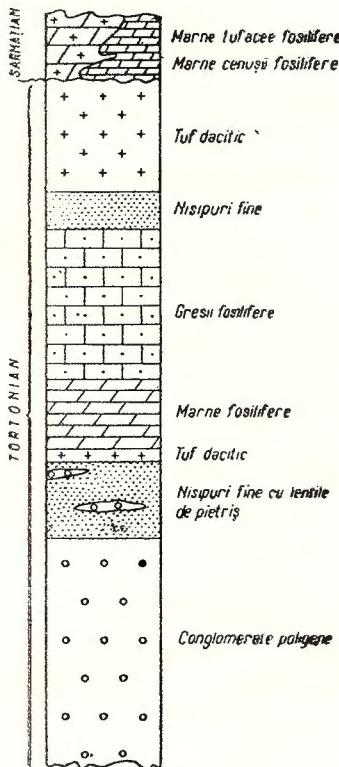
Lui L. MÁRTONFI (2) i se datorează însă prima listă de faună colecțată din aceste depozite de vîrstă tortoniană. Aceasta citează 80 de specii de gasteropode, lamelibranchiate și brachiopode precum și un număr de 50 specii de microfosile.

Cercetările ulterioare efectuate în acest sector de către MÁTYÁSOVSKY (4), ST. MATEESCU (3), și M. PAUCĂ (5), nu au dus la găsirea punctelor fosilifere menționate de MÁRTONFI.

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 aprilie 1963.

Depozitele tortoniene se dispun transgresiv peste șisturile cristaline ce aparțin cristalinului Măgurei Șimleului și suportă discordant pietrișuri și nisipuri pannoniene.

În baza Tortonianului se desvoltă un banc de microconglomerate friabile ce apar la zi sub formă de stînci izolate, pe versantul vestic al Dealului Rotund (vezi figura).



Coloană stratigrafică a depozitelor miocene din șimleurile Silvaniei. Scara 1 : 2000.

În acest deal de-a lungul drumului ce leagă Șimleul Silvaniei de satul Bădăcin, peste microconglomerate se observă prezența unor nisipuri gălbui, fine, micacee, cu lentile de pietriș și tufuri albicioase. Din nisipuri am recoltat cîteva exemplare de *Ostrea digitalina* DUB.

În apropiere de izvorul unei viroage ce își are obîrșia de sub Dealul Rotund, peste un banc de tuf gălbui de 1 m, se dispune un pachet de marne cenușii, micacee, fosiliere. Dintre formele recoltate am determinat :

- Venus multilamella* LAMARCK
- Nucula nucleus* LINNÉ
- Turritella turris* BOST.
- Emarginula cancellata* PHILIPPI.
- Ostrea digitalina* DUB.
- Corbula gibba* D'ORB.
- Cultellus papyraceus scaphoides* ZHIZH.
- Modiola* sp.
- Congeria* sp.
- Chlamys* sp.
- Turritella* sp.
- Cerithium* sp.
- Solzi de pește
- Urme de plante

Aceste forme nu apar în lista de faună dată de MÁRTONFI.

Analizele micropaleontologice efectuate de către Laboratorul de Micropaleontologie și de colegul M. GHEORGHIAN asupra unor probe culese din acest complex indică un bogat microconținut alcătuit din variate forme calcaroase remarcindu-se abundența speciilor :

- Cibicides lobatulus* WALK ET IACOB
- Nonion communis* (D'ORB.)
- Orbulina universa* D'ORB.

Alături de aceste forme se mai întâlnesc :

- Siphonodosaria adolphina* (D'ORB.)
- Cibicides mexicanus* NUTALL
- Gyroidina girardana* (REUSS)
- Nodosaria rufa* D'ORB.
- Globulina gibba* D'ORB.
- Globigerina bulloides* D'ORB.

Peste acest nivel nisipos — marnos se dispune un banc de gresii ce apare bine deschis la aproximativ 200 m est de viroaga menționată mai sus, ce coboară spre Bădăcin. Gresiile sunt cenușii-albăstrui, calcaroase, dure, micacee, fosilifere și suportă un pachet de 5 m de nisipuri gălbui cu intercalării subțiri de argile. În acest banc de gresii MÁRTONFI a întâlnit numai o singură formă de *Pecten* sp. Dintre formele recoltate de noi cităm :

- Venus multilamella* LAMK.
- Cardium hians* BROCC.
- Loripes dentatus* DEF.R.
- Pinna pectinata* LINNÉ var. *vindobonensis* SACCO
- Ostrea digitalina* DUB.
- Pecten* sp.
- Chlamys malvinae* DUB.
- Cardita partschi* GOLD.
- Cardium* sp.
- Cardium (Acanthocardia) barrandii schaferi* KAUTSKY
- Pholadomya alpina* MATHERON.
- Conus* aff. *ponderosus* BROCC.
- Conus* sp.
- Natica* aff. *millepunctata* FISCH.
- Xenophora* sp.
- Dentalium* sp.
- Biozoare
- Radiole de echinoizi

La partea superioară a seriei tortoniene se dezvoltă tufurile dacitice ce au o grosime de circa 20 m și apar bine deschise în creasta Dealului Rotund.

Aspectul litologic al formațiunii descrise, elementele de micro- și macrofaună întâlnite, precum și prezența tufurilor dacitice, ne fac să atribuim complexului descris vîrsta tortoniană.

Sarmațianul ocupă o suprafață restrânsă în cadrul perimetrului cercetat și el apare doar în cîteva puncte izolate.

Elemente referitoare la aparițiile de Sarmațian sînt date în 1878 de către MÁTYÁSOVSZKY care vorbește despre un petec de calcare sarmațiene întlnite la sud de comuna Uileacu Șimleului, în dealul Oman, din care a recoltat cîteva forme de *Modiola volhynica* și *Cardium cf. plicatum*. În cercetările noastre nu am mai întlnit aceste calcare, probabil în decursul timpului ele au fost erodate și spălate de ape sau poate chiar exploataate.

Despre aceleasi calcară din dealul Omanului vorbește și M. PAUCĂ (5) care mai recunoaște prezența Sarmațianului și în dreptul podului de cale ferată de la vest de Șimleul Silvaniei, unde este reprezentat prin calcară compacte cu *Modiolus* și serpule.

A. DUȘA (1) atribuie vîrsta sarmațiană întregului complex de roci determinate pe baze faunistice și litologice și unor conglomerate ce apar în dealul Omanului și în apropierea satului Uileac.

În afara de Sarmațianul amintit în lucrările anterioare, depozite sarmațiene am întlnit, pentru prima oară în regiune, în două puncte, dezvoltate pe o suprafață restrânsă.

Astfel în sudul satului Cehei, pe versantul stîng al văii Crasna, în apropiere de podul de peste această vale, discordant peste conglomeratele tortoniene, se dispun marne tufacee, albicioase, micacee, cu urme de plante, din care am recoltat o bogată faună de lamelibranchiate reprezentate prin :

- Cardium transcarpathicum* GRISCH.
- Cardium praeplicatum* PAPP
- Cardium vindobonensis* LASK.
- Modiola* sp.

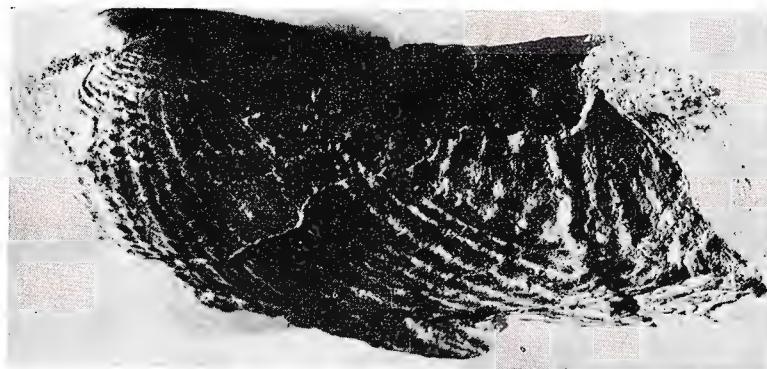
Un al doilea punct de apariție a depozitelor sarmațiene se află în sectorul nord-estic al satului Borla, pe dealul Țiganului, în apropiere de cota 371 m. Sarmațianul este reprezentat prin marne cenușii, micacee, stratificate în plăci metrice, cu grosimi de ordinul centimetru lui, sfărămicioase, fosilifere. Dintre formele recoltate și determinate cităm :

- Cardium transcarpathicum* GREISCH.
- Ervilia dissita* EICHW.
- Trochus cf. planatum* FRIEDB.
- Trocas* sp.
- Nassa* sp.
- Replidacna* sp.

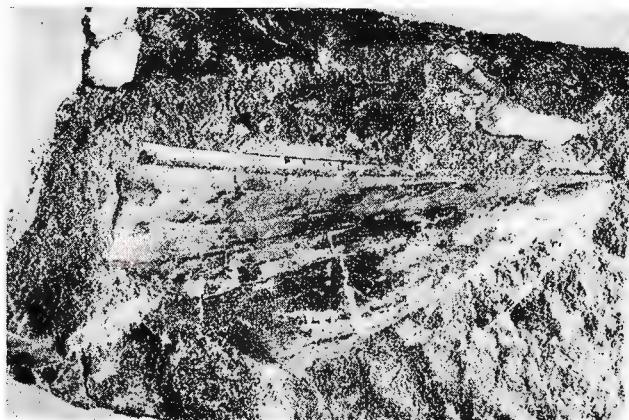
PLANŞA I

PLANŞA I

- Fig. 1. — *Pholadomya alpina* MATHERON. Tortonian. Bădăcin.
Fig. 2. — *Pinna (Atrina) pectinata* LINNÉ var. *vindobonensis*, Tortonian. Bădăcin.
Fig. 3. — *Loripes dentatus* DEFRE. × 8. Tortonian. Bădăcin.
Fig. 4. — *Cardita partschi* GOLD. × 5. Tortonian. Bădăcin.



1.



2.



3



4.

PLANŞA II

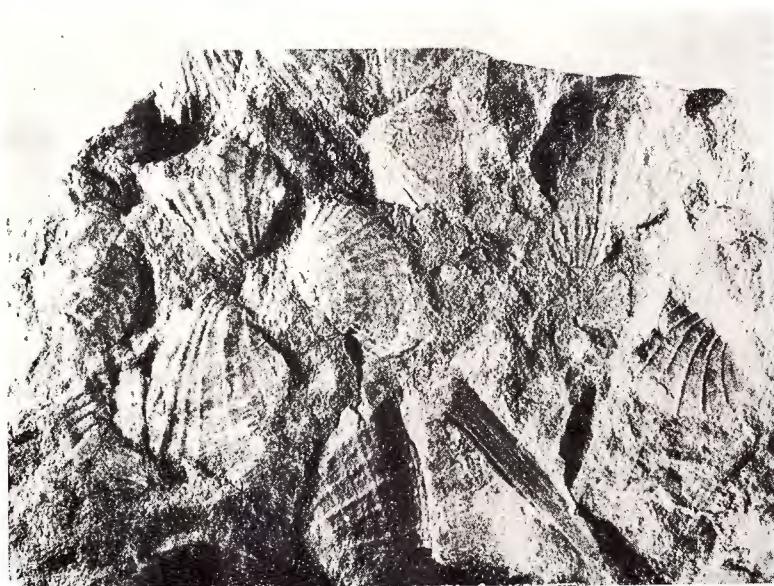
PLANŞA II

Fig. 1. — *Cardium hians* BROCC. Tortonian. Bădăcin.

Fig. 2. — *Cardium transcarpathicum* GRISCH. Sarmațian. Cchel.



1.



2.

Asociația microfaunistică a acelorași roci cuprinde următoarele forme identificate de TOCORJESCU MARIA :

Elphidium macellum (FICHTEL ET MOLL)

Elphidium alvarezianum (D'ORB.)

Articulina sp.

Spirialis andrusowi KITTL. (mulaje)

Steinostoma woodi HÖRNES (mulaje)

Spaniodontella sp. (mulaje)

Sphaeridia papillata HÖRN. ET EARLAND

Prezența formei *Sphaeridia papillata* indică existența în acest sector a zonei micropaleontologice S₂ (Volhyanian — Bessarabian).

În general pe baza macro- și microfosilelor găsite în punctele menționate se poate atribui vîrsta sarmătian-inferioară tuturor depozitelor descrise mai sus.

Depozitele sarmătiene au o apariție restrînsă, fapt ce se datorește unei eroziuni intense înainte de transgresiunea Pannonianului.

BIBLIOGRAFIE

1. DUȘA A. Raport asupra regiunii situată la NW de Șimleul Silvaniei și Măgura Șimleului. *Com. Geol.* 1953.
2. MÁRTONFI L. Beiträge zur Kenntnis des neogens von Szilág-Somlyó. *Értesítő*, IV. /1879.
3. MATEESCU ST. Date noi asupra structurii geologice a Depresiunii Zălaului. *Rev. Mur. Geol. Min. Cluj*, Vol. II. 1927.
4. MÁTHYÁSOVSZKI L. Bericht über geol. Detailanfnahmen im Comitate Szilág. *Föld. Közl.* IX. 1879.
5. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile neogene din NW Ardealului. *D. S. Com. Geol.* Vol. XXXVII. București 1953.
6. SEMSEY A. Terțiare Versteinerungen von Szilág-Somlyó. *Föld. Közl.* VII. 1877.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСВЕДОМЛЕНИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ ШИМЛЕУЛ СИЛЬВАНИЕЙ

ГЛОРИЯ КРАХМАЛЮК, МАГДАЛЕНА РАДУ

(Краткое содержание)

Геологические исследования произведенные в северо западном участке Сильванского бассейна летом 1962 года, привели к выявлению многих уровней тортонской фауны и к открытию сарматских отложений.

Последовательность тортонских отложений включает в основании микроконгломераты, пропласток песка и мергеля, серо-голубоватых известковых, твердых, слюдяных фаунистических песчаников и бело-желтоватые дакитовые туфы покрывающие пачку песчаников.

Сарматские отложения составлены из туфовых слюдяных мергелей, беловатого цвета, залегающими тонким напластованием имеющие типичную нижне-сарматскую фауну.

CONTRIBUTION À LA GÉOLOGIE DE L'AIRE
DE ȘIMLEUL SILVANIEI

PAR

MAGDALENA RADU, GLORIA CRAHMALIU

(Résumé)

Les recherches géologiques menées dans le secteur NW du Bassin de Silvania, pendant l'été 1962, ont permis l'identification de plusieurs niveaux à faune tortonienne et la découverte de dépôts sarmatiens.

La succession des dépôts tortoniens comprend : des microconglomérats à la base, un niveau sablo-marneux, des grès gris-bleuâtre, calcaires durs, micacés, fossilifères et des tufs dacitiques blanc-jaunâtre, constituant un paquet qui surmonte les grès.

Les dépôts sarmatiens sont représentés par des marnes tufacées, blanchâtres, micacées, en plaquettes minces, renfermant la faune spécifique du Sarmatien inférieur.

STRATIGRAFIE

NOTĂ ASUPRA PREZENȚEI DEPOZITELOR TORTONIENE
DIN REGIUNEA „DUPĂ PIATRĂ” — STĂNIJA
(MUNTII METALIFERI)¹⁾

DE
EMIL RIŞA

În campania anului 1962 s-au executat cercetări geologice în partea centrală a Muntilor Metaliferi, regiunea Almașul Mare — Stănija — După Piatră cu scopul de a se urmări formațiunile eruptive neogene și depozitele sedimentare adiacente acestora.

În această regiune apar la zi roci de vîrstă cretacică, rocile complexului bazic, formațiuni eruptive neogene și depozite neogene.

Lucrările noastre au identificat depozite de vîrstă tortoniană, care apar la zi într-o zonă mult mai spre nord-vest față de limita bazinului neogen Zlatna — Almașul Mare.

Tortonianul identificat, apare la sud de comuna După Piatră pe pîrîul Cofului (Praștiei) ce izvorăște dintrul dealul Ludului și vîrful Cuții și este affluent stîng al văii Tarnița. Litologic este constituit din marne argiloase cenușii-negricioase care se desfac după suprafete curbe, iar la partea superioară trec la gresii fine gălbui. Atît peste gresii cît și peste marnele argiloase se găsesc curgeri de lave andezitice cu amfiboli, care aparțin la tipul andezitelor cuartifere de Barza (3).

Din probele micropaleontologice colectate la nivelul marnelor argiloase, a fost determinată de ZORELA DUMITRESCU și ANA-MARIA DUMITRESCU următoarea asociație : *Uvigerina laviculata* COREYLL ET RIVERO, *Uvigerina venusta* FRANZ, *Globigerina bulloides* D'ORB., *Uvigerina hispida* SCHWAGER, *Elphidium macellum* (FICHTEL ET MOLL), *Bulimina pyrula* D'ORB., *Pullenia quadriloba* REUSS, *Pullenia miocenica* KLEIMPEL, *Nonion pompilioides* (FICHTEL ET MOLL), *Asterigerina planorbis* D'ORB., *Gyroidina danvillensis* HOWE ET WALLACE, *Bulimina inflata* SEGUENZA,

¹⁾ Comunicare în ședința din 12 aprilie 1963.

Globigerina dissimilis CUSH ET BERM, *Valvularia saulcii* D'ORB., *Sphaeroidina variabilis* REUSS, *Cibicides pseudoungerianus* (CUSH.), *Ellipsponodosaria elegans* D'ORB., *Lagena* sp., *Astrorhiza* sp., *Sigmoilina tenuis* (ČJŽEK), *Discorbis* sp., *Bulimina elongata* D'ORB., v. *subulata* CUSH ET PARKER, *Orbulina suturalis*, *Candorbulina universa* JEDL., *Nonion granosum* D'ORB., *Globulina gibba* D'ORB., *Spiroplectammina* sp., *Globigerina concinna* REUSS, *Miliolina* sp., *Globigerina inflata* D'ORB., *Globigerina triloba* REUSS., *Uvigerina* sp., *Bulimina pupoides* D'ORB., *Cibicides mexicanus* (NUTTAL), spiculi de Echinide.

Această asociatie de microfaună demonstrează că depozitele identificate de noi în regiunea După Piatră, aparțin ca vîrstă Tortonianului superior. De asemenea ele indică un facies marin.

Caracterele litologice și fauna din valea Cofului, ne determină să paralelizăm aceste depozite cu complexul marnos, argilos, tufaceu, considerat de M. ILIE (4), de vîrstă tortoniană pe baza macrofaunei de la Almașul Mare și în care a fost determinată și o microfaună asemănătoare cu cea descrisă de noi (2).

De asemenea prezența Tortonianului în această zonă ne duce la constatarea că aria de răspîndire a depozitelor neogene din regiunea Zlatna – Almașul Mare, este diferită de cea cunoscută pînă acum. Depozitele tortoniene se extind mult mai în interiorul catenei muntoase, aşa cum au arătat și cercetările geologilor FLORIN CODARCEA și VENERA CODARCEA, care au găsit o bogată faună tortoniană în bazinul văii Ciungilor la sud-est de localitatea Stănița (1).

Prezența a numeroase forme comune în depozitele tortoniene de pe valea Ciungilor, de pe valea Cofului și din regiunea Almașul Mare, arată că între aceste zone de sedimentare există o legătură de continuitate.

Depozitele tortoniene din valea Cofului, se găsesc acoperite de lave andezitice din zona Zlatna – Stănița. Această poziție geometrică explică rezistența lor față de eroziunea normală și totodată demonstrează vîrstă post-tortoniană sau cel mult tortonian-superioară a efuziunilor andezitice.

Extinderea Tortonianului din valea Cofului, pledează pentru o arie de răspîndire mult mai întinsă decît cea cunoscută pînă în prezent și totodată oferă indicații asupra întinderii mării tortoniene pe versantul nordic al Munților Metaliferi.

Depozitele tortoniene de la Roșia Montană (5), păreau pînă acum izolate pe fundimentul cretacic, fapt ce a determinat pe unii autori să le pună la îndoială.

Prin identificarea Tortonianului dela După Piatră — Stănița se aduc indicații că marea tortoniană a pătruns în interiorul Munților Metaliferi prin această zonă, pînă în regiunea Abrud.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA Fl., CODARCEA V. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune geologică în sectorul Stănița—V. Tisei (Munții Metaliferi). București 1961.
2. BLEAHU M., BORDEA S., LUPU M., LUPU DENISA., MANTEA GH., ZBIEKEA M. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni efectuate în Munții Metaliferi pentru metale neferoase. București 1960.
3. GHITULESCU T., SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métalifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI. București 1941.
4. ILIE D. MIRCEA. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XX. București 1940.
5. ILIE D. MIRCEA. Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.*, XXV. București 1953.

О СУЩЕСТВОВАНИИ ТОРТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ДУПЭ ПЯТРА—СТЭНИЖА (РУДНЫЕ ГОРЫ)

ЕМИЛ РИША

(Краткое содержание)

Геологические исследования, проведенные в районе Алмашул Маре-Стенижа, выявили существование тортонаских отложений в новой зоне расположенной в северо-западной неогеновой границе бассейна Златна-Алмашул Маре.

Выявлением этих тортонаских отложений в районе Дупэ-Пятра, устанавливается что площадь распространения тортона в районе Златна-Алмашул Маре отличается от прежде известной площади его просстирания и приводятся новые указания относительно распространения площасти тортонаского моря на северном склоне рудных гор.

SUR LA PRÉSENCE DES DÉPÔTS TORTONIENS
DANS LA RÉGION DE PIATRA STĂNIJA
(MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

EMIL RIŞA

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées dans la région d'Almaşul Mare — Stănija ont mis en évidence la présence de dépôts tortoniens dans une zone située au NW du bassin néogène de Zlatna — Almaşul Mare.

Grâce à l'identification des dépôts tortoniens dans la région de După Piatră, l'aire de répartition du Tortonien dans la région de Zlatna — Almaşul Mare s'avère être différente de celle connue jusqu'à présent. En ce sens l'auteur présente des données sur l'extension de la mer tortonienne sur le versant septentrional des Monts Métallifères.

STRATIGRAFIE

STRATELE DE SINAIA ȘI STRATELE DE BISTRA
DINTRE RĂCHITIȘ ȘI IZVORUL CIOBĂNAȘULUI
(MUNTII CIUCULUI)¹⁾

DE
MIRCEA SĂNDULESCU

Cercetările întreprinse, în anii 1961 și 1962, în bazinul superior al văii Trotușului și Ciobănașului ne-au permis să studiem printre altele și cea mai internă zonă a flișului Carpaților orientali, în care se dezvoltă stratele de Sinaia și stratele de Bistra. Aceste două complexe litologice alcătuiesc, în regiunea la care ne referim, o unitate tectonică cunoscută sub diverse denumiri ca : unitatea de Ceahlău (5), pînza internă superioară (7), unitatea vest-internă (3).

Primele date mai complete asupra Cretacicului inferior de la izvoarele Trotușului se datoresc lui I. BĂNCILĂ (2) care într-o lucrare cu caracter monografic descrie în amănunt stratele de Sinaia (= stratele cu *Aptychus*). Tot el separă cartografic stratele de Bistra dar nu dă o descriere a lor.

Foarte recent a mai apărut o lucrare (11) asupra flișului cretacic inferior din bazinul superior al Trotușului ai cărei autori (D. PATRULIU, L. CONTESCU, A. BUTAC) disting în stratele de Sinaia trei orizonturi : un orizont cu argilite, siltite și gresii brune-negricioase (Berriasian), un „fliș” calcaros (Valanginian—Hauterivian inf.) și un fliș grezo-calcaros (Hauterivian sup.). În aceeași lucrare se descrie un fliș barremian—aptian care însă nu este figurat pe hartă și care, după autorii menționați, are mari asemănări cu flișul sincron din muntii Baraolt.

Stratele de Sinaia. Acestea sunt cele mai vechi depozite de fliș cunoscute în Carpații orientali. Noi le-am putut urmări ca o fîșie continuă, de lățime variabilă; de-a lungul liniei frontale a unității de Ceahlău, din

¹⁾ Comunicare în ședința din 5 aprilie 1963.

pîrîul Ciobănașului pînă la Răchitiș, fapt pe care îl considerăm deosebit de important întrucît demonstrează că amplitudinea încălecării unității de Ceahlău este maximă în acest sector. Stratul de Sinaia mai aflorează pe suprafețe restrinse sub forma unor butoniere în lungul anticinalului pîrîul Aldămaș — pîrîul Muntelui. La vest de sinclinalul Orodic — Ugra pînă la marginea sinclinalului Hăghmaș, stratele de Sinaia alcătuesc o zonă lată de cîțiva kilometri. Această din urmă zonă noi am cercetat-o între Trotuș și creasta Ugra și, prin cîteva profile de recunoaștere, pe Valea Strîmbă, Valea Întunecată și Valea Rece.

Din cercetările făcute putem trage concluzia că stratele de Sinaia se pot împărți în general în două orizonturi litologice : un orizont inferior (stratele de Sinaia inferioare) și un orizont superior (stratele de Sinaia superioare). Relațiile între aceste două orizonturi le-am putut urmări bine pe profilele de pe Valea Strîmbă, Valea Întunecată, Valea Rece și Trotuș.

Orizontul inferior este alcătuit aproape exclusiv din marno-calcare și calcare marnoase în plăci sau în bancuri de 10—20 cm cu rare intercalări de gresii calcareoase subțiri. Grosimea acestui orizont este variabilă, pe flancul vestic al anticinalului Lunca el are 400—600 m, în schimb la est de acesta, în fișia lată de strate de Sinaia el depășește grosimea de 700 m îmbogățindu-se în conținutul de gresii. Acest orizont corespunde cu „flișul” calcaros separat de D. PATRULIU, L. CONTEȘCU și A. BUTAC (11). Orizontul cu argilite, siltite și gresii brune-negricioase separat de autorii citați mai sus, noi l-am putut vedea pe Valea Întunecată și pe Valea Strîmbă. El a fost atribuit de I. BĂNCILĂ (2) în parte, Doggerului, dar asupra acestei păreri autorul face oarecari rezerve arătînd că : . . . „Este posibil ca o parte din aceste roci să nu reprezinte doggerul ci cretacicul inferior” . . . (3, pag. 78). Întrucît în acest pachet au fost găsite (11) *Troholina alpina* și *T. elongata* vîrstă lor (Berriasian) este precizată.

Avînd în vedere aspectul litologic al acestui orizont cu argilite, siltite etc, noi suntem de părere că el nu trebuie înglobat la stratele de Sinaia ci separat eventual cu o altă denumire.

Din calcarele marnoase ale orizontului inferior al stratelor de Sinaia noi am putut determina în secțiuni subțiri *Tintinopsella carpatica* (MURGEANU și FILIPESCU), *Tintinopsella cadischiana* COLOM și *Calpionellopsis simplex* (COLOM) toate forme caracteristice pentru Neocomian ; am mai găsit însă și *Calpionella elliptica* CADISCH, care indică cel puțin Berriasianul. Avînd în vedere aceste fapte noi considerăm că orizontul inferior al stratelor de Sinaia cuprinde o parte (superioară) din Berriasian.

Orizontul superior. Acest orizont este alcătuit în general dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase sau marno-calcaroase cenușii și marne cenușii-negocioase.

La alcătuirea diferitelor tipuri de secvențe ale orizontului superior iau parte următoarele roci :

Gresii calcaroase cenușii ; se prezintă în strate de 5—25 cm grosime, sunt de obicei puternic diaclazate, dure și au pe fețele inferioare numeroase hieroglife.

În secțiuni subțiri am putut constata că ele sunt gresii polimictice constituite din granule colțuroase și semicolțuroase de cuarț, feldspați plagioclazi (albit), muscovit și uneori și biotit, precum și din numeroase fragmente de roci (cuarțite, calcare, marno-calcare, filite, diabaze etc). Minerale grele : sfen și zircon (?). Unele varietăți mai calcaroase conțin multe cochilii de foraminifere (Textularii în special).

Gresii marnoase, negocioase sau cenușii-negocioase ; în strate mai subțiri de 2—5 cm grosime, devin adesea curbicorticale la partea superioară. Sunt străbătute de o rețea fină de diaclaze. Uneori sunt bogate în material marnos și atunci conțin adesea și fragmente cărbunoase.

Marne negocioase sau cenușii-negocioase, șistoase sau în pachete de cîțiva milimetri. Se prezintă în pachete de grosimi variabile alternând cu gresiile și dau în general aflorimentelor o culoare închisă.

Marno-calcare negocioase ; se intercalează foarte rar în orizontul superior al stratelor de Sinaia și numai spre bază.

În secțiuni subțiri ele apar constituite dintr-o masă criptocristalină de calcită în care sunt răspândite fragmente de cuarț și uneori și muscovit fin.

Secvențele cele mai complete sunt alcătuite din toate aceste patru tipuri de roci. Cele mai frecvente sunt însă secvențele binare alcătuite dintr-unul din tipurile de gresii și din marne. Pe pîrîul Lupului în acest orizont am găsit intercalate conglomerate brecioase cu șisturi cloritoase și calcare, ce sunt considerate (10) foarte caracteristice pentru partea superioară a stratelor de Sinaia.

Grosimea orizontului superior este greu de apreciat din cauza unei microcutări intense, dar ea depășește cu siguranță 400 m.

Stratele de Bistra. Deasupra orizontului superior al stratelor de Sinaia, la est de anticinalul Lunca, urmează, în continuitate de sedimentare, un complex grezos, gros de peste 1000 m, care devine din ce în ce mai grosier (pînă la conglomeratic) spre partea superioară. L-am separat sub denumirea de strate de Bistra, întrucît caracterele lui lito-

logice se aseamănă cu ceea ce se descrie sub această denumire în bazinul văii Bistrița.

Stratele de Bistra au fost separate și denumite prima dată de G. MACOVEI și I. ATANASIU (8, 9).

În urma studiilor efectuate am putut separa în acest complex grezos două orizonturi: unul inferior — stratele de Bistra inferioare și altul superior — stratele de Bistra superioare.

Stratele de Bistra inferioare. O serie de geologi care au studiat stratele de Bistra (1, 3) au putut deosebi două orizonturi în acest complex. I. ATANASIU (1) descrie primul, un orizont șistos inferior cu gresii șistoase uneori curbicorticale ce alternează cu șisturi marnoase negricioase, cu intercalații de gresii vinete în strate de 5—50 cm. Acest orizont se deosebește de stratele de Sinaia „...prin lipsa bancurilor de calcare marnoase..." (1, pag. 338). Se pare că este vorba de partea superioară a stratelor de Sinaia, aşa cum am descris-o mai sus. I. BĂNCILĂ (3) descrie un orizont inferior șistos al stratelor de Bistra sub diferite faciesuri (strate de Slătioara, strate de Bistricioara). Reținem din această descriere că în stratele de Bistricioara se intercalează calcare marnoase cenușii, caracter care le apropie de ceea ce am separat noi ca strate de Bistra inferioare. De asemenea trebuie menționat că GH. CERNEA (4) descrie ca un caracter distinct al stratelor de Bistra intercalațiile de calcare marnoase.

Stratele de Bistra inferioare sunt alcătuite în regiunea cercetată de noi din următoarele tipuri de roci :

Gresii calcaroase cenușii, dure, mediu și grosier granulare, în strate de 20—50 cm; culoarea de alterație gălbui; granoclasare evidentă. Uneori ele prezintă diaclaze groase umplute cu calcit.

Analizate în secțiuni subțiri ele se dovedesc a fi gresii polimictice alcătuite din : cuarț, feldspați plagioclazi (albit) și numeroase fragmente de roci (cuarțite, calcar, micașisturi cu muscovit și biotit, diabaze spilitice, calcar oolitice, marno-calcar etc.); apare de asemenea muscovit și biotit. Minerale grele : granați, uneori și sfen.

Marne șistoase, cenușii, fin micaferă, slab nisipoase.

Marno-calcar cenușii sau cenușii-gălbui cu cruste de alterație albicioasă. Aceste marno-calcar se deosebesc de cele din stratele de Sinaia prin culoarea lor mai deschisă și prin faptul că sunt mai marnoase (cum se poate observa și în secțiuni subțiri) și mai puțin diaclazate. Se prezintă în strate de grosimi variabile de la 10—20 cm pînă la 1—2 m.

Caracterul masiv al gresiilor și intercalațiilor de marno-calcar sunt particularitățile ce fac posibilă separarea cartografică a acestui orizont.

Grosimea stratelor de Bistra inferioare este de cca 600—700 m.

Stratele de Bistra superioare. În perfectă continuitate de sedimentare peste stratele de Bistra inferioare urmează un pachet de gresii masive lipsite de marno-calcare. Trecerea între cele două orizonturi ale stratelor de Bistra se face treptat și de aceea trasarea limitei este foarte greu de făcut.

Stratele de Bistra superioare se deosebesc de pachetul inferior prin faptul că sunt lipsite de intercalațiile de marno-calcare, gresiile sunt mai masive și în același timp mai grosiere. Intercalațiile conglomeratice sunt abundente, dar sub formă de lentile și la nivele diferite. Prin alterare gresiile și microconglomeratele devin limonitice și au uneori un aspect vacuolar caracteristic. La microscop se observă că ele sunt alcătuite din cuart și fragmente de roci, puțin feldspat plagioclaz și diabaze.

Stratele de Bistra superioare se dezvoltă în umplutura sinclinalelor mai cobește, cum este sinclinalul Muntele Apa și sinclinalul Muntele Înalt, alcătuind cele mai mari înălțimi din regiune (Muntele Înalt — 1518 m).

Grosimea acestui orizont superior este de cel puțin 450 m.

Deoarece nu am găsit fosile în stratele de Bistra, vîrsta lor va trebui să o atribuim prin comparație cu regiuni de la nord și sud. În bazinul văii Bistrița și Moldova, stratele de Bistra au fost atribuite Barremian-Aptianului inferior (3,1), pe baza formelor *Aptychus diday*, *Costidiscus recticostatus*, *Macroscaphites yvani* (3), *Acanthoplites aschiltensis* (4) și *Orbitolina lenticularis* (3). Vîrsta barremiană și aptiană inferioară este evidentă, dar noi credem că prezența formei *Acanthoplites aschiltensis* ne îndreptățește să considerăm că în cuprinsul stratelor de Bistra se găsește și Aptianul superior. Într-adevăr această formă este citată în Franța, Anglia, Crimeea și Caucaz în Aptianul superior și chiar, în ultimele două regiuni, în Albianul inferior. Înțînd seama și de grosimea mare (peste 1000 m) a stratelor de Bistra în regiunea cercetată de noi este foarte probabil că ele să ocupe intervalul Barremian—Aptian în întregime. Referindu-ne tot la valea Bistriței trebuie să arătăm că I. BĂNCILĂ (3) descrie peste stratele de Bistra un complex gros de cca 900 m, marnos-grezos la partea inferioară și conglomeratic la partea superioară (conglomeratele de Ceahlău), a cărui vîrstă ar fi Aptian—Albian inferior. La acest complex pe care îl denumește „stratele de Ceahlău-Zăganu” (3) el include și conglomeratele din Muntele Apa Havaș de la sud de Trotuș. Trebuie însă să arătăm că aceste conglomerate sunt niște lentile mai mult sau mai puțin dezvoltate în stratele de Bistra superioare. De aceea noi considerăm ca foarte probabil că faciesul stratelor de Bistra împieteară în regiunea cercetată de noi și asupra unei părți a stratelor de Ceahlău,

reprezentînd un facies mai intern al Barremian—Aptianului din Unitatea de Ceahlău. Acest facies al Barremian—Aptianului se reîntîlnește spre sud în munții Baraolt unde G. MURGEANU și colab. (10) au separat peste stratele de Sinaia un fliș barremian-apțian în care disting : un orizont inferior marnos-grezos cu marno-calcare și un orizont superior grezos. După cum se vede, situația este foarte asemănătoare cu cea din regiunea cercetată de noi.

Spre vest stratele de Bistra se coreleză cu wildflyschul barremian-apțian din sinclinalul Hăgheimăș.

Considerații tectonice

Așa cum am amintit, stratele de Sinaia și stratele de Bistra, alcătuiesc cea mai vestică (internă) unitate a flișului Carpaților orientali : unitatea de Ceahlău (pînă intern superioară — M. G. FILIPESCU, unitatea vest internă — I. BĂNCILĂ). Spre vest această unitate suportă sinclinalul Hăgheimăș care la rîndul lui este încălecăt de sisturi cristaline și depozite triasice. Caracterul contactului între sinclinalul Hăgheimăș și zona flișului este controversat în literatura geologică ; unii (11) îl consideră un contact normal, alții (3) tectonic. Din studiul celor două profile făcute pe Valea Strîmbă și Valea Întunecată, noi înclinăm spre prima ipoteză, dar întrucît nu am făcut cercetări mai ample în acest sector nu ne putem preciza opiniile. Spre est unitatea de Ceahlău încălecă peste flișul Aptian-Albian al unității flișului curbicortical în cîtele căreia se găsesc prinse cîteva petece de marne și argile roșii, cenomaniene¹⁾.

În ansamblu zona ocupată de stratele de Sinaia și de Bistra se caracterizează printr-un stil de cutare ejecтив, cu anticlinale înguste și sinclinale largi. Anticlinul Lunca, cea mai vestică structură din regiunea cercetată, prezintă însă o boltă mai largă în care aflorează depozite calcaroase mezozoice precum și sisturi cristaline din fundamentul flișului. La est de acest anticinal se dezvoltă anticinalul Valea Rece care are mai degrabă caracterul unui anticlinoriu alcătuit din 2 sau 3 cîte strînse. În ansamblu el este deversat spre est și la sud de valea Trotușului se faliază pe flancul extern și se continuă pe la est de Lunca de Sus cu caracterul unei cîte faliate.

La est de anticinalul Valea Rece se dezvoltă o zonă mai coborîtă în care se dezvoltă stratele de Bistra. Această zonă este alcătuită din trei sinclinale largi separate de anticlinale înguste (cutare ejecтивă).

¹⁾ Între Bolovăniș și Coșnea fruntea unității de Ceahlău a fost conturată din 1957 împreună cu L. ATANASIU.

Dispoziția acestor cută este oarecum în releu (în culise). Sinclinalul cel mai vestic din această zonă este sinclinalul Orodicul Mie-Ugra care se cufundă treptat de la nord spre sud, primind în umplutură la sud de pîrîul Boroș strate de Bistra superioare. Mai la est se dezvoltă anticinalul Barto care se poate urmări între pîrîul Bartosok și pîrîul Boroș, unde periclinează spre nord și respectiv spre sud. În valea Trotușului acest anticinal are un caracter de deversare bilaterală.

Sinclinalul Muntele Înalț este bine dezvoltat la sud de Trotuș. Noi l-am urmărit pînă la vest de Coșnea dar desigur se continuă și în afara sectorului cercetat. În Muntele Înalț, vîrful Popoi și la vest de Coșnea în umplutura acestui sinclinal apar strate de Bistra superioare. Același caracter de sinclinal larg îl prezintă sinclinalul Muntele Apa de la marginea unității de Ceahlău. El prezintă un maximum de afundare în muntele Apa unde în nucleul lui se dezvoltă strate de Bistra superioare. La sud de pîrîul Ciugheșului acest sinclinal se ridică și se îngustează mult continuându-se și la sud de izvorul Ciobănașului (pîrîul Muntelui).

Între aceste două sinclinale se dezvoltă o cută anticinală îngustă, proprie stilului ejactiv — anticinalul Pîrîul Aldămăș — Pîrîul Muntelui pe traseul căruia se înșirue cîteva butoniere de strate de Sinaia superioare (pîrîul Ugra, pîrîul Boroș, pîrîul Ciugheș, pîrîul Coșnea și pîrîul Muntelui). Poziția planului axial al acestui anticinal variază de mai multe ori, fiind cînd vertical, cînd deversat spre est.

La fruntea unității de Ceahlău unde se dezvoltă o fîșie continuă de strate de Sinaia este greu de urmărit dacă avem de-aface cu o cută anticinală sau doar cu un flanc de sinclinal ce încalcă spre est. S-ar părea că prima ipoteză este mai întemeiată între Cădărești și Coșnea se poate urmări, în stratele de Sinaia, un anticinal deversat spre est cu flancul invers intact, care se continuă spre sud cu același caracter. Caracterul de anticinal deversat se poate urmări și la nord de Trotuș, în versantul drept al pîrîului Bolovăniș, tot la fruntea unității de Ceahlău.

Prezența unei cută culcate cu flanc invers la fruntea unității de Ceahlău ridică probleme interesante privind mecanismul de formare a pînzei și tipul ei; ea poate fi o pînză de gradul I și se deosebește prin aceasta de unitățile mai externe ale Carpaților orientali (pînza de Tarcău), asemănîndu-se însă cu unitatea flișului curbicortical care are același caracter.

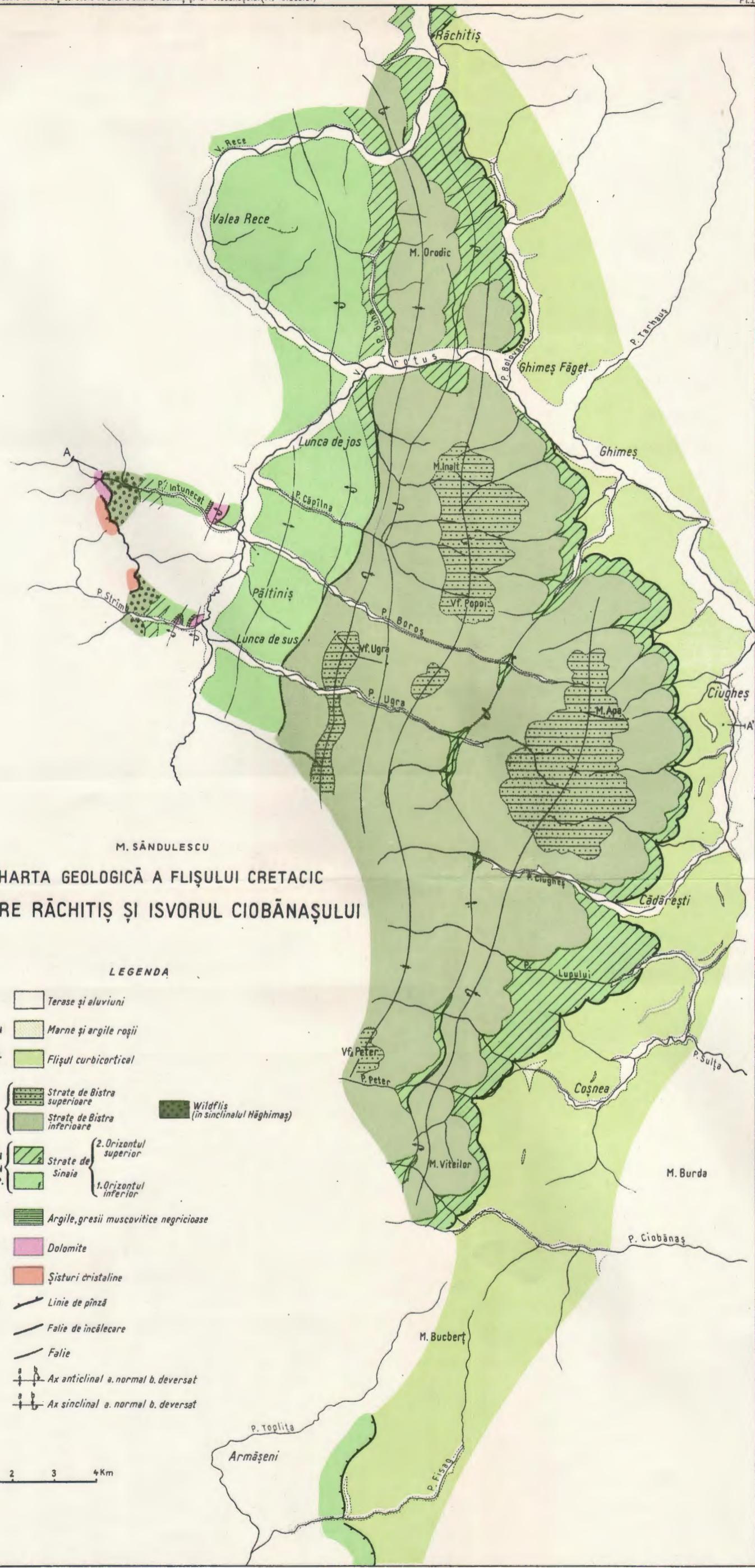
Vrem să subliniem faptul că în tot lungul liniei ce marchează fruntea unității de Ceahlău, am urmărit o fișie continuă de strate de Sinaia. În lucrările generale privind tectonica flișului Carpaților orientali (2, 3, 7) sunt figurate la fruntea unității de Ceahlău depozite aptian superior — albiene ce încalcă peste unitatea flișului curbicortical. Lipsa flișului aptian superior — albian (stratele de Ceahlău — 3) între pîrîul Fisag (la sud) și Răchitiș (la nord) se datorează după părerea noastră unor cauze tectonice.

Într-un profil de recunoaștere făcut între Sînmartin și Acloș pe valea Uzului, am putut observa că la fruntea unității de Ceahlău se găsesc depozite albiene — flis șistos și grezos, asemănătoare cu cele din munții Bodocului. Pe pîrîul Fisag în schimb, mai spre nord, acestea nu se mai întlnesc și încălcarea, așa cum am mai arătat, se face prin intermediul stratelor de Sinaia. Noi considerăm că în cadrul unității de Ceahlău putem vorbi de două subunități : una internă și alta externă, între care cel puțin în sectorul dintre Sînmartin și Brates există raporturi de încălcare în sensul că subunitatea internă încalcă peste cea externă, acoperind-o. În acest fel se poate explica de ce nu apar în fruntea unității de Ceahlău, în regiunea noastră, depozitele aptian-albiene. Atât la nord, spre valea Bistriței, cât și la sud, în munții Bodocului, amploarea încălcării între aceste două subunități descrește și poate că se reduce la o simplă falie verticală. Ipoteza noastră se sprijină și pe faptul că între flișul cretacic inferior din unitatea de Ceahlău, din regiunea cercetată de noi și flișul inferior din munții Baraoltului există mari asemănări, sesizate încă mai de mult (10). În schimb nu există deloc asemănări cu flișul din munții Bodocului studiat recent în amănunt¹⁾. Spre nord, în valea Bistriței raporturile între cele două subunități par a se normaliza cu toate că la vest de Ceahlău este figurată (3) o încălcare a stratelor de Sinaia peste flișul aptian superior — albian.

Între aceste două subunități există și diferențe de facies în sensul că flișul grezos (de tip strate de Bistra) ocupă, în subunitatea internă, intervalul Barremian-Aptian, pe cînd în subunitatea externă el se limitează la Barremian și Aptian inferior dezvoltîndu-se în schimb aici un fliș grezos-marnos Aptian superior — Albian.

Avînd în vedere cele expuse mai sus am putea denumi subunitatea internă — subunitatea Ciucului, iar cea externă — subunitatea Ceahlău-Bodoc.

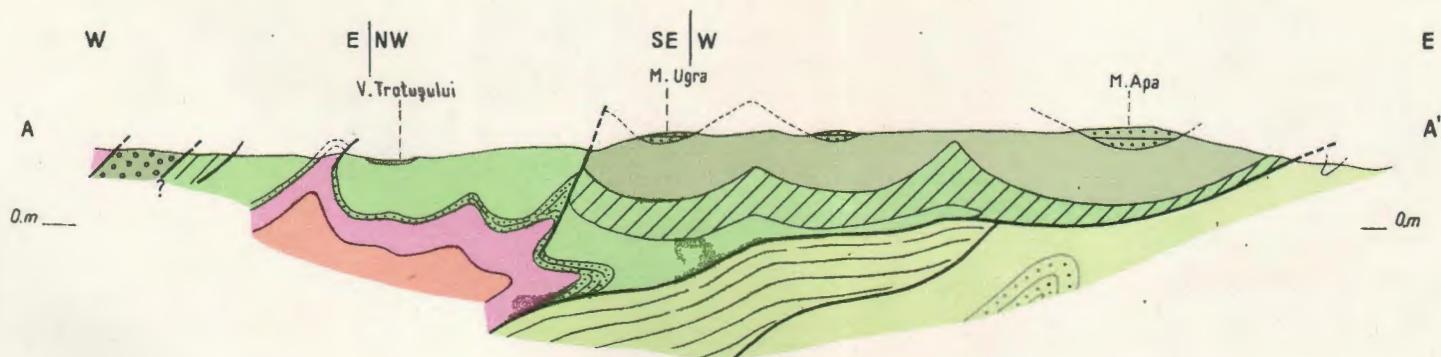
¹⁾ JANA ION, ELENA BRATU.. Raport geologic asupra părții de SW a munților Bodocului. Arh. Inst. Geol. București 1959.



M. SÂNDULESCU

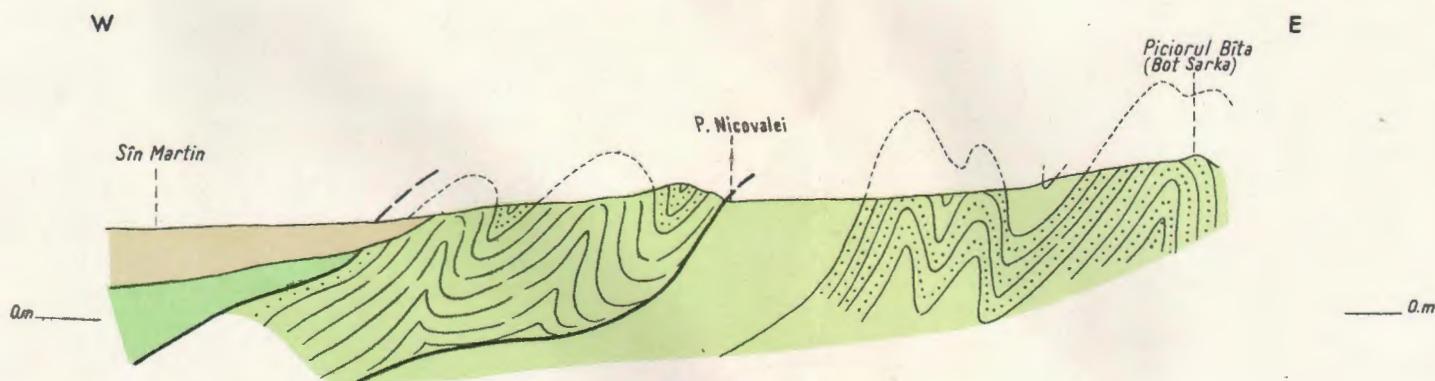
SECȚIUNE GEOLOGICĂ IN REGIUNEA DINTRE V. INTUNECATĂ ȘI V. CIUGHEȘULUI (Mt. CIUCULUI)

0 1 2 3 Km



SECȚIUNE GEOLOGICĂ IN REGIUNEA DELA EST DE SÎN MARTIN

0 500 1000 1500 m



LEGENDĂ

CUATERNAR Terase și aluviumi

PINZA DE CEAHLĂU

APTIAN BARREMIAN Wildfis (In sinclinalul Hâghimaș)

SUBUNITATEA MUNTILOR CIUCULUI

SUBUNITATEA BODOC-CEAHĽAU

APTIAN		Strate de Bistra	2. superioare
BARREMIAN			1. inferioare
HAUTERIVIAN		Strate de Sinaia	2. superioare
VALANGINIAN			1. inferioare
BERRIAS. SUP.			
BERRIAS. INF.		Argile, gresii muscovitice negrioase	
TRIASIC + JURASIC			
		Sisturi cristaline	

PINZA FLIȘULUI CURBICORTICAL

CENOMANIAN Merne și argile roșii

ALBIAN APTIAN

FLIȘ grezos șistos

ALBIAN APTIAN SUP.

FLIȘ curbicortical

Concluzii

Stratele de Sinaia se pot divide în două orizonturi. Orizontul inferior este alcătuit din calcare și marnocalcare cu intercalării subțiri de gresii calcaroase. Orizontul superior este alcătuit din gresii calcaroase și marno-argile ce alternează ritmic.

Stratele de Bistra le-am divizat în două orizonturi: un orizont inferior (strate de Bistra inferioare) cu gresii calcaroase massive și marnocalcare; un orizont superior (strate de Bistra superioare) cu gresii massive și lentele de conglomerate, la partea superioară. Ele sunt de vîrstă barremian-apțiană, corelîndu-se cu flișul barremian-apțian din munții Baraoltului (10).

Stratele de Sinaia și stratele de Bistra din bazinul superior al Trotușului și Ciobănașului alcătuiesc unitatea de Ceahlău (5) cunoscută și sub denumirea de pînza internă superioară (7) sau unitatea vest internă (3). Noi distingem în această unitate două subunități: subunitatea munților Ciucului (subunitatea internă) și subunitatea Bodoc-Ceahlău (subunitatea externă). Între Sînmartin la sud și Brateș la nord, subunitatea munților Ciucului acoperă prin încălcare tectonică spre est subunitatea Bodoc-Ceahlău.

Din punct de vedere genetic unitatea de Ceahlău este o pînă de gradul I, fiind caracterizată, cel puțin pentru subunitatea Ciucului de un stil de cutare ejecтив.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII (1928). București 1929.
2. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les Monts Hâghimaș—Ciuc (Carpates orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI (1936). București 1941.
3. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. Ed. Șt. București 1958 .
4. CERNEA G. Flișul intern cuprins între valea Moldova și Bistrița. *An. Com. Geol.* XXVI (1949). București 1952.
5. DUMITRESCU I. en colaboration avec SÂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUTĂ O., PAULIUIC S., GEORGESCU C. Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXIV. București 1962.
6. FILIPESCU G. M. Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 8. București 1955.
7. FILIPESCU G. M. Vedere noi asupra tectonicii flișului Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*. nr. 6—7. București 1955.
8. MACOVEI G., ATANASIU I. Structură geologică a văii Bistriței între Pîngărați și Bistrițioara (jud. Neamț). *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919—1920). București 1926.

9. MACOVEI G., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI (1931). Bucureşti 1934.
10. MURGEANU G., PATRULIU D., CONTESCU L., JIPA D. Flișul cretacic din partea de sud a Munților Baraolt. *Stud. Cercet. Geol.* VI, 2. Bucureşti 1961.
11. PATRULIU D., CONTESCU L., BUTAC A. Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpați orientali). *Stud. Cercet. Geol.* VII, 3—4. Bucureşti 1962.

СИНАЙСКИЕ И БИСТРИСКИЕ СЛОИ РАСПОЛОЖЕННЫЕ МЕЖДУ РЭКИТИШ И ИСТОЧНИК им. ЧОБЭНАШУЛУЙ (ГОРЫ ЧУК)

М. СЭНДУЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Работа касается исследования самой внутренней зоны флиша Восточных Карпат составленной Синайскими и Бистрискими слоями.

Автор разделил Синайские слои на два горизонта: нижний горизонт (400—700 м.) составлен известняками и известковыми мергелями с тонкими прослойками известковых песчаников.

В известняках автор определил *Calpionella elliptica* (к основанию горизонта) а также и *Tintinopsella carpatica*, *T. cadischiana* и *Calpionellopsis simplex*. Верхние слои Синая (верхний горизонт > 400 м.) составлены ритмичным чередованием известковых песчаников и серо-черноватых мергелей с прослойками известковых мергелей (только в основании) и брекчии с хлоритовыми сланцами и известняками (к верхней части). Возраст Синайских слоев — верхний берриасс-готтерив.

Бистриские слои в продолжении осадконакопления следуют на Синайские слои и автор разделил их на два горизонта: нижне Бистриские слои (600 — 700 м.) составленные известковыми песчаниками и известковыми мергелями и верхние Бистриские слои (500 м.) с плотными известковыми песчаниками, без известковых мергелей, но к верхней части с переслаиванием полигеновых линзовидных конгломератов. Их возраст — баррем-апт и возможно их сопоставлять с песчаниковым флишем баррем-апта гор Бараолт.

Синайские и Бистриские слои образуют в исследуемом районе, единице Чахлэу (=верхний внутренний чехол; = западно внутренняя единица), самая западная единица зоны флиша Восточных Карпат. Она характеризуется, в особенности к внешней части своеобразным свойством взрывной складчатости.

В единице Чахлэу автор различает два подразделения: одно внутреннее — подразделение Чюка, и другое внешнее — подразделение Бодок-Чахлэу между которыми существуют тектонические отношения по меньшей мере между Сынмартии (на юге) и Братеш (на севере), а именно: подразделение Чукул надвигается и покрывает тектонически подразделение Бодок-Чахлэу. К югу и к северу эта надвиговая поверхность, вероятно, преобразовывается в более или менее вертикальный сброс. В пользу этого мнения говорит тот факт, что между нижним меловым флишем исследуемого района (где находится только подразделение Чук) и меловой флиш гор Бараольт существуют большие сходства, но совсем не распознается фауна и стратиграфическое обобщение флиша гор Бодок и горы Чахлэу.

LES COUCHES DE SINAIA ET LES COUCHES DE BISTRA ENTRE RĂCHITIȘ ET IZVORUL CIOBĂNAȘULUI (MONTS DU CIUC)

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU

(Résumé)

L'étude a trait à la zone interne du Flysch des Carpates Orientales, formée par les couches de Sinaia et les couches de Bistra.

Dans les couches de Sinaia nous avons distingué deux horizons : l'horizon inférieur (400—700 m) constitué par des calcaires et des marno-calcaires à intercalations minces de grès calcaires. Dans les calcaires nous avons déterminé *Calpionella elliptica* (vers la base de l'horizon) et *Tintinopsella carpathica*, *T. cadiischiana* et *Calpionellopsis simplex*.

L'horizon supérieur (> 400 m) est constitué par une alternance rythmique de grès calcaires, de marnes gris-noirâtre à intercalations de marno-calcaires (seulement à la base) et de brèches à chloritoschistes et calcaires (vers la partie supérieure). Les couches de Sinaia sont d'âge berriassien supérieur — hauterivien.

Au-dessus des couches de Sinaia suivent en continuité de sédimentation les couches de Bistra, divisées en deux horizons : couches de Bistra inférieures (600—700 m) comportant des grès calcaires et des marno-calcaires et couches de Bistra supérieures (500 m) avec des grès calcaires massifs, dépourvues de marno-calcaires, et à intercalations (vers la partie supérieure) de conglomérats polygènes, lenticulaires. Ces couches,

d'âge barrémien-aptien sont comparables au Flysch gréseux barrémien-aptien des Monts Baraolt.

Dans la région étudiée, les couches de Sinaia et les couches de Bistra constituent l'unité de Ceahlău (= nappe interne supérieure ; = unité ouest interne), unité située à l'extrémité occidentale de la zone du Flysch des Carpates orientales. Elle est caractérisée — surtout vers sa partie externe — par un style de plissement éjectif.

Dans l'unité de Ceahlău nous avons distingué deux sous-unités : l'une, interne — la sous-unité de Ciuc — et l'autre, externe — la sous-unité de Bodoc-Ceahlău — entre lesquelles existent des rapports tectoniques, à savoir : la sous-unité du Ciuc chevauche et recouvre la sous-unité de Bodoc-Ceahlău. Vers le Sud et le Nord, ce plan de chevauchement se transforme en une faille plus ou moins verticale. À l'appui de cette opinion vient le fait qu'entre le Flysch crétacé inférieur de la région étudiée (où l'on rencontre seulement la sous-unité de Ciuc) et le Flysch crétacé des Monts Baraolt il existe d'importantes ressemblances ; au contraire on ne connaît ni le faciès, ni les équivalents stratigraphiques des Monts Bodoc et du Mont Ceahlău.

STRATIGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE
ÎN REGIUNEA BREȚCU—OJDULA ȘI COMANDĂU¹⁾
DE
MIRCEA SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU

Am inceput studiul zonei gresiei de Tarcău în 1959 și l-am continuat în 1960 și 1961. Rezultatele cercetărilor au fost consemnate în două comunicări (14, 15). Lămurirea unor serii de probleme ca : orizontarea gresiei de Tarcău, analiza raporturilor între Cretacic și Paleogen, etc., a făcut necesară extinderea cercetărilor spre nord (Brețcu ; Ojdula, valea Oituzului) și spre sud și vest (Comandău, Șiclău, Ghiula).

Pentru unele din aceste probleme am putut aduce noi fapte necesare lămuririi lor, pentru altele va fi nevoie să se continue cercetările și în viitor.

Stratigrafia

În general sectorul cercetat este acoperit de depozite paleogene aparținând faciesului gresiei de Tarcău sau stratelor de Fusaru-Krosno. La Ojdula (2,6), la est de Ghelința (15) la est de Voinești (2,6), și între Comandău și Ghiula, de sub depozitele paleogene apar depozite mai vechi, cretacice. Acestea constituie sâmburele unor anticlinorii și au făcut obiectul unor studii ample ale lui M. G. FILIPESCU (6, 7, 8), I. BĂNCILĂ (2,3), I. MARINESCU (11) și M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU (15). Cele mai vechi depozite ce apar în axul acestor anticlinorii sunt șisturile negre cunoscute la Șiclău, Ojdula și Ghelința. Peste acestea urmează stratele de Lupchianu, apoi stratele cu Inocerami și în sfîrșit Paleocen-Eocenul dezvoltat în faciesul gresiei de Tarcău.

Şisturile negre. Șisturile negre se dezvoltă sub faciesul lor bine cunoscut descris de nenumărate ori (2, 6, 8, 11).

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1963.

Cele trei complexe litologice separate de M. G. FILIPESCU (6,8) se pot urmări și separa bine pe anticlinoriul de la sud-anticlinoriul Șiclău. Aici se poate observa atât complexul cu sferosiderite, cât și complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice silicificate. În schimb în anticlinoriul Ojdula șisturile negre îmbracă un facies predominant șistos. Intercalațiile de marno-calcare sideritice sunt aproape o excepție iar gresiile glauconitice apar ca niște intercalații cu totul subordonate la partea superioară a seriei. Asemenea intercalații de gresii glauconitice am întîlnit pe drumul ce coboară din Muntele Cihanul spre confluența pîrîului Lunca Mare (Orbaiul Mare) cu Lunca Mică (Orbaiul Mic), sub forma a două bancuri de 0,5 m; pe drumul de creastă dintre Muntele Oituz și Ojdula de asemenea am întîlnit mai multe intercalații de gresii glauconitice în bancuri de 0,5—1,5 m, unele din ele brecioase, cu fragmente de șisturi verzi, alterate. Această variație de facies arată că cele trei complexe litologice ce se pot separa în general în seria șisturilor negre au o valoare de faciesuri ce se suprapun pe verticală dar care pot să se reducă uneori foarte mult.

Argumente paleontologice pentru vîrstă șisturilor negre nu avem în plus așa că facem apel la literatură: M. G. FILIPESCU (6, 8) consideră șisturile negre valanginian-cenomanian inferioare pe cînd I. BĂNCILĂ (2, 3) le consideră ca fiind barremian-albiene.

Stratele de Lupchianu. Peste șisturile negre se aşeză stratele de Lupchianu definite pentru prima oară de I. DUMITRESCU (5) ca fiind situate „între șisturile negre și stratele cu Inocerami” (Op. cit pag. 205). Stratele de Lupchianu sunt echivalente cu stratele de Cîrnu (2, 3) și cu o parte a stratelor de Zagon (6, 8).

Între șisturile negre și stratele cu Inocerami distingem două complexe diferite ca litologie pe care le-am și cartat aparte. Pentru a fi consecvenți cu definiția dată stratelor de Lupchianu de I. DUMITRESCU (5) am separat aceste două complexe sub denumirea de stratele de Lupchianu inferioare și stratele de Lupchianu superioare, cu toate că ar fi preferat pentru al doilea o denumire proprie, independentă.

Stratele de Lupchianu inferioare încep în general cu tufite sau marne tufitice, în plăci de 2—5 cm. Urmează apoi marno-calcare și marne cenușii cu intercalații de marne și marnocalcare roșii. Pe profilul văii Covasnei, în amont de Șiclău, se pot foarte bine observa aceste marno-calcare. Pe acest profil în baza stratelor de Lupchianu inferioare se poate vedea un pachet de argilite negre cu intercalații numeroase de tufite. Un pachet asemănător apare și pe drumul Dogarului la

E de Ojdula. Acest pachet de argilite negre l-am mai întîlnit la baza stratelor de Lupchianu de la Poiana Uzului¹⁾. El este citat la baza stratelor de Cîrnu (Şiclău) (2, 4).

În pachetul de marno-calcare, spre partea superioară, încep să se intercaleze gresii calcaroase, uneori diaclazate, cu hieroglife, ce nu depășesc 10 cm. Aceste intercalații de gresii dau un aspect de fliș părții superioare a stratelor de Lupchianu inferioare, aşa cum se poate observa chiar la Şiclău.

În butoniera de șisturi negre de la Ojdula peste marno-calcarele cenușii și roșii am observat în cîteva puncte intercalații de marne negre în plăci centimetrice, de tipul șisturilor negre.

Un fapt demn de semnalat este acela că în stratele de Lupchianu inferioare, de pe flancul estic al anticlinoriului Şiclău, pe pîrful Chetagului, am găsit cîteva intercalații de cîte 1 cm grosime de microbrecii cu feldspat și granodiorite. Din analiza în secțiuni subțiri a acestor microbrecii am constatat că ele sunt alcătuite din feldspați, mai ales plagioclaz (albit-oligoclaz), cuart și fragmente de roci (granodiorite, cuarțite, șisturi cloritoase (șisturi verzi)). Cimentul este calcaros, bazal și în el am putut determina cîteva fragmente de Inocerami și Rotalina. Tot în secțiuni subțiri, în marno-calcare grezoase cu Foraminifere din stratele de Lupchianu inferioare, am determinat de asemenea Rotalina asociată cu Globigerine, formînd un adevărat microlumachelle. Microbrecii sau arcoze cu feldspat roșu și granodiorite au fost descrise de mai mulți autori (4, 6, 9, 12) însă aproape exclusiv din unitatea șisturilor negre (Audia). Prezența lor în anticlinoriul Şiclău arată că în orice caz influența „cordilierei cumane” (12) se făcea simțită și în zona de sedimentare a faciesului gresiei de Tarcău.

Stratete de Lupchianu superioare (orizontul gresiilor micacee massive cu marno-calcare). Deasupra stratelor de Lupchianu inferioare se individualizează un pachet de aproximativ 100 m grosime alcătuit din gresii calcaroase, muscovitice, mediu granular, în bancuri de 0,5–2 m, ce admit intercalații de marne și marno-calcare în pachete de grosimi variabile (pînă la 2–3 m). În secțiuni subțiri am putut observa²⁾ că aceste gresii sunt alcătuite din fragmente de cuart, diabaz porfirite și diabaze spilitice, cuarțite, micasisturi și feldspați (plagioclazi acizi și microclin). Abundența diabaz-porfiritelor și diabazelor spilitice este un caracter distinctiv pentru aceste gresii, deo-

¹⁾ M. SÂNDULESCU. Cercetări geologice pe foaia Ghimeș-Făget. Arh. Inst. Geologic, București 1962.

²⁾ Tinem să mulțumim și pe această cale Dr. C. V. PAPIU care a avut deosebită amabilitate să ne îndrumă în studiul secțiunilor subțiri.

sebindu-se de gresiile de tip asemănător din stratele cu Inocerami și mai ales de gresia de Tarcău în care fragmentele de roci bazice sunt foarte rare.

Pachetul de strate descris mai sus a fost separat sub denumirea de strate de Lupchianu superioare, pentru a fi consecvenți cu definiția dată stratelor de Lupchianu de I. DUMITRESCU (5), cu toate că poate ar fi nimerit să le dăm o denumire proprie, eventual cea de orizont al gresiilor micacee massive cu marno-calcare, sau poate o denumire locală. Profile bine deschise pe care se pot observa aceste strate se găsesc pe affluentul stîng al pîrîului Horgazu, pe pîrîul Chetag (pe flancul estic al anticlinoriului Șiclău) și pe pîrîul Covasnei la Șiclău (pe flancul vestic). Relațiile lor cu stratele de Lupchianu inferioare sunt destul de neclare. La Șiclău ele par a sta normal peste partea superioară, mai făloasă, a stratelor de Lupchianu inferioare. Acestea din urmă sunt însă mai strîns cutate. În axul anticlinoriului Șiclău aceste gresii sunt cantonate într-un sinclinal și repauzează direct peste gresiile glauconitice. Aici ele au fost considerate ca gresie de Tarcău (6) sau au fost ignorate pur și simplu (2, 11). Pe flancul estic al anticlinoriului, gresiile acestea au o poziție normală peste stratele de Lupchianu inferioare.

La Ojdula, în bazinul pîrîului Lunca Mică, aceste gresii sunt cotate intr-un sinclinal mărginit pe ambele flancuri de strate de Lupchianu inferioare. Dar în timp ce pe flancul vestic acestea din urmă sunt mai puținic cutate și reprezentate numai de tufitele și marnele tufitice din bază, pe flancul estic gresiile repauzează peste marno-calcare cenușii și roșii.

În condiții mai puțin clare am întîlnit strate de Lupchianu superioare în malul drept al pîrîului Bisca Mare la Ghiula. Ele apar în axul unui anticlinal și trec gradat spre partea superioară la stratele cu inocerami. Baza lor nu se poate observa.

Din cele expuse s-ar putea deduce că gresiile ce au fost separate sub denumirea de stratele de Lupchianu superioare sunt transgresive. Faptul că se aşeză în axul anticlinoriului Ojdula și Șiclău direct pe șisturile negre, în timp ce pe flancuri ele au în bază partea inferioară a stratelor de Lupchianu ne conduce la concluzia că mișcările embrionare de cutare (15) s-au manifestat și înaintea Turonianului.

Din profilul de recunoaștere efectuat la Lupchianu pe valea Oituzului și din cercetarea regiunii Poiana Uzului¹⁾ am putut observa că în aceste zone nu există pachetul de gresii separat sub denumirea de strate de Lupchianu superioare. Ele pot fi înlocuite aici de faciesul marno-calcaros al stratelor de Lupchianu inferioare sau pur și simplu pot să lipsească.

¹⁾ M. SÂNDULESCU. Op. cit.

În ceea ce privește vîrsta stratelor de Lupchianu trebuie să facem din nou apel la literatură. I. BĂNCILĂ (2, 3) consideră stratele de Cîrnu ca fiind vracono-cenomaniene cu trecere spre Albianul superior, M. G. FILIPESCU (6, 8) consideră stratele de Zagon cenomanian-turoniene. Autorii prezentei lucrări consideră că stratele de Lupchianu inferioare reprezintă Vracono-Cenomanianul iar stratele de Lupchianu superioare cel puțin o parte a Turonianului.

Stratele cu Inocerami. Aceste depozite sunt mai bine reprezentate pe anticlinoriul Șiclău și Comandău, decât pe anticlinoriul Ojdula. Ele se dezvoltă în faciesul lor cel mai intern, cunoscut în literatură sub denumirea de strate de Horgazu (2).

Aceste strate sunt alcătuite dintr-o alternanță destul de regulată de gresii calcaroase sau marnoase cenușii, uneori diaclazate, cu marne cenușii și stoase sau compacte. Intercalațiile de marno-calcare cu fucoide sunt foarte rare. Înspre baza stratelor cu Inocerami se intercalează argile roșii-vișinii. Această alcătuire litologică o au stratele cu Inocerami de pe flancul estic al anticlinoriului Șiclău.

În butoniera de la Ojdula stratele cu Inocerami sunt mult mai puțin reprezentate. Ele sunt și aici alcătuite din gresii calcaroase în bancuri mai groase și marne cenușii. În schimb aici se intercalează între aceste roci și marne negricioase asemănătoare cu șisturile negre. Aceste intercalații de marne și argile negre în stratele cu Inocerami le paraleлизăm cu intercalații de același tip pe care le-am întîlnit în bazinul pîriul Zăbala și în munții Vrancei, în aceiași poziție (14).

Stratele cu Inocerami se dezvoltă larg în anticlinoriul Comandău ce se urmărește de la Comandău spre sud în lungul pîriului Bisca Mare. Aici separarea stratelor cu Inocerami de gresia de Tarcău ne-a pus probleme foarte dificile. În profilul pîriul Adînc, a pîriului Vinătorului și a pîriului dintre acestea două am putut observa două anticlinale în axul cărora aflorează strate cu Inocerami tipice, cu intercalații roșii, fapt care ne îndreptățește să considerăm că ne aflăm spre baza lor. Din marno-calcare intercalate în aceste strate cu Inocerami (pîriul Adînc) am putut determina, în secțiuni subțiri, Globotruncane bicarenate. În sinclinalul dintre cele două anticlinale se observă o serie alcătuită din pachete de gresii masive asemănătoare cu gresiile de Tarcău ce alternează cu pachete de tipul stratelor cu Inocerami. Această serie suportă în dealul Laur, în umplutura sinclinalului, un orizont de 60–100 m grosime de argile roșii și gresii verzi cloritice pe care deocamdată îl atribuim orizontului bazal al gresiei de Tarcău. Deasupra acestui orizont, într-adevăr, urmează

gresia de Tarcău masivă. În stadiul actual al cunoștințelor atribuim seria cu gresii massive de pe pîrîul Adînc, pîrîul Vinătorului etc., părții superioare a stratelor cu Inocerami, cum de altfel sunt figurate numai în parte și pe alte lucrări (11). Din cele de mai sus rezultă că în bazinul pîrîul Bisca Mare, la sud de Comandău, partea superioară a stratelor cu Inocerami este invadată de gresii micacee în bancuri groase. Asemenea gresii am găsit intercalate și în stratele cu Inocerami de pe pîrîul Poloc pe flancul estic al anticlinoriului Șiclău, dar în proporție redusă.

Ca o concluzie se desprinde faptul că la două nivale diferite în Cretacicul superior, adică în stratele de Lupchianu superioare și la partea superioară a stratelor cu Inocerami se individualizează un facies grezos-masiv a cărui invazie are loc dinspre sud spre nord. Aceasta poate fi pusă în legătură cu o redistribuire longitudinală a materialului detritic mai grosier ce a provenit dintr-o sursă vestică.

Considerăm stratele cu Inocerami, de vîrstă senonian-daniană, ca fiind ultimul termen al Cretacicului superior. O argumentare mai amplă a acestei vîrste a fost făcută cu altă ocazie (14).

Orizontul bazal. Acest prim termen al paleogenului este foarte puțin reprezentat în regiunile cercetate. El lipsește cu desăvîrșire pe anticlinoriul Ojdula; în anticlinoriul Șiclău apare numai pe periclinul său sudic; în anticlinoriul Comandău apare la baza gresiei de Tarcău în dealul Laur și în malul drept al Bîscei Mari, aval de confluența cu pîrîul Saroș.

Lipsa acestui orizont o punem pe seama mișcărilor de cutare embrionară ce s-au manifestat la sfîrșitul Cretacicului superior. Aceste mișcări au provocat cutarea și exondarea unor zone mai mult sau mai puțin întinse, de formă alungită, pe care astăzi constatăm discordanțe locale. Asemenea discordanțe se pot observa pe cele două flancuri ale anticlinoriului Ojdula cît și pe flancul estic al anticlinoriului Șiclău (vezi harta). Aceste discordanțe sunt marcate atât de așezarea gresiei de Tarcău pe diferențe complexe litologice ale Cretacicului superior și inferior, cît și prin faptul că o serie de structuri din depozitele cretacice sunt intersectate oblic de limita gresiei de Tarcău și nu se mai reflectă în tectonica acesteia din urmă.

În zonele unde apare, orizontul basal este alcătuit dintr-o alternanță regulată de argile roșii și verzi cu gresii verzi cloritice, calcaroase, cînd au un aspect apropiat de cel sticlos, sau argiloase cînd sunt muscovitice.

La Comandău, în dealul Laur, deși deschiderile nu sunt suficient de clare se pare că există continuitate de sedimentare între stratele cu Inocerami și orizontul bazal, precum și între orizontul bazal și gresia de Tarcău. Aceasta este deci o dovedă că aici cutările embrionare nu s-au manifestat sau că au avut o amploare foarte mică.

Gresia de Tarcău inferioară. Separată de autori în Munții Buzăului și Vrancei (14) gresia de Tarcău inferioară își păstrează caracterele sale principale și în regiunile cercetate recent. Caracteristica principală a gresiei de Tarcău inferioare este faptul că are una sau mai multe intercalătii flișoase cu argile roșii pe care le-am denumit *nivele intermediare* (14). Așa cum am mai arătat, aceste nivele intermediare se intercalează în număr diferit în gresia de Tarcău inferioară. Pe flancul estic al anticlino-riilor Șiclău și Ojdula am putut observa cel puțin două asemenea nivele suprapuse. Profile bune pe care se poate observa acest fapt am întâlnit în Muntele Cihanul, pîrîul Becec, pîrîul Lörintz, pîrîul Elemg. Nivelele intermediare nu depășesc grosimea de 10—12 m.

În ansamblu gresia de Tarcău inferioară mai admite intercalătii cu totul subordonate de pachete flișoase fără argile roșii, însă acestea nu depășesc 5—10 m grosime.

Gresia de Tarcău inferioară este în general lipsită de intercalătii mai grosiere (microconglomerate, conglomerate). Bancurile de gresii prezintă aproape fără excepție granoclasare verticală.

DS 49/1

Stratele de Giurgiu-Ghelința. Separate la început sub denumirea de „complexul argilos mediu” (14) li s-a dat apoi (15) denumirea de strate de Giurgiu-Ghelința. Ele reprezintă un important nivel reper care ne-a servit la orizontarea gresiei de Tarcău și pe care l-au întâlnit pînă în valea Trotușului¹⁾. L. IONESI (10) citează un complex similar în valea Tarcăului.

Stratele de Giurgiu-Ghelința reprezintă un episod de fliș șistos — grezos ce se individualizează la mijlocul gresiei de Tarcău. Ele sunt de tipul stratelor cu hieroglife adică sunt alcătuite dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase sau marnoase, cenușii, în strate de 2—3 cm mai rar pînă la 10 cm, cu argile verzi și cenușii. La diferite nivele, dar mai adesea în jumătatea inferioară, se intercalează argile roșii. Deosebirile față de orizontul bazal sau nivelele intermediare sunt: grosimea mai mare (100—150 m), lipsa gresiilor verzi glauconitice sau cloritice, abundența gresiilor cenușii calcaroase.

¹⁾ M. SĂNDULESCU. Op. cit.

Gresia de Tarcău superioară. Acest orizont al Paleocen-Eocenului ocupă suprafețe destul de însemnate în regiunile cercetate, aşa încât a putut fi bine studiat.

În cadrul gresiei de Tarcău superioare am distins oarecare variații de facies, în sensul că pe lîngă faciesul aşa-zis „normal” care este cel mai răspîndit, se mai dezvoltă un facies caracterizat de intercalații flișoase cu gresii calcaroase diaclazate, apropiat de faciesul gresiilor din stratele de Podu Secu.

Faciesul „normal” al gresiei de Tarcău superioare admite o serie de intercalații flișoase caracterizate de un conținut mai ridicat de marne și marno-calcare decît cele din gresia de Tarcău inferioară. Aceste intercalații din gresia de Tarcău superioară pot atinge uneori grosimi considerabile (200—300 m), aşa cum am putut observa la izvoarele pîrîului Brețcu sub vîrful Mailat și pe creasta ce unește punctul Măieruș de pe șoseaua Brețcu—Oituz cu vîrful Mailat. În acest sector am putut urmări următoarea succesiune: sub stratele de Fusaru-Krosno urmează un pachet flișos gros de cca 250 m care reprezintă stratele de Podu Secu; sub acestea se găsesc gresii de Tarcău masive cu intercalații mai grosiere microconglomeratice. Ceea ce este foarte curios în acest profil este prezența cîtorva (3—4) intercalații de tip menilitic, negre, caracteristice, în gresia de Tarcău de sub stratele de Podu Secu. Asemenea intercalații nu am mai întîlnit nicăieri în gresia de Tarcău, deși a fost cercetată pe o suprafață destul de mare. Întrucît poziția lor este foarte clară și nu se poate face apel la nici o interpretare tectonică, trebuie să se admită că în partea terminală a gresiei de Tarcău superioare, se găsesc sporadic intercalații de menilite. Acest fapt pune o serie de probleme complicate, întrucît criteriul atribuirii vîrstelor în flișul paleogen, mai ales pentru depozitele oligocene, este criteriu litologic. În orice caz trebuie avut în vedere că roci de tipul celor din baza aşa-zisului Oligocen pot apărea, sporadic, și la nivele mai inferioare. Sub pachetul gresiei de Tarcău de care s-a vorbit mai sus, urmează un alt pachet flișos cu gresii calcaroase cenușii alternînd cu argile și marne cenușii și verzi. Grosimea lui este de 200—150 m iar sub el urmează iar gresia de Tarcău masivă, care aparține tot gresiei de Tarcău superioară. Pe pîrîul Turgheș la est de creasta Măieruș-Mailat, în gresia de Tarcău superioară s-au întîlnit două intercalații flișoase, una care corespunde cu cea descrisă mai sus iar alta într-o poziție superioară acesteia, intercalată însă tot sub stratele de Podu Secu. Mai la est, pe pîrîul Oituz, nu s-au mai putut observa în gresia de Tarcău superioară decît intercalații flișoase cu totul subordonate. De asemenea pe pîrîul Oituz se reduce și grosimea stra-

telor de Podu Secu. La vest de pîrîul Brețcului, pe o structură mai internă, s-a observat de asemenea o destrâmare a orizonturilor flișoase intercalate în gresia de Tarcău superioară. Din toate cele expuse, putem trage concluzia generală că gresia de Tarcău superioară este mai bogată în intercalații flișoase atunci cînd crește și grosimea ei. De fapt acestea ar putea fi exprimate astfel : frecvența și amplitudinea intercalațiilor flișoase din gresia de Tarcău sănătățile direct proporționale cu grosimea acestora. În acest sens mai putem aminti că nivelele intermediare cresc ca număr odată cu creșterea grosimii gresiei de Tarcău inferioare.

Gresia de Tarcău superioară prezintă uneori și un facies mai deosebit așa cum s-a arătat mai sus. La Mărtănuș, pe pîrîul ce izvorește de sub Măgura ovală și pe pîrîul Cînepii, se observă o alternanță de pachete groase de gresie de Tarcău cu pachete flișoase de un tip aparte care amintește faciesul stratelor de Podu Secu. Acelaș aspect îmbracă gresia de Tarcău superioară și pe pîrîul Covasnei între Șiclău și cascada din amont de sanatoriul din Voinești.

Intercalațiile flișoase din acest facies mai deosebit al gresiei de Tarcău superioare sunt alcătuite din argile și marne cenușii, cenușii-azurii sau chiar negricioase ce alternează cu gresii calcaroase cenușii, diaclazate, în bancuri de 2–6 cm. În aceste pachete se mai intercalează gresii calcaroase dure diaclazate în bancuri de 0,5–1 m. Gresiile calcaroase sunt bogate în resturi de Foraminifere și Melobesiae. Grosimea pachetelor flișoase este variabilă, de la 1–2 m pînă la 20–30 m. Sincronismul celor două faciesuri este foarte evident, și se poate urmări de la Mărtănuș spre nord, la Brețcu, unde se dezvoltă un facies de tranziție și mai la nord în lungul aceluiși anticlinal, unde am întîlnit faciesul normal al gresiei de Tarcău superioare.

Caracterele distinctive generale ale gresiei de Tarcău superioare sunt : abundența intercalațiilor grosiere (microconglomerate și conglomerate), caracterul calcaros al intercalațiilor flișoase, lipsa intercalațiilor de argile roșii. Acest din urmă caracter are și unele excepții, ce e drept mai rare. Astfel, pe pîrîul Dîrnăul Mic, la sud de Comandău apare o intercalație flișoasă în gresia de Tarcău superioară care are și argile roșii ; cîteva intercalații de argile roșii (1 m) am mai întîlnit tot în gresia de Tarcău superioară de pe pîrîul Ghelinta Mică. Caracterul mai calcaros al intercalațiilor flișoase din acest orizont este evidentiat de conținutul mai ridicat în carbonat de calciu al gresiilor precum și de intercalațiile de marne și chiar marno-calcare. Marno-calcarele sunt cenușii, bine consolidate, cu spărtura neregulată și se prezintă în stare de 5–20 m. Prezența lor numai în gresia de Tarcău superioară a fost semnalată mai de mult (14, 15).

Conglomeratele și microconglomeratele ce se intercalează în gresia de Tarcău superioară au o dezvoltare lenticulară. Aceste conglomerate capătă un aspect caracteristic la nord de Brețcu. Aici în gresia de Tarcău superioară din patul stratelor de Plopă se individualizează o intercalatăie de 2–5 m de conglomerat brecios. Acesta este alcătuit din fragmente rotunjite de cuart și cuarțite precum și din blocuri nu prea mari de argile și marne cenușii remaniate intraformatiional. Toate sunt prinse într-o matrice grezoasă semifriabilă. În această matrice se dezvoltă uneori lentile elipsoidale de gresii calcaroase dure ce nu par a fi remaniate. Acest conglomerat brecios l-am găsit bine deschis pe pîrîul Aroș, affluent al pîrîului Negru, pe affluentii din dreapta ai pîrîului Brețcu, pe pîrîul Oituz în aval de comuna Oituz, etc.

Stratele de Podu Secu și stratul de Plopă. Ultimul orizont litologic al Paleocen-Eocenului este reprezentat de un pachet de fliș șitos-grezos a cărui grosime variază între 150 și 250 m. După prezența sau absența intercalatiilor de argile roșii în acest ultim orizont distingem două faciesuri — faciesul stratelor de Plopă și respectiv faciesul stratelor de Podu Secu.

Faciesul stratelor de Podu Secu este cel mai răspîndit. El este reprezentat de un pachet gros de 150–250 m alcătuit dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase, uneori diaclazate, cu hieroglife, în stare de grosimi diferite de la 2–3 m pînă la 10–20 cm, cu argile și marne cenușii și verzui, sfărâmicioase sau compacte, în pachete de 10–30 cm. La partea superioară a stratelor de Podu Secu se intercalează marne compacte, foarte calcaroase gălbui deschis în spărtură proaspătă, albicioase pe fețele alterate. Aceste marne se pot individualiza chiar ca un pachet cu caracter independent la limita cu stratele de Fusaru-Krosno. Aceasta este nivelul m a r n e l o r c u G l o b i g e r i n e care a mai fost descris în regiunea Ghelința (15). Microfauna lor indică Eocenul superior. Aceste marne cu Globigerine sunt un bun orizont reper pentru că se găsesc nu numai în faciesul gresiei de Tarcău ci și în faciesul de Șoturile sau chiar în faciesurile mai externe cu gresie de Kliwa (15).

Faciesul stratelor de Plopă se dezvoltă numai în valea Oituzului, în flancul sud-estic al solzului dealul Negru. Stratele de Plopă sunt alcătuite tot dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase cu hieroglife și de argile și marne verzui și cenușii. În schimb între aceste roci se intercalează și argile roșii. La partea superioară a stratelor de Plopă de la sud de Muntele Oituz din pîrîul Orbaial Mare (Lunca Mare) și mai la sud pe valea Ghelinței (15) se individualizează marnele cu Globigerine care

au însă aici un aspect mai nisipos și brecios având răspândite în masa lor și elemente rotunjite de cuart.

Gresia de Tarcău împreună cu orizontul bazal și orizontul superior ocupă intervalul Paleocen—Eocen. Aceasta s-a arătat și cu alte ocazii (14,15) și studiile micropaleontologice efectuate pînă acum confirmă această idee. Continuarea studiului microfaunei și a Nummulitilor vor preciza și mai mult încadrarea stratigrafică a orizonturilor separate, fapte ce vor fi consemnate în altă lucrare.

Stratele de Fusaru-Krosno. Oligocenul este reprezentat de faciesul său cel mai vestic : stratele de Fusaru-Krosno. Dintr-o serie de profile bine deschise de la est de Brețcu și de pe valea Oituzului am putut constata că separarea unui orizont inferior șistos și a unui orizont superior grezos este destul de arbitrară.

Un fapt cert este că totdeauna la baza Oligocenului dezvoltat în acest facies se individualizează un pachet șistos a cărui grosime variază de la 100 m pînă la 300—400 m. Acest pachet șistos corespunde cu ceea ce I. BĂNCILĂ a separat (2) ca „orizontul cu marne calcaroase brune” și cu ceea ce autorii acestei lucrări au separat ca orizont șistos (14, 15). Deasupra acestui pachet șistos se dezvoltă o stivă groasă alcătuită din gresii masive de Fusaru care admit, în proporții variabile de la profil la profil, intercalări de pachete șistoase de tipul celor din bază, adică de tip Krosno. Acest fapt face arbitrară separarea unor orizonturi în adevăratul înțeles al cuvîntului. Considerăm că este mai corect să separăm acest facies sub denumirea de stratele de Fusaru-Krosno și să facem specificarea că acestea încep totdeauna cu un pachet șistos. În acest pachet șistos din bază am găsit intercalate adesea menilite tipice în strate de cărău centimetri, ca de exemplu la : Comandău, Muntele Zebhat, pîrîul Oituzului etc., însotite adesea și de șisturi disodilice tipice. Pe pîrîul Farca (la Ojdula) și în regiunea Comandău am găsit intercalate în același pachet șistos din baza stratelor de Fusaru-Krosno, șisturi calcaroase, foioase, fine, de tip Iaslo. Din profilele ce le cunoaștem și din bazinul Trotușului putem afirma că totdeauna aceste șisturi de tip Iaslo se găsesc intercalate numai în pachetul din baza stratelor de Fusaru-Krosno. Acest fapt este important întrucât se pot face corelați și cu alte regiuni clasice din Carpați.

Problema separării gresiei de Fusaru bazală (I. BĂNCILĂ,2) este destul de complicată. Pe unele profile la baza stratelor de Fusaru-Krosno s-a întîlnit o gresie micaferă de tip Fusaru, care poate fi considerată ca reprezentînd orizontul bazal al gresiei de Fusaru. Sunt însă profile

pe care nu se vede o asemenea gresie, marnele cu Globigerine venind în contact direct cu stratele de Fusaru-Krosno. Am întîlnit însă și situații în care la partea superioară a stratelor de Podu Secu se intercalează gresii de tip Fusaru (Pîriul lui Isus în amont de fabrica de cărămizi de la Brețcu). Toate aceste situații au o mare asemănare cu ceea ce am putut observa (14) în zona mai externă în legătură cu gresia de Lucăcești. De altfel I. BĂNCILĂ (2) paralelizează orizontul bazal al gresiei de Fusaru cu gresia de Lucăcești, ideie cu care sănrem intru totul de acord. Vrem să specificăm numai că aşa cum gresia de Lucăcești o considerăm de vîrstă eocen superior și gresia de Fusaru bazală o considerăm tot de aceiași vîrstă. De asemenea insistăm asupra faptului, care de altfel l-am amintit mai sus, că aceste nivele de gresii de Fusaru au o dezvoltare lenticulară aşa încît există situații în care ele lipsesc complet din profilul normal al flișului paleogen.

Vîrsta oligocenă a stratelor de Fusaru-Krosno poate fi acordată pe baza superpoziției, a sincronismului său cu faciesul stratelor de Puicioasa și cu Oligocenul dezvoltat în facies bituminos, precum și pe baza intercalărilor de strate de tip Iaslo din baza stratelor de Fusaru-Krosno.

Tectonica

Ambele regiuni în care s-au făcut cercetările se găsesc situate în zona internă a pînzei de Tarcău.

Sectorul Ojdula-Brețcu. Principala structură din această zonă este anticlinoriul Ojdula în axul căruia aflorează șisturile negre. Între Mărtănuș și pîriul Lunca Mare anticlinoriul Ojdula este alcătuit din trei cuti anticlinale. Spre nord de Mărtănuș acestea se înmănunchează și se continuă sub forma unui singur anticlinal major, larg dezvoltat: anticlinalul Brețcu. Spre sud cutile anticlinorilor Ojdula se înmănunchează în apropierea văii Lunca Mare, într-un anticlinal ce l-am urmărit la Ghelința (15) de unde se desface din nou într-un fascicol în virgație, deschis spre sud.

Cutile anticlinale ale anticlinorului Ojdula sunt de tipul anticlinalelor normale (cele două, mai principale de la vest) sau de tipul anticlinalelor deversate (cutile de la est). Anticlinalul estic al anticlinorului Ojdula se urmărește pe o suprafață restrînsă în bazinul pîriul Lunca Mică și pe versantul nordic al Muntelui Cihanul. La alcătuirea lui iau parte depozite cretacice, în axul său aflorind stratele de Lupchianu inferioare. La nord și sud este acoperit discordant de gresia de Tarcău în

care nici nu se mai poate urmări. Această situație este foarte semnificativă pentru demonstrarea caracterului discordant al gresiei de Tarcău de pe anticlinoriul Ojdula. Pe lîngă aceasta mai trebuie ținut seama de faptul că gresia de Tarcău ia contact cu diverse orizonturi ale Cretacicului. Această discordanță se datorește unor cutări embrionare ce au avut loc la sfîrșitul Cretacicului superior și care s-au manifestat ca ecoul unor cutări importante din zonele mai vestice respectiv din zona flișului intern. Acest punct de vedere, exprimat și într-o altă lucrare (15), consideră că sectoarele în care s-au manifestat cutările embrionare s-au bucurat de o mobilitate mai mare. Aceasta a determinat mai tîrziu, în timpul fazei de cutare principală a flișului paleogen, transformarea acestor sectoare de mișcări embrionare în zone de structuri majore. Este cazul anticlinoriului Ojdula, anticlinoriului Șiclău și anticlinoriului Poiana Uzului.

Existența acestor cutări embrionare explică de ce în unele sectoare există discordanță între gresia de Tarcău și depozitele cretacice pe cind în alte sectoare există continuitate (14). Între fascicolele de cute embrionare erau cuprinse sectoare întinse în care sedimentarea a continuat fără intrerupere din Cretacicul inferior pînă în Oligocen.

Pe flancul său estic anticlinoriul Ojdula este afectat de o falie de încălecare, ce am urmărit-o din pîrîul Orbaiul spre nord pe la izvoarele pîrîului Lunca Mică (Orbaiul Mic), prin pîrîul Farca, pîrîul Intortocheat; pe la est de Brețcu pînă în Muntele Boisic. În lungul acestei faliilor gresia de Tarcău din flancul estic al anticlinoriului Ojdula și apoi a anticlinorului Brețcu, care este și răsturnat, încalecă peste depozite mai noi eocene sau oligocene (stratele de Fusaru-Krosno). Această falie de încălecare este o fractură majoră din regiune.

Și flancul vestic al anticlinoriului Ojdula este afectat de o falie, dar, de data aceasta de o falie normală (compartimentul vestic căzut) care însă se stinge la sud de Mărtănuș. Această falie normală am urmărit-o dinspre sud, din pîrîul Ghelintă (15) pînă aici.

La est de anticlinoriul Ojdula se dezvoltă o zonă sinclinală, zona sinclinală Oituz, mult scufundată și umplută cu depozite oligocene. Zona sinclinală Oituz are o structură complicată avînd în mare aspectul unui sinclinoriu. Ea este caracterizată, din punct de vedere structural, de dezvoltarea unor sinclinaile largi separate de anticlinale înguste (stil ejectiv). Între pîrîul Farca și valea Oituzului, zona sinclinală Oituz este traversată oblic de o falie de încălecare cu vergență nord-vestică ce complică mult structura regiunii — falia dealul Negru. Falia dealul Negru a fost urmărită din pîrîul Farca spre nord-est pînă în

pîrîul Oituzului în amont de păstrăvărie. De-a lungul faliei, gresia de Tarcău superioară încalecă peste stratele de Fusaru-Krosno; depozitele din ambele compartimente cît și planul faliei înclină spre sud-est. Este greu să ne dăm seama dacă acest accident tectonic este o simplă fractură sau dacă nu avem de afacă cu o cută falie. La terminația sa sud-vestică, din pîrîul Farca, nu am putut observa vreun ax de anticlinal; terminația sa nord-estică este în afara regiunii noastre aşa încît nu a putut fi examinată. Problema rămîne deschisă.

La nord vest de falia dealul Negru se dezvoltă două sinclinaile a căror umplutură este constituită din depozite oligocene; sinclinalul Măeruș la est și sinclinalul Muntele Boisic la vest despărțite de anticlinalul faliat Mailat.

Sinclinalul Măeruș este larg dezvoltat între versantul vestic al dealului Măeruș și localitatea Oituz. Axul său urmărește creasta despărțitoare dintre pîrîul Oituz și bazinul pîraielor Brețcu și pîrîul lui Isus. Este sinclinalul cu cele mai groase strate de Fusaru-Krosno din regiune.

Sinclinalul Muntele Boisic este mai puțin dezvoltat ca precedentul. El se ridică spre nord, ca de altfel și sinclinalul Măeruș continuindu-se în gresia de Tarcău superioară.

Anticlinalul faliat Mailat desparte cele două sinclinaile. El se afundă treptat spre sud și prin unirea celor două sinclinaile, la sud de pîrîul Intortochiat, dispare. În axul său apar în bazinul pîrîul Brețcu și în Muntele Mailat depozitele gresiei de Tarcău superioare. El este faliat axial, flancul său vestic fiind coborât și în parte laminat.

Faptul că aceste trei cută dispar la sud de pîrîul Farca odată cu stingerea faliei dealul Negru sugerează ideea că existența acestei falii a influențat cutarea de amănunt a zonei sinclinaile Oituz divizînd-o în două sectoare; unul la nord-vest și altul la sud-est de ea și dirijînd cutarea acestora.

Sectorul de la sud-est de falia dealul Negru prezintă în valea Oituzului tot două cută sinclinaile separate de un anticlinal. Sinclinalul Muntele Oituz este cel vestic și urmează imediat la exteriorul faliei dealul Negru. Acest sinclinal se urmărește în continuare înspre sud la izvoarele pîrîului Ghelința de unde se ridică continuindu-se în gresia de Tarcău superioară.. Sinclinalul Lepșa este mai extern. Noi l-am urmărit din pîrîul Lepșa, afluent dreapta al pîrîului Oituz, spre sud, pe la izvoarele Oituzului. Mai la sud el se unește cu sinclinalul Muntele Oituz prin afundarea periclinală a anticlinalului gura Lepșei ce le separă. Acesta din urmă este marcat de aflorarea pa-

chetului șistos din baza stratelor de Fusaru-Krosno. Spre nord-est toate aceste cufe se ridică urmând regula generală a întregii zone sinclinale Oituz.

Privită în ansamblu zona sinclinală Oituz corespunde spre est cu capul tectonic Soveja al pînzei de Tarcău care separă cele două mari semiferestre din Moldova de sud : semifereastra Slănicului de semifereastra Vrancei. Ridicarea zonei sinclinale Oituz atât spre nord cât și spre sud trebuie pusă pe seama ridicărilor transversale ce au determinat cele două semiferestre și care se fac simțite și la vest de actuala limită de eroziune a acestora. Existenta anticlinoriului Ojdula-Ghelinta pe aceeași paralelă cu zona sinclinală Oituz arată că apariția depozitelor cretacice inferioare în butonierele de la Ghelința și Ojdula nu se datorește unei ridicări transversale, ci creșterii amplitudinei cutării, aşa cum am arătat într-o lucrare precedentă (15).

Sectorul Comandău. În perimetrul cercetat la nord și la sud de Comandău s-a urmărit structura părții interne a pînzei de Tarcău pînă la linia ce marchează fruntea unității șisturilor negre (Audia) și care se cunoaște în această regiune sub denumirea de f a l i a C o v a s n e i. Această importantă falie a fost urmărită de la izvoarele pîrîului Mogoș spre sud pe la izvoarele pîrîului Rojdaș, izvoarele pîrîului Saroș pînă în Muntele Brusturosul. Ea este marcată de contactul anormal dintre argilele vărgate (Vracono-Cenomanian) și stratele de Fusaru-Krosno (Oligocen). Uneori (izvoarele pîrîului Rojdaș, Muntele Brusturosul) de sub argilele vărgate apar, tot în acoperișul faliei, gresiile glauconitice silicificate din seria șisturilor negre.

La exteriorul faliei Covasnei, ca cea mai internă structură a pînzei de Tarcău se individualizează sinclinalul Voinești în umplutura căruia am găsit totdeauna depozite oligocene. Acestea se continuă ca o fîșie neîntreruptă în tot lungul structurii și nu ca petece independente cum au fost figurate de I. MARINESCU (11). Sinclinalul Voinești l-am urmărit spre sud pînă în pîrîul Dîrnăul Mic, dar după hărțile existente este clar că el se continuă neîntrerupt pînă la gura pîrîului Arțagul pe valea Buzăului.

La exteriorul sinclinalului Voinești se individualizează o structură anticlinală deversată spre est : a n t i c l i n a l u l pîrî u l R o j d a š. Acesta este o cută cu două flancuri, dintre care cel estic este deversat și la sud de pîrîul Bisca mare faliat și încălecăt peste sinclinalul Muntele Zebhat. Anticlinalul pîrîului Rojdaș este alcătuit la zi din gresia de Tarcău superioară. El se continuă spre nord, la vest de Șiclău unde dispără pe falia Șiclăului ce mărginește la vest anticlinoriul Șiclău. Spre

sud l-am urmărit pînă în valea Dîrnăul Mic. **S i n c l i n a l u l M u n - t e l e Z e b h a t** se dezvoltă bine la sud de Comandău. El are între Comandău și pîrîul Saroș, în umplutură, strate de Fusaru-Krosno. Pe pîrîul Saroș în ax rămin doar strate de Podu Secu pentru ca în Muntele Zebhat să reapară depozitele oligocene ce se continuă spre sud în pîrîul Dîrnăul Mic și la sud de acestea în afara regiunii noastre. Pînă acum Oligocenul de la sud-vest de Comandău era greșit prelungit (11, 13) peste o zonă în care apar depozite eocene, în pîrîul Saroș și pe la est de Muntele Zebhat în pîrîul Dîrnăul Mic. I. MARINESCU (11) figurează chiar în Muntele Zebhat un anticlinal cu sisturi negre, care de fapt sunt depozite oligocene ce au intercalări sporadice de menilite și care au o poziție tipic sinclinală.

Structura principală a sectorului Comandău este **a n t i c l i n o - r i u l Ș i c lă u** care se continuă spre sud, la est de Comandău, într-o structură de asemenea cu caracter de anticlinoriu — **a n t i c l i n o r i u l C o m a n dă u**. Noi am studiat mai bine ultimul, pe primul l-am cercetat doar pe flancul său estic și numai printr-un profil de recunoaștere și pe flancul său vestic.

Anticlinoriul Comandău este marcat de aflorarea pe suprafețe importante a stratelor cu Inocerami. El este alcătuit din două cute anticlinale ce sunt separate de un sinclinal. În ansamblu anticlinoriul periclinează spre nord în dreptul localității Comandău. La sud de Ghiula acest anticlinoriu se destramă într-o serie de structuri mai coborîte (14). În sectorul cercetat am putut urmări doar **a n t i c l i n a l u l pîrîu l Vînătorulu i** la est și **a n t i c l i n a l u l Bîsca Mare** la vest, separate de **s i n c l i n a l u l L a u r**. Studiul anticlinoriului Comandău mai trebuie continuat spre sud pentru a lămuri complicatele probleme de stratigrafie și tectonică legate de el.

Anticlinoriul Șiclău este mai ridicat, în axul său aflorind sisturile negre. Pe flancul său vestic se individualizează o falie importantă — **f a l i a Ș i c lă u l u i**, determinată încă de cercetătorii anteriori (2, 3, 6, 7, 11). Această falie am urmărit-o neîntrerupt pînă la gura pîrîului Dîrnăul Mic și pe flancul vestic al anticlinoriului Comandău, aşa cum a fost de altfel figurată și de I. MARINESCU (11) și chiar de noi într-o lucrare mai veche (14). Flancul estic al anticlinoriului Șiclău se dezvoltă normal putîndu-se bine observa poziția discordantă a gresiei de Tarcău. Am putut observa de asemenea că există deosebiri de cutare între depozitele Cretacicului și cele ale Paleogenului în sensul că în Cretacic se disting mai multe cute decît în Paleogen. Astfel pe pîrîul Poloc și pîrîul Honco se conturează în depozitele Cretacicului superior un sinclinal

care nu are nici un răsunet în depozitele Paleogene, precum și o faliere care nu afectează deloc limita Cretacic-paleogen (vezi harta).

La est de anticlinoriul Șiclău în gresia de Tarcău inferioară se individualizează un anticlinal ce se leagă probabil spre nord cu anticlinialul cel mai vestic ce se desprinde din butoniera de la Ghelința. Spre nord acest anticlinal virghează în pîrîul Elmegului cu anticlinoriul Șiclăului, așa încit între Ghelința și Elmeg se individualizează un fascicol de cute cu caracter amigdaloid. Pe aripa vestică al acestui fascicol amigdaloid se plasează anticlinoriul Șiclău. Între pîrîul Elmeg și Comandău se urmărește o singură cută anticlinală pentru că de la Comandău spre sud să avem de aface cu un nou fascicol de cute amigdaloid care se prelungescă pînă la sud de Bîsca Mare (după harta 1 : 100.000 a Comit. Geologic). Înind seama și de caracterul de fascicol amigdaloid al cutelor anticlinoriului Ojdula putem trage concluzia că în lungul zonei interne a pinzei de Tarcău avem de-a face cu o ghirlană de fascicole de cute amigdaloidice, pe fiecare fascicol individualizîndu-se cîte o mare butonieră anticlinală cu depozite cretacice.

În sectorul Pilișul Covasnei — Pilișul Pachiei se conturează un sinclinal major care spre sud se afundă primind în umplutură depozite oligocene. Acest sinclinal se continuă în sinclinalul Meneș (14), pe care îl separăm prin denumirea de sinclinalul Meneș - Pilișul Pachiei.

În cercetările noastre am urmărit și cuta faliată pîrîul Tigașului conturată de noi mai înainte (14). Am putut determina că pe flancul său vestic această cută este afectată de o faliere normală cu compartimentul vestic căzut. Mai mult decât atît la nord de confluența pîrîului Elveș cu pîrîul Bîsca Mare acest anticlinal se bifurcă. O ramură estică se continuă în lungul Bîsei Mari spre nord pe la gura pîrîul Cheișoara, iar ramura vestică se urmărește pe la vest de Muntele Elveș și se unește cu anticlinialul ce l-am conturat (15) între Muntele Iacob și Muntele Zîrna și care și acesta, virghează din butoniera de la Ghelința.

Concluzii

În butonierele de la Ojdula, Șiclău și Comandău în care aflorează depozite cretacice am distins : șisturile negre, stratele de Lupchianu inferioare, stratele de Lupchianu superioare sau orizontul gresiilor micacee masive cu marno-calcare și stratele cu Inocerami. Acestea din urmă sunt invadate la partea superioară de intercalății de gresii asemănătoare cu cele de Tarcău.

În Paleogen s-a separat : orizontul bazal, gresia de Tarcău inferioară, stratele de Giurgiu-Ghelința, gresia de Tarcău superioară, stratele de Podu Secu și stratele de Plopș, stratele de Fusaru-Krosno. Primele șase orizonturi ocupă intervalul Paleocen-Eocen, ultimul reprezentând Oligocenul.

Din punct de vedere tectonic se arată că pe aliniamentul Ojdula—Ghelința—Șiclău—Comandău și Bîrsa Mare se individualizează o ghirlandă de fascicole de cută amigdaloidă, pe fiecare fascicol plasându-se un anticlinoriu marcat de butoniere mari de depozite cretacice.

La est de anticlinoriul Ojdula am conturat zona sinclinală Oituz cu caracter de sinclinoriu. Acesta este traversat oblic de falia dealul Negru care îl împarte în două sectoare distințe, dirijind și cutarea acestora.

În sectoarele cercetate am conturat trei fali importante : falia de pe flancul estic al anticlinoriului Ojdula, falia Șiclăului și falia Covasna.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. *An. Inst. Géol. Roum.* XXII. București 1943.
2. BĂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secț. Agron.-Biol.-Geol.-Geogr.* VII (1952). București 1955.
3. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București 1958.
4. BĂNCILĂ I., PAPIU V. C. Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticinalul Cîrnu—Valea Tiganilor (regiunea Bicaz). II. Complexul superior. *D.S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București 1962.
5. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV (1949). București 1952.
6. FILIPESCU G. M. Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). București 1955.
7. FILIPESCU G. M. Vederi noi asupra tectonicei flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, Nr. 6—7. București 1955.
8. FILIPESCU G. M. Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon* nr. 8. București 1955.
9. FILIPESCU G. M., ALEXANDRESCU GR. Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor cu feldspat roșu în Cretacicul Carpaților orientali. *Acad. R.P.R., Stud. și Cercet. Geol.* VII, nr. 2. București 1962.
10. IONESI L. Contribuții la studiul Paleogenului din valea superioară a Tarcăului. *An. Univ. A. I. Cuza, Ser. nouă*. III/1—2. Iași 1957.
11. MARINESCU I. Flișul cretacic și paleogen între Bîrsa Mare și Izvoarele Putnei. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București 1963.

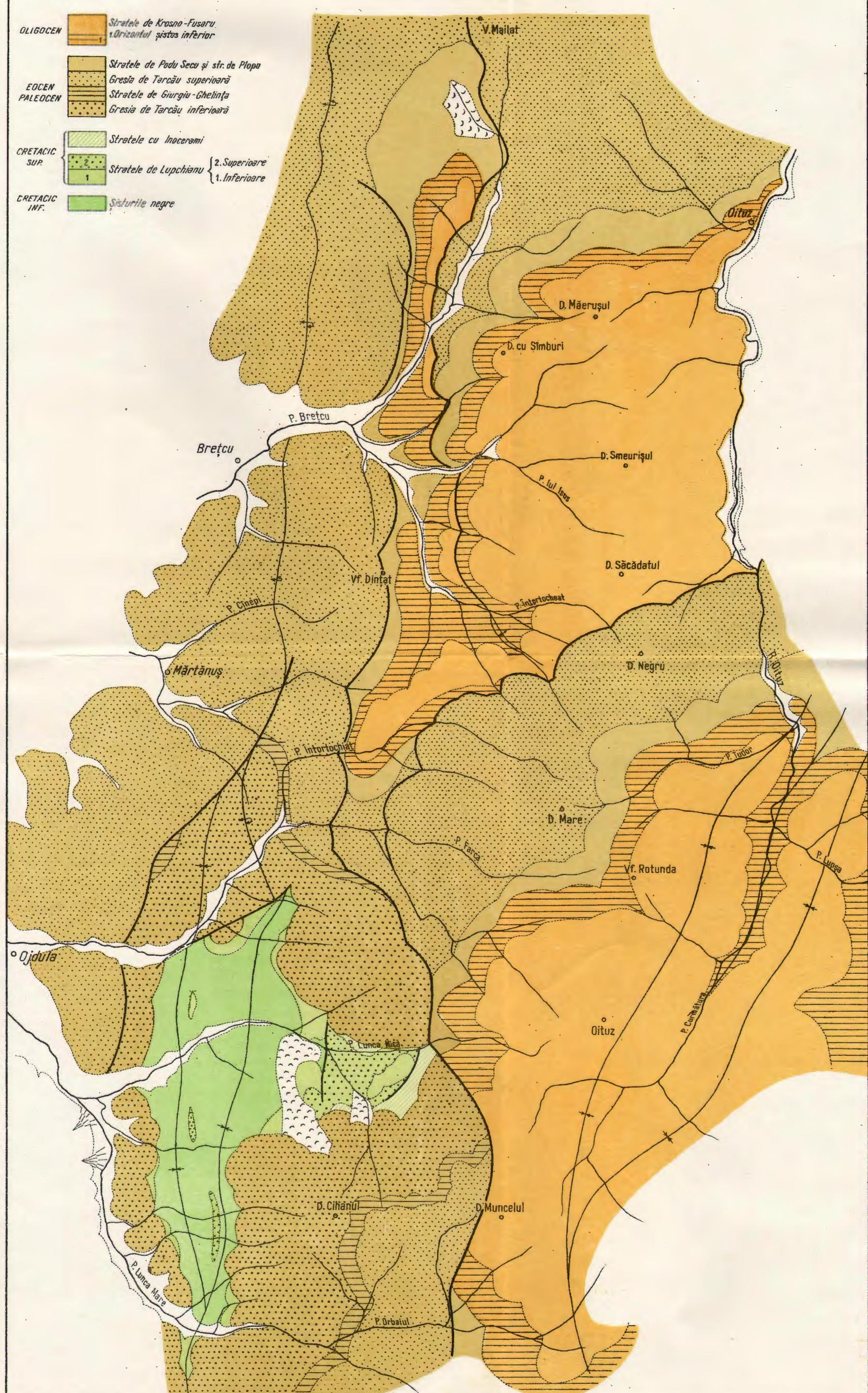
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BREȚCU-OJDULA

poaria 29 - Covârne

0 0,5 1 1,5 2 km

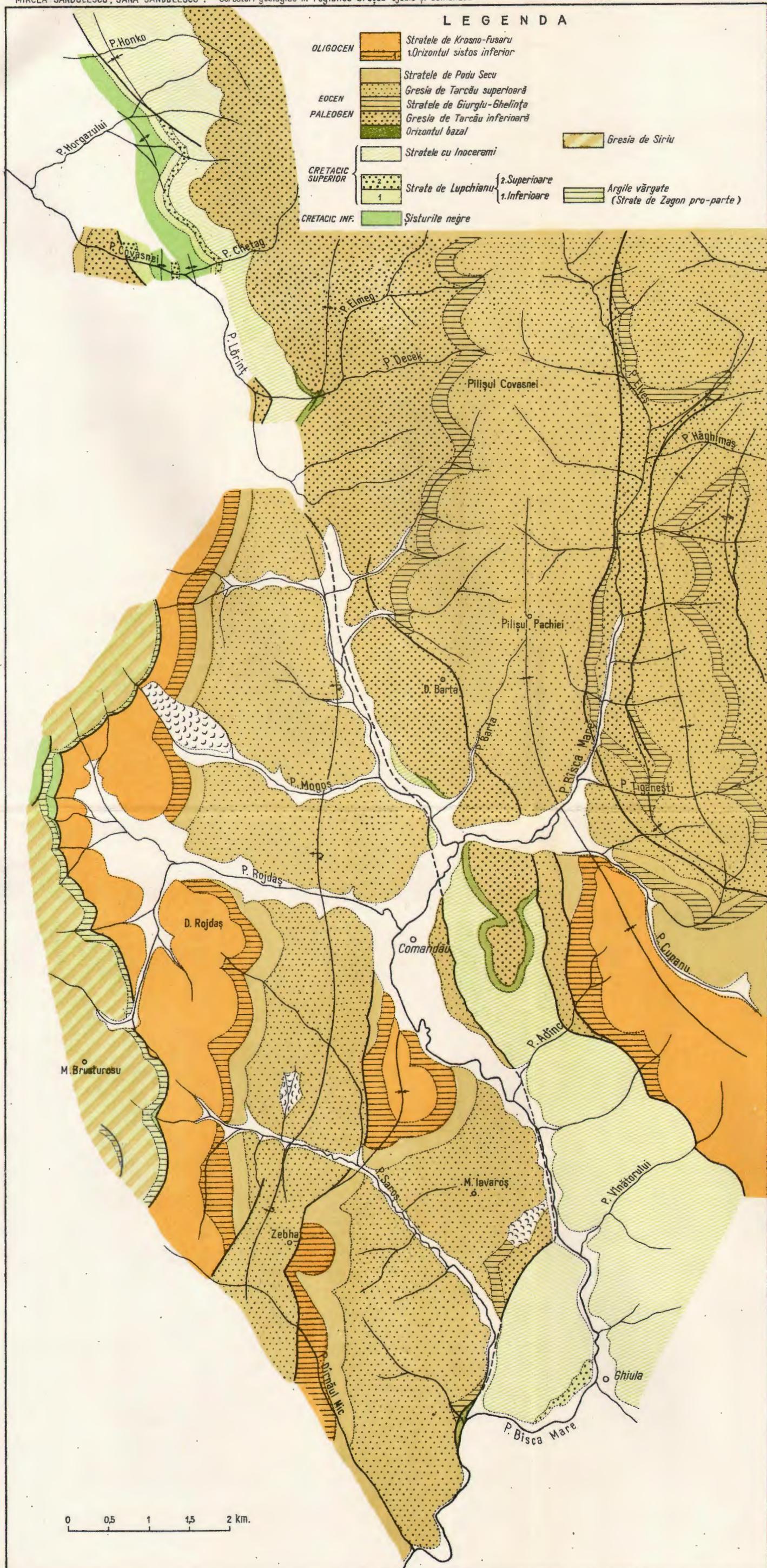
LEGENDA

OLIGOCEN	Stratele de Krasno-Fusaru 1.Orizontul șistos inferior
EOCEN	Stratele de Podu Secu și str. de Plopă
PALEOCEN	Gresia de Tarcău superioară Stratele de Giurgiu-Gheorghina
	Gresia de Tarcău inferioară
CRETACIC SUP.	Stratele cu Inocerami 2. Superioare 1. Inferioare
CRETACIC INF.	Sisturile negre



HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII COMANDĂU

MIRCEA SÂNDULESCU, JANA SÂNDULESCU : Cercetări geologice în regiunea Brețcu-Ojdula și Comandău



12. MURGEANU G. Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpato-montan. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932–1933). Bucureşti 1937.
13. PAULIUC S. Contribuţiuni la studiul flişului cretacic și paleogen dintr-o parte din Munții Buzăului și Zăbala. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958–1959). Bucureşti 1963.
14. SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J., KUSKO M. Structura geologică a părții de nord-est a Munților Buzăului și sud-vestul Munților Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960–1961). Bucureşti 1963.
15. SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J. Aspekte stratigrafice și structurale ale flişului paleogen din regiunea Ghelința (Tg. Secuiesc). *D. S. Com. Geol.* XLIX/I (1961–1962). Bucureşti 1964.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ
БРЕЦКУ-ОЖДУЛА И КОМАНДЭУ
МИРЧА СЭНДУЛЕСКУ, ЖАНА СЭНДУЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Оба исследованные участка расположены во внутренней части (западной) зоны песчаника Таркэу. Самые старые отложения обнажающиеся в этом районе являются черные сланцы (нижний мел) были встречены авторами в Ождула и Шиклэу (Войнешть). Они развиваются особенно в виде их сланцевых фаций, глауконитовые сланцы, залегающие в верхней части серии, выклиниваясь и разветвляясь с юга (Шиклэу) к северу (Ождула). Черным сланцам следуют слои Лупкяну, которые авторы расчленили на две части: нижние и верхние слои Лупкяну. Нижние слои Лупкяну (враконского и сеноманского ярусов) составлены в особенности из серых, зеленых и красных мергелей и известковых мергелей, имея в нижней части аргилиты и туфиты. На восточном крыле антиклинария Шиклэу авторы нашли в этих слоях пропластки микробрекции с полевым шпатом и гранодиоритами, доказывающие что влияние „кумской кордильеры” подействовало и в зоне песчаника Таркэу. Верхние слои Лупкяну или „горизонт слюдяных плотных песчаников с известковыми мергелями” (турон), составлен известковыми слюдяными песчаниками, метрическими прослоями позволяющими осаждения мергеле-известковых серо-зеленых пропластков. Характерным петрографическим элементом этих песчаников является богатство спилитовых диабазов и диабазо-порfirитовых обломков. Последним термином мела являются иноцерамовые пласты (сенонский и датский яруса). Они состояны ритмическим переслаиванием серых известковых или мергелевых песчаников с серыми мергелями. В ниж-

ней части этих пластов переслаиваются мергели и красные глины. В антиклиниории Командэу, верхняя часть иноцерамовых пластов становится песчанистой вследствии переслаивания известковыми, слюдистыми песчаниками, толстыми пропластками. Распределение плотных песчаников в верхних слоях Лупкяну и в иноцерамовых пластах внушают перенос материала с ЮЗ, или возможное продольное перераспределение материала привнесенного с западного очага.

Палеоцен-эоцен хорошо развит в фации песчаника Таркэу. Авторы выделили несколько горизонтов, а именно: основной горизонт, нижний песчаник Таркэу, слои Джурджиу-Гелинца, верхний песчаник Таркэу и верхний горизонт с двумя фациями (слои Плопу и слои Поду Секу). Базальный горизонт не развивается повсюду в основании песчаника Таркэу. Его отсутствие и несогласное залегание нижнего песчаника Таркэу на разных горизонтах мела (в Ождула и Шиклеу), доказывают существование первоначальных складчатых движений проявляющихся в пределах мело-палеогена. В нижнем песчанике Таркэу, переслаиваются один или несколько промежуточных пропластков (красных глин). Верхний песчаник Таркэу развивается в двух фациях: одна „нормальная“ в которой между мощными пачками песчаников Таркэу переслаиваются ритмично серые песчаники и глины (типа „типы с знаками рыбьи“). Во второй фации, внутренней, переслаивания становятся более известковыми и проявляют многочисленные диаклазы приближаясь по виду к слоям Поду Секу. На северо-востоке Брецку в верхнем песчанике Таркэу переслаиваются две тонкие пачки сланцев менилитового типа, толщиною в нескольких метрах. Они имеют линзообразное развитие и их присутствие в верхнем песчанике Таркэу является весьма местным явлением. Слои Плопу развиваются только на востоке Ождула, у источников Ойтзуа, остальная часть верхнего горизонта представлена слоями Поду Секу. В верхней части последних развиты глобогериновые мергеля. Слои Фусару-Кросно олигоценового возраста всюду начинаются сланцеватым горизонтом в котором переслаиваются менилиты известковые сланцы типа Ясло. Следует песчаник Фусару представляющий мощные сланцевые переслаивания.

С тектонической точки зрения можно утверждать что внутренняя часть зоны песчаника Таркэу между Брецку и Командэу характеризуется развитием пучков очковых складок, следующих продольно один за другим, с севера на юг. Каждая пачка развивается в форме антиклиниориев (Ождула, Гелинца-Шиклэу, Командэу) в которых обнажаются меловые отложения залегающие под песчаником Таркэу. Во внешней

части этого очкового антиклинария развивается синклинальная зона (синклиниорий) которая на востоке Ождула (источники Ойтуса) и на востоке Командэу опущена и имеет выполнение представленное широко развитыми олигоценовыми отложениями. Главные разрывные нарушения встреченные в исследованных участках являются: сброс Ковасна расположенный между единицей черных сланцев (Аудия — чешуйчатая зона) и зона песчаника Таркэу; сброс Шиклэу расположенный на западном крыле антиклинария Шиклэу; сброс расположенный на восточном крыле антиклинария Ождула; сброс Дялул Негру разделяющий синклиниорий Ойтус на две хорошо обособленных части, направляя их складчатость.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES SECTEURS DE
BREȚCU — OJDULA ET DE COMANDĂU

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU

(Résumé)

Les deux secteurs étudiés sont situés dans l'aire interne (occidentale) de la zone du grès de Tarcău. Les affleurements les plus anciens y sont les schistes noirs (Crétacé inférieur) rencontrés à Ojdula et Șiclău (Voinești). Ils revêtent surtout un faciès schisteux, les grès glauconieux du compartiment supérieur de la série, s'effilant du Sud (Șiclău) vers le Nord (Ojdula). Au-dessus des schistes noirs suivent les couches de Lupchianu, divisées en : couches de Lupchianu inférieures et couches de Lupchianu supérieures. Les premières (Vraconien-Cénomanien) sont formées essentiellement de marnes et de marno-calcaires gris, verts et rouges, ayant un niveau inférieur d'argilites et de tuffites. Sur le flanc oriental de l'anticinal de Șiclău, les couches contiennent des microbrèches à feldspath et à granodiorites ; ce fait témoigne de l'influence de la „cordillère coumane“ aussi dans la zone du grès du Tarcău. Les secondes (Turonien), ou l'horizon des grès micacés massifs à marno-calcaires, sont constituées par des grès calcaires, micacés, en bancs de l'ordre des mètres, admettant des intercalations de marno-calcaires, gris-verdâtre. Un élément pétrographique caractéristique pour ces grès est la richesse en fragments de diabases spilitiques et diabase-porphyrites. Le dernier terme du Crétacé est représenté par les Couches à Inocérames (Sénonien-

Danien). Elles comportent une alternance rythmique de grès calcaires ou marneux, gris et de marnes grises. À la partie inférieure de ces couches sont intercalées des marnes et des argiles rouges. Dans l'anticlinorium de Comandău, la partie supérieure des Couches à Inocérames devient gréseuse par suite des intercalations de grès calcaires, micacés, en bancs épais. La répartition des grès massifs dans les couches de Lupchianu supérieures et dans les couches à Inocérames suggère le transport du matériel venant du SW, éventuellement une redistribution longitudinale de ce matériel provenu d'une source occidentale.

Le Paléocène—Éocène est développé sous le faciès du grès de Tarcau. Les auteurs ont distingué plusieurs horizons, à savoir : l'horizon basal, le grès de Tarcau inférieur, les couches de Giurgiu-Ghelnița, le grès de Tarcau supérieur et l'horizon supérieur à deux faciès (couches de Plopou et couches de Podu Secu). L'horizon basal n'occupe pas toute la base du grès de Tarcau. Son absence et le fait que le grès de Tarcau inférieur est disposé en discordance sur les divers horizons du Crétacé (à Ojdula et Șiclău) attestent l'existence de mouvements embryonnaires de plissement à la limite Crétacé/Paléogène. Dans le grès de Tarcau inférieur sont intercalés un ou plusieurs niveaux intermédiaires (à argiles rouges). Le grès de Tarcau supérieur se développe sous deux faciès : l'un „normal” lorsque dans les paquets épais du grès de Tarcau viennent s'intercaler des grès et des argiles grises en alternance rythmique (le type de „couches à hiéroglyphes”). Dans le deuxième faciès — plus interne — les intercalations sont plus calcaires, avec de nombreuses diaclases, rappelant les couches de Podu Secu. Au NE de Brețcu, dans le grès de Tarcau supérieur s'intercalent deux paquets de quelques mètres d'épaisseur de schistes ménilitiques. Sous forme de lentilles, leur présence dans le grès de Tarcau supérieur n'est qu'un phénomène local. Les couches de Plopou se développent seulement à l'Est d'Ojdula, aux sources de l'Oituz, le reste de l'horizon supérieur étant représenté par les couches de Podu Secu.

À leur partie supérieure se développent les marnes à Globigérines. Les couches de Fusaru-Krosno, d'âge oligocène, débutent, en tout lieu, par un horizon schisteux, renfermant des intercalations de ménilites et des schistes calcaires de type Iaslo. Suit le grès de Fusaru, qui admet aussi des intercalations schisteuses épaisses.

Du point de vue tectonique on peut affirmer que l'aire interne de la zone du grès de Tarcau, entre Brețcu et Comandău, est caractérisée aussi par le développement de plusieurs faisceaux amigdaloïdes de plis, qui se réunissent sur la direction Nord—Sud. Chaque faisceau se

développe sous la forme d'anticlinorium (Ojdula, Ghelința-Siclău, Comandău) dans lesquels surgissent les dépôts crétacés d'au-dessous le grès de Tarcău. À l'extérieur de cet alignement d'anticlinoriums amigdaloides se développe une zone synclinale (synclinorium) qui à l'Est d'Ojdula (sources de l'Oituz) et à l'Est de Comandău, est plus affaissée, étant comblée de dépôts oligocènes largement développés. Dans les secteurs étudiés, les principales ruptures sont les suivantes : la faille de Covasna située entre l'unité des schistes noirs (Audia) (zone d'écaillles) et la zone du grès de Tarcău ; la faille de Șiclău sur le flanc W de l'anticlinorium de Șiclău ; la faille située sur le flanc E de l'anticlinorium d'Ojdula ; la faille de Dealul Negru qui divise l'anticlinorium d'Oituz en deux parties distinctes, dirigeant le plissement de ces dernières.

O URMĂ DE HIPPARION ÎN VINDOBONIANUL DE LA
ANDREIAŞUL (VRANCEA)¹⁾
DE
IONIȚĂ STAN

Cu prilejul unor cercetări geologice făcute în anul 1959 în regiunea Vrancei, în satul Andreiaș, pe un pîrîiaș affluent pe dreapta Milcovului — de la confluența acestuia cu valea Șerpilor primul în amont — a fost întîlnită o urmă a piciorului lui Hippion.

Pozitia geologică. Urma se găsește întipărîtă pe o gresie gălbuie, micaferă, potrivit cimentată. Această gresie se află cuprinsă într-un pachet de strate, care face parte din orizontul cenușiu al Miocenului salifer din Subcarpați. Acest orizont cenușiu aparține Vindobonianului. Înțeleg prin Vindobonian etajul cuprins între Burdigalian și Sarmațian. În Vrancea, acest etaj este format din următoarea succesiune, de jos în sus : orizontul marnelor de Butucoasa (200) m; gipsurile de Gura Gîrbovei (cca 15 m); orizontul gresiilor cu șisturi calcaroase bituminoase (cca 700 m); după o lacună de observație de cca 250 m stratigrafici urmează tuful dacitic de Nereju (2—3 m); marnele superioare (cca 80 m); orizontul grezos superior (900 m); orizontul tufului de Dej (cca 150 m); orizontul bituminos sau șisturile cu Radiolari. Limita dintre cele două subetaje ale Vindobonianului — Helvețian și Tortonian — a fost pusă la nivelul tufului dacitic de Nereju, deci la cca 1 000 m sub orizontul tufului de Dej²⁾. Gresiile cu urma lui *Hippion* se găsesc într-un orizont de vîrstă Helvețian superior-Tortonian inferior.

Importanța stratigrafică. În privința timpului cînd a trăit *Hippion*, voi prezenta pe scurt, părerile exprimate pînă acum.

¹⁾ Comunicare în sedință din 12 aprilie 1963.

²⁾ IONIȚĂ STAN. Geologia regiunii Nereju-Reghiu-Andreiaș (Vrancea) în *D.S. Com. Geol.* vol. XLIX sub tipar.

În ce privește limita superioară s-a ajuns la constatarea — admisă de aproape toți geologii — că această limită o formează Villafranchianul (inferior-mediu).

Cit privește limita inferioară au fost și mai săt încă discuții, dar în general această limită a fost împinsă spre mai vechi, aşa cum voi arăta în cele ce urmează.

I. SINTOV în 1900 și după el N. ANDRUSOV în 1902 (7) descriu zăcămîntul de mamifere de la Grosulovo din regiunea Cherson. Acest zăcămînt, care are și resturi de *Hipparium*, se află intercalat între strate cu *Mactra caspia*, deci în Sarmatianul superior (Chersonian). Aceste date și-au avut importanță lor, întrucît pe vremea aceea și chiar pînă astăzi au fost și mai săt geologi care susțin că *Hipparium* a apărut cu începutul Pliocenului.

În 1950 EBERZIN G. A. (3) studiază atent o semnalare mai de mult a lui SINTOV, care a arătat că în stratele sarmatiene cu *Nubecularia*, de la Chișinău (R.S.S. Moldovenească), se găsesc resturi de *Hipparium* și de alte mamifere.

După datele lui EBERZIN, orizontul cu *Hipparium* se află deasupra orizontului de marno-argile cenușii cu *Cryptomactra pes anseris* (argile supérieure cu *Cryptomactra*). Aceste orizonte cu *Hipparium* sunt format din nisipuri, argile, calcare lumașelice, gresii conglomeratice. El apare în Moldova, în regiunea Nisporeni-Ungheni. La Lăpuș, peste orizontul cu resturi de *Hipparium* și *Aceratherium* se află strate cu *Cardium fittoni*, *C. nefandum*, *Mactra fabreana*, *M. subvitaliana*.

N. MACAROVICI, în 1958 (8) găsește de asemenei în Sarmatianul mediu de la Păun, regiunea Iași, resturi de *Hipparium*.

ARAMBOURG C., într-o lucrare din 1959 (1), descrie zăcămîntul de mamifere cu *Hipparium* de la Oued el Hammam, din stratele de Bou-Hanifia, din districtul Oran Algeria. Aceste zăcămînt se află intercalat între un Miocen inferior marin cu macrofaună de moluște, ce arată vîrstă Burdigalian și un Miocen superior marin cu macrofaună de moluște ce arată vîrstă Tortonian. Zăcămîntul se află într-o serie continentală formată din argile cenușii, marne bariolate, gresii cu structură încrucișată și intercalări de strate roșii. În acest zăcămînt, pe lîngă mamifere se mai află și moluște terestre (*Helix*), deci, în totul, o faună continentală. Autorul trage concluzia că, fauna cu *Hipparium* apare în Africa de nord la sfîrșitul Miocenului mediu.

Apariția lui *Hipparium* de la Andreiașu (Vrancea), arată că acest gen trăia încă din Vindobonianul mediu (Helvetian superior-Tortonian inferior) în Carpați.

Descrierea paleontologică. Această urmă este formată din două semne: unul anterior, de forma unei potcoave de cal și altul posterior, alungit în direcția transversală (perpendicular pe diametrul anteroposterior). Ea aparține unui equidaeu tridactyl, semnul anterior fiind impresiunea copitei degetului III, iar semnul posterior fiind impresiunea copitelor degetelor II și IV.

Semnul copitei degetului III nu prezintă urme ale cussinetului, ci arată că animalul se sprijinea numai pe marginile copitei. Raportul de lungimi dintre copita degetului III și cele ale degetelor II și IV este 100/80 mm : 20/14 mm, deci copita degetului median era mai mare decât fiecare din copitele degetelor II și IV de cca 6 ori. Ca volum, judecând după suprafața copitelor, copita degetului median era mai mare decât fiecare din copitele degetelor II și IV de 13–14 ori.

Avînd în vedere cele de mai sus s-a exclus posibilitatea ca această urmă ar putea apartine unui reprezentant al subfamiliei *Anchitherriinae*. În acest fel s-a ajuns la concluzia că urma aparține unui animal din subfamilia *Equinae*.

Urma se deosebește de urma copitei lui *Equus* prin aceea că ea aparține unui Equinaeu tridactyl, nu monodactyl aşa cum este *Equus*.

De urma copitei lui *Merychippus* se deosebește prin aceea că, partea anterioară a urmei lui *Hipparion* nu prezintă crestătura pe care o prezintă urma copitei lui *Merychippus* (fig. 1). Pentru considerentele arătate mai sus urma a fost atribuită lui *Hipparion*.

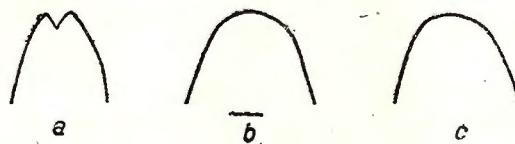


Fig. 1. — Evoluția tălpii cîtorva Equidaee.
a., *Merychippus* (din PIVETEAU, după J. VIRÉT,
fig. 32, pag. 396); b., *Hipparion*; c. *Equus*.

Semnul anterior. Acesta corespunde copitei degetului median (III). El are o formă aproape semicirculară sau de potcoavă, și este înfundat în rocă formînd un șanț. Partea înfundată (șanțul) corespunde marginii copitei. Fața de dedesubt a copitei era înclinată dinapoi înainte și de sus în jos, fiind totodată scobită. Animalul nu se sprijinea pe toată suprafața inferioară a copitei degetului III ci, numai pe marginile copitei. Lățimea șanțului este de la 15–30 mm și anume are la capătul ramurei drepte 15 mm, iar la capătul rămurei stîngi are 30 mm.

Diametrul anteroposterior, măsurat de la linia transversală ce unește capetele șanțului, pînă în partea anteroară a lui, este de 80 mm.

Diametrul transversal, măsurat între capetele liniei mediane a șanțului este de 100 mm.

Semnul posterior. Acesta are o formă generală alungită, cu direcția transversală (perpendicular pe axul anteroposterior). Semnul se află în spatele liniei ce unește cele două capete ale șanțului semicircular de la copita degetului III, la 25 mm de ea. El este format dintr-o scobitură larg deschisă. Partea posterioară a acestei scobituri este aproape plană. Partea anteroară o formează un perete aproape drept, care la $\frac{3}{4}$ din lungimea sa prezintă o intrerupere sau mai bine zis un întrînd al rocii, ce împarte scobitura în două părți inegale. Aceste două părți corespund copitelor degetelor II și IV.

Scobitura copitei degetului II are peretele lateral oblic ceea ce însemnează că suprafața copitei acestui deget era pieziș spre dreapta. Fața inferioară a copitei era triunghiular rotunjită cu latura dinspre copita degetului IV dreaptă. Latura posterioară se pare că era aproape dreaptă, pe cînd latura externă era ușor rotunjită. Prin urmare avea o formă de triunghi dreptunghi. Latura externă, rotunjită, a copitei acestui deget era de cca 20 mm. Peretele despărțitor, care corespunde despiciaturii dintre degetele II și IV, nu se poate observa decît pe o lungime de 6 mm. Partea posterioară a feței de dedesubt de la copita degetului IV se continuă neîntrerupt și la degetul II.

Scobitura ce corespunde degetului IV este cu mult mai mare. Ea are o lungime (în sens transversal față de semnul degetului III) de 43 mm.

Lățimea acestui semn este de 18 mm.

Se pare că latura posterioară a degetului II era de 14 mm. Suprafața formată de fețele inferioare ale copitelor II și IV este aproape plană (fig. 2).

Observînd semnul posterior se vede că, cele două laturi posterioare ale copitelor degetelor IV și II sunt de lungimi diferite (14 și 43 mm), între ele existînd o diferență de 29 mm.

Amintesc că și la șanțul format de copita degetului III partea din stînga este mai lată decît cea din dreapta, cu cca 10 mm, așa cum am arătat la descrierea anteroară. Această alungire din partea stîngă a semnelor anterior și posterior este datorită mișcării copitei pe sol.

Se cunoaște de la cal că, în mișcarea picioarelor dinapoi copita nu este pusă pe sol de sus în jos pe o linie verticală, ci ea descrie o linie inclinată, dinapoi spre înainte și din afară înăuntru. Din momentul

atingerii solului și pînă în momentul stabilirii copitei pe sol, copita se mișcă alunecind pe sol. Pentru aceste motive semnul este mai mare decît suprafața copitei care atinge solul, dar numai într-o parte. Mișcarea picioarelor dinapoi se face în planuri care fac unghiuri ascuțite cu planul

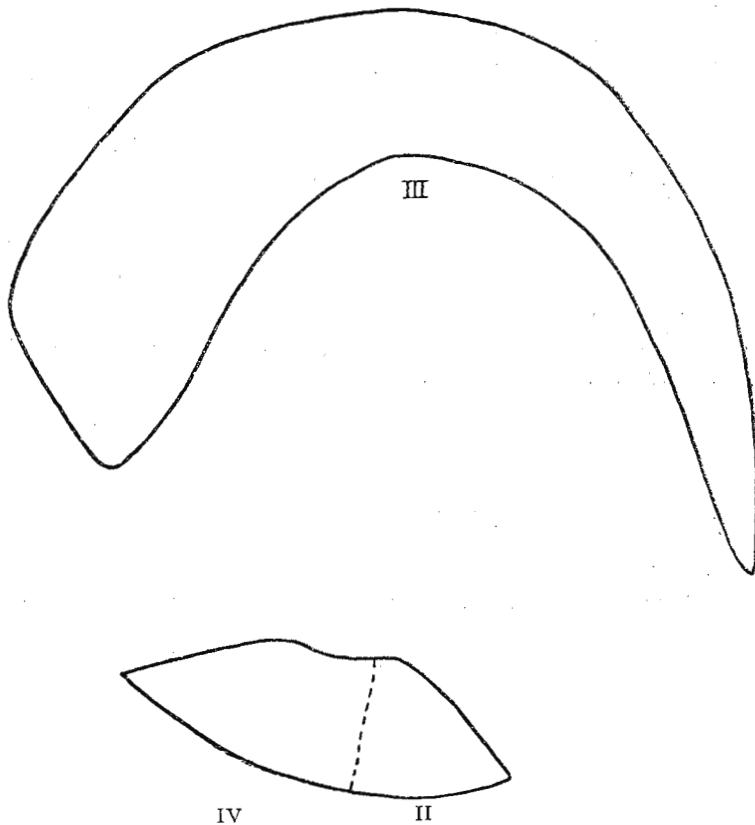


Fig. 2. — Urmă de *Hipparion*.

III, impresiunea copitei degetului III; II, IV, impresiunea copitelor degetelor laterale II, IV. Scara 9/10.

median de simetrie al animalului, unghiuri care au deschiderea spre afară. În mișcarea de înaintare picioarele dinapoi se deplasează dinapoi înainte și din afară înăuntru, deci spre vîrful unghiului ascuțit, spre interiorul suprafeței de susținere.

Tot astfel copita pe sol se mișcă în același sens ca întreaga mișcare a piciorului, adică spre interior. Ea va avea partea lătită spre afară. Acest fapt ne dă posibilitatea să identificăm căruia picior îi aparține o urmă lăsată pe sol.

Același lucru se petrece și cu *Hipparium*.

Urma copitei găsite la Andreiașu este de la piciorul stîng din urmă, întrucît partea lățită, atât de la semnul copitei degetului median, cît și de la semnul copitei degetului lateral (IV) este spre stînga (vezi pl.).

Din examinarea urmei copitei lui *Hipparium* se pot face unele precizii, în legătură cu modul de deplasare al animalului.

După cum s-a arătat mai sus, cele două degete laterale (II și IV) nu erau orientate în părți, în momentul atingerii solului ci, sunt foarte apropiate, aproape lipite unul de altul. Ele se găsesc în poziție mediană față de suprafața copitei de la degetul III, planul median trecind printre cele două degete laterale apropiate.

Suprafața generală a tălpiei este pentagonală. Pentagonul are latura nepereche, cea mai mică, corespunzătoare celor două copite ale degetelor laterale II și IV. Cele două perechi de laturi sunt inegale între ele.

Diametrul anteroposterior al întregii urme este de 123 mm, iar diametrul transversal este de 100 mm.

BIBLIOGRAFIE

1. ARAMBOURG C. Vertébrés continentaux du Miocène supérieur de l'Afrique du Nord. *Publ. du serv. Cart. géologique de l'Algérie (nouv. sér.). Paléont. mém.* 4. Alger. 1959.
2. BARBU V. Contribuții la cunoașterea genului Hipparium. Edit. Acad. R. P. Rom. București 1959.
3. EBERZIN G. A. O stratigraficeskom polojenii mestonahodjenii drevneiših hippariumov v Moldavskoi. *S.S.R. Dokl. Ak. Nauk. S.S.S.R. novaia seria* 1950 tom. 75 nr. 2. Moscova, Leningrad 1950.
4. GAUDRY A. Animaux fossiles et géologie de l'Attique. Paris 1862.
5. GAUDRY A. Animaux fossiles du Mont Lebéron (Vaucluse). Étude sur les vertébrés. Paris 1873.
6. GROMOVA V. Les Hippariums (d'après le matériaux de Taraklia, Pavlodar et autres). *Travaux de l'Institut paléont. Acad. Sc. U.R.S.S. t. XXXVI* (traduction française). Paris 1952.
7. MACAROVICI N. Recherches géologiques dans la Bessarabie méridionale. *An. Sc. Univ. Iassy. II Sect. (sc. nat)* tom XXV An 1940 fasc. 1. Iași 1940.
8. MACAROVICI N. Mammifères fossiles du Sarmatiens de Păun (Iassy. *An. St. Univ. Iași serie nouă sec. II (St. Nat.) Tom. IV. Fasc. 1.* Iași 1958.
9. LAVOCAT R. Le genre Hipparium, la limite mio-pliocène, les corrélations stratigraphiques entre Europe, Amérique et Inde. *Bull. Soc. Géol. France 6 serie Tom. V Fasc. 4–6.* Paris 1955.
10. PAPP A., THENIUS E. Tertiär. Zweiterteil. Wirbeltierfaunen. Stuttgart 1959.
11. PIVETEAU J. Traité de paléontologie. Tom. VI. 2. Paris 1958.

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

Urma lui *Hipparion* de la Andreiașu-Vrancea. Scara 9/10.

TONITĂ STAN. Hipparium în Vindobonianul de la Andreiașul.



12. SIMIONESCU I. Les mammifères pliocènes de Cimișlia (Roumanie) I. Carnivore II. Helladotherium Duvernoyi G. et L. III. Proboscidiens IV. Rhinoceratide V. Rume gătoare. *Acad. Romînă. Public. Fond. V. Adamachi.* București 1941.

ИСКОПАЕМЫЙ ОТПЕЧАТОК ГИППАРИОНА В ОТЛОЖЕНИЯХ ВИНДОБОНСКОГО ЯРУСА АНДРЕЯШУ (ВРАНЧА)

С. ИОНИЦЭ

(Краткое содержание)

Пункт, где был найден отпечаток гиппариона, находится на одном из притоков реки Милков, на территории местности Андреяшу-Вранча.

Отпечаток отмечен на желтоватом слюдяном, достаточно сцепментированном песчанике, находящимся в комплексе наслоений верхнегельветского-нижнетортонского ярусов. Образ месторождения указывает, что гиппарион обитал в Карпатской области, начиная с средневиндобонского яруса.

След образован двумя отпечатками: первый-передний, имеющий форму конской подковы, соответствующий копыту III-го пальца, а другой-задний, соответствующий II-го и IV-го пальцев. Соотношение величин между копытом III-го пальца и каждым копытом II-го и IV-го пальцев, с точки зрения длины, является в 6 раз больше, а в объеме в 13—14 раз больше чем у копыта III-го пальца.

Внутренняя поверхность копыта III-го пальца врублена, будучи более или менее вогнутой, животное опиралось только на края копыта.

Копыта II-е и III-е пальцев — тесно прилеплены, будучи расположены по одной и другой стороны, симметрического плана опорной поверхности ноги на почву. Во время передвижения животного копыта находились в этом положении, т.е. приближенными между собой.

Найденный отпечаток происходит от левой задней ноги, так как представляет расширение — в левой части, свойственное движению скольжению ноги на почве.

VESTIGES D'HIPPARION DANS LE VINDOBONIEN
D'ANDREIAȘU (VRANCEA)

PAR

IONIȚĂ STAN

(Résumé)

Le point où l'on a trouvé ce vestige d'*Hipparium* est situé sur le territoire de la localité d'Andreiașu (Vrancea) sur l'un des tributaires de la vallée du Milcov.

L'empreinte apparaît dans un grès jaunâtre, micacé, moyennement cimenté, compris dans un complexe de couches d'âge Helvétien supérieur — Tortonien inférieur. Le mode de gisement montre qu'*Hipparium* existait déjà au Vindobonien moyen dans les régions carpathiques.

Ce vestige comporte deux empreintes : l'une antérieure ayant la forme d'un fer à cheval, correspondant au sabot de la phalange III et l'autre, postérieure, correspondant aux sabots des phalanges II et IV. Le sabot de la phalange III est six fois plus grand que les sabots des phalanges II et IV, et le sabot de la phalange III a un volume 13—14 fois plus grand que celui des autres phalanges.

La face inférieure du sabot de la phalange III est plus ou moins concave ; l'animal s'appuyait seulement sur les bords du sabot.

Les sabots des phalanges II et IV sont très serrés et sont situés de part et d'autre du plan de symétrie de la surface d'appui de la patte sur le sol. Lorsque l'animal se déplaçait, les sabots avaient une position rapprochée.

L'empreinte trouvée, provient de la patte gauche postérieure, étant donné que du côté gauche elle est élargie à cause du mouvement de glissement de la patte sur le sol.

1964

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI
ȘI HIDROGEOLOGIEI DEPOZITELOR CUATERNARE
DIN BAZINUL SF. GHEORGHE ¹⁾

DE

T. BANDRABUR

Introducere. În vederea întocmirii hărților geologică și hidrogeologică a foii Sf. Gheorghe sc. 1 :100.000, au fost necesare anumite completări de ordin geologic privind formațiunile pliocen-cuaternare precum și cartarea hidrogeologică a ținutului depresionar aparținând bazinului Sf. Gheorghe.

Regiunea cercetată se delimită astfel : la W cu Munții Baraolt după o linie ce trece pe la W de comunele Hărman, Sînerai, Sf. Gheorghe, Arcuș și Zălan ; limita nordică o constituie capătul sudic al munților Bodoc dintre comunele Bodoc, Ghidfalău, Angheluș și Moacșa ; la E este delimitată de o linie ce trece prin comunele Moacșa, Aninoasa, în continuare cu rama vestică a munților Intorsurii Buzăului, situată pe linia comunelor : Lișnău, Bicfalău, Dobîrlău și Mărcușa, iar limita sudică se trasează după o linie ce trece pe la S de comunele Mărcușa, Prejmer și Hărman.

Scurt istoric. Regiunea studiată de noi nu a constituit pînă în prezent obiectul unor cercetări de detaliu, ci doar în cadrul unor lucrări referitoare la unități naturale mai mari s-au făcut aprecieri generale și asupra acestei regiuni.

Astfel, din punct de vedere morfologic, amintim în primul rînd lucrările lui N. ORGHIDAN (1929, 1939), H. WACHNER (1925), H. CĂLINESCU (1934) și KÁDÁR LÁSZLO (1949).

Studii morfologice mai ample asupra acestei regiuni se datorează lui M. IANCU (1957, 1958).

Date geologice cu caracter general asupra bazinului Sf. Gheorghe se cunosc din lucrările lui L. MRAZEC și E. JEKELIUS (1932), E. JEKELIUS

¹⁾ Comunicare în ședință din 3 mai 1963.

(1923, 1932), M. G. FILIPESCU (1937, 1955), G. MURGEANU și colaboratori (1961).

Într-o lucrare recentă, E. LITEANU, N. MIHĂILĂ și T. BANDRABUR (1962) aduc o contribuție importantă cu privire la orizontarea depozitelor pliocene și cuaternare din bazinul Baraolt, orizontare valabilă și pentru bazinul Sf. Gheorghe.

Din punct de vedere hidrogeologic, menționăm că regiunea de care ne ocupăm nu a atras atenția cercetătorilor, cu excepția zonelor Bodoc și Sf. Gheorghe, în care apar ape carbo-gazoase.

Morfologia bazinului Sf. Gheorghe. Din punct de vedere morfologic bazinul Sf. Gheorghe face parte din marea depresiune intracarpatică cunoscută în literatură sub denumirea de Depresiunea Brașovului.

Bazinul Sf. Gheorghe este încadrat la W de munții Baraoltului care au o altitudine absolută de 650—900 m; la N, de munții Bodocului, care se scufundă treptat sub depozitele bazinului; spre SE, de munții Întorsurei Buzăului, cu altitudini din ce în ce mai scăzute către bazin. La E, acest bazin se delimită de bazinul Tg. Secuiesc prin dealurile: Uriașu, Cariera de Piatră și Doboica, de la N de Reci, dealuri care au rămas ca mărturii din relieful muntos ce făcea legătura între munții Bodocului și cei de la sud, astăzi îngropat sub depozite mai noi. Spre S bazinul Sf. Gheorghe ia contact nemijlocit cu depresiunea Bîrsei.

Trecerea de la zona colinară spre depresiune se face pe unele sec-toare, treptat, prin intermediul unei zone piemontane (M. IANCU 1957), cum ar fi la W de Olt, iar alteori prin interpunerea între relieful muntos și cel depresionar a unei pături de depozite deluvial-proluviale, cum ar fi în sectorul nordic și sud-estic.

Bazinul Sf. Gheorghe este drenat de două artere hidrografice principale și anume de rîul Olt și rîul Negru.

Către Olt converg o serie de văi, dintre care cităm: pîriul Iliei, pîriul Sîncrai, pîriul Simeria, pîriul Arcuș, pîriul Crișului, pîriul Cîlnic, de pe partea dreaptă, iar pe stînga, Oltul primește cîteva văi securte și neînsemnate. În Rîul Negru, confluiază văile Saciova, Beldi, Lișnău și Dobîrlău. Aceste văi au realizat o fragmentare puternică tuturor unităților morfologice pe care le-a străbătut.

Atât la rîul Olt cât și la rîul Negru constatăm prezența unui singur nivel de terasă, cu o altitudine relativă de 8—15 m. Înem să precizăm că terasa Oltului de pe partea dreaptă, pe sectorul Dobolii de jos — Arcuș, iar de la această paralelă spre N, prezintă uneori o altitudine relativă mai mare decît cea specificată mai înainte, datorită apropierei de zona piemon-

tană și cea colinară, de pe care apele de șiroire au erodat și transportat o cantitate însemnată de material deluvial-proluvial care a fost depus pe podul terasei menționate.

M. IANCU (1957) citează pe sectorul de la sud de Olteni, prezența mai multor nivele de terasă. Într-adevăr privind harta topografică, ai fi tentat să trasezi în acest sector mai multe nivele, însă care nu pot fi continuat pe distanțe mai mari. Pe teren, se constată că podul uneia și aceleași terase se menține neted pe o distanță de cca 1 km W de frunțea ei, de unde începe să apară o pantă ușoară, fără ruperi pregnante, pînă la contactul cu zona piemontană, unde într-adevăr se vede un taluz. Panta menționată a fost creată, după cum am amintit mai înainte, de depozitele deluvial-proluviale care acoperă podul terasei.

Trecînd la același nivel de terasă al Oltului de pe partea stîngă, ne-am permite să amintim că unii cercetători mai vechi (N. ORGHIDAN, 1929) l-au considerat ca fiind un con de dejecție al Oltului, iar în ultimul timp M. IANCU (1957) îl trece în rîndul piemonturilor.

Socotim că afirmația făcută de ultimul autor nu este cu nimic întemeiată, deoarece acesta consideră nivelul morfologic de pe partea stîngă a Oltului, pînă la Ghidfalău, ca reprezentînd o terasă, iar de la Ghidfalău spre S, nejustificat prin nici un accident morfologic, îl consideră piemont.

Înem să precizăm că atît altitudinea relativă, cît și structura geologică a acestui nivel sunt asemănătoare celui de pe dreapta Oltului, reprezentînd terasa comună Olt-rîul Negru. Către centrul bazinului, deci mai spre S, începînd de la paralela Chilieni-Sântion Luncă, constatăm că această terasă își pierde treptat din altitudinea relativă, încît la S de Coșeni și imediat la N de Ozun, se îneacă sub depozite mai noi, confundîndu-se cu depresiunea (LITEANU și colaboratori, 1962).

Pe partea stîngă a rîului Negru, la E și în special la W de comuna Aninoasa, probabil, că se dezvoltă același nivel de terasă, care și mîșorează, de asemenea, altitudinea relativă spre W, încîndu-se sub depozitele de luncă ale rîului Negru.

Podul acestei terase este deranjat de un puternic relief de dune, menționat de majoritatea cercetătorilor mai vechi.

La S de linia Coșeni — Ozun se dezvoltă un teritoriu depresionar, pe care M. IANCU (1957) îl încadrează în categoria șesurilor, denumindu-l „Șesul Cîlnicului”. Acest șes aluvional, în zona centrală se confundă cu luncile rîurilor Olt și Negru. El este caracterizat printr-o serie de braje moarte și belciuge ale rîurilor amintite, iar în zona de maximă coborîre — pe linia N Prejmer — N Hărman — prin terenuri mlăștinoase și turboase, în care apar numeroase izvoare, din baza piemontului Săcele,

de la sud, drenate de o sumedenie de gîrle spre rîul Olt. La N de Hărman, în zona „Homm”, se constată prezența unui relief pozitiv, denivelat față de luncă, cu 3 — 5 m, ce ar putea să reprezinte vechi grinduri (M. IANCU 1958).

Geologia regiunii

Bazinul Sf. Gheorghe a fost colmatat de depozite pliocene și cuaternare depuse peste un fundament de vîrstă cretacică.

Tinând seama de faptul că formațiunile de fundament au constituit, atât în trecut cât și în prezent, obiectul de studiu a numeroși cercetători, în lucrarea de față ne vom referi numai la depozitele pliocene și cuaternare.

Pliocenul. Forajele¹⁾ executate în bazinul Sf. Gheorghe într-o zonă amplasată imediat la vest de comuna Ileni, au arătat că peste fundamentul cretacic se constată prezența unei succesiuni litologice alcătuite dintr-o alternanță de argile, argile nisipoase și nisipuri cenușii deschise sau închise. În cadrul acestei succesiuni litologice s-au întîlnit o serie de intercalătii cărbunoase a căror grosime este cuprinsă între 0,02 — 0,60 mm. De asemenea, numărul intercalărilor cărbunoase variază de la un foraj la altul de la 3 — 25, fără să fie posibil a se face anumite corelații între ele, fapt ce ne permite să conchidem că intercalăriile de lignit ar avea o dezvoltare lenticulară.

Grosimea totală a depozitelor de colmatare suportate de fundamentul cretacic este de 370 m în zona de la vest de comuna Ileni, valoare care, probabil, la est de Ileni, spre axa depresiunii să fie cu mult mai mare.

La zi, depozitele descrise mai înainte, apar în puține locuri, dintre care amintim : aflorimentele de pe văile Ileni și Sincrai, în incinta vechilor exploatari de lignit, pe valea Debrenului — la vest de Sf. Gheorghe și pe valea Peterko la N de Ghidfalău.

Din punct de vedere paleontologic, arătăm că în aceste depozite s-a întîlnit o faună de moluște care a fost descrisă de E. JEKELIUS (1932) și pe baza căreia atribuie aceste depozite Dacianului.

Analiza faunei de mamifere fosile citate de diversi autori, în depozitele cu cărbuni din bazinul Baraolt și pe pîrîul Ileni, a permis lui E. LIȚEANU, N. MIHAILĂ și T. BANDRABUR (1962) să ajungă la concluzia, că această faună ar reprezenta o faună de tranziție între fauna de Rousillon — astiană — și fauna de Haprova — villafranchiană, fapt pentru care

¹⁾ Raport sumar asupra lucrărilor de foraje executate la Ileni în anii 1950—1951. (Documentație ISEM).

atribuie depozitelor cu cărbuni vîrsta levantin—superioară (Astian superior).

Pînă în prezent, în bazinul Sf. Gheorghe nu s-au semnalat resturi de mamifere fosile în depozitele cu cărbuni, totuși ținînd seama de cele stabilite în bazinul Baraolt și pe pîriul Ileni, considerăm că aceste depozite s-au depus în condiții, în general, asemănătoare și în același timp, urmînd a fi raportate, de asemenea Levantinului superior. N-ar fi exclusă posibilitatea ca partea superioară a depozitelor cu cărbuni din bazinul Sf. Gheorghe să fie atribuită Villafranchianului; ne sprijinim această afirmație pe considerentul că în depozitele cărbunoase din bazinul Baraolt, E. JEKELIUS (1932) citează o faună săracă de Limneide și Planorbide, pe cînd în bazinul Sf. Gheorghe, în special spre partea superioară a depozitelor cu cărbuni, întîlnim o faună de moluște asemănătoare cu cea descrisă de E. JEKELIUS în faciesul litoral al complexului marnos, care pe baza asociației de mamifere fosile, citată de E. LITEANU și colaboratori (1962), a fost atribuit Villafranchianului.

Cuaternarul. În bazinul Sf. Gheorghe, Cuaternarul este reprezentat prin următorii termeni : Villafranchian — S. Prestian, Pleistocen mediu — superior și Holocen.

Villafranchian — S. Prestian. Cele mai vechi depozite cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe apar la zi pe rama vestică a acestuia, acoperite în cea mai mare parte de o pătură de depozite deluvial-proluviale. Astfel pe pîriul Ileni, imediat la vest de sat, sub acumulările de terasă, se constată prezența unui strat de nisipuri mărunte și fine gălbui sau roșcate, slab coesive, gros de 2 — 3 m, sub care se dezvoltă un orizont de marno-argile nisipoase vinete-albăstrui, cu fragmente de faună nedeterminabilă. La vest de Sf. Gheorghe, pe valea Debrenului, pe malul stîng al acestuia, într-o deschidere, întîlnim la bază nisipuri fine gălbui (vizibile 2,2 m) peste care urmează șisturi argiloase violacee, alternînd cu argile nisipoase cenușii închise, fosilifere. La cca 200 m vest de deschiderea descrisă, se găsește o carieră din care se exploatează nisipuri mărunte și fine, cenușii sau gălbui, slab coesive, cu o grosime de cca 10 m. În aceste nisipuri se constată prezența a trei intercalații de șisturi argiloase cenușii-negricioase, cu concrețiuni calcaroase. Din aceste nisipuri s-a identificat o faună de moluște, reprezentată prin Vivipare, Valvate, Congerii, Dreissene și rare cardiacee.

La nord de valea Debrenului, pînă în dreptul comunei Zălan, pe zona de contact cu rama cretacică, am întîlnit o serie de deschideri mici, în care sunt puse la zi, nisipuri gălbui, uneori feruginoase, în alternanță

cu marne nisipoase cenușii vinete fosilifere ; la WSW de comuna Arcuș, imediat la N de pîrful Porumbarului, în punctul „Trei coline” (három Ovas) am întlnit tufuri calcaroase cu mulaje de Vivipare și Dreissene.

Pe rama estică a bazinului Sf. Gheorghe, depozitele menționate mai înainte apar numai în partea nordică a acestuia, pe pîrful Petercu și imediat la vest de Ghidfalău, de sub acumulările terasei Oltului.

Pînă în prezent, în depozitele descrise nu s-au întlnit decît moluște asemănătoare cu cele citate de E. JEKELIUS (1932) în faciesul litoral al complexului marnos din bazinul Baraolt. Resturile de mamifere fosile, reprezentate prin speciile : *Arhidiskodon meridionalis* NESTL, *Anancus arvernensis* CROIZ. et JOB., *Equus stenonis* COCCHI, *Dicerorhinus etruscus* FALC. și *Euctenoceras* sp., citate în depozitele litorale ale complexului marnos din bazinul Baraolt, au permis atribuirea complexului marnos unui interval stratigrafic ce ar include Villafranchianul și S. Prestianul (E. LITEANU și colaboratori, 1962).

În bazinul Sf. Gheorghe, observăm că la extremitatea lui vestică, apar aceleasi depozite ca în bazinul Baraolt, constituite din nisipuri, marne nisipoase și tufuri calcaroase, care stau peste sedimentele purtătoare de carbuni, depozite pe care le raportăm de asemenea intervalului Villafranchian — S. Prestian.

Pleistocene mediu — superior. În zona de limită dintre bazinul Sf. Gheorghe și bazinul Birsei, în localitatea Prejmer, s-au executat foraje care au ajuns pînă la adîncimea de 160 m. Succesiunea litologică străbătută de foraje este alcătuită din prafuri argiloase miloase negricioase, la suprafață, groase de cca 5 m, sub care urmează nisipuri cu pietrișuri pînă în jurul adîncimii de 28 m. De la această adîncime și pînă la talpa forajului, s-a trecut printr-o alternanță de argile, argile nisipoase și nisipuri cenușii, nefosilifere.

Spre partea de vest și de nord a bazinului, se dezvoltă unul și același nivel de terasă al Oltului și Rîului Negru.

La alcătuirea litologică a terasei Oltului iau parte, sub o pătură de depozite proluviale, sau deluvial proluviale, groasă de 2—4 m, nisipuri mărunte și fine, uneori grosiere, cenușii sau gălbui, cu intercalări de pietrișuri, bolovanișuri și chiar blocuri. Grosimea depozitelor aluvionare de terasă este de 8 — 12 m.

Din punct de vedere petrografic menționăm că materialul grosier al terasei este constituit din elemente originare din rama bazinului : gresii, cuarțite și aglomerate andezitice rulate.

În structura terasei Oltului de la S de Sf. Gheorghe, predomină nisipurile cu rare intercalații sau lentile de pietrișuri mărunte, pe cînd la N de Sf. Gheorghe încep să predomine pietrișurile, bolovănișurile și blocurile.



Fig. 1. — Structura terasei rîului Olt la ESE de Coșeni.
x, blocuri andezitice.

Demnă de semnalat, în depozitele de terasă a Oltului, este prezența acelor blocuri de andezite, mai rar din gresii cretacice, cu un volum de 2–6 m³, pe care le întîlnim începînd de la Coșeni, înspre nord (fig. 1 și 2).

În terasa Rîului Negru, predomină în general nisipurile, cu intercalații mai grosiere și rareori se întâlnesc și lentile de pietrișuri (gresii și aglomerate andezitice).

Încercînd a stabili vîrstă depozitelor descrise mai sus arătăm că după aspectul lor litologic, sedimentele de sub adîncimea de 28 m din forajele de la Prejmer, ar putea fi echivalate cu complexul nisipos-argilos

din bazinul Baraolt, care potrivit faunei de mamifere fosile reprezentată prin speciile : *Arhedishodon wüsti* M. PAVL., *Bison schoetensacki* PAVL., *Hesperoloxodon* cf. *antiquus* FALC., *Equus* cf. *mosbachensis* W. REICH.,

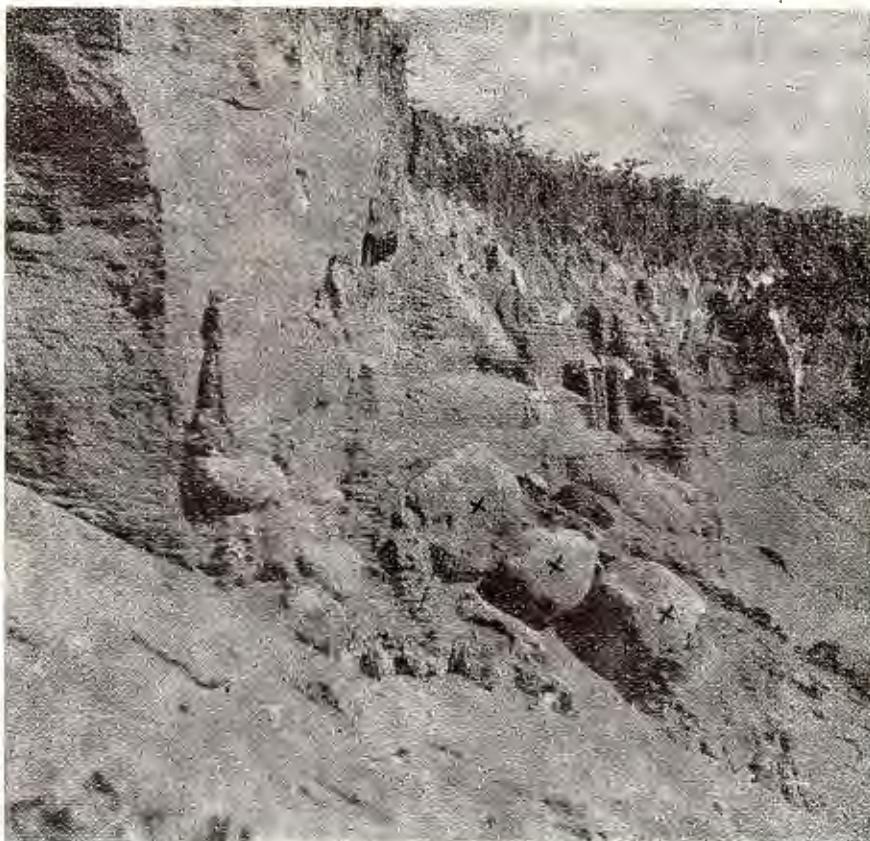


Fig. 2. — Structura terasei râului Olt la SSE de Coșeni.
x, blocuri andezitice.

Cervus sp., a fost atribuit Pleistocenului mediu (E. LITEANU și colaboratori, 1962).

În depozitele de terasă ale Oltului s-au semnalat : molari de *Mammontheus primigenius* BLUMB., la Ghidfalău, Sf. Gheorghe, Simeria, Coșeni, Malnaș, Dobolii de jos și N Podul Olt ; molari de *Coelodonta antiquitatis* BLUMB., la Sf. Gheorghe și Ghidfalău ; un craniu de *Bison priscus* BOJ. la Sf. Gheorghe. Asociația de faună specificată a permis atribuirea depozitelor aluvionare ale terasei Oltului și pîrului Negru, Pleistocenului superior (E. LITEANU și colab., 1962).

De asemenea, Pleistocenului superior, urmează să fie raportate și o parte din nisipurile și pietrișurile de deasupra adâncimii de 28 m din forajul de la Prejmer, care reprezintă extensiunea spre N a depozitelor pie-montului Săcele, îngropate sub aluviuni mai noi.

Holocenul. Depozitele de terasă sunt acoperite de prafuri argiloase-nisipoase gălbui închis, uneori cu concrețiuni calcaroase, de origină pro-luvială. Către rama bazinului, atât în zona de terasă, cât și direct peste aluviunile luncii, se întâlnește o pătură de depozite deluvial-proluviale, constituite din argile prăfoase-nisipoase, în masa cărora se constată ele-mente de pietriș și a cărei grosime variază între 2 – 10 m.

În cadrul luncilor râurilor Olt și Negru, precum și în zona depresi-onară a Cilnicului, constatăm pe o grosime de 10 – 15 m, depozite cons-tituite, la suprafață, din argile prăfoase nisipoase, uneori miloase, care trec spre partea inferioară la nisipuri și pietrișuri.

Intemeiați pe poziția stratigrafică a acestor depozite, precum și pe considerente de ordin morfogenetic, raportăm depozitele proluviale și deluvial-proluviale Holocenului inferior, iar aluviunile luncilor Holo-cenului superior.

Nisipurile de dune din zona Reci, a căror genetică a fost pusă în legătură cu aluviunile fine întâlnite în lunca și terasa râului Negru (T. BAN-DRABUR 1962), le atribuim de asemenea Holocenului superior.

În legătură cu originea depresiunii Brașovului, din care face parte și bazinul Sf. Gheorghe, amintim că majoritatea cercetătorilor sunt de acord cu originea tectonică. În ce privește perioada în care a avut loc scufundarea, aceasta diferă de la autor la autor. Astfel, E. JEKELIUS (1932) datează fenomenul de scufundare în Mezozoic; mai târziu revine asupra acestei ipoteze, afirmind că scufundarea ține și de sedimentarea depozi-telor pliocene. L. MRAZEC (1932), G. MURGEANU și colab. (1962), sunt de părere că această scufundare a bazinului a avut loc înaintea Plioce-nului superior. E. LITEANU și colaboratori (1962) precizează că acțiunea de colmatare a depresiunii Brașovului a început în Levantinul superior.

Faptul că depozitele levantin-superioare și villafranchiene se găsesc atât în regiunea depresionară cât și în anumite zone situate pe munții Baraolt și Perșani, a permis lui G. MURGEANU și colab. (1962) să afirme că munții Perșani, munții Baraoltului și ai Bodocului din această regiune, s-au scufundat în bloc înaintea Pliocenului superior, iar apoi, la începutul Cuaternarului, a avut loc o fragmentare a acestei arii inițial unitară, prin ridicarea celor trei șiruri de înălțimi”.

După E. LITEANU și colab. (1962), repetăm, scufundarea ariei respective a avut loc la începutul Levantinului superior, iar fragmentarea acesteia, de care vorbesc autorii mai înainte menționați, după părerea noastră, s-a produs în postvillafranchian. Ne sprijinim această afirmație pe considerentul că în zonele ridicate nu se întâlnesc depozite mai tinere decât Villafranchianul, cu excepția celor deluviale și deluvial-proluviale.

Fenomenul de subsidență semnalat în partea sudică a bazinului Baraolt (E. LITEANU și colaboratori 1962) este pus în evidență în bazinul Sf. Gheorghe prin încercarea terasei inferioare comune a rîului Olt și rîului Negru, sub aluviuni mai tinere — holocene.

Hidrogeologia regiunii

Depozitele care iau parte la alcătuirea geologică a bazinului Sf. Gheorghe se caracterizează printr-un grad de permeabilitate ridicat, fapt ce a permis acumularea unor însemnante cantități de ape subterane. În lucrarea de față ne ocupăm în special de stratul acvifer freatic care ne-a furnizat numeroase puncte de observație pe baza cărora am întocmit harta hidrogeologică anexată.

Înainte de a trece la descrierea stratelor acvifere freatiche, vom face cîteva observații sumare asupra stratelor acvifere de adîncime. În bazinul Sf. Gheorghe, stratele acvifere de adîncime sunt cantonate în conglomeratele și gresiile cretacice, în depozitele levantin superioare și în cele pleistocene.

În conglomeratele și gresiile cretacice, apele subterane circulă prin golurile, fețele de strate și fisurile care au afectat aceste depozite. Date hidrogeologice privind complexul grezos-conglomeratic cretic, ne sunt oferite de izvoarele, puține la număr, care apar pe rama bazinului. Amințim izvoarele de pe văile Ileni, Sîncrai, cu debite mici și izvorul de pe valea Zăpezii cu o capacitate de debitare de 0,2 — 0,4 l/sec.

Depozitele levantin-superioare, alcătuite în general din argile, argile nisipoase și intercalații de nisipuri fine, s-au dovedit a fi neînsemnante din punct de vedere acvifer. Forajele executate în zona de la vest de comuna Ileni, au arătat că în intercalațiiile de nisipuri fine se întâlnesc anumite acumulări de ape, caracterizate printr-o slabă presiune de strat, deci sunt ascensionale. Spre interiorul bazinului, aceste strate acvifere ar trebui să fie arteziene.

În ceea ce privește depozitele pleistocene, constituite din nisipuri și pietrișuri, menționăm că acestea cantonează bogate strate acvifere. Alimentarea acestora se realizează din infiltratiile produse în zonele pe-

riferice ale bacinului Sf. Gheorghe și eventual din infiltrăriile ascensionale. În forajele executate la Prejmer, s-a întîlnit, între adâncimile de 15 – 28 m, nisipuri și pietrișuri, în care s-a constatat un bogat strat acvifer. În urma pompărilor experimentale efectuate din acest strat acvifer, s-a stabilit că este ascensional, ridicîndu-se pînă la 0,30 m sub sol; debitul obținut este de $35 \text{ m}^3/\text{h}$.

Stratele acvifere freatică din bacinul Sf. Gheorghe. În bacinul Sf. Gheorghe, stratele acvifere freatică sunt cantonate în depozitele de terasă ale rîului Olt și pîrîului Negru, în sedimentele subactuale care alcătuiesc șesul aluvionar aparținînd cursurilor de ape amintite, precum și în depozitele piemontului Săcele. Mai adăugăm aici și lentilele acvifere freatică dezvoltate în depozitele deluvial-proluviale din zona de extensiune a formațiunilor de fundament.

În nisipurile și pietrișurile terasei rîurilor amintite, se constată prezența unui strat acvifer freatică a cărui nivel hidrostatic se află la adâncimi cuprinse între 10 – 20 m și chiar mai mare de 20 m. Menționăm că stratul acvifer freatică din terasa de pe partea dreaptă a Oltului, nu s-a putut reprezenta grafic prin hidroizohipse și hidroizobate, din lipsă de puncte de observație suficiente. Izvoare din acest strat acvifer avem relativ puține și s-au întîlnit la baza terasei de pe partea stîngă a Oltului, pe sectoarele unde Oltul erodează fruntea terasei. Direcția de curgere a stratului acvifer este orientată, în general, de la N spre S în terasa comună Olt – pîrîul Negru, și de la SE – NW în terasa rîului Negru de pe partea stîngă. Îndesirea vizibilă a hidroizohipselor în sectorul de la N și S de comuna Reci, pune în evidență drenajul exercitat de Rîul Negru asupra acestui strat acvifer. O acțiune de drenaj mai puternică, datorită rîului Olt, începe a se schița de la sud de Ghidfalău spre nord. Alimentarea stratului acvifer din terase se realizează din precipitațiile atmosferice, din drenajul efectuat asupra lentilelor acvifere din depozitele deluvial-proluviale de pe rama bacinului și eventual din stratele acvifere subterane de adâncime, sub presiune.

Pompările experimentale efectuate din stratul acvifer freatică cantonat în depozitele de terasă, în zona de la S de gara Sf. Gheorghe, au indicat debite de $6,2 \text{ l/secundă}$.

Al doilea strat acvifer freatică din bacinul Sf. Gheorghe este cantonat în sedimentele psamo-psefitice din cadrul șesului aluvionar al rîurilor Olt și Negru. Adâncimea de la sol a acestui strat acvifer variază între 0 – 5 m, iar direcția de curgere coincide cu cea a cursurilor de apă principale care-l drenăază. Panta de scurgere a stratului acvifer din șesul

aluvionar al Oltului, calculată pentru sectorul Zoltan — Podul Olt este de 1,26 m/km linear, iar pentru cel din şesul aluvionar al râului Negru, panta de curgere este de 0,85 m/km linear, stabilită pentru sectorul Biţa — confluenţa cu râul Olt.

Apariţii naturale, la zi, din acest strat acvifer freatic, se constată în anumite puncte, relativ rare, de pe talvegul rîurilor Olt și Negru. Alimentarea stratului acvifer freatic din cuprinsul şesului aluvionar se efectuează din precipitaţiile atmosferice, din drenajul pe care-l exercită asupra stratului acvifer din terase și în anumite zone, unde condiţiile litologice sunt favorabile, din stratele acvifere subterane, sub presiune.

Încercările experimentale de pompare executate din stratul acvifer freatic înmagazinat în aluviunile luncii Oltului, din zona oraşului Sf. Gheorghe, au pus în evidenţă debite de 7,8 l/sec.

În depozitele de nisipuri și pietrişuri care alcătuiesc piemontul Săcele este cantonat un bogat strat acvifer freatic, a cărui adâncime variază, în zona studiată, între 0 — 10 m. Adâncimile mici le întâlnim la baza piemontului, pe linia Hărman — Prejmer — Mărcuşa, iar de la această linie spre sud, adâncimile nivelului hidrostatic crește din ce în ce mai mult. Pe linia amintită apar numeroase izvoare, ca o consecinţă a acŃiunii drenante efectuate atât de stratul acvifer din cadrul şesului aluvionar, cât și de rîurile colectoare din regiune. Din cauza debitelor mari pe care le au aceste izvoare și vitezei lor de curgere, o parte din cantitatea de apă se infiltrează în stratul acvifer al şesului aluvionar, iar o bună parte din această apă, nu mai are timp să se infiltreze și se scurge prin intermediul a o sumedenie de gîrle (gîrla Mierii, gîrla Morii, valea Mare, valea Mică, gîrla Stufului etc.) spre rîul Negru și rîul Olt.

DirecŃia de curgere a stratului acvifer din piemontul Săcele este orientată de la sud spre nord, iar alimentarea lui se efectuează din precipitaţiile atmosferice și din drenajul pe care-l exercită asupra stratelor acvifere de adâncime din zona de ramă a bazinului.

Prin captarea izvoarelor de la baza piemontului Săcele, s-ar putea obŃine debite considerabile. În acest sens menŃionăm că debitul de apă care se scurge pe gîrla care alimentează crescătoria de păstrăvi de la Lunca Cîlnicului, atinge cifra de cca 700 — 800 l/sec în perioadele cu precipitaŃii bogate, iar în cele secetoase s-au măsurat debite de 300 — 400 l/sec¹⁾

Tot din cadrul stratelor acvifere freaticice fac parte și acele acumulări de ape din depozitele deluviale și deluvial-proluviale existente pe formaŃiunile de fundament și la contactul morfologic dintre rama colinară și

¹⁾ Măsurătoarea debitelor a fost efectuată de Institutul Politehnic Brașov și I.S.P.A.

TABEL
Analizele probelor de apă recoltate din bazinul Sf.-Gheorghe

Nr. crt.	Punctul de recoltare al probei Compoziția chimică	Miner. totală gr./kg	A n i o n i								C a t i o n i								H_2SiO_3 gr/kg	CO_2 liber gr/kg	Durit. totală o germ.	Observații				
			Cl		SO ₄		NO ₃		HCO ₃		Na		K		Ca		Mg		NH ₄							
			gr./kg	%	gr./kg	%	gr./kg	%	gr./kg	%	gr/kg	%	gr/kg	%	gr/kg	%	gr/kg	%	gr/kg	%						
1	Com. Podul Olt (N)	0,5717	0,0100	1,94	0,0345	4,71	0,0015	0,13	0,3790	43,22	0,0130	3,88	0,0098	1,73	0,1173	40,58	0,0066	3,81	—	—	0,0118	0,0198	18,30			
2	Com. Hărman (WNW 1 km.)	0,6561	0,0400	6,57	0,0284	3,40	0,0050	0,47	0,4100	39,56	0,0240	6,10	0,0069	1,00	0,1352	39,67	0,0066	0,55	—	—	0,0066	0,0154	20,80			
3	Com. Hărman (1,3 km E)	0,3902	0,0080	2,25	0,0082	1,75	0,0015	0,20	0,2740	45,80	0,0060	2,66	0,0025	0,61	0,0882	45,20	0,0018	1,53	—	—	0,0092	0,0132	13,00			
4	Com. Prejmer (SW)	0,3827	0,0080	2,25	0,0247	5,22	—	—	0,2530	42,53	0,0060	2,67	0,0025	0,61	0,0843	43,14	0,0042	3,58	—	—	0,0078	0,0088	13,00			
5	Com. Prejmer (4 km E)	0,4050	0,0100	2,73	0,0181	3,61	urme		0,2730	43,66	0,0080	3,32	0,0034	0,78	0,0901	43,95	0,0024	1,95	—	—	0,0092	0,0110	13,40			
6	Com. Mărcușa (W)	0,6974	0,0640	9,64	0,0201	2,21	0,0015	0,17	0,4310	38,04	0,0244	5,71	0,0098	1,35	0,1274	34,32	0,0192	8,62	—	—	0,0144	0,0286	22,70			
7	Com. Bicfalău (SW.)	0,6187	0,0180	2,87	0,0275	3,35	urme		0,3510	33,78	0,0290	7,40	0,0044	0,65	0,1078	31,67	0,0210	10,28	—	—	0,0131	0,0220	21,30			
8	Com. Băcel	1,1741	0,0560	5,28	0,0905	6,32	0,0060	0,30	0,6900	38,10	0,0370	5,38	0,0824	7,10	0,1960	32,98	0,0162	4,54	—	—	0,0314	0,0330	31,80			
9	Com. Lunca Cilnicului	1,0191	0,0960	9,77	0,1246	9,37	—	—	0,5200	30,86	0,0410	6,44	0,0229	2,10	0,1930	34,94	0,0216	6,52	—	—	0,0236	0,0418	32,70			
10	Cori. Ozun (N)	0,3258	0,0160	5,22	0,0265	6,54	0,0050	0,94	0,1920	37,30	0,0130	6,65	0,0050	1,42	0,0647	38,37	0,0036	3,56	—	—	0,0492	0,0110	10,10			
11	Com. Sântion luncă (N)	0,7926	0,0640	8,49	0,0485	4,76	0,0050	0,38	0,4704	36,37	0,0230	4,72	0,0075	0,90	0,1532	36,13	0,0210	8,25	—	—	0,0301	0,0220	26,80			
12	Pd. Reci (1 Km S)	0,1847	0,0080	4,56	0,0308	13,27	—	—	0,0950	32,17	0,0120	10,76	0,0052	2,78	0,0313	32,30	0,0024	4,16	—	—	0,0170	0,0088	5,00			
13	Com. Aninoasa (1,5 Km SW)	0,3416	0,0520	15,40	0,0099	3,10	0,0020	0,30	0,1860	32,20	0,0200	8,97	0,0042	1,05	0,0549	28,90	0,0126	11,08	—	—	0,0222	0,0154	10,80			
14	Com. Bița (N)	0,6761	0,0240	3,84	0,0290	3,44	0,0020	0,17	0,4530	42,55	0,0465	11,57	0,0050	0,69	0,0938	26,86	0,0228	10,88	—	—	0,0222	0,0176	18,70			
15	Com. Moacșa (N)	0,8156	0,1044	13,11	0,0391	3,61	0,0060	0,40	0,4500	32,88	0,0170	3,26	0,0028	0,31	0,1783	39,74	0,0180	6,69	—	—	0,0183	0,0220	29,70			
16	Gara Reci	0,7334	0,0380	5,53	0,0263	2,81	0,0055	0,42	0,4830	41,24	0,0198	4,48	0,0049	0,63	0,1313	34,20	0,0246	10,69	—	—	0,0131	0,0176	24,50			
17	Com. Angheluș	0,5282	0,0080	1,67	0,0107	1,67	0,0020	0,22	0,3730	46,44	0,0160	5,24	0,0204	4,03	0,0843	32,00	0,0138	8,73	—	—	0,0275	0,0176	15,20			
18	Com. Chilieni (1,5 Km E)	0,5157	0,0120	2,52	0,0115	1,76	0,0025	0,30	0,3630	45,42	0,0115	3,82	0,0060	1,14	0,0960	36,64	0,0132	8,40	—	—	0,0183	0,0154	16,80			
19	G.A.S. Sf. Gheorghe (4 Km E oraș)	0,5139	0,0100	2,14	0,0115	1,78	urme		0,3670	46,08	0,0110	3,60	0,0059	1,16	0,0941	35,05	0,0144	9,19	—	—	0,0157	0,0198	16,80			
20	Com. Zoltan (1 Km W)	0,3920	0,0060	1,70	0,0244	5,20	urme		0,2630	43,10	0,0060	2,60	0,0051	1,30	0,0803	40,10	0,0072	6,00	—	—	0,0105	0,0110	13,10			
21	Com. Ghidfalău (luncă)	1,0835	0,0720	7,13	0,0580	4,24	0,0060	0,32	0,6630	38,31	0,0420	6,42	0,0204	1,83	0,1999	35,22	0,0222	6,53	—	—	0,0196	0,0374	33,70			
22	Com. Valea Crișului (N)	0,8131	0,0480	6,44	0,0206	2,02	0,0050	0,38	0,5270	41,16	0,0315	6,54	0,0198	2,43	0,1450	34,59	0,0162	6,44	—	—	0,0105	0,0176	24,50			
23	Sf. Gheorghe (izvor-W)	3,5818	0,062	1,79	0,0037	0,07	—	—	2,1900	37,30	0,8320	37,30	0,0238	0,62	0,0137	0,70	0,1326	11,38	—	—	0,0414	0,6648	32,90			
24	Sf. Gheorghe (pe terasă)	1,0211	0,1720	16,64	0,0514	3,68	0,0065	0,34	0,5210	29,34	0,0400	5,94	0,0051	0,44	0,1819	31,23	0,0432	12,39	—	—	0,0236	0,0198	38,90			
25	Com. Simeria (1,5 Km S)	0,8616	0,0440	5,59	0,0074	0,76	—	—	1,5920	43,65	0,0310	6,04	1,0037	0,40	0,1685	37,93	0,0150	5,63	—	—	0,0222	0,0286	27,60			
26	Com Ilieni la 3,5 Km W sat	2,4896	0,0060	0,28	0,0637	2,18	—	—	1,7570	47,54	0,4920	35,31	0,098	0,41	0,1431	11,81	0,0180	2,47	—	—	0,0236	0,121	24,60	(izvor)		
27	Com. Ilieni (luncă)	1,4079	0,0920	7,25	0,0448	2,60	0,0020	0,08	0,8830	40,07	0,1110	13,50	0,0800	5,73	0,1705	23,78	0,0246	6,99	—	—	0,0222	0,0330	30,10			
28	Com. Simeria (V. Zăpezii)	0,6195	0,0053	1,00	0,0041	0,5	—	—	0,4515	48,5	0,0950	27,1	0,0014	0,2	0,0503	16,4	0,0117	6,3	—	—	0,0246	0,0396				
29	Com. Ilieni la 4 Km W de sat	1,0545	0,0071	0,8	0,0774	6,00	0,0340	2,00	0,6711	41,2	0,0141	2,1	0,0104	1,0	0,2172	40,6	0,0175	5,4	—	—	0,0267	0,0396				
30	Prejmer (foraj)	0,860	0,045	5,59	0,008	0,76	—	—	0,590	43,65	0,030	6,04	0,003	0,40	0,169	37,93	0,015	5,63	—	—	0,023	0,029	27,55			

cîmpie. În aceste depozite apele freatice se prezintă sub formă de lentile, iar existența lor este condiționată fie de precipitațiile atmosferice, fie de apele subterane de adîncime sub presiune, care se descarcă în zona de extensiune a acestor depozite. Datorită grosimii mici și fragmentării puternice a depozitelor deluvial-proluviale, apele freatice cantonate în acestea nu oferă debite însemnate și ca atare nu pot fi luate în considerare la exploatare.

Considerațiuni hidrochimice

Pentru stabilirea caracteristicilor hidrochimice generale ale stratelor acvifere din bazinul Sf. Gheorghe, am recoltat un număr de 29 probe de apă ale căror rezultate sunt consemnate în tabel.

Din stratele acvifere de adîncime cantonate în depozitele cretacice, nu avem decât două probe (nr. 28 și 29), a căror mineralizație este cuprinsă între 0,600 — 1,100 gr/kg. Aceste ape se încadrează în două tipuri hidrochimice și anume : proba nr. 28 în tipul bicarbonatat, alcalin, calcic, iar proba nr. 29 în tipul bicarbonatat, calcic, ambele cu concentrație mică. Cea de a doua probă, datorită unui conținut mai ridicat al ionului Fe și gazului H_2S , mai poate fi caracterizată și ca o apă feruginoasă și sulfuroasă.

Analiza unei probe de apă recoltată din nisipurile și pietrișurile pleistocene întinute în forajul de la Prejmer, a pus în evidență o mineralizație totală de 0,8616 gr/kg, putind fi caracterizată ca o apă bicarbonatată — calcică slab magneziană.

În ceea ce privește caracteristicile hidrochimice ale stratelor acvifere freatice, arătăm că acestea sunt, în general, asemănătoare atât din punct de vedere al mineralizației totale cât și al compoziției ionice, pentru toate apele freatice. În acest sens observăm că mineralizația totală a acestor strate acvifere freatice variază între 0,400 — 0,800 gr/kg, excepție făcind cîteva probe (8, 9, 21, 24, 27) la care mineralizația este în jur de 1,000 gr/kg. Mineralizația mai ridicată a acestor ape o punem pe seama infiltrărilor negative pe verticală, care au infectat stratul acvifer freatic.

Din studiul compoziției chimice a acestor ape, constatăm că ionii HCO_3^- și Ca^{++} se găsesc în proporțiile cele mai mari, variind între 32 — 49% (HCO_3^-) și între 23 — 45% (Ca^{++}), iar toate celelalte elemente indică procentaje reduse, în general, sub 10%. Participarea ionilor HCO_3^- și Ca^{++} cu procentele amintite, ne permite să caracterizăm apele stratelor acvifere freatice ca ape bicarbonatate, calcice, cu concentrație mică.

Duritatea apelor freatice din această regiune variază între 5° — 30° germane.

În cadrul bazinului Sf. Gheorghe am întîlnit în stratul acvifer freatic și ape cu o compoziție chimică diferită de cea menționată mai înainte. Astfel pe pîrîul Debreñului, imediat la vest de Sf. Gheorghe și pe pîrîul Ileni, la cca 3,5 Km de comuna cu același nume, apare cîte un izvor cu slabe emanații de CO_2 liber, a căror mineralizație este cuprinsă între 2,500

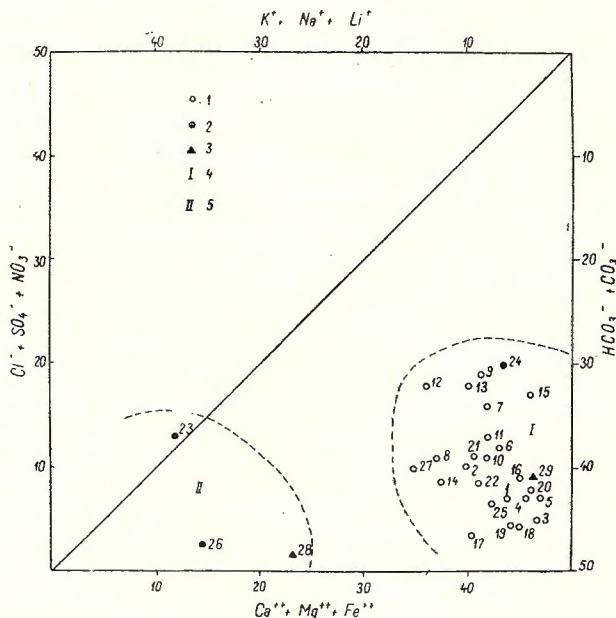


Fig. 3. — Diagrama Tolstihin a apelor din bazinul Sf. Gheorghe.

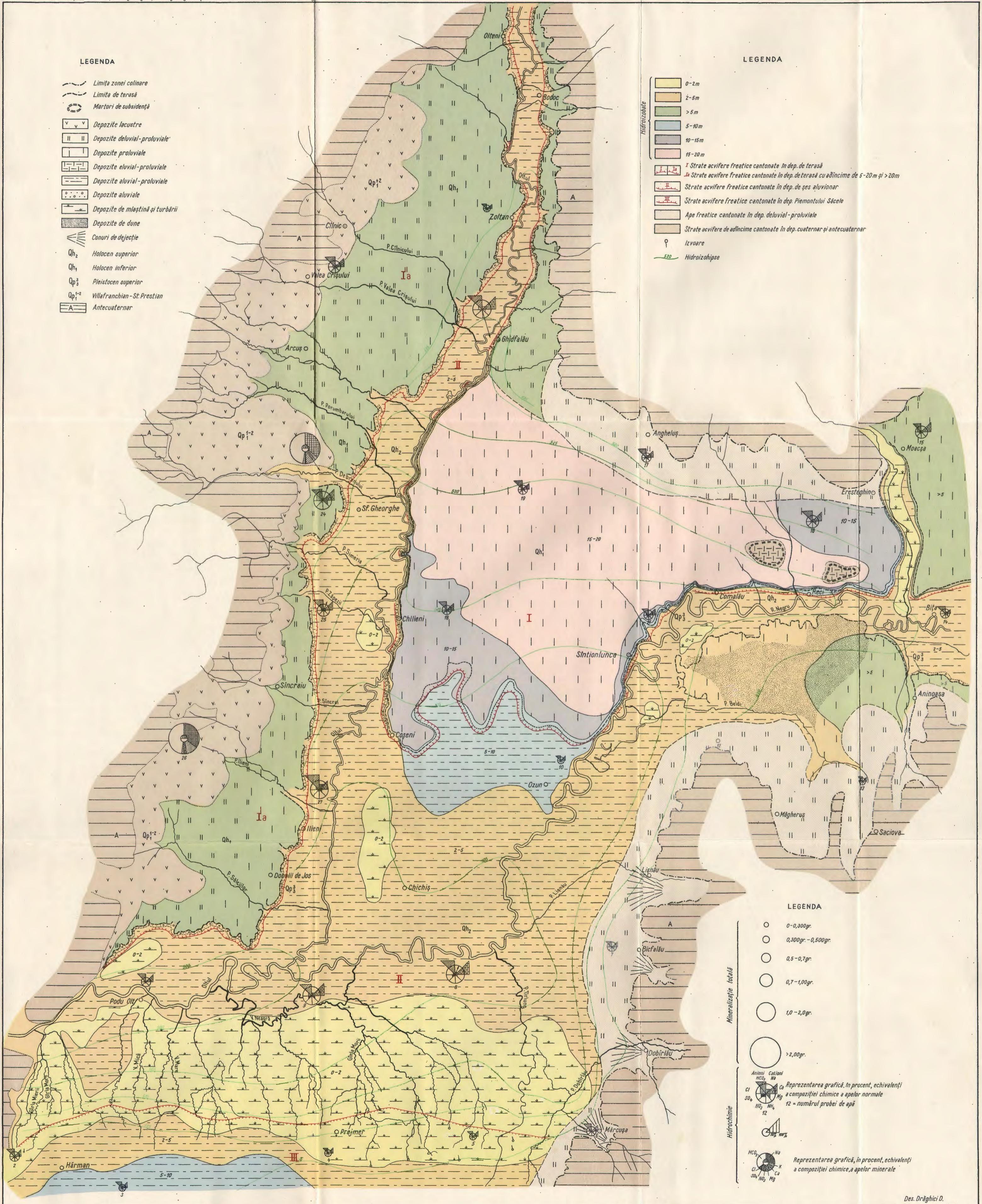
1, ape freatici ; 2, ape freatici minerale ; 3, ape freatici de adîncime ;
4, ape bicarbonatate-calcice ; 5, ape bicarbonatate alcaline-calcice.

— 3,600 gr/Kg. Mineralizația ridicată a acestor izvoare o punem pe seama CO_2 dizolvat în apă, provenit prin intermediul fracturilor depozitelor de fundament, din masele magmatice profunde. După compoziția chimică, aceste ape pot fi caracterizate ca ape minerale, încadrîndu-se în tipul apelor bicarbonatace, alcaline slab carbogazoase.

Compoziția chimică a apelor freatici și de adîncime din bazinul Sf. Gheorghe a fost reprezentată grafic în diagrama Tolstihin (fig. 3) potrivit căreia majoritatea apelor se plasează în grupa apelor bicarbonatace, calcice, magneziene și numai un număr mic de probe se separă de primele, în grupa apelor bicarbonatace, alcaline, calcice.

HARTA GEOLOGICĂ ȘI HIDROGEOLOGICĂ A BAZINULUI SF. GHEORGHE

T.BANDRABUR: Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe



Concluzii

În lucrarea de față aducem unele contribuțiuni privind geologia și hidrogeologia bazinei Sf. Gheorghe.

Plecând de la ideia evoluției comune a întregii depresiuni a Brașovului, am încercat să facem o paralelizare între depozitele bazinei Baraolt, orizontate pe baze paleontologice (mamifere fosile) și cele din bazinul Sf. Gheorghe. În acest sens, am raportat depozitele cu cărbuni din bazinul Sf. Gheorghe Levantinului superior, depozitele imediat acoperitoare constituite din marne nisipoase, nisipuri și tufuri calcaroase, Villafranchian – St. Prestianului; alternanța de argile, argile nisipoase și nisipuri întâlnite în forajul de la Prejmer, o echivalăm cu complexul nisipos-argilos din bazinul Baraolt, atribuit Pleistocenului mediu. Depozitele grosiere ale terasei Oltului și râului Negru, din care am recoltat resturi de *Elephas primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* și *Bison priscus*, le raportăm Pleistocenului superior, iar depozitele proluviale de pe terasa Oltului și Râului Negru, precum și acumulările din cadrul șesului aluvionar, le atribuim Holocenului.

Din punct de vedere hidrogeologic, s-au făcut unele considerații generale în legătură cu stratele acvifere de adâncime, apoi s-a insistat asupra stratelor acvifere freatiche cantonate în depozitele de terasă ale râului Olt și râului Negru, în sedimentele șesului aluvionar al râurilor amintite, precum și în depozitele piemontului Săcele. Alimentarea acestor strate acvifere freatiche se efectuează din precipitațiile atmosferice și eventual din infiltratiile ascensionale generate de stratele acvifere de adâncime sub presiune. Debite considerabile de ordinul sutelor de l/sec, se pot obține din stratul acvifer cantonat în pietrișurile piemontului Săcele.

Atât apele freatiche, cât și cele de adâncime, au o mineralizație, în general redusă, variind între 0,400 – 0,800 gr/Kg. Potrivit compoziției lor chimice, aceste ape se încadrează în tipul de ape bicarbonatace, calcice slab magneziene, exceptie făcind cîteva probe care fac parte din grupa apelor bicarbonatace, alcaline, calcice.

BIBLIOGRAFIE

1. BANDRABUR T. Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasna – Tufalău – Peteni. *D. S. Com. Geol.* Vol. XLIX/1. București 1963.
2. CĂLINEȘCU H. Dunele din Trei Scaune. *Bul. Soc. de Geogr.* Vol. LIII. București 1934.
3. FILIPESCU G. M. Contribution à l'étude du Flysch interne compris entre le râul Crasna – Teleajen et le râul Negru. *Bul. Lab. de Min. gen. Univ. București*. Vol. II, București 1937.

4. FILIPESCU G. M. Vedere noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehnicei București*, Nr. 6—7. București 1955.
5. IANCU M. Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bârsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt). Partea I-a. *Probleme de geografie*, Vol. IV. București 1957.
6. IANCU M. Defileul Oltului din sudul Masivului Baraolt — *Acad. R.P.R., Analele Rom. Sov. Geol. — Geograf.* Nr. 1. București 1958.
7. JEKELIUS E. Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* II. București 1932.
8. JEKELIUS E. Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului (Transilvania). *Inst. Geol. Rom. St. Tehn. și Econ.* Nr. 3. București 1923.
9. JEKELIUS E. Zur Stratigraphie der pliozänen Ablagerungen des Beckens von Brașov. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. I. București 1932.
10. KÁDÁR LASZLO A Ratyi nyir felszíne. Debrețin 1949.
11. LITEANU E., MIHAILA N., BANDRABUR T. Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *Acad. R.P.R. Studii și Cerc. de Geologie*, Tom. VII Nr. 3—4. București 1962.
12. MRAZEC L., JEKELIUS E. Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines. *Bull. Soc. Geol.*, I. 1932.
13. MURGEANU G., PATRULIU D., CONTESCU L., JIPA D. Flișul cretacic din partea de sud a Munților Baraoltului. *Acad. R.P.R. Studii și Cercet. de Geol.* Tom. VI, Nr. 2. București 1961.
14. ORGHIDAN N. Observații morfologice în regiunea Brașovului — Bazinul Tg. Secuiesc. *Rev. „Tara Bîrsei”* Nr. 1, 2 și 3. Brașov 1929.
15. ORGHIDAN N. Observații morfologice pe marginea ardeleană a Munților Vrancei, *Bul. Soc. Geogr.* Vol. LVIII. București 1939.
16. WACHNER H. Das Flugsandgebiet des „Ratyi nyir“ *Jahrbuch des Burzenland des Sächsischen Museums*, Vol. I. Brașov 1925.

НАУЧНЫЕ ВКЛАДЫ К ПОЗНАНИЮ ГЕОЛОГИИ
И ГИДРОГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА СВ. ГЕОРГИЯ

Т. БАНДРАБУР

(Краткое содержание)

В данной работе автор приводит некоторые вклады относительно геологии и гидрогеологии бассейна Св. Георгия.

Основываясь на смысль общей эволюции всей Брашовской впадины, автор делает сравнения между отложениями Бараольского бассейна расположенные на палеонтологических основаниях, (млекопитающие ископаемые) и таковыми из бассейна Св. Георгия. В этом смысле, автор относит каменоугольные отложения Св. Георгиевского

бассейна верхнему леванту, а непосредственно перекрывающие отложения составленные из песчаных мергелей, известковых песков и туфов Виллафранкому-Ст. Престьянскому: чередование глин, песчанистых глин и песков встреченных в бурении Прежмер, автор сравнивает его с глинисто-песчаным комплексом Бараольтского бассейна, принадлежащий среднему плеистоцену. Грубые отложения рек Ольта и Черная, из которых автор собрал остатки *Elephas primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* и *Bison priscus*, относит их верхнему плеистоцену, а прилювиальные отложения террасы рек Ольт и Черная, а также и накопления в пределах аллювиальной низменности, относит голоцену.

С гидрогеологической точки зрения, автор произвел некоторые общие соображения связанные с глубинными водоносными пластами, а потом настаивает над водоносными грунтовыми пластами залегающими в террасовых отложениях рек Ольта и Черная, в отложениях аллювиальной низменности вышеупомянутых рек, а также и в предгорных отложениях Сечеле. Водоснабжение этих грунтовых водоносных пластов производится атмосферными осадками и возможно путем подъемных прониканий грунтовых вод из водоносных пластов под давлением.

Значительные течения порядка сот лит/сек можно получить только из водоносного пласта залегающего в гравиях предгорья Сечеле. Как грунтовые так и глубинные воды, обладают общей пониженнной минерализацией, колебаясь между 0,400—0,800 гр/кг. Согласно их химическому составу, эти воды относятся типу двууглекислых известковых мало магнезитовых вод, исключение представляют некоторые образцы принадлежащие группе двууглекислых, щелочных известковых вод.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE
ET DE LA HYDROGÉOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES
DU BASSIN DE SF. GHEORGHE

PAR

T. BANDRABUR

(Résumé)

Dans cette étude, l'auteur expose de nouvelles données sur la géologie et la hydrogéologie du bassin de Sf. Gheorghe.

Basé sur l'idée de l'évolution commune de la Dépression de Brașov, l'auteur dresse un parallèle entre les dépôts du bassin de Baraolt (hori-

zontés d'après les données paléontologiques — mammifères fossiles —) et ceux du bassin de Sf. Gheorghe. En ce sens, les dépôts à charbons du bassin de Sf. Gheorghe ont été attribués au Levantin supérieur ; les dépôts immédiatement suivants, constitués par des marnes sableuses, des tufs calcaires, au Villafranchien-St. Prestien ; l'alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de sables, rencontrée lors du forage de Prejmer, — équivalente du complexe sablo-argileux du bassin de Baraolt — revient au Pléistocène moyen. Les dépôts grossiers de la terrasse de l'Olt et de Rîul Negru, dont on a prélevé des restes d'*Elephas primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* et *Bison priscus*, sont rapportés au Pléistocène supérieur, tandis que les dépôts proluviaux de la terrasse de l'Olt et de Rîul Negru, ainsi que les accumulations de la plaine alluviale appartiennent au Holocène.

Du point de vue hydrogéologique, l'auteur fait des considérations sur les couches aquifères de profondeur et, ensuite, il insiste sur les couches aquifères phréatiques cantonnées : dans les dépôts de terrasse de l'Olt et de Rîul Negru, les sédiments de la plaine alluviale de ces dernières et les dépôts de piémont de Săcele. Ces couches aquifères phréatiques sont alimentées par les précipitations atmosphériques et éventuellement par les infiltrations ascendantes résultées des couches aquifères de profondeur soumises à la pression. Des débits considérables de l'ordre de centaines de 1/sec, sont enregistrés dans la couche aquifère cantonnée dans les gravières du piémont de Săcele.

Autant les eaux phréatiques que celles de profondeur contiennent une minéralisation faible, variant de 0,400 à 0,800 gr/Kg. Suivant leur composition chimique, ce sont des eaux bicarbonatées calciques, faiblement magnésiennes, à l'exception de quelques échantillons qui appartiennent au groupe des eaux bicarbonatées, alcalines, calciques.

CONSIDERAȚII ASUPRA
„REDUCERII DE RELIEF TOPOGRAFIC”
APLICATĂ MĂSURĂTORILOR GRAVIMETRICE
DIN SUBCARPAȚII MUNTENIEI ORIENTALE¹⁾

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Introducere. Prospecțiunea complexă, gravimetrică-magnetometrică, de detaliu executată în Subcarpații Munteniei orientale în anii 1953 — 1957, a condus la întocmirea de hărți primare — harta anomaliei Bouguer și hartă componentei magnetice verticale ΔZ — care, ulterior, au fost publicate fragmentar (1, 2, 3, 4, 5).

Rețelele acestor lucrări acopăr unitar o suprafață de aproximativ 2087 km², situate într-un poligon cu vîrfurile marcate de localitățile Edera — Talea — Comarnic — Teșila — Negoiaș — Cislău — Urlați — Boldești — Măgureni — Edera. Măsurătorile au fost realizate în 11 247 puncte de observație, care asigură rețelei o desime medie de circa 5,4 stații /km².

Reducerile de relief topografic, folosite în calculul hărtilor gravimetrice, au fost evaluate integral prin metoda Schleusener (7). Operațiile de evaluare au decurs parțial în teren — prin „corecții topografice” determinate prin nivelment trigonometric pentru 64 sectoare dispuse radial, pe opt direcții, în interiorul unui contur circular cu raza de 100 m — și în birou — pe planuri directoare la scara 1 : 20 000, pentru următoarele 64 sectoare situate la exteriorul primelor, cuprinse în coroana circulară cu raza interioară de 0,1 km și raza exterioară de 5 km.

Prelucrarea întregului material de teren, în vederea recalculării hărtii gravimetrice de ansamblu pentru densități medii pe compartimente a comportat, în prealabil, o sumă de operații în scopul îmbunătățirii datelor primare. Una din aceste operații a fost aceia de-a completa valorile

¹⁾ Comunicare în ședința din 1 iunie 1963.

inițiale ale reducerii de relief topografic (evaluate pentru sectoarele 0 — 5 km), cu valorile efectelor sectoarelor cuprinse între 5 și 20 km.

Necesitatea acestei operații a fost impusă de morfologia foarte variată a teritoriului prospectat : de la șes și coline în sud, la munți în nord. Terenurile accidentate, muntoase, s-au adăugat progresiv mai ales în ultimii ani ai lucrărilor de teren. Inițial, s-a considerat că pentru terenurile colinare, reducerile de relief topografic pînă la 5 km, sunt suficiente la întocmirea hărților gravimetrice. O imagine generală a morfologiei teritoriului prospectat este schițată statistic în tabelul 1.

TABELUL 1

Statistica altitudinilor absolute ale stațiilor rețelei gravimetrice-magnetometrice din Subcarpații Munteniei orientale, pe grupe la interval de 100 m.

	Interval (m)	Număr stații	%		Interval (m)	Număr stații	%
1	200—300	1 647	14,64	8	900—1 000	190	1,69
2	300—400	2 460	21,87	9	1 000—1 100	71	0,63
3	400—500	2 571	22,86	10	1 100—1 200	20	0,18
4	500—600	2 022	17,98	11	1 200—1 300	6	0,05
5	600—700	1 241	11,04	12	> 1300	5	0,04
6	700—800	699	6,21				
7	800—900	315	2,81				
						11 247	100,00

Intervalul de variație al altitudinilor absolute ale stațiilor măsurate gravimetric, este cuprins între 200 și 1300 m. Creșterea altitudinilor are loc de la sud la nord. Valoarea medie a acestei creșteri poate fi urmărită de-a lungul segmentelor văilor Prahovei și Teleajenului cuprinse în lucrare (fig. 1) : de la 325 m la 550 m pe segmentul văii Prahovei și între 200 m și 650 m pe segmentul văii Teleajenului.

Evaluarea reducerii de relief topografic pentru sectoarele 5—20 km. Evaluarea acestei reduceri s-a făcut pe hărți la scara 1 : 100 000, pentru o rețea pătratică cu latura de 1 km, constituită din circa 3000 puncte¹⁾. Pentru fiecare punct au fost citite altitudinile medii pentru cele 16 sectoare care urmează — cuprinse între 5 — 10 km și 10 — 20 km — altitudini care au condus, cu ajutorul nomogramei Schleusener (7), la evaluarea, în

¹⁾ La realizarea acestei etape a lucrării am fost ajutat de BÉATRICE GAVRILESCU, inginer interpretator, și de IORGU NITA ȘTEFĂNESCU, inginer topograf, căror le aduc și pe această cale munțumirile mele călduroase.

miligali, a valorilor reducerii de relief topografic dorite. Din interpolarea valorilor rețelei, cu izolinii la echidistanță de 0,10 mgal, a rezultat harta reproducă în planșa I, care redă distribuția reducerii de relief topografic în Subcarpații Munteniei orientale, pentru sectoarele cuprinse între 5 și 20 km.

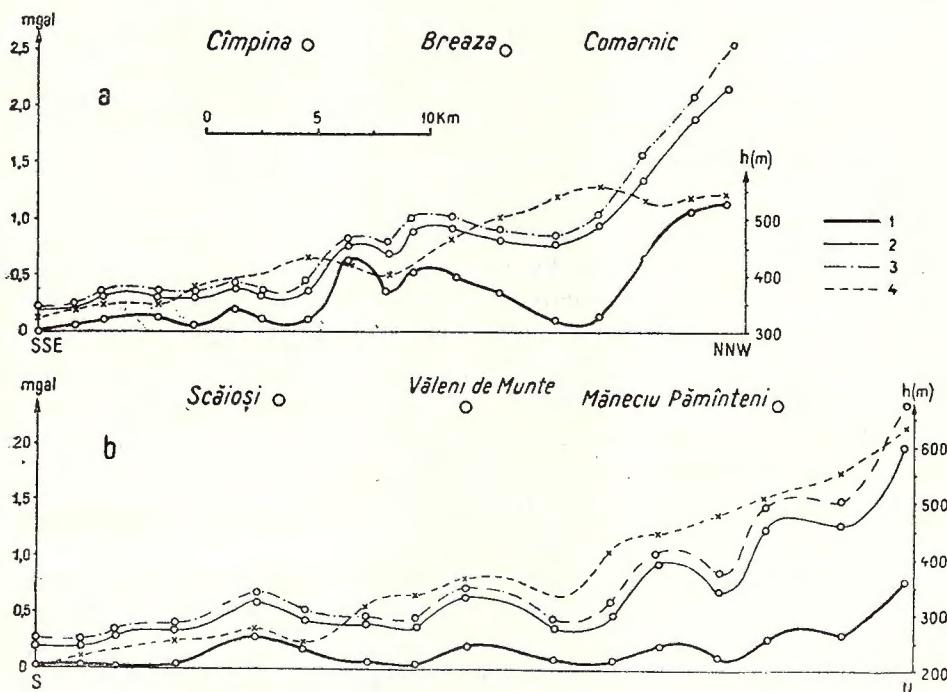


Fig. 1. — Creșterea „reducerii de relief topografic” de-a lungul văilor Prahovei (a) și Teleajenului (b) : 1 — creșterea pentru sectoarele 0 — 5 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 2 — pentru 0 — 20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 3 — pentru 0 — 20 km și densități medii pe compartimente; 4 — creșterea altitudinilor de la sud spre nordul regiunii prospectate.

Banda valorilor înregistrate de această hartă se extinde între limitele 0,05 și 1,65 mgal. Distribuția acestor valori marchează două aspecte esențiale :

a) Valorile reducerii de relief topografic prezintă o creștere regională de la sud spre nord, de circa 0,55 mgal, cu un gradient ce se majorează de la dublu la triplu în vecinătatea munților. Creșterea regională este reprezentată în pl. I prin izolinii roșii, trasate la echidistanță de 0,05 mgal. Valorile creșterii regionale au fost obținute prin efectuare de medii (media a 17 valori discrete din rețeaua hărții), pentru puncte situate la colțuri de patrate cu latura de 5 km. Se înțelege că valorile reducerii de relief topo-

grafic pentru sectoarele 5 — 20 km cresc de la sud spre nord în paralel cu creșterea valorilor acelorași reduceri evaluate pentru sectoarele 0 — 5 km. Acest fapt se poate vedea în fig. 1, care reproduce creșterile valorilor reducerii topografice evaluate pentru sectoarele 0 — 5 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$, pentru 0 — 20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$, și pentru 0 — 20 km și densități medii pe compartimente. Creșterile neuniforme înregistrate de curbele altitudinilor corespunzătoare cotelor stațiilor de pe traseele segmentelor de șosele naționale de-a lungul văilor Prahovei și Teleajenului.

b) Valorile reducerii de relief topografic mai mari decât acelea corespunzătoare creșterii regionale, sunt grupate de-a lungul văilor principale din regiune și ale afluenților lor. Văile principale, de la vest spre est, sunt : V. Provîtei, V. Prahovei, V. Doftanei, V. Cosminei, V. Vârbi-lăului, V. Lopatnei, V. Bîsca Chiojdului și V. Buzăului (pl. I). De-a lungul acestor văi, pe anumite sectoare, apar conture închise, cu forme alungite și cu valori pînă la 1,5 mgal peste fondul creșterii regionale. Conturile închise, marind valori mari pentru reducerea de relief topografic, corespund la segmente de văi înguste, cu pante repezi, mărginite de interfluvii largi și creste relativ puțin accidentate. Conturile se închid sau au tendință de închidere acolo unde văile se largesc, pantele devin mai domoale, sau unde zonele de interfluviu au configurații pozitive ce compensă configurațiile negative ale reliefului.

În fig. 2 sunt reproduse trei serii de curbe, construite pentru profile orientate W — E, transversale văilor Prahova, Doftana și Teleajen, reprezentînd variația reducerii de relief topografic pentru sectoarele 0 — 5 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; pentru 0 — 20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; pentru 0 — 20 km și densități medii pe compartimente, și curba de variație a reliefului topografic. Diferența dintre primele două curbe reprezintă reducerea de relief topografic pentru sectoarele 5 — 20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$. Se observă că în dreptul reliefului negativ al văilor, valorile reducerii de relief topografic înregistrează maxime cu amplitudini între 2,5 și 4 mgal, urmate atât în vest cât și în est de minime care se plasează în general la mijlocul pantelor interfluviielor. Pe creștele interfluviielor urmează maxime cu valori mai mici și mai aplatizate în cazul cînd relieful topografic nu prezintă pante repezi. Unele conture cu valori maximale înregistrate pe hartă (pl. I), neeșalonate de-a lungul unor văi, sunt cauzate de accidente de relief de această natură (d. e., conturile aflate pe unele interfluvii, mai ales în zona bazinelor superioare ale afluenților rîurilor principale, etc.).

Valorile înscrise în harta reducerii de relief topografic pentru 5 — 20 km (pl. I), au fost adăugate, stație cu stație, la valorile reducerii determinate anterior pentru 0 — 5 km, obținîndu-se, în felul acesta, în fiecare

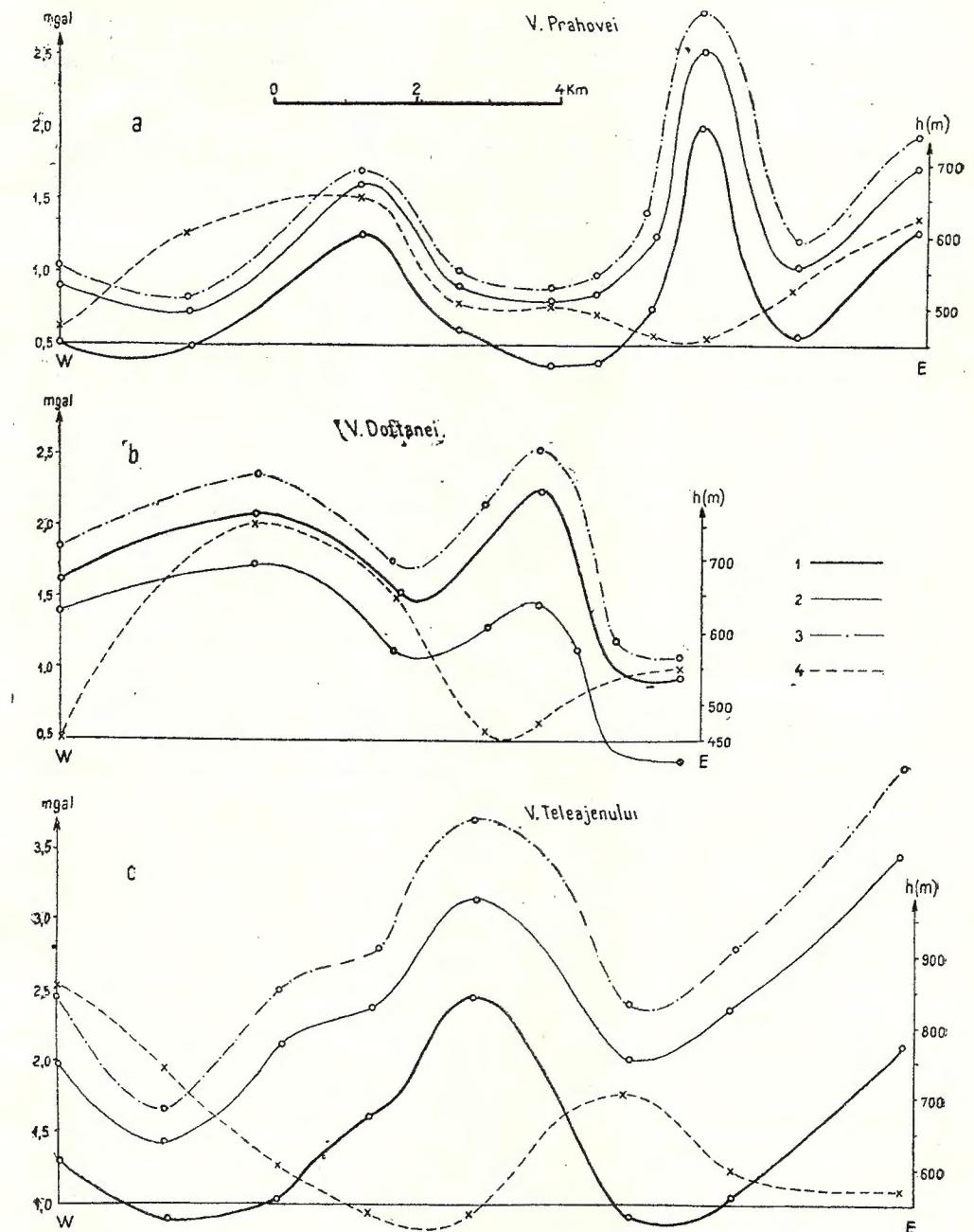


Fig. 2. — Variația „reducerii de relief topografic” de-a lungul unor profile W — E, transversale văilor Prahova (a), Doftana (b) și Teleajen (c): 1 — pentru sectoarele 0 — 5 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 2 — pentru sectoarele 0 — 20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 3 — idem, pentru densități medii pe compartimente; 4 — curba reliefului topografic.

punct de observație al rețelei, o valoare totală a reducerii de relief topografic corespunzătoare celor 144 sectoare cuprinse în conturul circular cu raza de 20 km¹⁾.

Reducerea totală de relief topografic din Subcarpații Munteniei orientale. În vederea recalcularii hărții gravimetrice de ansamblu din Subcarpații Munteniei orientale, reducerea totală de relief topografic a fost evaluată pentru densitatea unică $2,20 \text{ g/cm}^3$ și pentru densități medii pe compartimente cu roci de același tip. Valorile reducerii de relief topografic sunt cuprinse între limitele $0,0$ și $8,5 \text{ mgal}$. Repartiția lor geografică trebuie privită ca fiind foarte asemănătoare cu aceea reprezentată de pl. I : o creștere regională a valorilor de la sud spre nord, și o grupare a lor mai ales de-a lungul văilor, aşa cum se vede, parțial, în profilele din fig. 1 și 2.

În tabelul 2 este redată schematic și statistic imaginea generală a valorilor reducerii de relief topografic din Subcarpații Munteniei orientale, aşa cum au fost folosite, în etape, la construirea hărților gravimetrice parțiale și de ansamblu. Valorile reducerii de relief topografic sunt grupate din jumătate în jumătate de miligal, în trei situații : pentru sectoarele cuprinse între $0 - 5 \text{ km}$ și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; pentru $0 - 20 \text{ km}$ și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$, și pentru $0 - 20 \text{ km}$ și densități medii pe compartimente.

Se poate constata, cu ușurință, din tabel și din graficele înscrise în fig. 3, că majoritatea stațiilor au pentru reducerea de relief topografic, valori pînă la 2 mgal . Aceste stații se găsesc, în marea lor majoritate, situate în partea de sud a regiunii prospectate — unde relieful este mai domol, cu treceri spre regim de cîmpie — și cu avansări spre nord, în zonele de interfluviu cu pante line și culmi mai mult sau mai puțin teșite. Stațiiile cu valori mai mari decît 2 mgal , aparțin, în general, profilelor situate de-a lungul văilor sau în zonele de culme mai intens accidentate.

Hărțile gravimetrice parțiale, calculate cu densitate unică $2,20 \text{ g/cm}^3$ și cu reduceri de relief topografic pentru sectoarele $0 - 5 \text{ km}$, prezintă,

¹⁾ Pentru întreaga lucrare numărul sectoarelor intrate în calcule în vederea determinării reducerii de relief topografic se ridică la 1 619 348, dintre care 179 808 sectoare au fost măsurate în teren („reducerea topografică”), 719 808 sectoare au fost citite pe plane directoare la scara 1:20 000 („reducerea cartografică”), iar restul de 179 732 sectoare au fost corectate cu ajutorul hărții întocmite („reducere cartografică”). De fapt, harta din pl. I a fost întocmită pentru circa 48 000 sectoare citite pe hărți la scara 1:100 000, realizîndu-se o economie de timp corespunzătoare la circa 131 732 sectoare. Totuși, dat fiind numărul mare de sectoare pentru care s-au efectuat direct operațiuni de teren sau citiri pe hărți, pe de o parte, și un anumit grad de imprecizie pe care îl poate introduce folosirea unui sistem de felul acestuia prezentat, pe de altă parte, este de recomandat ca, în timpul prospecțiunii și în paralel cu determinările ce se fac în mod curent pentru sectoarele $0 - 5 \text{ km}$, să se execute, stație cu stație, și operațiunile pentru sectoarele $5 - 20 \text{ km}$.

TABELUL 2

Imaginea statistică a valorilor reducerii de relief topografic din Subcarpații Munteniei orientale

Interval (mgal)	$R = 0 - 5 \text{ km}$ $\varsigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$		$R = 0 - 20 \text{ km}$ $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$		$R = 0 - 20 \text{ km}$ Densități medii	
	Nr. stații	%	Nr. stații	%	Nr. stații	%
0,0–0,5	3 348	29,77	1 816	16,15	1 707	15,18
0,5–1,0	4 031	35,84	2 932	26,07	2 549	22,66
1,0–1,5	2 276	20,24	3 308	29,41	3 076	27,35
1,5–2,0	827	7,35	1 754	15,60	1 929	17,15
	10 482	93,20	9 810	87,23	9 261	82,84
2,0–2,5	316	2,80	704	6,25	928	8,25
2,5–3,0	175	1,55	298	2,65	435	3,87
3,0–3,5	87	0,76	154	1,39	214	1,91
3,5–4,0	73	0,67	82	0,72	124	1,10
4,0–4,5	38	0,34	71	0,63	75	0,67
4,5–5,0	20	0,18	43	0,38	61	0,54
5,0–5,5	16	0,14	26	0,13	52	0,46
5,5–6,0	14	0,12	17	0,15	29	0,26
6,0–6,5	12	0,11	16	0,14	21	0,19
6,5–7,0	6	0,05	11	0,10	16	0,14
7,0–7,5	4	0,04	8	0,07	14	0,12
7,5–8,0	3	0,03	5	0,04	11	0,10
8,0–8,5	1	0,01	2	0,02	6	0,05
	11 247	100,00 %	11 247	100,00 %	11 247	100,00 %

în partea de nord a lucrării, efecte intense de relief topografic (1, 2, 3, 4, 5). Cartografic, aceste efecte sint reprezentate prin dantelări în mersul izogamelor, cu intrările adinici spre nord de-a lungul văilor și avansări spre sud, pe interfluvii. Recalcularea acestor hărți cu densități medii pe compartimente, au atenuat simțitor efectele de relief topografic, fără însă să le eliminate complet (1, 2, 3). Dispariția acestor efecte, atribuite inițial unei incomplete reduceri Bouguer, s-a realizat ulterior, la recalcularea hărții gravimetricice de ansamblu, prin adăugarea reducerii de relief topografic pentru sectoarele 5 – 20 km. În felul acesta, harta gravimetrică de ansamblu a fost simțitor îmbunătățită. Totuși, există presupunearea că acest sistem nu a rezolvat în cele mai bune condiții de calitate completere valorilor reducerii de relief topografic corespunzătoare sectoarelor

0 — 5 km, cu efectul acelora dintre 5 — 20 km. Eroarea maximă care ar fi introdusă, datorită aproximării la interpolarea izolinilor în rețeaua folosită — pătrate cu latura de 1 km și cu valori ce variază puțin de la punct la punct — ar fi, după aprecierea noastră, în situațiile cele mai desavantajoase, de cel mult 0,1 mgal.

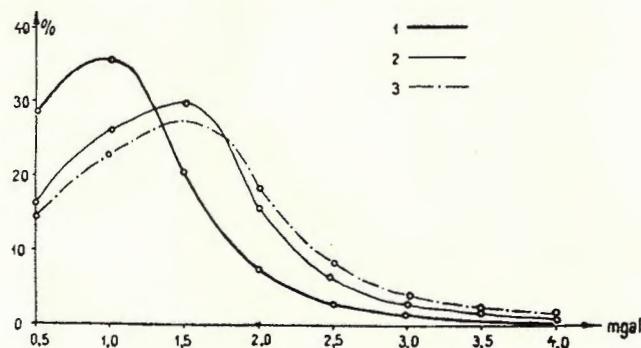


Fig. 3. — Curbele procentuale ale „reducerii de relief topografic” din Subcarpații Munteniei orientale ; 1 — pentru sectoarele 0—5 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 2 — pentru sectoarele 0—20 km și $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; 3 — idem, pentru densități medii pe compartimente.

Recalculararea valorilor reducerii de relief topografic pentru densități medii pe compartimente, s-a realizat prin intermediul unei hărți cu izolinii de egală influență a compartimentelor cu densități medii. Această hartă a fost întocmită după un procedeu asemănător aceluia utilizat de noi în regiunea de curbură a Carpaților orientali (6), în care intervine ca factor important raportul între valorile reducerii de relief topografic pentru $R = 5 \text{ km}$ și valorile aceleiași reduceri pentru $R = 20 \text{ km}$.

Concluzii. Rezultatele ce se pot desprinde din conținutul acestei lucrări, sint :

1. Realizarea unei hărți ce indică repartitia geografică a valorilor reducerii de relief topografic corespunzătoare sectoarelor cuprinse între 5 — 20 km, pe baza unei rețele de puncte situate la echidistanță de 1 km. Valorile sunt interpolate cu izolinii din 0,10 în 0,10 mgal.
2. Reducerea de relief topografic, după această hartă, prezintă o creștere regională, de la sud spre nord, de circa 0,55 mgal, și o grupare sistematică a valorilor mai mari — pînă la 1,50 mgal peste valoarea fondului regional — de-a lungul văilor și pe zonele cu accidente pronunțate de teren.

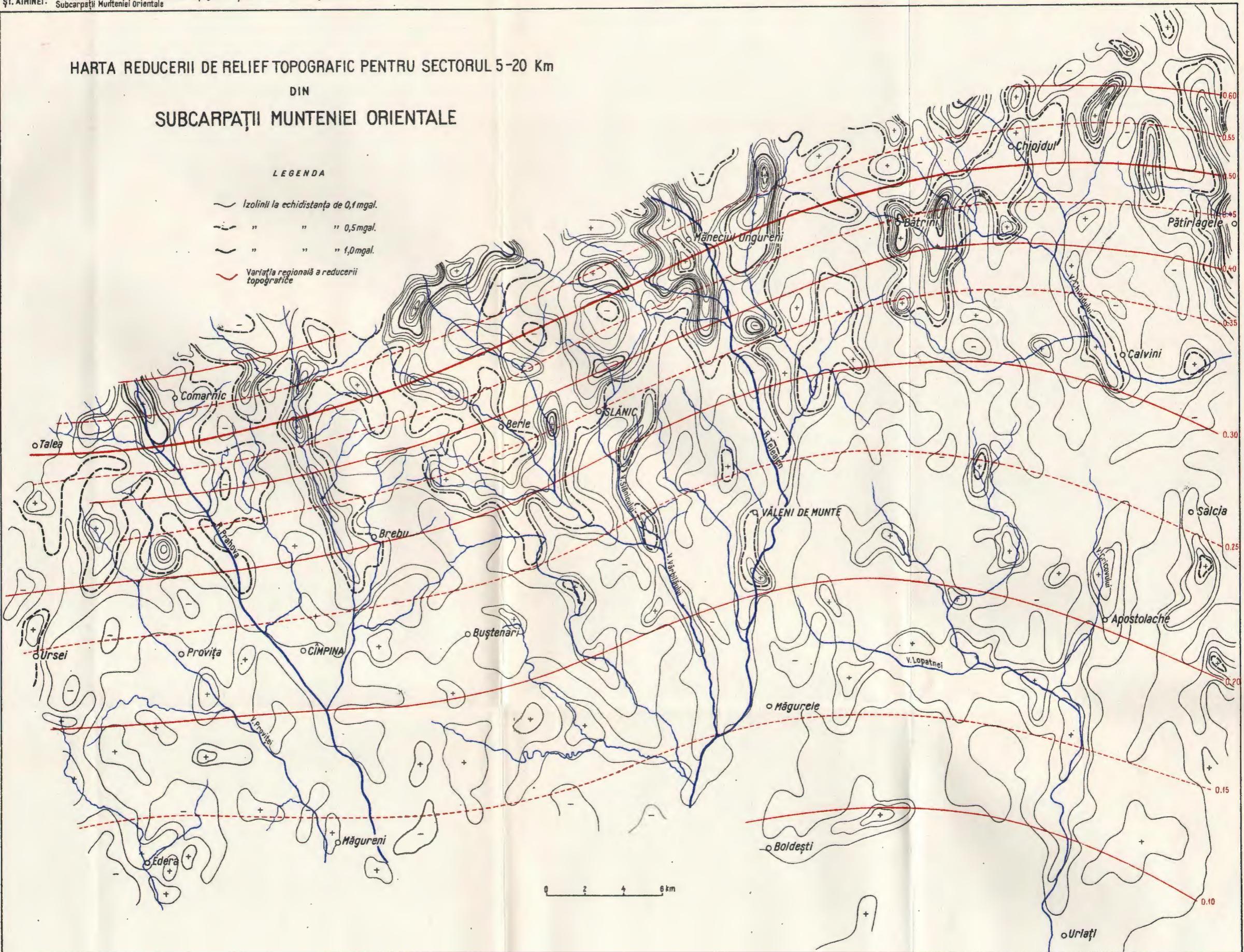
HARTA REDUCERII DE RELIEF TOPOGRAFIC PENTRU SECTORUL 5-20 Km

DIN

SUBCARPAȚII MUNTEIEI ORIENTALE

LEGENDA

- Izolintă la echidistanță de 0,1 mgal.
- " " " 0,5 mgal.
- " " " 1,0 mgal.
- Variatia regională a reducerii topografice



3. Completarea valorilor reducerii de relief topografic evaluate inițial pentru sectoarele 0 — 5 km, cu valorile sectoarelor cuprinse între 5 — 20 km.

4. Recalcularea valorilor reducerii de relief topografic pentru densități medii pe compartimente și aplicarea lor la întocmirea hărții gravimetrice de ansamblu din Subcarpații Munteniei orientale, a condus la înlăturarea efectelor de relief pe care le mai păstrau hărțile parțiale calculate inițial cu valorile reducerii de relief topografic numai pentru sectoarele 0 — 5 km.

5. Se menționează că este preferabil, în cazul prospecțiunii gravimetrice în regiuni accidentate, să se determine direct, stație cu stație, valoarea reducerii de relief topografic, în teren și pe hărți, pentru totalitatea sectoarelor cuprinse în interiorul conturului cu raza de 20 km.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Edera—Ursei—Talea—Șotrile—Melicești—Mislea—Măgurei). *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria D, (Prospecțiuni geofizice)* nr. 3, p. 15—52. București 1959.
2. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Mislea—Buștenari—Șotrile—Teșila—Petriceaua—Cosminele—Vilcănești). *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria D, (Prospecțiuni geofizice)* nr. 2, p. 53 — 70. București 1959.
3. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Vilcănești—Cosminele—Petriceaua—Bertea—Schiulești—Măneciu—Văleni de Munte—Măgurele). *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria D (Prospecțiuni geofizice)* nr. 4, p. 67—68. București 1962.
4. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Măgurele—Văleni de Munte—Slonu—Chiojdu Mic—Cătina—Cărbunești—Șoimari—Matița—Podenii Noi). *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria D (Prospecțiuni geofizice)*, nr. 4, p. 87 — 108. București 1962.
5. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Podenii Noi—Matița—Șoimari—Cărbunești—Chiojdu Mic—Nehoiașu—Pătrălagele—Cislău—Salcia—Sângeru—Ceptura—Urlați—Boldești). *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria D (Prospecțiuni geofizice)*, nr. 4, p. 109—124. București 1962.
6. AIRINEI ȘT. Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură, pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei. *Acad. R. P. R. Studii și cercetări de geologie*, t. 4, nr. 1, p. 127—162. București 1959.
7. SCHLEUSNER A., Nomogramme für Geländeverbesserung von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik. *Beitr. z. angew. N. Geophysik. B.*, H. 4, 1940.

О „РЕДУКЦИИ ТОПОГРАФИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА” ПРИМЕНЕННОЙ В ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ В ПРЕДКАРПАТАХ ВОСТОЧНОЙ МУНТЕНИИ

С. АИРИНЕЙ

(Краткое содержание)

В данной работе автор излагает понятие о способе осуществления величин для редукции топографического рельефа соответствующих участкам составленным от 5—20 км, гравиметрически снятые в районе Предкарпат восточной Мунтении, как прибавить эти величины к первоначально полученным величинам для участков от 0—5 км и конечные следствия вытекающие из этих операций, при составлении общей гравиметрической карты.

Величины редукции топографического рельефа для участков составленных от 5-20 км — расчитаны на картах в масштабе 1:100 000, для сети точек расположенных на равных расстояниях в 1 км. — изображены на черт. I, в виде изолиний и пределов интерполированные в интервалах 0,10 мгал. Эти величины представляют областное возрастание, с юга на север, около 0,55 мгал. Вдоль долин и в зонах с резко расчлененным рельефом, возрастающие величины закрывают данные очертания до приблизительно в 1,65 мгал выше величин областного фона...

Прибавление этих величин к начально расчитанным величинам для участков от 0-5 км и перерасчет суммы для средних плотностей по отделам и использование их для составления общей гравиметрической карты Предкарпат восточной Мунтении, привело к полному устранению эффектов рельефа сохраняющихся в старых частичных гравиметрических картах расчитывающихся в старых частичных гравиметрических картах расчитанные первоначально с величинами редукции рельефа только для участков в 0—5 км.

CONSIDÉRATIONS SUR LA „RÉDUCTION DE RELIEF
TOPOGRAPHIQUE” APPLIQUÉE AUX MESURES
GRAVIMÉTRIQUES DANS LES SUBCARPATES
DE LA VALACHIE ORIENTALE

PAR

ȘT. AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente la manière dont il a réussi à réaliser des valeurs pour la réduction de relief topographique dans les secteurs de 5 à 20 km de la région des Subcarpates de la Valachie Orientale. En ajoutant ces valeurs aux valeurs initiales obtenues pour les secteurs de 0 à 5 km, il expose les conséquences qui en résultèrent, pour la rédaction de la carte gravimétrique d'ensemble.

Les valeurs de la réduction de relief topographique pour les secteurs 5 — 20 km — estimées sur des cartes au 1/100.000-e, pour un réseau de points situés à l'équidistance de 1 km — sont figurées sur la pl. I, sous forme d'isolignes et de contours interpolés à un intervalle de 0,10 mgal. Ces valeurs présentent une augmentation régionale, du Sud vers le Nord, d'environ 0,55 mgal. Le long des vallées et dans les zones avec un relief plus accidenté, les valeurs augmentent jusqu'à approximativement 1,65 mgal au-dessus de la valeur du fond régional.

En ajoutant ces valeurs initiales des secteurs 0 — 5 km, et en recalculant la somme pour les densités moyennes par compartiments et les utilisant à la rédaction de la carte gravimétrique d'ensemble des Subcarpates de la Valachie orientale, l'auteur a réussi à éliminer complètement les effets de relief existant sur les cartes gravimétriques partielles, calculées au début au moyen des valeurs de la réduction de relief topographique seulement pour les secteurs 0 — 5 km.

NOTĂ ASUPRA ANOMALIEI GRAVIMETRICE-MAGNETICE DIN REGIUNEA LACULUI SINOE (DOBROGEA)¹⁾

DE

ȘTEFAN AIRINEI, MIRCEA SUCEAVA

Intenția autorilor, exprimată în această notă, este de a prezenta specialiștilor interesați, cîteva informații în legătură cu anomalia gravimetrică-magnetică cartată în regiunea Lacului Sinoe.

Anomalia gravimetrică-magnetică din regiunea Lacului Sinoe a fost pusă în evidență în vara anului 1961, cu ocazia executării profilului situat între localitățile Vadu și Sinoe, de-a lungul Grindului Chituc — Grindul Lupilor, pe la Gura Portița, în vederea completării rețelelor de stații necesare întocmirii machetelor pentru hărțile gravimetrică și magnetică a R.P.R., la scara 1 : 200 000, foaia Constanța (L — 35 — XXXV). Măsurătorile de teren au fost executate astfel : cele gravimetrice de către formația 4/5 gravimetrie a Întreprinderii „Prospecțiuni” (condusă de M. SUCEAVA)²⁾, iar cele magnetice de către Secția de cercetări și hărți geofizice a Institutului Geologic (ȘTEFAN AIRINEI)³⁾. Profilul măsurat gravimetric și magnetic se compune din 50 stații așezate la echidistanță de 1 km.

Imaginile gravimetrice (întocmite sub forma hărții anomaliei Bouguer pentru densitățile unice 2,20 și 2,67 g/cm³ și magnetice (harta componentei verticale ΔZ și harta anomaliei magnetice ΔZ), ilustrează, în regiunea Lacului Sinoe, anomalia gravimetrică discutată, sub forma unui contur maximal individualizat în raport cu anomaliiile gravimetrice și magnetice cartate anterior în zonele imediat învecinate (1, 2, 5, 6). În timp ce jumătatea vestică a anomaliei se închide în dreptul localităților

¹⁾ Comunicare în ședință din 3 mai 1963.

²⁾ MIRCEA SUCEAVA. Raport asupra măsurătorilor regionale de legătură și control din Dobrogea de Sud, Balta Ialomiței, și Grindul Chituc, 1961, Arhiva Comitetului Geologic, București.

³⁾ ȘTEFAN AIRINEI. Măsurători pentru întocmirea hărții magnetice ΔZ a R. P. R., la scara 1 : 200 000 foaia L-35-XXXV, 1961, Arhiva Institutului Geologic, București.

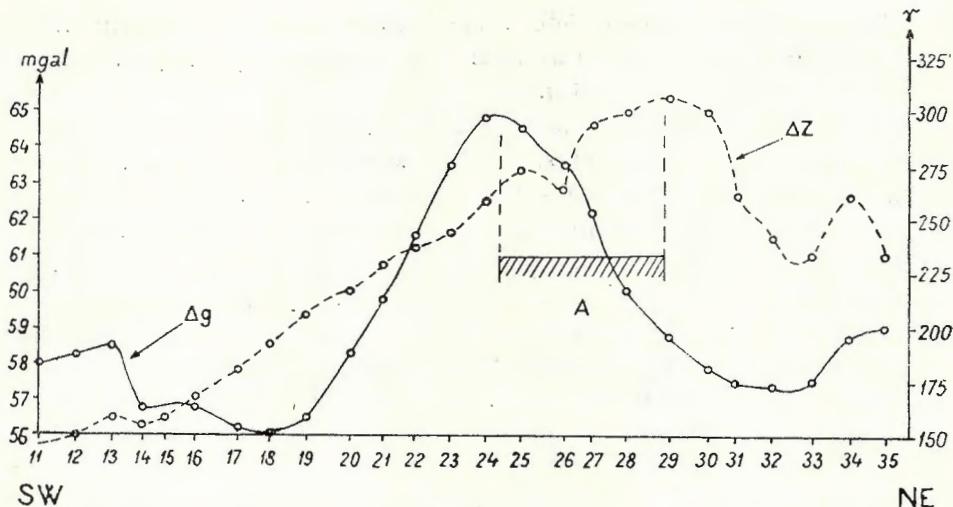
Sinoe și Istria, jumătatea estică rămîne larg deschisă spre Marea Neagră. Rețeaua gravimetrică măsurată anterior (TR. BĂCIOIU, 1955) are două stații situate pe extremitatea de NW a sectorului de apex și un grup de stații, din vecinătatea Lacului Sinoe, amplasate pe flancul de vest al anomaliei. Intensitatea anomaliei gravimetrice depășește 45 mgal, iar a anomaliei ΔZ (în valori corectate de cîmpul normal), peste +300 γ. Axele de simetrie ale anomalilor au orientarea NV—SE, înscriindu-se în ansamblul direcțiilor structurale ale Dobrogei. Axul anomaliei magnetice este decalat spre nord cu circa 4 km față de axul anomaliei gravimetrice.

Interpolarea valorilor gravimetrice și magnetice, date fiind scara hărții și desimea stațiilor, s-a făcut cu izolinii la echidistanță de 1 mgal, respectiv 25 γ. În sectorul lacului, trasarea izolinilor are un caracter provizoriu, din aceasta apărînd necesitatea evidentă a unei prospecțiuni cu mijloace adecvate, în vederea continuării și precizării în detaliu a morfologiei anomaliei Sinoe.

Anomalia gravimetrică este flancată la nord și la sud de anomalii de minimum. Zona de contact dintre anomalia de maximum și aceia de minimum din nord se face prin intermediul unui cordon de gradient orizontal foarte puternic, constituind prelungirea spre SE a cordonului de gradient orizontal corespunzător liniei tectonice Pecineaga-Camena (5, 6). Este de menționat că valoarea absolută a anomaliei Sinoe este de peste 44 mgal, fiind una dintre valorile cele mai mari de pe teritoriul țării noastre (3).

Anomalia magnetică are caracter dipolar. La distanță de circa 10 km ENE de apexul de maximum, se deschide un minimum magnetic neconturat încă în partea sa nordică din lipsă de măsurători. Anomalia magnetică de maximum Sinoe pare să nu facă parte din familia de anomalii magnetice situate la sud de linia Pecineaga—Camena (1, 2). Din punctul de vedere al anomalilor magnetice regionale, care reflectă secotoarele de fundament dobrogean diferențiate petrografic (2), anomaliiile magnetice locale aflate la sud de linia Pecineaga—Camena corespund la cauze geologice legate de fundamentalul compartimentului Munților Măcinului, în timp ce anomalia locală Sinoe este situată în partea de SE a compartimentului fundamentalui zonei triasice.

În figură sunt redate profilele anomaliei Bouguer și anomaliei magnetice ΔZ , corespunzătoare stațiilor măsurate pe Grindul Chituc. Din aceste profile se desprind clar pozițiile maximelor gravimetric și magnetic, decalajul dintre axele lor de simetrie și intensitățile relative măsurate. Profilul gravimetric a servit la unele calcule efectuate în vederea estimării adîncimii cauzei perturbante, prin metoda „curbei zecimale”. Corpul per-



Profile transversale, gravimetric (Δg) și magnetic (ΔZ), peste anomalie gravimetrică magnetică din regiunea Lacului Sinoe (Dobrogea).

turbant a fost asimilat cu o sferă. S-au determinat adâncimile centrelor de greutate (Z), adâncimile la creasta sursei perturbante (L) și lungimea razelor sursei perturbante (R), pentru contrastele de densitate cuprinse între 0,1 și 0,5 g/cm^3 . Datele obținute sunt sintetizate în tabelul de mai jos.

TABEL

Estimarea adâncimii sursei perturbante a anomaliei gravimetrice-magnetice Sinoe, prin metoda „curbei zecimale”.

Contrast de densitate ($\Delta\sigma$) (g/cm^3)	Lungimea razei (R) (km)	Adâncimea medie la centrul de greutate (Z) (km)	Adâncimea la creasta corpului perturbant (L) (km)
0,1	2,390		0,444
0,2	1,696		1,138
0,3	1,352	2,834	1,482
0,4	1,195		1,639
0,5	1,070		1,764

Se vede că, în cazul acestei game de contraste de densitate, adâncimea la creasta sursei perturbante variază între 440 și 1764 m. Dacă se tine seama de contrastele de densitate mai probabile între masa sursei perturbante mai densă și masa rocilor care o înconjoară (fundamentul

cristalin), apreciate, prin paralelizare, cu densitățile rocilor de la suprafață, între 0,2 și 0,3 g/cm³, atunci adincimea la creasta corpului geologic mai dens, ar fi în jur de 1300 m.

Anomalia gravimetrică-magnetică prezentată se situează pe unitatea geomorfologică a zonei depresionare Razelm-Sinoe, caracterizată prin depozite deltaice ce depășesc grosimi de peste 100 m¹). Fundamentul zonei, dacă se ține seamă de unitățile geologice situate la vest de complexul de lacuri Razelm—Sinoe (3, 7), ar putea fi constituit din depozitele cretacice ale bazinei Babadagului sau din șisturile verzi din Dobrogea Centrală. La rîndul lor, atât depozitele cretacice cît și șisturile verzi stau pe un complex de șisturi cristaline fragmentat prin dislocații crustale și aparținînd, foarte probabil, la ere tectonice diferite (2, 8, 9). Presupunem că sursa perturbantă reflectată de anomalia gravimetrică-magnetică Sinoe, este situată în acest fundament.

După unul din autori (ȘT. AIRINEI), se pot remarcă elemente geologice și geofizice care permit unele analogii între anomalia Palazu Mare (1, 2, 10) și anomalia Sinoe. Aceste analogii pot conduce, indirect, la presupunerea existenței, în substratul lor, a unor obiective geologice similare.

Analogii sub aspect geologic : ambele anomalii sunt plasate la sudul unei dislocații crustale (anomalia Palazu Mare, la sud de dislocația Capidava—Canara ; anomalia Sinoe, la sud de dislocația Pecineaga—Camena) ; pentru ambele anomalii, cercetările geologice de suprafață sunt incapabile să furnizeze informații referitoare la natura petrografică a surselor perturbante, situate adînc și acoperite sub pături de sedimente mai noi.

Analogii sub aspect geofizic ; ambele surse perturbante se manifestă atât în cîmpul gravitației (intensitatea relativă a anomaliei Sinoe este mai mare decît a anomaliei Palazu Mare cu circa 1,5 mgal) cît și în cîmpul geomagnetic (intensitatea anomaliei Palazu Mare este cu mult mai mare decît intensitatea anomaliei Sinoe) ; ambele anomalii magnetice au caracter dipolar, polii negativi fiind situați la depărtări de aproximativ 10 km față de polii pozitivi, fiind și ușor deplasați spre NNE ; în ambele cazuri sunt decalaje remarcabile între apexele gravimetric și magnetic (în cazul anomaliei Palazu Mare, apexul gravimetric este decalat la vest de apexul magnetic ; la anomalia Sinoe, apexul gravimetric este decalat la sud de apexul magnetic).

Conținutul geologic al sursei perturbante Sinoe, nu va putea fi cunoscut decît pe calea forajului de explorare. Pe aceiași cale, în ultimii ani,

¹⁾ A. PRICĂJAN, M. MOCANU. Cercetări hidrogeologice în zona complexului Razelm—Golovița—Sinoe, 1960, Arhiva Comitetului Geologic.

s-au adunat informații numeroase pentru lămurirea naturii geologice a sursei perturbante Palazu Mare (7, 9, 10). În acest scop, la timpul oportun, a fost propusă săparea unei sonde de mare adâncime, în zona de suprapunere a apexelor gravimetric și magnetic, pe Grindul Chituc, în interiorul segmentului de profil marcat de stațiile cu seriile 25 — 28, la sud de Gura Periteasca¹⁾.

Este de așteptat ca sursa perturbantă Sinoe să fie, de asemenea, interesantă din punctul de vedere al substanțelor minerale utile. Deși corpul geologic Sinoe se află la o adâncime mai mare decât acela de la Palazu Mare, considerăm că va fi probabil utilă inventarierea lui între obiectivele geologice ale planului de perspectivă economică a patriei noastre.

În concluzie, rezultatele esențiale expuse în această notă, sint :

1. Stabilirea traseului liniei tectonice Pecineaga—Camena în extinderea sa spre SE, pe segmentul Ciamurlia de Jos—sud Gura Portița.
2. Cartarea unei anomalii gravimetrice-magnetice în regiunea Lacului Sinoe, interesantă atât din punctul de vedere al morfologiei sale generale, cât și din acela care privește eventualul său conținut geologic, în substanțe minerale utile.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘTEFAN. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). *Acad. R. P. R. Bul. Științ., Sec. științ. biol., agron. geol., geograf.*, t. 7, nr. 1, p. 155 — 175. București 1955.
2. AIRINEI ȘT. Harta anomaliei magnetice Δz din Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române. *Acad. R. P. R. Stud. cerc. geol.*, t. 3., nr. 1 — 2, p. 79 — 109. București 1958.
3. AIRINEI ȘT., STOENESCU SC. Relații cu privire la întocmirea Hărții Gravimetrice a R. P. R. (Anomalie Bouguer), scara 1 : 500 000. *D. S. Com. Geol. L/1*. București 1964.
4. ATANASIU I. Privire generală asupra Dobrogei. Iași 1942.
5. BOTEZATU R., BĂCIOTU TR. Anomalia gravitației în Dobrogea Centrală. *Acad. R. P. R., Bul. Științ. Sec. geol.-geograf.*, t. II, nr. 2, p. 237. București 1957.
6. BOTEZATU R., BĂCIOTU TR., ANDREI J. Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de Nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud și Muntenia de Est. *Acad. R. P. R., Stud. Cerc. Geol.*, t. VI, nr. 1, p. 185. București 1961.

¹⁾ ȘT. AIRINEI. Raport privind „Anomalia Sinoe” pusă în evidență cu ocazia lucrărilor de completare pentru întocmirea Hărților geofizice (gravimetrică-magnetică), scara 1 : 200.000, foia L-35-XXXV (20.XII.1961).

7. CIOCIRDEL R., PROTOPOPESCU-PACHE EM. Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei, *Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria E, Hidrogeologie*, nr. 3. București 1955.
8. GAVĂT I., AIRINEI ST., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU Sc., VENCOV I. Structura geologică profundă a teritoriului R. P. R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, t. 1, nr. 1. București 1963.
9. IVANOVICI V., GRUSCĂ D. Date noi asupra fundamentalului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. 6, nr. 1, p. 153. București 1961.
10. ȘTEFĂNESCU E., AIRINEI St., BOTEZATU R., IONESCU Fl., POPOVICI D., STOENESCU SG. Prospecțiuni geofizice pentru fier împă Constanța. *Acad. R. P. R., Probleme de Geofizică*, vol. I., p. 163 — 179. București, 1961.

ОТМЕТКА О ГРАВИМЕТРИЧЕСКО-МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ
РАЙОНА ОЗЕРА СИНОЕ (ДОБРУДЖА)

С. АИРИНЕЙ, М. СУЧАВА

(Краткое содержание)

В данной отметке авторы представляют результаты гравиметрических и магнитных измерений профиля Гриндул Китук-Гура Портица-Гриндул Лупилор, выполненные по случаю дополнения использованных сетей для составления гравиметрических и магнитных карт для листа L—35—XXXV (Констанца) в масштабе: 1:200 000.

Были выявлены: продолжение тектонической линии Печеняга-Камена к юго-востоку, а также гравиметрическо-магнитная аномалия максимального распространения в районе озера Синое, южнее этой тектонической линии. Высказывается также мнение, что в связи с геологической природой источника возмущения, существуют возможности накопления полезных ископаемых, представляющие интерес с экономической точки зрения.

NOTE SUR L'ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE—MAGNÉTIQUE
DE L'AIRE DU LAC SINOE (DOBROGEA)

PAR

ȘT. AIRINEI, M. SUGEAVA

(Résumé)

Les auteurs présentent les résultats des mesures gravimétriques et magnétiques le long du profil de Grindul Chituc—Gura Portița—Grindul Lupilor, effectuées dans le but de compléter les réseaux utilisés pour la rédaction des maquettes des cartes gravimétrique et magnétique de la feuille L-35-XXXV (Constanța) au 1/200 000—e.

On a mis en évidence: le prolongement vers le SE—sur le segment Ciamurlia de Jos—Sud Gura Portița—de la ligne tectonique Peceneaga—Camena et l'anomalie gravimétrique-magnétique de maximum, étendue dans l'aire du Lac Sinoe, immédiatement au Sud de la ligne tectonique. En ce qui concerne la nature géologique de la source perturbatrice, les auteurs envisagent la possibilité d'une accumulation de substances minérales utiles, intéressantes du point de vue économique.

**CARACTERIZAREA ACTIVITĂȚII GEOMAGNETICE
DIN ANUL 1961 PE BAZA ÎNREGISTRĂRILOR
DE LA OBSERVATORUL GEOFIZIC SURLARI¹⁾**

DE

LIVIU CONSTANTINESCU, ANDREI SOARE, ALEXANDRA SOARE

Activitatea geomagnetică dintr-un anumit interval de timp reprezintă totalitatea variațiilor geomagnetice cu caracter neregulat (perturbații) înregistrate în acest interval.

Caracterizarea activității geomagnetice urmărește o reprezentare cît mai obiectivă a intensității și frecvenței perturbațiilor geomagnetice având un aspect pe cît este posibil cantitativ. Cu alte cuvinte, rezultînd din necesitatea unei evaluări numerice a fenomenului deosebit de complex al perturbațiilor geomagnetice, va urmări reprezentarea gradului acestor perturbații.

Operația de caracterizare numerică a activității geomagnetice, standardizată prin convenție internațională, este aplicată astăzi de toate cele aproximativ 200 de observatoare magnetice de pe glob, din rețeaua cărora face parte și Observatorul Surlari.

În timpul Anului Geofizic Internațional, la Observatorul Surlari, care a luat parte la principalele lucrări de geomagnetism, s-a efectuat cu regularitate caracterizarea numerică a activității geomagnetice pe baza înregistrărilor proprii ale variațiilor cîmpului geomagnetic. Pe lîngă satisfacerea acestei obligații pe plan internațional, extinderea caracterizării numerice asupra unui interval mai lung de timp, acoperind o jumătate de ciclu solar, a furnizat un material destul de bogat, susceptibil de prelucrări statistice putînd conduce la informații asupra distribuțiilor diurnă și anuală ale activității geomagnetice (1).

În prezent caracterizarea numerică a activității geomagnetice este cuprinsă în activitatea curentă a Observatorului Surlari, rezultatele folo-

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 mai 1963.

sind atit la completarea datelor cu care Observatorul Surlari contribuie la Cooperarea Geofizică Internațională, cît și la lucrări proprii de cercetare a fenomenelor geomagnetice.

Interesul continuării caracterizării numerice este legat și de necesitatea prinderii fenomenului la grade mai reduse de agitație, în epoci de minim de activitate solară, aşa cum este anul 1961 și urmează a fi mai ales anii următori. În acești ani se va desfășura o nouă cooperare internațională de mare anvergură, Anul Internațional al Soarelui Calm (I. Q. S. Y.) la care Observatorul Surlari urmează să participe în cadrul cooperării cu Comitetul Geofizic Sovietic.

Rezultate. Prin trasarea mersului diurn neperturbat, aproximativ de valorile medii orare ale zilelor calme ale fiecărei luni și prin aplicarea scării de caracterizare adoptate ($K = 9$ pentru $\Delta H = 350 \gamma$) s-au obținut indici triorari K pentru toate intervalele triorare din anul 1961.

Prelucrarea acestor indici triorari făcută în scopul evidențierii mersului diurn și anual al activității geomagnetice și a comparării datelor locale cu cele planetare, reprezentate de indicii planetari K_p , au condus la următoarele rezultate :

În figura 1 este redat mersul diurn al activității geomagnetice. Acest mers apare evident ca o undă simplă prezentând un maxim între orele 12 – 15 T. U. Grafice similare făcute pentru ani cu activitate geomagnetică intensă (de exemplu anul 1957) arată că acest maxim are loc în intervalul $9^h - 12^h$, fiind în același timp mai proeminent. Pe de altă parte, în anii de minimă activitate geomagnetică (de exemplu anul 1954) maximul apare deplasat spre intervalul $18^h - 21^h$, datorită faptului că perturbațiile în golf, care contribuie mult la mărireala valorilor indicelui K în anii de calm magnetic, au o frecvență de apariție preferențială tocmai în acest interval.

Așa încât situația apărută în reprezentarea grafică a mersului diurn al activității geomagnetice în anul 1961 este pe deplin concordantă cu rezultatele anterioare, anul 1961 fiind un an intermediar între anii de maxim și minim ai activității geomagnetice.

În figura 2 este redat mersul anual al activității geomagnetice. Spre deosebire de reprezentări grafice similare făcute pentru alți ani, fie de maximă activitate (1957), fie de minimă activitate (1954) în care mersul anual prezenta cu mici fluctuații două maxime evidente corespunzătoare epocilor echinoxiale, mersul anual pentru anul 1961 apare net deosebit, prezentând un singur maxim în apropierea solstițiului de vară. Explicația acestui fapt ar putea fi data de activitatea solară cu totul neo-

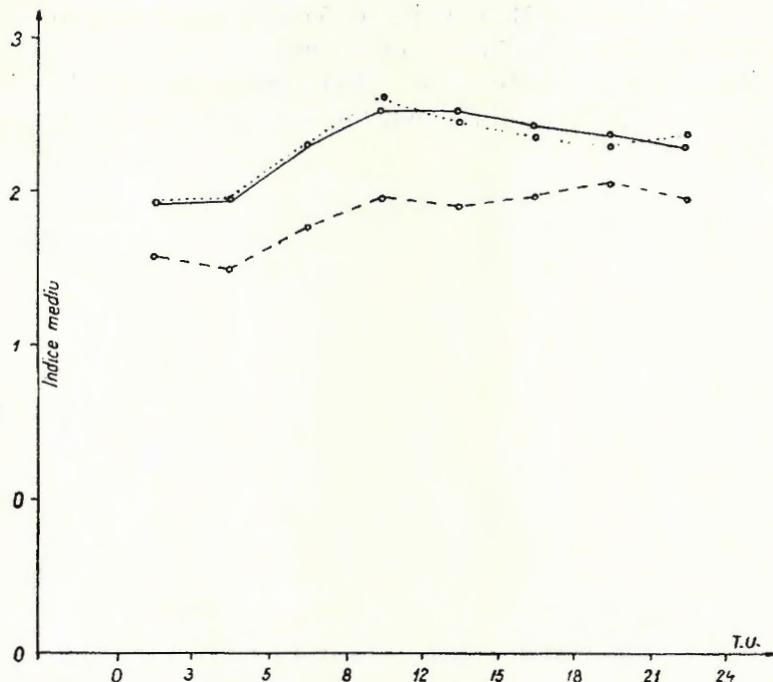


Fig. 1.

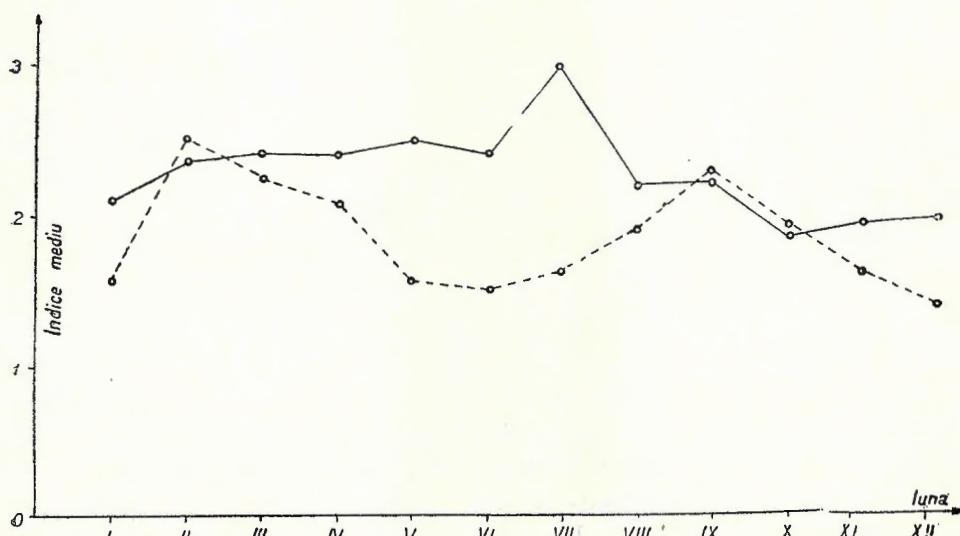


Fig. 2.

bîşnuită din vara anului 1961, avînd ca efect înregistrarea unor furtuni magnetice numeroase și neobișnuit de violente.

În figura 3 sunt traseate curbele frecvențelor de apariție a indicilor K pentru anii 1958 și 1961 și ale indicilor K_p , pentru anul 1961. Graficul

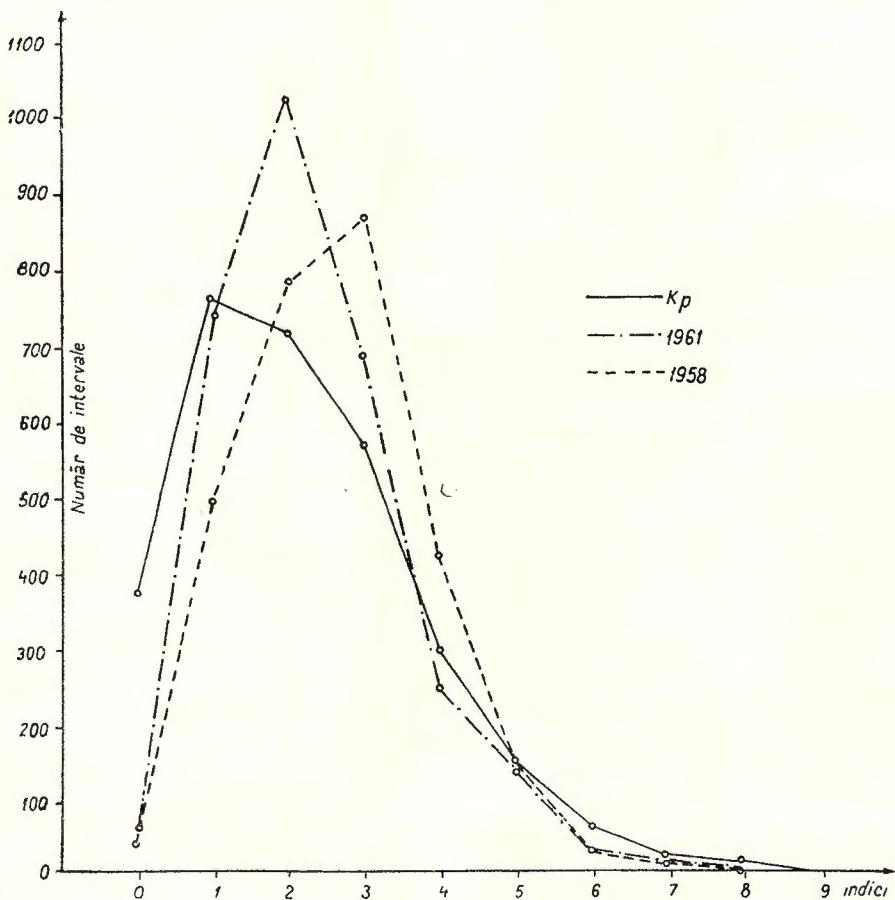


Fig. 3.

are aspectul cunoscut din reprezentările făcute pentru anul 1958 pe baza indicilor de la Surlari și de la două observatoare vecine (Swieder și Odesa), în scopul asimilării curbelor de frecvență. Dacă pentru acele curbe, la adoptarea scării de caracterizare de 350γ a rezultat o bună asemănare, cel mai frecvent indice K fiind 3, la adoptarea scării de 500γ curba rezultată pentru Surlari a apărut modificată, cel mai frecvent indice K devenind 1.

Faptul că în cazul anului 1961 cel mai frecvent indice este totuși 2, deși scara de caracterizare folosită a fost cea de 350γ , se explică prin aceea că gradul de perturbație geomagnetică din anul 1961 a fost mai mic decât cel din 1958.

Graficul frecvenței de apariție a indicilor K pentru anul 1961 indică pe $K_p = 1$ drept cel mai frecvent. Or, pentru a obține și în cazul caracterizării activității geomagnetice, făcută pe baza înregistrărilor de la Surlari, o distribuție de frecvență asemănătoare, ar fi necesară poate o revenire la scara de caracterizare de 500γ . În această privință, în scopul adoptării definitive a unei scări de caracterizare care să asigure o asimilare a rezultatelor autohtone cu cele obținute pe baza indicilor observatoarelor vecine, cît și pe baza indicilor planetari K_p , este necesar un studiu comparativ mai detaliat care să cuprindă în timp cel puțin un ciclu întreg de activitate solară.

Concluzii. Caracterizarea numerică a activității geomagnetice din anul 1961 și prelucrările statistice și grafice rezultate permit în concluzie următoarele considerații :

Mersul diurn al activității geomagnetice prezintă un maximum între orele $12^h - 15^h$ deci ocupînd o poziție intermedieră față de maximele observate în anii extremi ai unui ciclu solar (1954 — 1951). Este astfel arătat faptul că față de anul 1957 activitatea geomagnetică este în descreștere, urmînd să descrească în continuare pînă în anul 1964, cînd se prevede proxima perioadă minimală.

Mersul anual, avînd aspectul special anormal arătat mai sus, se explică, este drept, printr-o activitate solară excepțională intervenită în vara anului 1961, punînd în același timp în evidență legătura dintre activitatea solară și cea geomagnetică, precum și eficacitatea caracterizării activității geomagnetice prin indicii triorari K , dar pentru o mai mare concluziune a rezultatelor este necesară extinderea în timp a comparării lor fie cu datele altor observatoare, fie mai ales cu indicii planetari K_p .

BIBLIOGRAFIE

1. CONSTANTINESCU LIVIU, SOARE ANDREI, SOARE ALEXANDRA. Gradul de perturbație geomagnetică în intervalul 1954 — 1959 pe baza înregistrărilor de la Observatorul Geofizic Surlari. *Probleme de Geofizică* vol. I, p. 259 273. București 1961.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГОДИЧНОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ
ЗА 1961 Г. НА ОСНОВАНИИ ЗАПИСЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО
СУРЛАРСКОГО НАБЛЮДАТЕЛЯ

Л. КОНСТАНТИНЕСКУ, А. СОАРЕ, АЛЕКСАНДРА СОАРЕ

(Краткое содержание)

В этой работе представлены главные результаты числовой характеристики годичной геомагнитной активности произведенной в 1961 г на основании записей геофизического Сурларского наблюдателя.

Выявляется эффективность охарактеризации данными относительно суточного и годового хода геомагнитной активности, ход показывающий, с одной стороны ее спадение, стремясь к ожидаемому миниму в 1964 г, а с другой стороны, ненормальное ее повышение, временно произошедшее летом 1961 г.

Также, приведены новые данные с целью обоснования окончательного выбора местного масштаба охарактеризации.

CARACTÉRISATION DE L'ACTIVITÉ GÉOMAGNÉTIQUE AU
COURS DE L'ANNÉE 1961, SUIVANT LES ENREGISTREMENTS
DE L'OBSERVATOIRE GÉOPHYSIQUE DE SURLARI

PAR

L. CONSTANTINESCU, A. SOARE, ALEXANDRA SOARE

(Résumé)

Les auteurs exposent les principaux résultats de la caractérisation numérique de l'activité géomagnétique de l'année 1961, suivant les enregistrements de l'Observatoire de Surlari.

On souligne l'efficacité de la caractérisation au moyen des données sur la marche diurne et annuelle de l'activité géomagnétique, marche qui d'une part indique sa décroissance vers le minimum attendu pour 1964 et d'autre part, son accroissement anormal, intervenu temporairement pendant l'été 1961.

On présente, également, de nouveaux éléments qui puissent fonder le choix définitif de l'échelle locale de caractérisation.

VARIATIA DIURNĂ SOLARĂ A ELEMENTELOR
GEOMAGNETICE ÎNREGISTRATĂ LA OBSERVATORUL
SURLARI ÎN 1961¹⁾

DE

ANDREI SOARE, ALEXANDRA SOARE

Introducere. Problema fundamentală a oricărui observator geomagnetic este urmărirea variațiilor în timp ale cîmpului magnetic terestru.

O parte importantă a variațiilor geomagnetice este dată de variația diurnă solară, numită astfel deoarece se poate afirma astăzi cu certitudine că ea se datorează influenței exercitată de radiația electromagnetică, emisă în mod continuu de Soare, asupra cîmpului magnetic terestru în rotație, prin intermediul stratelor ionizate ale atmosferei înalte.

Spre deosebire de perturbațiile geomagnetice, care sunt variații cu caracter neregulat, variația diurnă solară are un aspect periodic evident. Dacă gradul de perturbație geomagnetică poate fi caracterizat printr-un procedeu bazat pe măsurarea abaterilor elementelor geomagnetice de la mersul lor diurn neperturbat, rezultă că pentru a putea cerceta fenomenele de perturbație este necesară în prealabil cunoașterea mersului diurn neperturbat, reprezentind tocmai variația diurnă solară (2).

Separarea variației diurne solare, operație curentă în cadrul activității Observatorului Geofizic Surlari, oferă un material important pentru cercetări asupra particularităților locale ale fenomenului dar mai ales reprezintă partea esențială a contribuției Observatorului Surlari la studiul fenomenului la scară planetară.

Datele de observație. Datele de observație au fost furnizate de sistemul înregistrător Askania al Observatorului Surlari, care în tot cursul anului 1961 a funcționat fără întrerupere.

Valorile de scală ale variometrelor înregistratoare : $D = 2,50 \gamma/\text{mm}$, $H = 1,67 \gamma/\text{mm}$ și $Z = 3,00 \gamma/\text{mm}$ la viteza de derulare a hîrtiei fotogra-

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1963.

fice de 20 mm/h fac ca aceste date să fie omologabile pe plan internațional, fiind comparabile din acest punct de vedere cu cele de la alte observatoare geomagnetice.

Nivelul înregistrării a fost controlat în bune condiții prin măsurători absolute periodice de D, H și Z executate cu teodolitul și inductorul Mating Wiesenbergs. Influența variațiilor de temperatură din subterana variometrelor a fost eliminată prin corecții adecvate aplicate valorilor medii orare ale celor trei elemente geomagnetice.

Rezultate. Ridicareaordonatelor medii orare de pe înregistrările continue ale celor trei elemente geomagnetice și transformarea lor prin calcul conduc la obținerea valorilor medii orare ale celor trei elemente geomagnetice (3).

Calculul valorilor medii lunare reprezintă de fapt metoda de separare a variației diurne solare. Pentru un interval de timp de o lună, variațiile accidentale sau cele ale căror perioadă este diferită de 24 ore se compensează reciproc, seria valorilor medii exprimând chiar variația diurnă solară medie în luna respectivă. Spre o mai bună imagine a variației diurne solare, se calculează media tuturor zilelor, care dă variația diurnă solară medie (S), media celor 5 zile mai calme, care dă variația diurnă calmă (S_a) și a celor 5 zile mai perturbate (SP). Așa înceit se consideră că pentru o anumită lună S_a reprezintă cel mai bine mersul diurn neperturbat.

Deoarece caracteristica principală a variației diurne este dată în primul rînd de amplitudinea ei, în lucrarea de față este prezentat unul din rezultatele finale ale prelucrării statistice în scopul punerii în evidență a variației diurne solare și anume tabelul amplitudinilor medii lunare ale acesteia în anul 1961.

În general este de remarcat un minim manifestat în toate cele trei componente, apărind în perioada solstițiului de iarnă. Explicația constă în faptul că în această perioadă iluminarea latitudinilor nordice este minimală. Maximul echivalent care ar trebui să apară în perioada solstițiului de vară se conturează foarte clar pentru componenta orizontală și pentru declinație, dar pentru componenta verticală este puțin deplasat spre echinocțiul de primăvară. Faptul poate fi explicat printr-o insuficientă eliminare a activității magnetice mărite din perioada echinocțiilor, deoarece în acest caz anomalia trebuie să apară îndeosebi în componenta orizontală în care efectele radiației corpuseculare se manifestă cu mult mai pregnant. O astfel de explicație a putut fi plauzibilă pentru rezultatele similare obținute în anul 1960, cînd, pentru toate componentele și mai evident pentru ΔH , maximul de vară se desfăcea în două, spre echinocți. Această dife-

rență între rezultatele din anii 1960 și 1961 s-ar explica însă prin aceea că în anul 1960 activitatea magnetică a fost mult mai puternică, numărul mic de intervale mediat nefiind suficient pentru eliminarea perfectă a ei. (tabelul I). Așa încit anomalia constatată în variația anuală a amplitudinii variației diurne solare în componenta verticală poate fi un fenomen normal datorit poziției și intensității sistemului de curenți ionosferici în raport cu Observatorul Surlari. O verificare a acestei ipoteze a fost inițiată pe baza rezultatelor similare de la Observatoarele Rude Skov (Danemarca) și Dourbes (Belgia) (tabelele III și IV), în posesia cărora ne-am aflat la data redactării acestei lucrări. Dacă în cazul Observatorului Rude Skov, situat la o latitudine geomagnetică mai nordică ($\varnothing = 55^{\circ}8'N$) anomalia variației amplitudinilor componentei verticale apare mai evidentă, indicând aceeași insuficientă eliminare a activității magnetice, care la latitudinile nordice se manifestă cu mai mare intensitate, la Observatorul Dourbes ($\varnothing = 51^{\circ}7'N$) această anomalie trece aproape neobservată. Așa încit s-ar putea presupune că Observatorul Surlari se găsește în raport cu curenții ionosferici într-o poziție preferențială pentru efectul, mai marcat în componenta verticală, al unui anumit tip de perturbații geomagnetice, pe care sistemul de mediere lunată nu reușește să-l eliminate suficient.

Bineînțeles că se impune o paralelizare a datelor de la Surlari și cu date similare de la mai multe observatoare, în special vecine, pentru a se putea preciza dacă ipoteza de mai sus este demnă de încredere sau dacă nu cumva este vorba de un fenomen local, legat de partea de origine internă a variației diurne, care, după cum se știe, este cu precădere resimțită în componenta verticală.

Comparația între amplitudinile maxime lunare și amplitudinile medii anuale ale variației S în anii 1960 și 1961 și anume :

Amplitudini	H(γ)	D(')	Z(γ)
Medii lunare maxime : 1960	59	11,6	38
1961	31	10,0	31
Medii anuale : 1960	26	8,3	25
1961	22	6,9	19

arată că, pe lângă reducerea activității geomagnetice guvernată de radiația solară corpusculară, tînzînd către minimul așteptat în 1964, are loc și o reducere a intensității radiației ultraviolete a Soarelui.

Concluzii. Rezultatele lucrărilor pentru punerea în evidență a variației diurne solare înregistrată la Surlari în anul 1961 au o deosebită im-

TABELUL I

Amplitudinile variației diurne solare
(Surlari, 1960)

Lunile	H (γ)	Z (γ)	D (')
Ianuarie	19	7	2'8
Februarie	15	17	5'6
Martie	25	31	10'1
Aprilie	5	38	11'6
Mai	26	34	9'8
Iunie	26	29	10'8
Iulie	25	30	11'1
August	59	38	11'1
Septembrie	32	26	10'3
Octombrie	35	27	8'8
Noiembrie	25	20	5'1
Decembrie	19	7	2'7
Media	25 91	25 33	8'3

TABELUL II

Amplitudinile variației diurne solare
(Surlari 1961)

Lunile	H (γ)	Z (γ)	D (')
Ianuarie	15	5	2'7
Februarie	17	6	4'0
Martie	12	21	5'5
Aprilie	25	30	9'7
Mai	22	31	8'2
Iunie	28	26	10'0
Iulie	31	26	8'4
August	31	20	10'0
Septembrie	28	17	8'8
Octombrie	21	25	8'0
Noiembrie	21	17	5'3
Decembrie	8	8	3'3
Media	21 61	19 33	6'91

TABELUL III

Amplitudinile variației diurne solare S_q
(Dourbes, 1961)

Lunile	H (γ)	Z (γ)	D (')
Ianuarie	21	13	5'6
Februarie	24	13	7'3
Martie	20	11	7'2
Aprilie	33	25	11'3
Mai	28	24	9'4
Iunie	36	33	10'7
Iulie	52	41	11'1
August	36	16	10'8
Septembrie	30	19	8'7
Octombrie	27	14	8'0
Noiembrie	22	8	5'4
Decembrie	23	12	6'1
Media	29 33	20 75	8'38

TABELUL IV

Amplitudinile variației diurne solare S_q
(Rude Skov, 1961)

Lunile	H (γ)	Z (γ)	D (')
Ianuarie	20	20	5'7
Februarie	26	25	8'3
Martie	29	25	7'7
Aprilie	46	35	12'2
Mai	48	31	9'5
Iunie	54	37	11'7
Iulie	72	47	12'0
August	47	34	12'1
Septembrie	40	25	9'4
Octombrie	33	37	9'4
Noiembrie	21	19	6'1
Decembrie	21	26	7'1
Media	38 08	30 08	9'18

portanță din cîteva puncte de vedere diferite. În primul rînd, ele reprezintă o contribuție valoroasă la o problemă cercetată prin cooperare internațională. În al doilea rînd, pe baza rezultatelor cuprinse în lucrările curente de cercetare a variației diurne solare se obține un punct de plecare pentru lucrări de cercetare ale unor aspecte locale ale fenomenului. Bineînțeles că în acest scop se impune adunarea unui material mai vast în timp și spațiu, asigurînd astfel rezultatelor un grad mai mare de autenticitate. De altfel chiar în lucrarea prezentă rezultatele expuse au ridicat cîteva probleme foarte importante, a căror verificare nu poate fi făcută decît pe baza unui astfel de material de observație suplimentar.

BIBLIOGRAFIE

1. BARTELS IULIUS. Statistical methods for research on diurnal variations. *Terr. Mag. and Atm. Electr.*, Sept. 1932, p. 291 — 303,
2. CHAPMAN SYDNEY, BARTELS IULIUS. Geomagnetism, *Clarendon Press* 1951, vol. II, p. 750 — 798. Oxford 1951.

СУТОЧНОЕ СОЛНЕЧНОЕ КОЛЕБАНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ ЗАРЕГИСТРИРОВАННОЕ СУРЛАРСКИМ
НАБЛЮДАТЕЛЕМ ЗА 1961 г.

А. СОАРЕ, АЛЕКСАНДРА СОАРЕ

(Краткое содержание)

В настоящей работе дается главный результат обработки данных Сурларского наблюдателя с целью выявления суточного солнечного колебания зарегистрированного в 1961 г.

Иллюстрируя средние месячные амплитуды суточного колебания в трех геомагнитных элементах, устанавливается аномалия в годовом ходе амплитуд главной вертикальной слагающей.

Сравнение этих данных с подобными полученными наблюдателями Руде Сков и Дурб ведет к предположению, что эта аномалия может быть отнесена либо к особому расположению Сурларского наблюдателя в отношении ионосферных течений благодаря определенному типу геомагнитных возмущений недостаточно устранимых ста-

тистической обработкой, либо и некоторым местным условиям связанным с частью внутреннего происхождения суточного солнечного колебания.

VARIATION DIURNE SOLAIRE DES ÉLÉMENTS GÉOMAGNÉTIQUES, ENREGISTRÉE À L'OBSERVATOIRE DE SURLARI EN 1961

PAR

ANDREI SOARE, ALEXANDRA SOARE

(Résumé)

Cet exposé contient le résultat principal de l'interprétation des données acquises à l'Observatoire de Surlari, afin de mettre en évidence la variation diurne solaire enregistrée en 1961.

S'appuyant sur les amplitudes moyennes mensuelles de la variation diurne des trois éléments géomagnétiques, les auteurs constatent une anomalie dans la marche annuelle des amplitudes de la composante verticale.

Une comparaison avec des données similaires obtenues par les Observatoires de Rude Skov et de Dourbes pourrait conduire à deux explications pour cette anomalie : soit la position spéciale de l'Observatoire de Surlari par rapport aux anomalies des courants ionosphériques résultés des perturbations géomagnétiques insuffisamment éliminées par le calcul statistique ; (2) soit des conditions locales rattachées à l'origine interne de la variation diurne solaire.

OBSERVAȚII ASUPRA CÎTORVA SOLURI
CARACTERISTICE DEPRESIUNII INTERNE
A CARPAȚILOR DE CURBURĂ¹⁾

DE

V. BĂLĂCEANU, AL. CUCUTĂ

Pornind de la premiza existenței insulei de antestepă separată de P. ENCULESU în 1938 pe harta zonelor de vegetație a României (7) în depresiunile Sf. Gheorghe și Tg. Secuesc, majoritatea pedologilor includ solurile dezvoltate pe terasele și piemonturile de aici în grupa cernoziomurilor levigate (8, 9, 10, 11).

Lucrînd în această regiune cu prilejul pregătirii traseelor excursiei Congresului mondial de pedologie ce se va ține în 1964, noi né-am format un punct de vedere întârziat deosebit asupra solurilor pe care le-am întîlnit și anume :

Pe majoritatea teraselor sau a piemonturilor proluviale din depresiunile Tg. Secuesc, Sf. Gheorghe și în parte ale Depresiunii Bîrsei, s-au dezvoltat termenii unei serii genetice de soluri ce nu-și are încă un loc bine precizat în sistematica solurilor țării noastre.

Cele cîteva traverse pe care le-am executat ne-au condus la ideea că în parte, aceste soluri au trecut printr-un stadiu de sol hidromorf, care prin drenare și evoluție sub fineață și (posibil) și pădure au atins stadii ce se pot paraleliza cu acela de cernoziom levigat, dar în niciun caz confunda cu acesta.

De altfel în Monografia Geografică a R.P.R. la capitolul asupra cernoziomurilor levigate, N. FLOREA și V. FRIDLAND păstrează unele rezerve în legătură cu aceste „soluri cu profil de cernoziom levigat” pe care le sănui că provin din vechi lăcoviști. Autorii nu au studiat aceste soluri ci s-au informat numai asupra lor din lucrările publicate pînă la data apariției Monografiei geografice a țării (10).

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 aprilie 1963.

Succesiunea de soluri întlnite pe diferitele trepte ale reliefului, de la lunci la terase și piemonturi proluviale înalte, dezvăluie un aspect al evoluției posibile.

Astfel pe lunci și în zonele de contact ale acestora cu evantaiele proluviale se întlnesc soluri humico-gleice și soluri humico-semigleice.

Pe terasele luncilor și suprafețele slab depresionare din cuprinsul piemonturilor proluviale : soluri negre cernoziomoide de terase proluviale, freatic umede.

Pe terase și piemonturi proluviale : soluri negre cernoziomoide de terase proluviale : a. slab evolute ; b. evolute ; c. evolute și degradate textural (uneori slab podzolite).

Pe terase înalte și piemonturi proluviale vechi : soluri silvestre brune, (frecvent podzolite), cu orizont B cu humus relict.

Depozitele pe care s-au dezvoltat aceste soluri au texturi diferite, de la nisip la argilă. Adesea se întlnesc stratificări în care la bază se află nisipul și la partea superioară un material carbonatic cu textură prăfoasă (presupus de unii autori loessic).

În toate aceste circumstanțe, se desprinde ca o dominantă morfologică care leagă aceste soluri, profilul de humus. Adesea intervine și influența apei freatici, prin fenomene de gleizare actuală sau relictă, în profilul solului sau în depozitul subjacent. Nu insistăm asupra solurilor hidromorfe, care au un loc precis în sistematică ; amintim numai că astfel de soluri se află în sectorul Hărman—Prejmări—Lunca Cîlnicului, sub păduri de stejar pedunculat și frasin, care, plantate sau spontane, au cuprins suprafețe tot mai mari în dauna fișetelor. Lucrul acesta ne duce la ideea că în trecut s-a putut produce un proces natural similar pe suprafețe mari și că pe măsura drenării, pădurea a imprimat solurilor pe care se instala, caractere proprii solurilor de pădure, mai puternice pe suprafețele mai înalte, mai drenate și mai îndelung împădurite și mai slabe pe cele mai joase, mai tîrziu drenate, pe care pădurea s-a menținut un interval de timp mai scurt. Este posibil ca nu toate solurile să fi fost acoperite cu păduri. În nici un caz însă nu se poate susține că pe aceste suprafețe nu a existat niciodată pădure(10).

Din evoluția succesivă ca sol de fineață și sol de pădure au rezultat tipuri diferite în funcție de vîrstă și depozitul de solificare, care însă sunt legate așa cum am mai amintit, prin profilul de humus și printr-un sistem de orizonturi asemănător.

De la stadiile freatic umede sau chiar semigleice, pînă la acelea degradate uneori chiar podzolite, se remarcă la partea superioară, sub un orizont arat de culoare cenușie, un orizont A de culoare închisă (pînă la

negocioasă), bine structurat (grăunțos) de textură medie pînă la fină. Sub acesta se află deobicei un suborizont de tranzitie AB, deasemenea închis la culoare, dar cu structură poliedric-prizmatică sau în orice caz mai grosieră. La stadiile mai puțin avansate ale solurilor cernoziomoide se trece la un depozit gălbui sau gălbui ceșușiu în care se mai observă uneori urme de gleizare și care la partea superioară mai prezintă încă, o acumulare de humus. Această acumulare profundă de humus este deosebit de caracteristică. Foarte probabil că ea se datorează în parte, aporturilor de pe terasa proluvială. La solurile degradate trecerea către depozitul de la bază o face un orizont B, relativ bine exprimat.

În depozitele de la bază, s-au acumulat adesea carbonați sub formă de vinișoare și chiar concrețiuni.

Caracteristice sunt de asemenea crotovinele, care apar de altfel încă de la actualele soluri auto-hidromorfe (semigleice și freatic umede).

Ceea ce deosebește între ele solurile descrise este gradul de exprimare a orizontului B și gradul de manifestare a influenței stratului freatic acvifer.

Solurile negre cernoziomoide, de terase proluviale, freatic umede sunt evident influențate de apă freatică ce se află la 2,5 pînă la 5 m de la suprafața solului. Ele au un regim hidric alterno-transpercolativ.

Influența pădurii este extrem de slabă (uneori au un început de orizont B). Coloritul închis caracteristic datorită acumulării puternice de humus, se poate pune totdeauna pe seama apelor freaticе superficiale și adesea pe natura mineralizării acestor ape, care spală substratul calcaros.

În cadrul tipului de sol negru cernoziomoid de terasă proluvială drenat au putut fi deosebite 3 stadii: unul slab evoluat, slab levigat și nediferențiat textural, deobicei pe depozite nisipoase (la Cernatul și Coșeni), unul bine evoluat, slab sau moderat levigat, de obicei slab diferențiat textural, cu un suborizont de tranzitie A (B) și altul mai intens levigat, degradat textural, uneori slab podzolit, cu orizont B relativ bine exprimat și slabă pudrare cu silice în orizontul A.

Stadiul de evoluție este legat de intervalul de timp căt aceste soluri astăzi cultivate, au stat sub influența pădurii, sau de vîrstă lor. Coloritul închis al acestor soluri se poate pune numai pe seama influenței fineței de pe aceste soluri.

Existența din trecut a fineței poate fi legată fie de un vechi stadiu hidromorf (la unele se mai văd uneori urmele unei vechi gleizări), fie de un substrat bine saturat în baze.

Într-o clasificare detaliată aceste soluri se pot separa în funcție de roca pe care s-au format, în legătură cu conținutul de humus și dezvoltarea orizontului A, și după textura orizontului de suprafață, etc.

Între toate aceste soluri cele mai apropiate morfologic de cernoziomurile levigate sunt cele formate pe depozite de textură mijlocie, carbonatice.

Un stadiu înaintat de evoluție, este acela de sol silvestru brun, moderat sau intens degradat textural, uneori slab podzolit. Orizontul B clar exprimat al acestor soluri, are după toate probabilitățile la partea superioară, un suborizont de humus relict.

Stadiul acesta (întlnit în punctele Arcuș, Bod, Feldioara, Rotbav) îl lipsește — atunci cind drenajul e bun — orizontul cu humus relict, și devine un sol silvestru brun, podzolit, la care nu se mai poate distinge decât cu greu influența veche a fîneței (cazul de la Dalmic).

În fine orizontul de humus rezidual, se întlnesc adesea pe suprafețele slab drenate și la solurile moderat sau chiar puternic podzolite. Am întlnit un astfel de caz la nord de comuna Arcuș.

Soluri asemănătoare au mai fost deja descrise în literatură sub denumiri diferite ca : soluri silvestre podzolite cu orizont B închis, soluri derno-silvestre brune humifere, etc.¹⁾.

O cercetare relativ sumară, ca aceea efectuată de noi, nu permite detalieri în probleme de clasificare și nici măcar o inventariere satisfăcătoare. Ea ne-a permis însă să constatăm pe distanțe relativ mici, în mai multe sectoare, stadii de evoluție, care atestă legătura genetică dintre aceste soluri.

Între comunele Chichiș și Ozun de exemplu, nivelul stratului acvifer freatic se află la adâncimi diferite, de la 0,5 m pînă la 3 — 5 m și chiar 7 m. Pe o distanță relativ mică se pot prinde aici toate stadiile de sol cernoziomoid. Situații asemănătoare sunt în sectoarele Simpetru—Bod, Ilieni—Coșeni, Brețcu—Lemnia și Hălchiu—Satu Nou—Feldioara. Aceste soluri au o extindere mai mare decât cea semnalată de colectivul de pedologii de la I.C.A.R. și depășesc aria presupusă a insulei de antestepă (11).

Nu ni se pare nimerit ca aceste soluri să fie încadrate pe hărți la grupa cernoziomurilor levigate, în primul rînd pentru că considerăm că zona în care se dezvoltă nu aparține antestepiei ci pădurii. Ele constituie o grupă de soluri formate în condiții bioclimatice și de regim hidric diferite de aceleia în care se dezvoltă cernoziomurile levigate. Mărturie stă între altele întregul mozaic de soluri gleice, turbo-gleice și podzolice care le însoțesc.

Să facem o caracterizare sumară a condițiilor climatice și de vegetație în care s-au dezvoltat aceste soluri :

¹⁾ C. CHIRITĂ, Pedologie generală.

Al. CUCUTĂ, V. BĂLĂCEANU, Condiții naturale și solurile Bazinului Nirajului. Studii tehnice și economice. Seria C, Pedologie, nr. 12. București 1964.

După Institutul Meteorologic Central principalele date climatice din sector sănt următoarele :

Stațiunea	Media precipitațiilor anuale mm	Temperatura media anuală °C
Sf. Gheorghe	584,1	7,6
Brețcu	580,0	—
Covasna	620,0	—
Tg. Secuiesc	543,0	—
Bicsad	661,0	—
Bod	610,0	7,5
Brașov	747,0	7,8

Pentru stațiunea Sf. Gheorghe, N. CERNESCU calculează indicele de ariditate de Martonne 35, și coeficientul N/S (Meyer), 415.

Indicii de ariditate lunari, pentru stațiunea Sf. Gheorghe arată următoarele valori :

Ianuarie	51,60	Iulie	38,40
Februarie	35,16	August	32,52
Martie	36,76	Septembrie	24,48
Aprilie	27,60	Octombrie	25,20
Mai	34,44	Noembrie	23,04
Iunie	44,52	Decembrie	40,80

La fel, indicii climatice calculați de către M. POPOVĂȚ situează stațiunea Sf. Gheorghe în zona solurilor brune de pădure. Cantitatea anuală de precipitații, relativ scăzută pentru o zonă tipică de pădure, este compensată de temperatura medie anuală scăzută.

Presupunerea că vîntul Nemere ar modifica întratîta climatul încît să imprime zonei (și numai pe partea dreaptă a rîului Negru) un caracter de antestepă, (10, 11) nu ni se pare întemeiată. Nu ne putem închipui că pe martorii de eroziune ce se ridică în mijlocul terasei vîntul nu creiază aceleași condiții de ariditate, cu atât mai mult, cu cît drenajul este mai bun. Ori pe versanții nord-estici ai acestor martori, care sănt expuși vîntului dominant, apar soluri silvestre.

De altfel N. CERNESCU, în 1934, sprijinindu-se între altele și pe coeeficientul N/S Meyer care ia în considerație și deficitul de saturatie mediu, încadrează regiunea de care ne ocupăm la zona pădurilor de quercine, cu soluri silvestre brun roșcate (2). La fel făcuseră în anul 1927 P. ENCULESU, EM. PROTOPOPESCU-PAKE și TH. SEIDEL.

Né reține atenția faptul că cercetătorii care susțin existența condițiilor de antestepă numai pe terasele de pe dreapta râului Negru, extind cernoziomurile și pe partea stângă a acestui râu, sub rama muntoasă de la Mărtănuș—Ojdula—Hilib și mai la sud, în dreptul comunelor Imeni—Peteni Tămășfalău și Reci (10, 11).

Într-adevăr, solurile din aceste sectoare sunt asemănătoare cu acelea de pe dreapta râului Negru (noi am verificat la Peteni). Mai mult încă am întîlnit soluri similare la Sîmpetru. Ele apar în ambele cazuri pe resturi ale unui vechi piemont fragmentat de ape.

Vegetația naturală a fost în cea mai mare parte distrusă. Terasele și piemonturile proluviale sunt luate în cultură.

Festuca sulcata și *Aneropogon ischaemum* citate în literatură (10,11) nu sunt suficiente pentru a susține părerea că aici ar fi zonă de antestepă. Ele apar frecvent în partea sudică a Podisului Tîrnavelor legate de versanții sudici eroați, fără ca cineva să pună problema că aici ar fi antestepă.

În zonă de pădure recunoscută ca atare de toți autori botaniști și pedologi, pe versanții sudici al martorului de eroziune de la Sîmpetru, am întîlnit în masă *Stipa capillata*, *Koeleria gracilis*, *Festuca pseudovina* și *Andropogon ischaemum*. Același deal este împădurit în rest cu *Quercus petraea* și *Carpinus betulus*.

Aria speciilor mai xerofile (condiționate edafic și microclimatic) depășește cu mult pe aceea a antestepiei presupuse. *Andropogon* de exemplu se întîlnește pe versanții sudici eroați pînă la Crizbav, unde în alte condiții de expoziție am întîlnit *Nardus stricta*, *Calluna vulgaris* și *Bruckenthalia spiculifolia*.

La vest de Tg. Secuesc, zona de cernoziom levigat este trecută pe hărțile existente pînă către mijlocul comunei Turia. Ori la capătul vestic al acestei comune, la marginea pădurii de *Quercus petraea* și *Carpinus betulus* se întîlnesc *Vaccinium myrtillus* și *Vaccinium vitis idaea*, pe soluri puternic podzolice.

În lunca râului Negru, la nord de drumul Covasna--Surcea, am întîlnit în pajiștile de pe solurile gleice, *Nardus stricta*, alături de *Deschampsia caespitosa*, *Sieglungia decumbens* și *Festuca rubra*.

În unitatea de nisipuri dela Reci, alăturată aceleia de cernoziom separată pe harta de soluri a bazinului superior al Oltului (11), sunt suprafete relativ întinse și frecvente cu hidronardete, în care apar : *Nardus stricta* cu *Sieglungia decumbens*, *Holcus lanatus*, *Agrostis canina*, etc. Tot aici în pădurea rărită de *Betula pendula* (cu exemplare viguros dezvoltate) se întîlnesc : *Juniperus communis*, *Agrostis* sp., *Nardus stricta*, *Campanula patula*. În arinișuri apar *Dryopteris filix mas*, *Deschampsia caespitosa*,

Festuca rubra etc. Păduri, în afara celor de la Reci, nu mai sunt decât la sud de Lunca Cîlincului (de stejar cu frasin, ulm, platin, mesteacăn).

În ceea ce privește exemplarele de *Tilia*, *Acer*, *Ulmus*, citate pentru zona de antestepă (10, 11) nu ni se par concludente. Ele sunt condiționate edafic (de altfel ca și speciile ierboase xerofile) și se întâlnesc în proporție mare chiar și pe vîrful Măgurei Codlei.

Se mai pune întrebarea care ar putea fi explicația că principalele plante de cultură sunt aici (în zonă de antestepă) aceleași ca la Brașov, Rîșnov, Codlea, Făgăraș sau Ciuc?

Ca o concluzie a celor de mai sus, se desprinde ideea că depresiunea internă a Carpaților de curbură aparține în întregime zonei de pădure, (fie chiar condițiilor de limită a acesteia). În cadrul acestei zone, nu se întâlnesc soluri silvestre brun-roșcate și nici podzoluri de depresiune aşa apărău pe hărțile de soluri mai vechi. Solurile silvestre sunt de tip podzolic. Solurile de culoare închisă, dezvoltate pe terase și piemonturi proluviale, nu pot fi considerate cernoziomuri levigate. Ele constituie o categorie aparte, a solurilor negre cernoziomoide de terase proluviale, adică a solurilor evolute sub fineață sau atât sub fineață cît și sub pădure în zonă de pădure.

Apariția lor este determinată de substratul carbonatic, de prezența apelor freatice adesea dure și influențată de aporturile mai vechi de pe terasele proluviale.

Termenii acestei serii genetice ce apar insular într-un mozaic de soluri silvestre podzolice și soluri hidromorfe gleice și turbo-gleice sunt comparabil în parte cu pratoziomurile separate de N. FLOREA, SC. MATEESCU N. MUICĂ, A. MILOŠOVICI și alții în podișul Sucevei (4).

Ceea ce prezentăm noi în nota de față nu este decât o inventariere sumară a acestor soluri, și o ipoteză de lucru pentru cercetările viitoare. Clasificarea mai intemeiată și mai detaliată a acestor soluri se va putea efectua numai pe baza unor lucrări de cartare și inventarierea amănunțită pe teritoriile mai vaste, ajutată și de date analitice.

BIBLIOGRAFIE

1. BORZA Al., CĂLINEȘCU R., CELAN M., etc. Vegetația R.P.R. *Monografia geografică a R.P.R.* Ed. Academiei R.P.R. București 1960.
2. CERNESCU N. Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. Geol. Rom., Studii tehn. și econ. seria C* (1934) nr. 2, București 1934.
3. CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercetări de pedologie.* Ed. Acad. R. P. R. București 1961.

4. CERNESCU N., FLOREA N. Lista matematică a solurilor din R.P.R. *Studii și Cercetări Biologice și St. Agricole.* Ed. Acad. R.P.R. nr. 1 — 2 Tom. IX Timișoara 1962.
5. CHIRITĂ C. Despre unitățile taxonomice și criteriile de constituire a acestora și clasificarea solurilor. *Acad. R.P.R. Probl. de pedol.* București 1958.
6. DONITĂ N., LEANDRU V., PUȘCARU-SOROCEANU E. Harta geobotanică a R.P.R. Scara 1 : 500 000 București 1960.
7. ENCULESCU P. Harta zonelor de vegetație a României. Inst. Geol. Rom. București 1948.
8. FLOREA N. Harta solurilor R.P.R. Scara 1:1 500 000 *Monografia geografică a R.P.R.* Ed. Acad. R.P.R. 1960.
9. FLOREA N., FRIDLAND V. Capitolul solurilor R.P.R. din *Monografia geogr. R.P.R.* Ed. Acad. R.P.R. 1960.
10. HORNUNG A. Aspecte aeropedologice din Bazinul Trei Scaune. *Probl. Agric.* nr. 3. București 1956.
11. OBREJANU GR., IANCOVICI BR., MĂIANU AL., STÎNGĂ N., VINTILĂ I. Cercetări agro-pedologice în bazinul superior al Oltului. *Analele Inst. Cercet. Agr. XXIV.* București 1956.
12. WILDE S. A. Forest soils 1958.

О НАБЛЮДЕНИЯХ НАД НЕКОТОРЫМИ ХАРАКТЕРНЫМИ
ПОЧВАМИ ПРИНАДЛЕЖАЩИЕ ВНУТРЕННЕЙ ВПАДИНЕ
КАРПАТСКИХ ИЗГИБОВ

В. БЭЛЭЧАНУ, А. КУКУТЭ

(Краткое содержание)

Вся внутренняя впадина Карпатских изгибов принадлежит лесной зоне а не степью, как это указывается в более старых работах. Это положение подчеркивается не только климатологическими данными станций Св. Георгия и Тг. Секуеск (показатель засушливости де Martonne=35 коэффи. N/S—Меуге=45), а также и растительностью. Таким образом, на пойменных пастбищах Черной реки, между селами Сурча и Ковасна, встречаются типические виды принадлежащие лесной зоне, как: *Nardus stricta*, *Deschampsia caespitosa*, *Sieblingia decumbens*, *Festuca rubra* и т. д.

На песках местности Реч, под редким березовым лесом, появляются совместно с *Nardus stricta* и *Agrostis canina*, *Campanula patula*, *Juniperus communis* и т.д. В ольховых лесах встречается и *Dryopteris filix mas*.

Ксерофильные виды, из которых *Festuca sulcata* и *Bothriochloa ischaemum* обуславливаются средой.

В пределах этой зоны лесные почвы обладают подзолистый тип. Здесь не находятся лесные буро-красноватые и впадиновые подзолистые почвы, обозначенные на старых картах.

Почвы темного цвета развитые на террасах и пролювиальных предгорьях, не могут быть зачислены как выщелоченные черноземы. Авторы называют их черными черноземневатыми почвами пролювиальных террас. Они развиваются под лугами или последовательно под лугами и лесами. Их обнажение связано с частым появлением подстилающего карбонатного слоя и присутствием жестких грунтовых вод. Большинство этих почв происходит из старых гидроморфных почв.

OBSERVATIONS SUR QUELQUES SOLS CARACTÉRISTIQUES DE LA DÉPRESSION INTERNE DES CARPATES DE COURBURE

PAR

V. BĂLĂCEANU, AL. CUCUTĂ

(Résumé)

L'ensemble de la dépression interne des Carpates de courbure appartient à la zone de forêt et non pas d'avant-steppe. Ce fait est attesté autant par des données climatologiques des stations Sf. Gheorghe et Tg. Secuiesc (indice d'aridité d'après DE MARTONNE = 35, coeff. N/S-Mayer = 45) que par la végétation. Ainsi dans les prés de la plaine alluviale de Rîul Negru entre les village de Surcea et de Covasna, on rencontre des espèces de plantes caractéristiques pour la zone de forêt, telles: *Nardus stricta*, *Deschampsia caespitosa*, *Sieglungia decumbens*, *Festuca rubra* etc.

Sur les sables de Reci, sous la boularia rare, à côté de *Nardus stricta* et *Agrostis canina* apparaissent également *Campanula patula*, *Juniperus communis* etc. Dans les aulnaies on rencontre encore *Dryopteris filix mas*.

Les espèces xérophiles telles *Festuca sulcata* et *Bothriochloa ischaemum* sont en fonction des conditions édaphiques.

Dans cette zone les sols sylvestres appartiennent au type podzolique. On ne rencontre ni les sols sylvetres brun-roux ni les podzols de dépression, comme l'indiquaient les anciennes cartes.

Les sols de couleur foncée développés sur les terrasses et les piémonts proulviaux ne sauraient être considérés des chernozems l'évigués.

Les auteurs les appellent sols noirs chernozémoïdes de terrasses proluviales. Ils se développent sous les prés ou successivement sous les prés et les forêts. Leur apparition est due au substratum, souvent carbonatique, et à la présence de la nappe d'eau phréatique dure. La plupart de ces sols proviennent d'anciens sols hydromorphes.

REPARTIȚIA SOLURILOR
DIN DEPRESIUNEA FĂGĂRAȘULUI
ÎN RAPORT CU CONDIȚIILE NATURALE¹⁾

DE

V. BĂLĂCEANU, E. MOISE, AL. CUCUTĂ

În lucrarea de față²⁾ ne vom ocupa în mod special de repartitia solurilor din depresiunea Făgărașului, în raport cu condițiile naturale, adăugind lucrării ca material ilustrativ hărțile solurilor și raionării morfografice ale regiunii, la scara 1 : 200 000. Specificul regiunii cere ca în cadrul corelației dintre învelișul de soluri și condițiile naturale să ne referim în mod special la relief, care acționează adesea ca factor determinant, exercitând o influență activă asupra dezvoltării procesului de solificare, și prin aceasta asupra repartiției geografice a solurilor.

Din harta raionării morfografice, rezultă existența a două unități: dealurile și cîmpia piemontană.

Relieful deluros cuprinde: dealurile premontane ale Făgărașilor (dealurile Prefăgărașene) de la Olt pînă la valea Sebeșului, dealurile și munceii Perșanilor de la valea Sebeșului pînă la valea Comanei și dealurile insulare de la Mîndra-Toderița.

Dealurile Prefăgărașene au pante relativ slabe și înălțimi pînă la 700—800 m. Ele sunt formate în deosebi din conglomerate burdigaliene, acoperite adesea cu un depozit lutos.

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 mai 1963.

²⁾ La lucrările din depresiunea Făgărașului autori au participat după cum urmează: V. BĂLĂCEANU în intervalul de timp 1956—1960, E. MOISE 1957—1959 și Al. CUCUTĂ în 1960.

Analizele au fost executate în cadrul Serviciului de Pedologie al Intreprinderii de Prospecții și laboratoare.

Conducerea științifică a apărținut Acad. Prof. N. CERNESCU.

Dealurile și munceii Perșanilor apar ca o înșeuare între Perșanii sudici și cei centrali. Dealurile au 750—800 m altitudine și coboară către Olt sub 600 m. Ele sunt modelate în argile, nisipuri și tufuri vulcanice verzi. Peste tufurile vulcanice se întâlnesc pe alocuri depozite salifere, de existență cărora se leagă ivirile de izvoare sărate de la contactul dealurilor cu șesul depresionar. Munceii Perșanilor sunt alcătuși din conglomerate burdigaliene și prezintă înălțimi de 900—1 000 m. În preajma comunei Comana, ei sunt alcătuși din calcare.

La sud de comuna Mindra și est de comuna Toderița, apar trei martori deluroși, dintre care cel mai înalt, Măgura Voinea, are cu cca. 100 m mai mult decât șesul înconjurător. Ei reprezintă singura ivire neogenă în masa depozitelor cuaternare ale depresiunii.

Cîmpia piemontană propriu-zisă, oferă un peisaj de lunci, terase și sisteme largite de conuri și evenuale proluviale. În cuprinsul cîmpiei piemontane, valea Sebeșului separă două compartimente: Cîmpia esteică ce a suferit în special influența aporturilor din Perșani, și Cîmpia vestică creație a apelor coborîtoare din munții Făgărașului.

Cîmpia piemontană esteică apare ca o cîmpie aluvio-proluvială relativ slab fragmentată, largă de 16—17 km în extremitatea sa vestică și redusă la un culoar îngust de 4 km spre est, între comuna Bogata și Venetia. Văile care o străbat sunt largi și adânci. Talveurile lor abia ating însă 50 cm adâncime, cu excepția sectoarelor de la confluența cu Oltul. De aceea ele inundă frecvent în intervalele de timp ploioase.

În cadrul cîmpiei piemontane vestice sunt două situații.

Între valea Drăgușului și valea Sebeșului, Cîmpia centrală a Făgărașului apare ca o formațiune mai recentă decât celelalte. În jumătatea sa nordică ea are un caracter accentuat de zonă mlăștinioasă. În acest sector, rețeaua hidrografică este considerabil mai deasă. În afara apelor cu debit permanent care își au obîrșia în lacurile și izvoarele din munți, se mai formează o altă generație de văi, începînd de la fruntea conurilor proluviale mai recente și mai puțin întinse, pe la cotele 540—560 (vezi harta).

Activitatea erozivă a fost probabil în partea centrală a depresiunii cu mult mai puternică decât în restul ei. Suprafața vechiului piemont a fost redusă la cîțiva martori de eroziune, ce apar sub forma unor fîșii înguste, despărțite printr-un sistem dezvoltat de lunci inundabile, suspendate.

La vest de valea Drăgușului, Cîmpia piemontană Drăguș-Racovița este constituită din suprafețe piemontane vechi, întinse și foarte slab înclinate. Ea este străbătută de ape puternice, ce și-au săpat văi adânci, însotite de terase pînă sub munte (văile Viștei, Ucei, Arpașului, Cîrțișoarei, Porumbacului, Avrigului, etc.).

Întregul relief aluvio-proluvial din depresiune este grefat pe un depozit de material nisipo-scheletic, provenit din Cristalinul munților mărginași, care poate atinge pînă la 40 m grosime. Acest depozit este acoperit de un material cu textură mai fină, atât de natură proluvială cât și eoliană, cu grosimi de la 0,5 m pînă la 2–3 m, mai gros pe relieful vechi și mai subțire pe cel nou.

În cuprinsul cîmpei piemontane se conturează existența a trei unități etajate, de vîrstă diferite: etajul evantaielor proluviale vechi, etajul teraselor, teraselor de piemont și agestrelor recente, și în fine luncile și văile torențiale actuale.

Corelația solurilor cu aceste categorii morfologice este evidentă și o vom arăta mai departe.

Condițiile bioclimatice ale depresiunii Făgărașului sunt specifice celor mai tipice regiuni cu soluri podzolice argilo-iluviale din țara noastră. Astfel, temperatura medie anuală este de cca 8°C, iar mijlocia anuală a precipitațiilor depășește 700 mm, ajungînd în preajma muntelui la cca 1000 mm.

Învelișul de sol s-a format și a evoluat în cea mai mare parte sub vegetația forestieră, constituită probabil în partea mai joasă a depresiunii din *Quercus robur*. Mărturie pentru aceasta stau rezervația naturală de la Dumbrava Vadului, micul pîl de pădure păstrat în pășunea comunei Sîmbăta de Jos (la cca 2 km sud-vest de comună), și exemplarele de stejari bătrîni păstrate ici-colo în depresiune, cum ar fi la sud de Scorei, de Mîrșa sau de Racovița.

Zona marginală a depresiunii, cu altitudini mai mari de 600 m, aparține etajului pădurilor de fag, care s-au păstrat pe suprafețe mai mari.

În condițiile arătate, specificul pedogenetic al solurilor automorfe din depresiunea Făgărașului este dat de intensitatea deosebită a procesului eluvial. Este caracteristică majorității solurilor evolute, diferențierea texturală genetică a profilului și debazificarea puternică a complexului argilo-humic; în general predomină solurile podzolice argilo-iluviale.

Învelișul de soluri nu este însă uniform. Diversitatea condițiilor pedogenetice (vîrstă reliefului, natura și grosimea depozitelor de suprafață, adîncimea nivelului hidrostatic al stratului acvifer freatic etc.), a deter-

minat formarea de soluri foarte variate ca tip genetic sau grad de evoluție (vezi harta solurilor anexată la text).

Solurile zonale cele mai evoluate se întâlnesc numai pe relieful vechi, adică pe dealuri și pe evantaielor proluviale înalte. Astfel, în etajul pădurilor de fag, pe relieful deluros și parțial pe treapta cea mai înaltă a evantaielor proluviale de la vest de valea Drăgușului, apar soluri silvestre brune gălbui acide, cu orizont B argilo-iluvial slab exprimat. Ele sunt formate în condițiile unui drenaj natural bun, pe un substrat scheletic, provenit adesea din cristalin. Sunt puternic acide ($\text{pH} < 5$) și puternic nesaturate în baze ($V < 30\%$, adesea $< 20\%$). Orizontul lor podzolic A_2 , gălbui-cenușiu, poate fi observat numai atunci cînd solul este uscat; orizontul argilo-iluvial B este de asemenea slab exprimat.

În cuprinsul evantaielor proluviale, arealul solurilor brune gălbui acide cu orizont B slab exprimat, se întrepătrunde cu cel al solurilor podzolice argilo-iluviale tipice, iar în zona deluroasă, pe pantele abrupte și pe culmile înguste, cu cel al solurilor brune-gălbui acide scheletice, nediferențiate textural, formate pe un detritus acid mai rezistent la solifi-care și influențate de eroziune.

În partea de est a depresiunii, în dealurile Perșanilor, apar, la contactul Quercineelor cu pădurea de fag, soluri slab dezvoltate, pe tufuri vulcanice. Aceste soluri sunt caracterizate printr-un orizont humifer slab, sub care apare roca. La aceste soluri valorile pH sunt apropiate de 6, iar gradul de saturație în baze mai mare de 70–75 %.

În depresiunea propriu-zisă, la nivelul evantaielor aluvio-proluviale vechi, se întâlnesc soluri silvestre podzolice argilo-iluviale, formate probabil, sub pădurea de stejar, păstrată numai pe suprafețe neînsemnate. Aceste soluri au încă din orizontul podzolic A_2 un colorit gălbui-cenușiu sau chiar brun-gălbui. În sectoarele slab depresionare și în deosebi pe substratele cu textură mai fină, solurile silvestre podzolice argilo-iluviale sunt puternic pseudogleizate sau pseudogleice, și în acest caz au orizontul podzolic A_2 de culoare cenușiu-albicioasă; diferențierea lor texturală este puternică. Au valorile pH apropiate de 5 și gradul de saturăție în baze sub 30 %.

Ele ocupă suprafețe extrem de mari în piemontul vestic, între Olt și valea Drăgușului. Între această ultimă vale însă și valea Sebeșului, aceste soluri se întâlnesc numai pe martorii de eroziune. Uneori numai cunoașterea solului poate ajuta la identificarea acestor martori, căci suprafețele erodate dintre ei sunt înnecate în materiale aluvio-proluviale mai recente, ajunse aproape la nivelul martorilor.

Complexul argilo-humic al solurilor silvestre podzolice aflate pe martorii de eroziune de la Hurez, Beclean, Dridif, Luța, Voivodenii, adică al acelora din jumătatea nordică a părții centrale a Depresiunii Făgărașului, este mai saturat în baze ($V = 40 - 45\%$). Este vorba de fapt, de o ameliorare a regimului substanțelor nutritive, obținut prin administrația anuală a îngrășămintelor organice.

În compartimentul estic al cîmpiei piemontane, aflat sub influența munceilor Perșanilor, solurile podzolice sunt asociate cu soluri silvestre brune-gălbui slab și mai ales moderat podzolite. Pe treapta inferioară a piemontului, aflat probabil cîndva sub influența Oltului, sunt soluri silvestre brune podzolite.

Stabilitatea mare a formelor mai slab podzolite se poate explica parțial, prin conținutul inițial în baze al materialului parental provenit din Perșani sau adus de Olt. Accentuăm că dealurile și munceii Perșanilor sunt alcătuite în bună parte din calcare și tufuri vulcanice bogate în cationi bazici. Pe de altă parte este foarte posibil ca agricultura mai intensivă practicată pe teritoriul comunei Șercaia să fi avut rolul ei în modificarea proprietăților solurilor. De aceea gradul de saturatie în baze, chiar la solurile cu profil tipic de sol silvestru podzolic, nu coboară decât relativ rar sub 30% și numai spre munte unde economia a avut mai mult un caracter silvic și pastoral.

Solurile silvestre brune și brune-gălbui podzolite, cu pH 6 sau mai mare și grad de saturatie în baze de la 40 la 70-75%, se întlnesc și în restul depresiunii, fiind legate de fenomene de eroziune care au impeditat mersul normal al evoluției solului.

În afara solurilor silvestre amintite am identificat pe relieful înalt al cîmpiei, soluri derno-podzolice pseudogleice, moderat și puternic humifere (peste 6% humus). Le-am semnalat începînd din Dumbrava Vadului pînă către comuna Bucium, și în piemontul Laiței, în dreptul comunei Cîrțișoara. Pe lîngă o pseudogleizare extrem de puternică, aceste soluri au o acumulare intensă de humus brun-negricios sau cafeniu în orizontul A, care maschează orizontul podzolic.

În sfîrșit, la fruntea unor martori de eroziune, sau în preajma muntelui, în condițiile unui strat acvifer puțin adînc, apar soluri semigleice, intens debazificate ($V \leq 30\%$).

Condiționate de vîrstă reliefului, se întlnesc în depresiunea Făgărașului și soluri silvestre brune, practic lipsite de podzolire. Acestea sunt solurile specifice celui de al doilea nivel al reliefului plan al depresiunii (terasele, terasele de piemont și agestrelle recente din partea centrală a depresiunii). Ele au colorit brun în orizontul A, (acumulare de humus

de tip mull), și prezintă o foarte slabă diferențiere texturală pe profil. De obicei au cel mult un metru profunzime și adesea au caracter scheletic. Gradul lor de saturatie în baze poate varia în limite largi, de la 70% pînă la 30% sau mai puțin; valoarea pH coboară adesea sub 5. El este legat de natura materialului parental, de aporturile recente aduse de ape, de cantitatea de îngrășăminte administrate de către agricultori etc.

Uneori aceste soluri se asociază cu soluri aluvio-proluviale slab evolute, cu caracter scheletic puternic.

În general solurile brune sunt bine drenate, dar către fruntea ages-trelor de la Sîmbăta de Sus, Netotu, Berivoi, nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic se apropiu mult de suprafață, influențind procesele de solificare și proprietățile solurilor.

Apele freatici își mai pun pecetea și asupra proceselor de solificare de pe terasele de piemont care au funcționat pînă nu de mult ca lunci. Amintim solurile negre humifere, freatic umede sau semigleice de la Ileni, Riușor și Ludișor. Ele sunt relativ bine aprovisionate cu cationi bazici ($V > 60\%$) și trec printre cele mai fertile soluri din regiune.

Mai puternică însă, este influența apei freatici asupra solurilor din luncile văilor din jumătatea estică a depresiunii, și cu precădere din lunca Oltului.

În raport cu adîncimea nivelului hidrostatic al stratului acvifer freatic, apar la solurile de aici următoarele grade de hidromorfism: freatic umed; semigleic; gleic.

Sunt relativ frecvente cazurile când se întîlnesc soluri turbogleice sau mlaștini cu turbă. Turbele pot fi eutrofe — cazul celor din lunca Oltului — sau oligotrofe, ca cele de la Berivoi, Viștea etc., în legătură cu gradul de mineralizare a apelor din substrat.

În raport cu stadiul de evoluție, am deosebit în lunci: aluviuni recente, soluri aluviale și soluri brune de luncă. Au fost separate și soluri aluviale freatic umede sau semigleice, soluri brune de luncă semi-gleice etc.

Solurile din lunca Oltului s-au dezvoltat în cea mai mare parte pe depozite cu textură fină, adesea carbonatice, în timp ce pe luncile rîurilor ce coboară din munți depozitele au de obicei caracter scheletic și sunt lipsite de carbonați.

În sfîrșit amintim prezența salinizărilor în punctele Perșani, Grid, Sărata, Avrig—Mîrșa, legate de apariția unor izvoare sărate.

Într-o unitate naturală relativ uniformă sub aspectul condițiilor bioclimatice și de substrat litologic aşa cum este depresiunea Făgărașului se evidențiază în mod cu totul deosebit corelația dintre vîrstă reliefului

V. BĂLĂCEANU

HARTA RAIONĂRII MORFOGRAFICE A DEPRESIUNII FĂGĂRĂȘULUI

L E G E N D A

CÎMPIA PIEMONTANĂ

I DEALURI ȘI MUNCEI

A Dealurile prefăgăreșene

Nivelul 800-900m.

Nivelul 600-700m.

B Dealurile și munceii Persanilor

Nivelul 900-1100 m. (muncei)

Nivelul 600-800m (dealuri)

C Dealurile insulare de la Mindre Toderita

0 2 4 6km

A Cîmpia piemontană estică

Eventale protoviale vechi (nivel 450-500m)

Suprafețe erodate

B Cîmpia piemontană vestică

1 Cîmpia centrală a Făgărășului

Relieful piemontan vechi, puternic fragmentat (marori eventalelor prăluviale vechi)

Relieful piemontan recent (agestru)

Suprafețe foarte puternic erodate; cu aspect de luncă înaltă

2 Cîmpia piemontană extrem vestică Drăguș-Racoviță

Eventale prăluviale vechi

Marori de eroziune

Pante cu elunecări și procese de eroziune

Culmi piemontane

C Terase și fundi

Terase și terase de piemont

Lunci

Grujuri eluviale și agestru de confluență

Conuri de imprăștiere recente

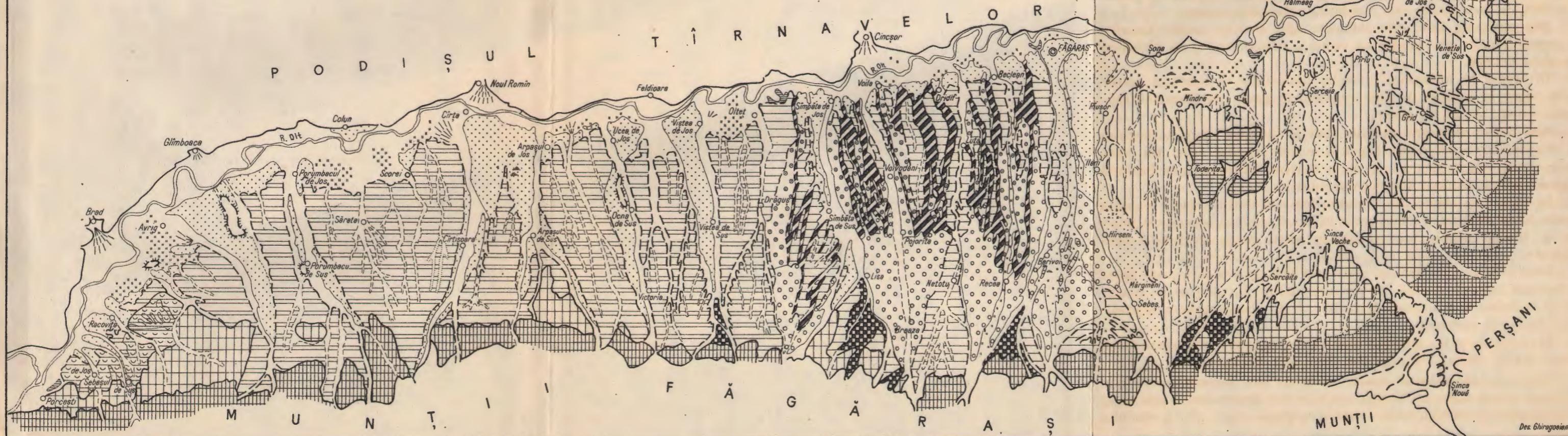
Suprafețe periodic mlăștinoase

Mlăștini cu turbă

Bâleji (cursuri vechi părăsite)

Văi suspendate, frecvent mlăștinoase

Văi tinere cu regim torrential



și solul dezvoltat pe el. Fără a putea preciza vîrstă absolută a reliefului, se poate sesiza pe baza deslușirii profilului de sol, mai ales în zonele de piemonturi terasate, dacă o suprafață este mai veche decât alta sau nu. Lucrul acesta este de multe ori dificil de stabilit numai pe baza criteriilor de analiză morfologică, obișnuite. Evident că judecățile se fac în situații comparabile în ceea ce privește natura și rezistența la solificare a depozitului parental, în situații asemănătoare de microrelief etc.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Acad. R.P.R. Cercetări de pedologie*. București 1961.
2. CERNESCU N., ȘERBĂNESCU I., BĂLĂCEANU V., BĂLĂCEANU ECATERINA. Condițiile naturale ale Depresiunii Făgărașului și solurile din sectorul V. Râului Mare – V. Arpașului. *Acad. R.P.R. Cercetări de pedologie*. București 1961.
3. CERNESCU N., FLOREA N. Lista sistematică a solurilor din R. P. R. *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări de Biologie și Științe agricole*, 1 – 2, tom., IX. Timișoara 1962.
4. COTET P. Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor. *Acad. R. P. R. Probleme de Geografie* vol. VIII. București 1956.
5. GRUMĂZESCU H. Terasalele fluviatile dintre Cîlnău și Sușița. *Acad. R. P. R. Probleme de Geografie* vol. VIII. București 1961.
6. MIHĂILESCU V., STOENESCU M., VINTILESCU A., VINTILESCU I. Tara Oltului, *Lucrările Institutului de Cercetări Geografice R. P. R.* București 1950.
7. WACHNER H. Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt. *Lucrările Institutului Geografic Cluj* vol. IV. 1931.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЧВ ФЭГЭРАШСКОЙ ВПАДИНЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ

Б. БЭЛЭЧАНУ, ЕКАТЕРИНА МОЙСЕ, А. КУКУТЭ

(Краткое содержание)

Авторы указывают что биоклиматические условия Фэгэрашской впадины характерны только для районов глинисто-иллювиальных подзолистых почв.

Изменение почвенного покрова зависит от расположения и возраста рельефа, от природы и толщины почвенных отложений и от глубины гидростатического уровня водоносного грунтового слоя.

Лесному ярусу с *Fagus silvatica*, соответственно холмистому рельефу моделированному в конгломератах, песках и глинах а также в самой высшей степени в пролювиальных веерах выноса, которому соответствуют лесные, кислые, буро-желтоватые почвы включенные в глинисто-иллювиальный, слабо выраженный горизонт В. Они имеют $\text{pH} < 5$ и степень насыщения в щелочах (V) меньше 30% а даже и 20%.

На уровне старых пролювиальных вееров выноса, в подстилании которых существуют песчано-скелетные отложения кристаллического происхождения принадлежащие смежным горам, встречаются подзолистые глинисто-иллювиальные почвы образованные под лесом с *Quercus robur*. Они обладают $\text{pH} = 4,8 - 5,5$, $V < 30\%$ и очень сильным текстурально-генетическим разделением. Во многих случаях эти почвы бывают псевдооглеенные и на них иногда сильно влияют атмосферные осадки, достаигая даже стадии псевдооглеевой почвы. Когда материнская порода имеет повышенное первоначальное содержание щелочей (привнесенные материалы гор Першань часто бывают карбонатные) подзолистые почвы ассоциируются с коричневыми или коричнево-желтоватыми подзолистыми почвами (имея $\text{pH} > 6$ и $V = 45 - 75\%$).

На террасах предгория и на свежих конусах выноса появляются лесные коричневые или коричнево-желтоватые почвы, во многих случаях скелетного характера. Степень их насыщенности в щелочах колеблется в широких пределах, от 70% до 20%, будучи связаны с природой материнских пород. Эти почвы часто ассоциируются со слабо развитыми скелетными почвами.

В поймах различались настоящие аллювии, аллювиальные почвы и коричневые пойменные почвы, связанные с эволюционной стадией.

Пойменные почвы и те которые находятся впереди конусов выноса часто попадают под влияние грунтовых вод. В зависимости от глубины гидростатического уровня этих вод, выявляются следующие степени гидроморфизма как: влажный грунтовой, — полуглеевый, — глеевый.

Указываются также существования торфяных болот, как эвтрофных (в пойме Ольта), так и олиготрофных (в остальных поймах), в зависимости от степени минерализации подстилающих грунтовых вод.

Наконец, соленые источники определяют появление пятен засоленных почв в некоторых долинах низменности, как Першань, Грид, Сэрата и Авриг Мырша.

DISTRIBUTION DES SOLS DANS LA DÉPRESSION DE FĂGĂRAŞ EN RAPPORT AVEC LES CONDITIONS NATURELLES

PAR

V. BĂLĂCEANU, ECATERINA MOISE, AL. CUCUTĂ

(Résumé)

Les auteurs montrent que les conditions bioclimatiques de la Dépression du Făgăraş sont spécifiques pour les régions à sols podzoliques argilo-iluviaux.

La variation des sols est conditionnée par l'étagement et l'âge du relief, la nature et la puissance des roches de solification et la profondeur du niveau hydrostatique de la couche phréatique.

L'étage des forêts à *Fagus silvatica*, correspondant au relief de collines, modelé dans des conglomérats, des sables et des limons, ainsi que les gradins les plus hauts des éventails proluviaux, comprennent des sols sylvestres brun-jaunâtres, acides à horizon B argilo-iluvial faiblement exprimé. Ils ont une valeur $\text{pH} < 5$ et le degré de saturation en base (V) inférieur à 30% voire même 20%.

Au niveau des anciens éventails proluviaux, dont le substratum comprend des dépôts sablo-squelettiques provenus du Cristallin des monts bordiers, on rencontre des sols podzoliques argilo-iluviaux, formés sous la forêt de *Quercus robur*. Ils accusent un $\text{pH} = 4,8-5,5$ et $V < 30\%$ ainsi qu'une différenciation texturale génétique prononcée. Ces sols ont le plus souvent des horizons à pseudogley, fortement influencés par l'eau des précipitations ; parfois ils atteignent aussi le stade de sol à pseudogley. Lorsque la roche-mère du sol accuse un contenu en bases plus élevé (les matériaux provenus des Monts Persani sont souvent carbonatiques), les sols podzoliques sont associés aux sols bruns ou brun-jaunâtre podzolisés (avec un valeur $\text{pH} > 6$ et $V = 45-75\%$).

Sur les terrasses de piémont apparaissent des sols sylvestres bruns ou brun-jaunâtres, le plus souvent au caractère squelettique. Leur degré de saturation en bases varie de 70% jusqu'au 20%, en fonction de la nature de la roche-mère du sol. Ces sols se trouvent souvent associés aux sols squelettiques faiblement évolués.

Par rapport au stade d'évolution, dans les plaines alluviales on a distingué des alluvions récentes, des sols alluviaux et des sols bruns de plaines alluviales.

Les sols des plaines alluviales sont souvent influencés par les eaux phréatiques. En fonction de la profondeur du niveau hydrostatique de

ces eaux, les sols accusent plusieurs degrés d'hydromorphisme. On y rencontre des sols : phréatiquement humides, des sols à semigley, et des sols à gley.

Il y a également des tourbières, autant eutrophes (dans la plaine alluviale de l'Olt) qu'oligotrophes (dans les autres plaines alluviales) en fonction du degré de minéralisation des eaux du substratum.

Enfin, des sources salées déterminent l'apparition de plusieurs lambeaux de sols salinisés, le long de certaines vallées de la dépression, par exemple à Perșani, Grid, Sărata et Avrig-Mîrșa.

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN PARTEA DE SUD A PODIȘULUI TÎRNAVELOR ¹⁾

DE

V. BĂLĂCEANU, C. ORLEANU, P. GIURGEA, F. POPESCU ²⁾

Relief, sedimente, hidrografie. Partea de sud a Podișului Tîrnavelor este constituită dintr-o serie de dealuri ale căror culmi netede au altitudini între 500—600 m în apropierea Oltului și de peste 700 m în zona de obîrșie a văilor Hîrtibaciului și Cohalmului.

Substratul este format din alternanțe de argile și nisipuri, sau din marne și argile (sarmatian) la partea inferioară, peste care s-au depus luturi și nisipuri (ponțian).

Relieful a fost puternic și haotic modelat de către o rețea hidrografică deasă. Văile, adâncite cu peste 150 m în suprafața podișului, sunt înguste și puternic colmatate cu materiale de pe versanți. Aceste materiale sunt amestecate cu aluviunile recente transportate de ape.

Aspectul general al pantelor este diferit de la un loc la altul, după cum este și natura sedimentului din substrat. De regulă, pantele sudice, cu substrat nisipos, sunt mult mai puternic înclinate și puternic afectate de eroziune prin spălare și ravinare. Pe versanții vestici și uneori pe cei estici sunt frecvente fenomenele de alunecare, generate de apele stagnante la nivelul stratului argilos impermeabil. Adesea acești versanți sunt împinziți de mameleoane și lacuri de glime rezultate în urma alunecărilor.

Sistemul hidrografic tributar în întregime Oltului drenează destul de bine regiunea, care suferă totuși din cauza apelor strânse la obîrșia văilor și pe versanți, la nivelul stratelor argiloase.

Apele freatiche au importanță pentru dinamica solului numai local, în cîteva lunci (sud Săsăuși etc.).

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 mai 1963.

²⁾ Lucrarea a fost efectuată sub conducerea științifică a Acad. Prof. N. CERNESCU

Clima. Suma precipitațiilor anuale de la cele mai apropiate stațiuni meteorologice este în medie următoarea : Sibiu 662 mm ; Cuciulata 639 mm ; Mîndra 777 mm ; Făgăraș 691 mm ; Simbăta de Jos 658 mm ; Porumbacu de Jos 698 mm. La Cincu cad cca 604 mm precipitații anual, ceea ce arată un minus de umezeală în podiș față de Țara Oltului.

Temperatura medie anuală la Făgăraș este de 8°,2 C iar la Sibiu 8°, 9 C.

Datele climatologice de la Făgăraș și Sibiu folosite în general pentru caracterizarea din punct de vedere climatic a părții de sud a Podișului Tîrnavelor nu pot fi decât orientative, deoarece în condițiile unui relief variat, se realizează în podiș un climat diferit de al Țării Oltului sau Sibiului. Aici intervin variații de umezeală datorită microreliefului, texturii rocii din substrat, diferențelor de insolație, etc. Condiții de umezeală asemănătoare acelora din depresiunea mărginașe, nu se pot realiza decât pe pantele cu expoziție nordică ale podișului.

Geneza și evoluția solurilor nu poate fi înțeleasă decât în dependență de condițiile locale de microclimat.

Vegetația. Întregul podiș se află în zona pădurilor mixte de foioase. Vegetația lemnosă este mai bine conservată în extremitatea sud-vestică, de la valea Cincului pînă la văile Hîrtibaciului și Cîbinului.

Pe pantele cu expoziție nordică predomină *Fagus sylvatica* în amestec cu *Quercus petraea* și *Carpinus betulus*. Pe pantele cu expoziție vestică și estică predomină *Quercus petraea* în amestec cu *Quercus robur* și *Carpinus betulus*. Pe culmile largi și pe suprafețele mai slab drenate ale versanților, asociat cu *Quercus robur*, apare *Alnus glutinosa*, care uneori predomină.

Procesele de mineralizare a literei sănt foarte active ; aceasta abia dacă se păstrează de la un an la altul.

Pajiștile sănt în cea mai mare parte constituite din plante mezofile. Cea mai des întîlnită este asociația de *Festuca rubra* cu : *Festuca rubra*, *Agrostis tenuis*, *Cinosurus cristatus*, *Anthoxanthum odoratum*, *Sieglungia decumbens*, *Trifolium pratense*, *T. repens*, *Genista sagittalis*, *Chrysanthemum leucanthemum*, *Rumex acetosella*, *Potentilla erecta*, *Lychnis flos cuculi*, *Carex pallescens*, *Ranunculus acer*. Mai rar apar *Nardus stricta* și *Deschampsia caespitosa*. Ea ocupă suprafețe cu soluri podzolite, marmorate sau pseudogleizate.

Pe solurile podzolice cu exces temporar de umiditate stagnantă (pseudogleizate), predomină asociația de *Nardus stricta*, din care nu lipsesc *Juncus conglomeratus* și *Deschampsia caespitosa*.

Versanții cu expoziție sudică, expuși insolației mai puternice sunt acoperiți de asociații cu plante mezoxerofile: *Agrostis tenuis*, *Festuca sulcata*, *Botriochloa ischaemum*.

Acolo unde eroziunea este mai accentuată apar *Doricnium herbaceum* și *Rhynanthus minor*. Cind substratul este carbonatic, nu lipsesc *Cytisus nigricans* și *Onobrychis viciaefolia*. Ultima este adesea predominantă.

Solurile

Au fost deosebite: soluri silvestre (automorfe și autohidromorfe); soluri litomorfe și lito-hidromorfe; soluri hidromorfe; soluri slab evolute (soluri puternic influențate de fenomene de eroziune și soluri de luncă).

Arealele acestor serii genetice de soluri se întrepătrund puternic datorită condițiilor microclimatice diferite, determinate aşa cum s-a spus, în primul rînd de către relief, care intervine în redistribuirea precipitațiilor. Au mai intervenit de asemenea natura litologică a substratului și activitatea omului, care prin schimbarea modului de folosință a determinat apariția unor condiții pedoclimatice noi.

Soluri silvestre. Între solurile silvestre se separă mai multe tipuri genetice după cum urmează: soluri silvestre brune, tipice și podzolite (cu orizont B argilo-iluvial); soluri silvestre podzolice (cu orizont B argilo-iluvial bine exprimat); soluri silvestre podzolice gălbui (cu orizont B argilo-iluvial slab sau moderat exprimat).

În cadrul acestor tipuri de sol au fost făcute subîmpărțiri în funcție de gradul de manifestare a fenomenului de pseudogleizare.

Solurile silvestre brune sunt în cea mai mare parte slab și moderat podzolite. S-au format sub pădurea de stejar sau gorun, generatoare de mull sau crypto-mull¹⁾, relativ acid, într-un regim de umiditate destul de ridicat care a favorizat procesul de antrenare mecanică a argilei. Ele au ca punct extrem în evoluția lor — atunci cînd se menține pădurea — stadiul de sol podzolic.

Predominant apar solurile silvestre brun-gălbui podzolite, pe care la considerăm adevărate soluri zonale. Ele au un colorit mai deschis decît al solurilor silvestre brune, o diferențiere texturală de obicei mai accentuată, și pseudogleizare mai puternică.

¹⁾ PH. DUCHAUFOUR. Précis de pédologie. 1960 Paris, pag. 248 aliniat 8: „Atunci cînd descompunerea este foarte rapidă, cantitatea de acizi humici formați fiind totdeauna mică, avem de-a face cu un crypto-mull”.

Noi nu le-am separat cartografic de solurile brune cu care le considerăm strâns înrudite.

Solurile brune propriu-zise sunt legate în special de pantele cu expoziție sudică sau vestică, de un substrat cu textură fină adesea carbonatic, și de schimbarea modului de folosință. (Sunt primele terenuri luate în cultură, arate și îngrășate timp îndelungat).

Trebuie remarcat faptul că majoritatea acestor soluri prezintă în profil o marmorare, ca un fenomen zonal. Ceva mai puțin răspândite sunt solurile cu pseudogleizare moderată în orizontul B. Foarte rar, legate de măștinări locale de suprafață, apar soluri puternic pseudogleizate.

Solurile silvestre brune tipice au un $\text{pH} > 6$, $V > 80\%$ și o diferențiere texturală foarte slabă.

Solurile silvestre brune slab podzolite au gradul de saturatie în baze în jur de 75% sau mai ridicat, pH -ul 5,5–6 și o diferențiere texturală, slabă.

Solurile silvestre brune moderat podzolite, au gradul de saturatie în baze în jur de 60%, pH 5–5,5 și diferențierea texturală relativ puternică.

Solurile silvestre podzolice, cu orizont B argilo-iluvial bine exprimat, sunt relativ des întâlnite în sector, s-au dezvoltat sub păduri de gorun în amestec cu carpen și stejar, în special pe pantele cu expoziție nordică sau estică. Profile bine realizate se întâlnesc și sub pajiștile secundare cu *Nardus stricta*, *Festuca rubra*, *Agrostis tenuis*, *Juncus conglomeratus*, *Potentilla erecta*, etc.

Se caracterizează prin diferențierea texturală accentuată, prin intensitatea mare de manifestare a orizontului podzolic A₂, printr-un grad de saturatie în baze sub 30% (adesea de 20%) și aciditate ridicată ($\text{pH} \leq 5$).

Solurile silvestre podzolice gălbui (soluri gălbui podzolite, moderat acide) ocupă suprafete restrânse, exclusiv sub păduri de fag sau fag cu carpen, pe depozite lutoase, nisipoase sau pietrișuri.

Se apropie morfologic de solurile gălbui acide din zona submontană a Făgărașului, a Munților Perșani sau a Gurghiului. Se caracterizează printr-o slabă antrenare a argilei pe profil. Nu prezintă orizonturi podzolice distințe, dar la uscare coloritul lor gălbui se deschide puternic, mărturie a faptului că fenomenul de podzolire este prezent și intens.

Noi atragem atenția că astfel de soluri sunt relativ des întâlnite în Podișul Tîrnavelor și că ele trebuie să fie încadrate într-o altă categorie decât aceea a solurilor silvestre brune slab podzolite, aşa cum se pare că s-a făcut pînă acum.

Prezentăm în cele ce urmează grafice (fig. 1 și 2) cu date comparative asupra gradului de saturație și a capacitatei de schimb cationic al solurilor discutate :

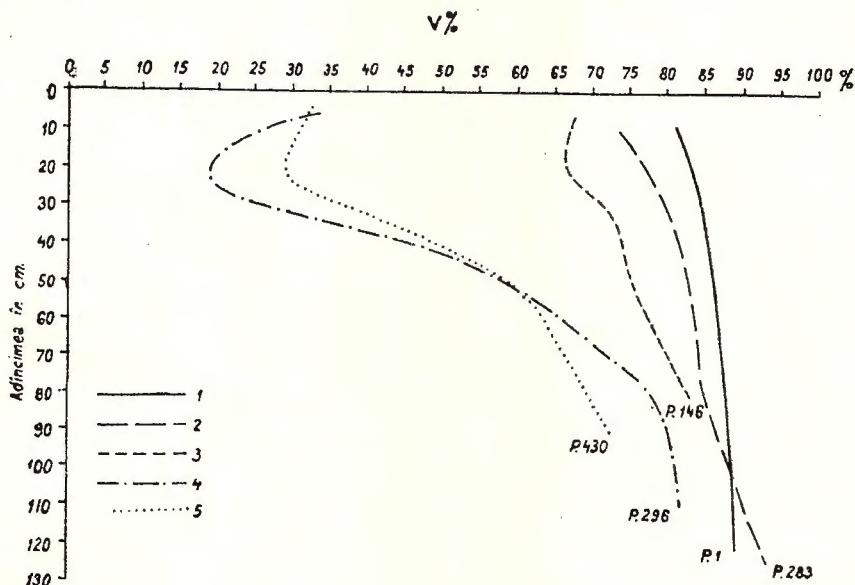


Fig. 1. — Variația pe profil a gradului de saturație în baze la solurile silvestre.

P₁, sol silvestru brun; P₂₈₈, sol silvestru brun slab podzolit; P₁₄₆, sol silvestru brun, moderat podzolit; P₂₉₆, sol silvestru podzolic; P₄₃₀, sol silvestru podzolic, pseudogleizat.

Solurile litomorfe și lito-hidromorfe, cuprind pseudorendzine și soluri negre de fineată umedă; sunt soluri intrazonale, care reflectă condițiuni speciale de substrat și o dinamică deosebită a apei.

Pseudorendzinele ocupă suprafețe extrem de mici; ele sunt condiționate de un substrat argilo-marnos și de suprafețe ceva mai drenate, de obicei cu expoziție sudică și adesea influențate de eroziune.

Solurile negre de fineată umedă ocupă suprafețe mult mai mari decât pseudorendzinele, în special în partea sudică a podișului. Ele se întâlnesc la obârșii de văi și pe suprafețe slab depresionare, care constituie piețe de adunare a apelor. Sunt formate fie pe marne, fie pe argile. Au textură fină și sunt gleizate. Sunt strâns legate de pînzele de apă freatică, care determină la capătul stratelor, pe pantă, apariția de piștiri de apă. Au un conținut ridicat de humus (cca 10%), pH slab acid și sunt slab debazificate.

Spre deosebire de solurile negre de fineată la pseudorendzine se constată prezența carbonaților de calciu în profil și lipsa fenomenului de gleizare.

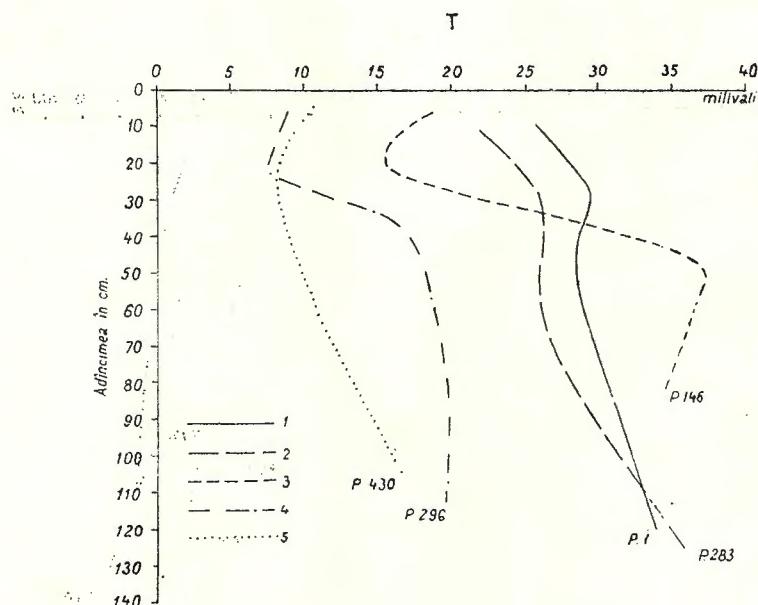


Fig. 2. — Variatia pe profil a capacitatii totale de schimb cationic, la solurile silvestre.

P₁, sol silvestru brun; P₂₈₃, sol silvestru brun slab podzolit; P₁₄₆, sol silvestru brun moderat podzolit; P₂₉₆, sol silvestru podzolic; P₄₃₀, sol silvestru podzolic pseudogleizat.

Frecvent, aceste soluri apar în complex pe pantele cu fenomene de alunecare, pseudorendzinele ocupînd suprafețe mameleonate mai drenate, iar solurile negre de fineată zonele mai umede dintre mameleoane.

Adesea, pe suprafețe drenate, aceste soluri evoluiază către tipul de sol silvestru brun, sau prezintă fenomene de podzolire.

C. OANCEA și D. ENESCU, au cartat la nord de sectorul cercetat de noi o serie întreagă de soluri pseudorendzinice, de la pseudorendzina tipică pînă la pseudorendzina puternic levigată și podzolită. Se pare că aici, solurile pseudorendzinice au o extindere mult mai mare, ca în extremitatea sudică a podișului.

Solurile hidromorfe, cuprind soluri formate sub mlaștini eutrofe și sub finețe umede.

Pentru sectorul sudic pe care-l prezentăm, am separat următoarele categorii : soluri pseudogleice, slab imbrunite, formate pe depozite argiloase de terasă ; soluri pseudogleice, slab podzolite ; soluri gleice tinere, de mlaștini eutrofe și finețe-mlaștini.

Aceasta este o grupă eterogenă.

Am reunit aci secvențe puternic influențate de apă (stagnantă sau freatică), care însă au evoluat și evoluează pe căi diferite.

Între ele, *solurile gleice tinere* (cenușii), constituie o categorie bine individualizată, care își are un loc mai precis în sistematică. În general sunt puternic împăslite cu rădăcini de rogozuri și *Phragmites communis* și foarte puternic influențate de apa freatică, care adesea se ridică pînă la suprafața solului.

Mai puțin clară este situația solurilor pseudogleice. Ele sunt influențate fie de apa stagnantă, fie de scurgerile de pe pante. Pe ele s-a instalat secundar fineața, care s-a menținut datorită umezelii puternice, fără a imprima însă un profil de humus specific.

Deosebirea morfologică dintre cele două categorii separate constă în următoarele : *solurile pseudogleice slab imbrunite*, formate pe depozite argiloase de terasă, aflîndu-se pe un relief plan nu suferă decît influență apei din precipitații. Pe profilul lor se observă o imbrunîrare slabă la partea superioară.

Solurile pseudogleice podzolite apar pe un relief de alunecări, în treimea inferioară a pantelor și suferă atât influență apei de precipitații cât și pe aceea a scurgerilor laterale.

În timp ce primele se dezvoltă pe un fond carbonatic, cele din urmă sunt de la început lipsite de CaCO_3 .

Solurile slab evolute cuprind solurile din lunci și pe acelea foarte puternic erodate ; ele nu au încă un profil morfologic bine realizat, care să permită încadrarea lor la un tip genetic. Se întîlnesc pe văile înguste care suferă influență alunecărilor și a transportului de pe pante, și pe pante foarte abrupte, pe reliefuri de alunecări, etc.

În cele ce urmează prezentăm în detaliu legenda stabilită pentru harta de soluri a sectorului sudic al Podișului Tîrnavelor și caracterizarea prin profile tipice a unităților sistematice.

Legenda

I. Soluri silvestre (automorfe și auto-hidromorfe)

A: *Soluri silvestre brune tipice și podzolite*

1. *Soluri silvestre brune (local slab podzolite și pseudogleizate)*

2. *Soluri silvestre brune și brune podzolite erodate*

3. Soluri silvestre brune pseudorendzinice

4. Soluri silvestre brune și brune erodate, local cu pseudorendzine, pe relief de alunecări.

5. Soluri silvestre brune slab podzolite

6. Soluri silvestre brune slab podzolite, pseudogleizate

7. Soluri silvestre brune moderat podzolite

8. Soluri silvestre brune moderat podzolite, pseudogleizate

9. Soluri silvestre brune podzolite, local erodate, pe relief de alunecări

B) Soluri silvestre podzolice

10. Soluri silvestre podzolice

11. Soluri silvestre podzolice pseudogleizate

12. Soluri silvestre podzolice gălbui

II. Soluri litomorfe și lito-hidromorfe

13. Pseudorendzine și pseudorendzine erodate

14. Soluri negre de fineafă umedă

III. Soluri hidromorfe

A) Soluri pseudogleice

15. Soluri pseudogleice slab imbrunite, pe depozite argiloase de terasă

16. Soluri pseudogleice slab podzolite

B) Soluri gleice

17. Soluri gleice tinere

IV. Soluri slab evolute

A) Soluri erodate

18. Soluri tinere pe depozite nisipoase, carbonatice (pante de alunecare)

19. Regosoluri și soluri tinere pe marne și nisipuri

20. Regosoluri și roca la zi (ravinări)

B) Soluri de luncă

21. Soluri aluvio-coluviale

22. Soluri aluviale și aluvioni slab solificate, local gleizate.

Soluri silvestre (automorfe și auto-hidromorfe)

Sol silvestru brun, marmorat

Profil 1

Cca 700 m sud-est comuna Chirpăr

Versant cu expoziție nord-estică

Fineafă. *Anthoxanthum odoratum*, *Festuca rubra*, *Briza media*, *Trifolium pratense*, *Lotus corniculatus* *Chrysanthemum leucanthemum*, *Stenactis annua*.

Descriere morfologică

A, 0 – 18 cm. lut ușor -lut mediu, brun cenușiu, grăunțos bine format, fin poros, punctuații ferimanganice și bobovine rare; trecere treptată; humus 2,87%; T = 25,52 miliechiv.; V = 81,30%; pH = 6,22.

AB, 18 – 39cm lut mediu, brun cu pete gălbui și rugini, grăunțos, punctuații ferimanganice și bobovine rare, trecere treptată; humus 1,49%. T = 29,41 milivali; V = 84,20%; pH = 6,31.

- B(g), 39 – 71 cm, lut mediu slab marmorat cu pete cenușii, galbene și ruginii, bobovine și pete feriinanganice frecvente, columnoid; trecere treptată; humus 0,75% de la 39 – 55 cm; T = 28,26 miliechiv.; V = 85,60%; pH = 6,60.
- Bg, 71 – 95 cm : lut mediu-lut greu, marmorat cu pete cenușii mai evidente, bulgăros prismatic, bobovine frecvente, trecere clară; T = 30,38 miliechiv.; V = 87,50%, pH = 6,66.
- B(g), 95 – 128 cm : lut mediu-lut greu, bulgăros, galben ruginiu cu pete slabe cenușii; bobovine mari și medii frecvente; T = 33,94 miliechiv., V = 89,55%; pH = 6,94.

Descriș: V. BĂLĂCEANU

Analisti: VLAD LUCIA, MAC HARETA.

Soluri silvestre brune și brune podzolite erodate

Ocupă suprafețe relativ întinse, în special pe pante cu expoziție sudică și vestică, pe terenuri arabile. Aspectele sub care se prezintă aceste soluri sunt variate, în funcție de intensitatea de manifestare a fenomenului de eroziune. Adesea orizontul A este complet îndepărtat și se ară orizontul B.

Pe astfel de soluri se pot lua măsuri de combatere a eroziunii destul de ușor.

Mai dificilă este situația versanților care prezintă fenomene de alunecare.

Sol silvestru brun, pseudorendzinic

Profil 15

500 m sud comuna Săsăuși

Versant cu expoziție vestică

Teren arabil

Substrat marnos.

Descriere morfologică

- Aa, 0 – 14 cm : lut ușor, brun cenușiu, grăunțos friabil, afinat efervescentă slabă, trecere netă
 A, 14 – 34 cm : lut ușor, brun cenușiu, grăunțos efervescentă slabă, trecere treptată.
 Ab, 34 – 63 cm : lut mediu, cenușiu brun cu pete galbene, grăunți în aggregate columnoidale friabile, afinat, efervescentă slabă, trecere netă.
 BD, 63 – 79 cm : lut mediu galben cu pete slabe ruginii și surgeri brune (de humus) din orizontul superior; grăunțos mare; efervescentă moderată, trecere treptată.
 D, 79 > 100 cm, marnă nisipoasă, cenușiu albăstrui cu pete ruginiu-brunii, poliedric, efervescentă puternică în masă; concrețiuni de CaCO_3 .

Descriș: V. BĂLĂCEANU.

Astfel de soluri sunt rare în cuprinsul sectorului pe care-l prezentăm. Proveniența lor din soluri pseudorendzinice este evidentă; coloritul mai deschis de la partea superioară a orizontului A este cauzat de procesele de oxidare înlesnite de lucrările culturale.

Sunt dintre solurile cele mai fertile. Simpla îngrășare cu gunoi de grajd este suficientă pentru obținerea unor recolte bune.

Sol silvestru brun slab podzolit pseudogleizat

Profil 283

S—SV comuna Rucăr, cca 1,5 km.

Pantă cu expoziție nord-vestică. Înclinarea cca 5° — 6° .

Fineată.

Substrat argilo-marnos.

Descrierea morfologică

- A', 0 — 24 cm : lut mediu-lut ușor (cu nisip grosier), brun ceușiu, grăunțos mare-bulgăros, afnat, rădăcini frecvente, trecere treptată ; humus = 2,9% ; T = 21,85 milivali ; V = 73,39% ; pH = 5,66.
- A'', 24 — 42 cm : lut mediu spre lut greu, cu nisip grosier mai puțin, brun ceușiu, alunar nuciform, compact; separațiuni ferimanganice rare, rădăcini rare, trecere treptată-clără ; humus = 2,11% ; T = 26,24 milivali ; V = 80,02% ; pH = 6,13.
- B, 42 — 65 cm : lut mediu cu linteile nisipoase, gălbui, cu surgereri cenușii închise de humus, bulgăros-nuciform, separațiuni punctiforme ferimanganice ; humus = 0,96% ; T = 26,05 milivali ; V = 83,68% ; pH = 6,18.
- Bg, 65 — 92 cm : lut mediu cu lentele nisipoase ruginoj, gălbui cu pete brune-negricioase, ruginoj și cenușiu-vinețili, moderat compact ; T = 27,87 milivali ; V = 84,69% ; pH = 6,04.
- B/Dg, 92 — 150 cm : lut greu, marmorat, gălbui cu pete cenușii, vinețili și ruginoj slabă, șistozitate din rocă ; T = 35,67 milivali ; V = 93,01% ; pH = 6,96.

Descriș : D. CIRSTEANU

Analisti : F. POPESCU, H. MAC

Sol brun moderat podzolit.

Profil 146

Nord Făgăraș. La nord de dealul „La Cruce”.

Pantă de cca 9° cu expoziție nordică. Cota 650.

Păsune.

Descriere morfologică

- A₁, 0 — 12 cm : nisipo-lutos, brun ceușiu (pudrat cu silice), slab șistos ; punctuațiuni ferimanganice ; humus = 4,31% ; T = 18,58 milivali ; V = 67,74% ; pH = 5,71.
- A₂, 12 — 25 cm : nisip lutos-lut ușor, cenușiu cu nuanță brun-gălbui și cu pete brune deschise, șistos intens pudrat cu silice ; punctuațiuni ferimanganice ; humus = 1,83% ; T = 15,50 milivali ; V = 66,15% ; pH = 5,66.
- B₁, 25 — 38 cm : lut mediu, gălbui cu slabă nuanță ruginoj, bulgăros mic, bobovine, humus = 0,86% ; T = 24,17 milivali ; V = 72,26% ; pH = 5,58.
- B_{2g}, 38 — 58 cm, lut mediul greu, gălbui cu slabă nuanță ruginoj și mici pete ruginoj gălbui mai intense, bulgăros mic-poliedric ; humus = 0,76% ; T = 37,07 milivali ; V = 74,65% ; pH = 5,43.
- B_{2g''}, 58 — 100 cm, lut greu, gălbui cenușiu cu pete cenușii și galben ruginoj (marnorat) ; bulgăros prismatic, bobovine și pete ferimanganice ; T = 34,68 milivali ; V = 82,30% ; pH = 5,77.

Descriș : C. ORLEANU

Analisti : F. POPESCU, H. MAC.

Sol podzolic (cu orizont B argilo-iluvial bine exprimat)

Profil 296

Est comuna Șomartin.

Pantă cu expoziție estică cca 6°.

Pășune (fostă pădure din care se mențin sporadic stejari).

Descriere morfologică

A₁, 0 – 9 cm : nisip lutos, cenușiu cu pete de reducere mai închise (la uscare albicios) grăunțos mic, friabil, bobovine rare; trecere clară; humus = 1,96 %; T = 8,94 milivali; V = 33%; pH = 5,15.

A₂, 9 – 37 cm : nisip lutos, gălbui cenușiu (la uscare albicios); bobovine rare, trecere clară; humus = 0,73%; T = 7,84 milivali; V = 19%; pH = 5.

A_{2B}, 37–48 cm : nisip lutos-lut ușor, gălbui ruginiu cu pete slabe cenușii, bulgăros, bobovine; humus = 0,45%; T = 17,37 milivali; V = 47,58%; pH = 5,43.

B₁, 48 – 70 cm : lut mediu-lut greu, gălbui ruginiu cu pete cenușii pe fetele de structură, poliedric; humus = 0,87%; T = 18,96 milivali; V = 67,60%; pH = 5,73.

B₂, 70 – 90 cm : lut mediu, marmorat, gălbui-ruginiu cu pete cenușii mai frecvente. Către baza profilului acumulare de mangan; T = 19,82 milivali; V = 78,30%; pH = 6,01.

Sub 90 cm. V = 72,09%; T = 19,57 milivali, pH = 6,38.

Descriș: P. GIURGEA

Analisti: F. POPESCU H. MAC.

Sol podzolic pseudogleizat

Profil 430

NE comuna Gherdeal.

Pantă cu expoziție nordică (în treimea inferioară).

Pădure de amestec: fag, carpen, mestecacan.

Descriere morfologică

A₁, 0 – 14 cm : nisip lutos, cenușiu gălbui-albicios, grăunțos friabil, rădăcini frecvente; humus = 3,15%, T = 10,47 milivali; V = 32,52%; pH = 4,89.

A_{2g}, 14 – 40 cm : nisip lutos, cenușiu albicios cu pete gălbui și brune (de mangan), bulgăros friabil, afinat, rădăcini frecvente, pete și separații ferimanganice; humus = 0,72%; T = 7,91 milivali; V = 29,15%; pH = 5,12.

A_{2Bg}, 40 – 75 cm : lut ușor-lut mediu, cenuștu vinețiu, cu pete gălbui și negricios brunii (mangan) bobovine, moderat compact, trecere clară; humus = 0,55%; T = 10,13 milivali; V = 61,88%; pH = 5,55.

Bg, 75 – 105 cm : lut mediu, vinețiu cenușiu cu pete brune și mai rar gălbui, bobovine; humus = 0,69%; T = 14,43 milivali; V = 72,40%; pH = 5,89.

Descriș: P. GIURGEA

Analisti: F. POPESCU H. MAC.

Sol silvestru podzolic gălbui

Profil 100

1,5 km nord-est comuna Colun.

Versant cu expoziție nordică, inclinare cca 10°.

Pădure de amestec, cu *Fagus silvatica*, *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, *Populus tremula*.

Descriere morfologică

Litieră slab dezvoltată (sub 2 cm).

A, 2 — 14 cm : lut ușor-nisip lutos, galben bruniu, grăunțos friabil, fin poros, masa radiculară puternic dezvoltată.

A'', 14 — 32 cm : lut ușor, galben deschis, bulgăros mic, fribil, bobovine medii, trecere treptată.

AB, 32 — 51 cm : lut mediu, galben deschis cu nuanță cenușie și pete ruginii -limonii estompate, poliedric mic, pori rare, bolovine rare, trecere clară-treptată.

B'(g), 51—98 cm : lut mediu spre lut greu, aspect slab marmorat (pete cenușii slabe și ruginii, pe un fond galben-limoniu), poliedric, aglomerări ferimanganice friabile destul de frecvente.

BD, sub 98 cm : crește puternic proporția de nisip fin și mediu ; structură bulgăroasă.

Descriere : V, BĂLĂCEANU

Profile asemănătoare din alt sector al Podișului Tîrnavelor analizate, au arătat un $\text{pH} < 5$ și un grad de saturatie în baze sub 25%.

Astfel de soluri apar, aşa cum am spus, rar. Ele nu constituie o problemă pentru agricultura din sector.

Soluri litomorfe și lito-hidromorfe

Pseudorendzină

Profil 126

1 km N-NW comună Găinari.

Versant cu expoziție sud-vestică.

Substrat marnos.

Arabil.

Descriere morfologică

Aa, 0 — 16 cm : lut ușor, brun negricios (la uscare cenușiu încis), bulgăros friabil, efervescență slabă, trecere netă.

ADb, 16 — 27 cm : marnă de culoare cenușiu-albăstrui cu scurgeri negricioase din orizontul superior, pete ruginii, poliedric, efervescentă medie, trecere clară.

Db, 27 — 36 cm : marnă ruginie, bulgăroasă, efervescentă puternică.

Sub 50 cm : marnă cenușie.

Descriere : V, BĂLĂCEANU.

Pseudorendzinele sunt legate — aşa cum am spus — de suprafețele erodate. Se caracterizează prin conținutul ridicat de humus și prin prezența CaCO_3 de la suprafață sau ceva mai jos. Sunt soluri fertile.

Soluri negre de fineață umedă

Au extindere mai mare. Ocupă majoritatea găvanelor, pe sedimente de textură fină adesea carbonatice. Sunt formate sub finețe în care predomină plante mezofile ca : *Cinosurus cristatus*, *Stellaria graminea*, *Anthoxanthum odoratum*, *Agrostis tenuis*, *Briza media*, *Trifolium pratense*,

Campanula patula, Ranunculus polianthemos, Rhynanthus crista gali, Chrysanthemum leucanthemum.

Prezentăm în cele ce urmează un profil caracteristic :

Profil 261 b

Pășunea comună Șomartin.

Versant cu expoziție nordică. Găvan. Relief de alunecări.

Substanță argilos.

Descriere morfologică

A, 0 – 30 cm : lut greu, brun negricios cu nuanță cenușie; grăunțos colțuros; trecere treptată; humus 9,38%; V = 84,45%; T = 57,25 milivali; pH = 5,96.

A'', 30 – 50 cm : lut greu, negru cenușiu, grăunțos colțuros mai mare, humus = 8,61%; T = 62,39 milivali; V = 88,16%; pH = 6,38.

AB, 50 – 70 cm : lut greu, negru cenușiu, alunar nuciform; humus = 8,75%; T = 66,76 milivali; V = 90,58%; pH = 6,55.

B. 70 – 100 cm : lut greu, cenușiu încis cu slabe pete gălbui la bază, prismatic; humus = 4,56%; T = 56,40 milivali; V = 92,69; pH = 6,88.

BG, 100–160 cm : lut greu, marmorat, gălbui cu pete cenușii, galben rugini și surgeri de humus; prismatic; T = 37,42 milivali; V = 94,04%; pH = 7,13; la 160 cm, apă.

Descriș : D. CIRSTEANU

Analizat : F. POPESCU H. MAC.

Soluri hidromorfe

Soluri hidromorfe

Sol pseudogleic, slab tmbrunit, pe depozite argiloase de terasă.

Profil. 93

Sud-vest Colun, cca 700 m.

Terasă Oltului; suprafață plană.

Depozit argilos, carbonatic.

Finează cu : *Cinosurus cristatus, Dactylis glomerata, Briza media, Hypochaeris radicata, Ranunculus polianthemos, Lychnis flos cuculi, Chrysanthemum leucanthemum, Rhynanthus crista gali, Campanula patula, Lotus coryculatus, Trifolium pratense etc.*

În perioadele umede apa bâltește la suprafața solului.

Descriere morfologică

Ag, 0 – 22 cm : lut greu-argilă ușoară, brun cenușiu, grăunțos colțuros bine format, pori foarte rari, slab compact, masa radiculară moderat dezvoltată. Trecere treptată.

Ag(B), 22–23 cm : lut greu-argilă ușoară, nuanță cenușie mai accentuată; apar pete feromanganice mici; rădăcini rare; trecere clară.

BgC, 33 – 90 cm : lut greu-argilă, cenușiu cu nuanță galben brunie, poliedric alungit cu tendonță de prismatic mic, pori foarte rari, rădăcini rare, efervescență slabă.

Descriș : V. BĂLĂCEANU.

Sol pseudogleic slab podzolit

Profil 96

1,5 km nord comuna Colom.

Versant cu expoziție nordică, treimea inferioară a pantei. Înclinare slabă; relief de alunecări; local piștiri de apă.

Fîneață cu: *Briza media*, *Cinosurus cristatus*, *Anthoxanthum odoratum*, *Festuca rubra*, *Sienglingia decumbens*; local *Deschampsia caespitosa* și *Nardus stricta*. Mai apar: *Trifolium pratense*, *T. repens*, *Genista tinctoria*, *Rhynanthus crista gali*, *Genista sagitalis*, *Chrisanthemum leucanthemum*, *Rumex acetosella*, *Potentilla erecta*, *Campanula patula*, *Lychnis flos cuculi*, *Luzula campestris*, *Ranunculus acer*, *Carex pallescens*.

Substrat argilos cu aporturi de pe pantă.

Descriere morfologică

A, 0 — 15 cm: lut ușor, grăunțos mic, cenușiu bruniu, bobovine mici frecvente, pori fini rari, masa radiculară puternic dezvoltată; trecere treptată.

ABg, 15 — 23 cm: lut ușor (proporție relativ mare de nisip fin), grăunțos colțuros, cenușiu cu mici pete gălbui estompate, bobovine frecvente, trecere clară.

Bg, 23 — 45 cm: lut greu, cenușiu cu pete gălbui estompate, bobovine frecvente, trecere clară.

B'g, 45 — 85 cm: argilos, cenușiu cu pete gălbui, poliedric, bobovine frecvente mari și pete feri-manganice.

Descriș: V. BĂLĂCEANU.

*Soluri gleice**Sol gleic, înălătăru*

Profil 16

Sud-sud est comuna Săsăuș cca 700 m.

Luncă.

Fîneață mlaștină eutrofă, cu *Phragmites communis* și specii de *Carex*.

Substrat: materiale aluvio-coluviale.

Descriere morfologică

Gr. Go, 0 — 20 cm: lut ușor cenușiu, cu separațiuni feruginoase pe rădăcini, grăunțos neprecizat, jilav, efervescentă și masa radiculară puternic dezvoltată, trecere treptată.

Gr/Go'', 20 — 40 cm: lut ușor, cenușiu cu pete gălbui și rugini, jilav, masa radiculară mai slab dezvoltată, efervescentă.

Go, 40 — 65 cm: nisip lutos, galben ruginiu cu pete ruginii intense, umed-ud, efervescentă, trecere netă.

Gr, sub 65 cm: lut ușor, cenușiu albăstrui, la 65 cm apa freatică.

Descriș: V. BĂLĂCEANU.

Soluri slab evolute

Soluri erozionate

Sol tînăr pe depozit nisipos, carbonatic, (pe pantă cu alunecări)

La sud-vest de comuna Șomărtin, pe un versant cu expoziție estică, afectat de alunecări puternice, cu zona de desprindere clară (denivelare de cca 15—20 m), se întlnesc soluri tinere, formate pe nisipuri carbonatice; aceste soluri au o acumulare de humus destul de puternică. Ele nu au realizat încă un profil morfologic mai evoluat, cît de cît apropiat de tipul zonal.

Prezentăm un profil caracteristic.

Profil 32

2 km sud-vest comuna Șomărtin.

Versant cu expoziție sud-estică.

Teren arabil.

Roca-mamă : nisip micaceu fin.

Descriere morfologică

Aa, 0 — 18 cm : nisip coeziv, brun ceușiu, nestructurat, rădăcini frecvente, efervescentă ; trecere netă.

A', 18 — 39 cm : nisip coeziv, brun ceușiu, grăunțos mare, friabil, efervescentă, trecere clară.

A'', 39 — 60 cm : nisip coeziv-nisip lutos, brun ceușiu cu nuanță mai închisă, grăunțos friabil, efervescentă, trecere netă.

D 60 — 105 cm : nisip fin, micaceu cu pete cenușii și rugini.

Descriere : V. BĂLĂCEANU.

Soluri tinere. Pe pantele puternic inclinate sau pe mameleane în reliefuri de alunecări, se întlnesc soluri tinere, cu profil de tip A, D sau A, AD, D. Ele apar atât pe nisipuri cît și pe marne.

Regosolurile apar de obicei pe nisipuri, pe pante foarte puternic inclinate și mai rar, pe marne sau luturi aduse de eroziune la zi. Sunt soluri extrem de puțin evolute; abia dacă au un început de orizont A grefat pe rocă.

Amintim că sunt versanți, care prezintă cele mai variate complexe de microrelief. Pe ele apare un complex de soluri, ce nu pot fi separate cartografic.

Astfel de suprafețe pun agricultorului probleme deosebit de dificile în ce privește agrotehnica și conservarea solului.

Soluri de luncă. În condițiile unui relief modelat în roci predominant argiloase, rețeaua hidrografică relativ deasă, se caracterizează prin văi înguste, mărginite de versanți lunghi, cu pante deluviale, de pe care adesea ajung materiale pînă în văi, amestecîndu-se cu aluviunile.

Pe aceste depozite se formează soluri aluvio-deluviale, care suferă mereu transformări, datorită fie aporturilor noi, fie jocului apelor freatici. Adesea ele sănt carbonatice.

Pe văile mai largi, cum ar fi valea Cincului se întâlnesc soluri aluviale, adesea gleizate, carbonatice sau necarbonatice. Profilul lor morfologic, relativ instabil este de tip A, AD, D sau A, Ag, GD.

Eroziunea, mai puternică în jumătatea estică a sectorului, prezintă cele mai variate aspecte. Pe pantele abrupte, de obicei nisipoase, ea este excesivă; adesea roca apare la zi.

Pe pantele mai slab inclinate cu argile în substrat, sănt frecvente alunecările.

Nu lipsesc nici ravinările (în special la est de valea Cincului).

Cele mai afectate de eroziune sănt sectoarele din preajma satelor care au fost luate în cultură de vreme mai îndelungată. Ar trebui păstrați pentru agricultură versanții mai uscați, cu soluri mai puțin acide, rezervându-se ceilalți pentru fineață, pășune și pomicultură.

Utilizarea pomicolă, mai ales ca livadă cosită ar trebui extinsă atât în vîtrele satelor cît și pe versanții supuși eroziunii, care ar putea fi astfel mai bine folosiți decât cu viile ce dau produse puține și de calitate slabă. Nu trebuie uitat că, în afară de faptul că protejaază solul, chiar în anii lipsiți de rod, livada cosită valorifică terenul.

Extinderea sectorului zootehnic pe seama finetelor noi create și a culturilor de plante furajere, ar putea crea condiții pentru agricultură mai intensivă pe suprafețele menținute ca terenuri arabile pentru cultura mare.

În sfîrșit se recomandă a se menține folosința silvică pentru terenurile răvinate, frămîntate și abrupte.

BIBLIOGRAFIE

- BREȚAN I. și colab. Metode agrotehnice pentru sporirea producției agricole în sud-estul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București 1960.
- BUCUR N., BARBU IASI N. Complexul de condiții fizico-geografice din Coasta Dealul Mare-Hîrlău. *Probleme de geografie* Vol. I, Acad. R.P.R. București 1954.
- CERNESCU N., POPOVAT M., FLOREA N. Probleme mai importante dezbatute în legătură cu solurile prezентate pe traseul excursiei conferinței de pedologie din 1958. *Cercetări de pedologie* Acad. R.P.R. București 1961.
- CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercetări de pedologie*. Ed. Acad. R.P.R. București 1961.

- CHIRITĂ C., PĂUNESCU C. Solurile brune și podzolice din R.P.R. *Cercetări de pedologie. Acad. R.P.R.* București 1961.
- ILIE M. Podișul Transilvaniei. Ed. științifică, București 1958.
- ILIE M. Recherches géologiques dans le bassin de Transylvanie. (II. Région Alba Iulia, Sibiu, Făgăraș, Rupea). *Ann. Com. Géol. XXVI—XXVIII (Résumés).* București 1959.
- * * * Clima R.P.R. vol. II (Date climatologice). București 1961.

О ПОЧВОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПРОИЗВЕДЕННЫХ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЛОСКОГОРЬЯ ТЫРНАВ

В. БЭЛЭЧАНУ, К. ОРЛЯНУ, П. ДЖУРДЖЯ, Ф. ПОНЕСКУ

(Краткое содержание)

Южная часть плоскогорья Тырнав представляет собой сильно холмистый рельеф моделированный довольно густой речной сетью.

Почвенные осадконакопления вариируют от песков до глин.

Район хорошо дренирован и, следовательно, гидроморфные почвы редко обнажены, только в некоторых источках долин или пойм.

Годовая сумма средних осадков превосходит 600 мм. Средняя годовая температура колеблется вокруг значения 8° 5 С.

Участок находится в зоне разнородных лиственных лесов. Растильность сохраняется лучше между долинами Чинку, Чибину и Хыртибачу и состоит из смеси *Fagus silvatica* с *Quercus petraea* и *Carpinus betulus* на северных и *Quercus petraea* и *Q. robur* и *Carpinus betulus* на западных и восточных склонах.

На лугах встречаются ассоциации *Festuca rubra* с *Agrostis tenuis*, *Cynosurus cristatus*, *Anthoxanthum odoratum*, *Sieglungia decumbens*, *Potentilla erecta*, *Carex pallescens*, и т.д. Реже встречаются, *Nardus stricta* и *Deschampsia caespitosa*.

Иногда на склонах освещенных солнечными лучами и более дренированных встречаются, *Festuca sulcata* и *Boltriochloa ischaemum*.

Находящиеся здесь почвы группируются в следующие генетические серии:

— лесные почвы (автоморфные и гидроморфные):

типичные лесные бурые и подзолистые почвы (с глинисто-иллювиальным горизонтом B);

подзолистые лесные почвы (с хорошо выраженным глинисто-иллювиальным горизонтом B);

подзолистые голубоватые лесные почвы (с слабо или средне выраженным глинисто-иллювиальным горизонтом B).

- Литоморфные и лито-гидроморфные почвы: псевдорендиновые; черные почвы влажных лугов.
- Гидроморфные почвы:
- псевдоглеевые буроватые почвы образованные на глинистых террасовых отложениях;
- псевдоглеевые слабо оподзоленные почвы;
- глеевые почвы.
- слабо развитые почвы:
- пойменные почвы;
- почвы находящиеся под влиянием эрозии.

Ареалы этих генетических серий почв сильно связываются между собой благодаря различным микроклиматическим условиям обусловленными рельефом, которые проявляются в зависимости от распределения атмосферных осадков.

Почвы лучше сохраняются в западной половине снятого участка, а сильное эрозионное влияние ощущается в восточном участке. Более затронутые эрозией участки, расположенные вблизи населенных пунктов. Для этих земель рекомендуется плодоводное использование, в особенности пастбищные сады. На очень эродированных почвах рекомендуется лесоводственное использование.

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DU PLATEAU DES TÎRNAME

PAR

V. BĂLĂCEANU, C. ORLEANU, P. GIURGEA, F. POPESCU

(Résumé)

La partie méridionale du Plateau des Tîrname accuse un relief collinaire, fortement modelé par un réseau hydrographique relativement dense.

Les roches de solification sont variées, depuis les sables jusqu'aux argiles.

La région est bien drainée et, par suite, les sols hydromorphes sont sporadiques, notamment à l'origine des vallées ou dans les plaines alluviales.

Les valeurs de la moyenne annuelle des précipitations ne dépassent pas 600 mm. La température moyenne de l'année est d'environ 8°, 5 C.

Le secteur est situé dans la zone des forêts mixtes de feuilles caduques. La végétation, mieux conservée entre Valea Cincului, Valea Cibinului et Valea Hirtibaciului, est constituée par de forêts à *Fagus silvatica*, *Quercus petraea* et *Carpinus betulus* sur les versants septentrionaux et *Quercus petraea* à *Q. robur* et *Carpinus betulus* sur les versants W et E.

Dans les prés on rencontre des associations de *Festuca rubra* à *Agrostis tenuis*, *Cinosurus cristatus*, *Anthoxanthum odoratum*, *Sieglungia decumbens*, *Potentilla erecta*, *Carex pallescens* etc. Rarement apparaissent *Nardus stricta* et *Deschampsia caespitosa*.

Parfois, sur les versants ensoleillés et plus drainés on rencontre *Festuca rubra* et *Botriochloa ischaemum*.

Les sols sont groupés par séries génétiques, à savoir :

- Sols sylvestres (automorphes et hydromorphes).

Sols sylvestres bruns typiques et podzolisés (à horizon B argilo-iluvial).

Sols sylvestres podzoliques (à horizon B argilo-iluvial bien exprimé).

Sols sylvestres podzoliques jaunâtres (à horizon B argilo-iluvial, faiblement ou modérément exprimé).

- Sols lithomorphes et litho-hydromorphes.

Pseudorendzines.

Sols noirs de prés humides.

- Sols hydromorphes.

Sols à pseudogley, faiblement brunis, formés sur des dépôts argileux, de terrasse.

Sols à pseudogley, faiblement podzolisés.

Sols à gley.

- Sols faiblement évolués.

Sols de plaines alluviales.

Sols influencés par l'érosion.

Les aires de ces séries génétiques de sols viennent s'entrepénétrer, vu les conditions microclimatiques variées, déterminées par le relief, qui influence la rédistribution des précipitations.

Les sols sont mieux conservés dans la moitié occidentale du secteur et plus érodés dans la moitié orientale. L'érosion a affecté surtout les secteurs aux environs des villages. On y recommande les plantations d'arbres fruitiers surtout comme vergers fauchés. Pour les sols fortement érodés, on recommande la plantation des forêts.

SOLURI FORMATE PE LOESS ÎN DELTA DUNĂRII¹⁾

DE

ANA CONEA, NADIA GHİȚULESCU, VASILICA NEACȘU, LUCIA VLAD²⁾

Alături de relieful foarte tânăr, pe unele locuri încă în formare al Deltei, apare și un martor de relief mai vechi, așa-numitul „grind continental al Chiliei”. El este martorul la zi nu numai al extensiunii uscatului în Cuaternar, mult mai la sud, în interiorul Deltei actuale, ci și dovada extraordinarei energiei a fluviului care a reușit să desprindă din uscat o suprafață relativ întinsă și să o transforme în insulă. În felul acesta la varietatea formelor create de apă, s-a adăugat una în plus cu caracter propriei, rezultată atât din vîrsta diferită cît și din constituția ei litologică cu totul deosebită de restul teritoriului Deltei. Ea este în același timp cel mai solid uscat al deltei și cel mai înalt : alt. max. 6,1 m. Așadar, grindul Chiliei domină cu cîțiva metri întinsul de ape, stuf și grinduri fluviale, ceea ce face să fie, alături de principalele grinduri maritime Letea și Caraorman, una din suprafetele neinundabile nici atunci cînd apele crescute ating nivelul de 10 hidrograde. Datorită acestui fapt, pe el s-a dezvoltat și cea mai mare așezare omenească din deltă și probabil și una din cele mai vechi : azi comuna Chilia Veche, cetate și așezare civilă, menționată în documente cartografice încă din sec. XV (2, p. 74—79).

Grindul Chilia reprezintă o porțiune din terasa inferioară (?) de abrasiune (cu alt. rel. de 4—6, alt. abs. 6—8 m) care are o extensiune mare la nord de brațul Chilia, în U.R.S.S.³⁾. Inițial relieful continental de la sud de fluviu reprezenta o suprafață mult mai mare. La săparea canalului din dreptul marelui M, între milele 12,5—19 „s-a găsit pînă la 20 picioare o pătură continuă de loess” (6, p. 179), de unde rezultă, așa cum arată și

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 aprilie 1963.

²⁾ La cercetarea pe teren au participat și ECATERINA MOISE și GR. ANDREI.

³⁾ Ar putea fi chiar o terasă mai veche, dacă ținem seama de faptul că la mila 19 „sub loessul acoperit de aluviuni marine s-a dat de un strat continuu de argilă galbenă foarte dură, probabil pliocenă superioară”, cum indică G. MURGOCI (6, p. 179), dar care a fost supusă unei mișcări de lăsare.

G. MURGOCI că : „înainte de depunerea loessului Delta Dunării avea altă formă și întindere”, iar uscatul se întindea mult spre marea, care avea nivelul mai scăzut decât cel actual. În acea epocă Dunărea oculea acest uscat pe la sud, făcind un cot mare (G. MURGOCI, op. cit., p. 183). Treptat însă, relieful acesta, acoperit de un strat de loess gros de „20 picioare” (6.1 m), a fost invadat de apele transgresive ale mării, redus la proporții din ce în ce mai mici și desprins, prin străpungerea din dreptul satului Chilia, din unitatea cea mare, rămasă la nord de fluviu. Această porțiune de la sud de fluviu a mai fost fragmentată, pentru că în afară de grindul mare al Chiliei, pe grindul Stipoc, se mai păstrează trei martori din același relief : popina pe care este instalat sătucul Stipoc, cea mai mare din aceste trei, popina Fântâna Dulce, pe care a fost cindva sat (azi a mai rămas doar o singură casă) și cea numită Războinița, ultimele două de dimensiuni foarte restrinse. Că numai aceste suprafețe de pe grindul Stipoc aparțin reliefului din care a fost desprins și grindul Chiliei, o dovedește stratul de loess care le acoperă la suprafață, loess asemănător celui de pe grindul principal. Ele domină de altfel restul grindului Stipoc și uneori, la ape mari, rămân singurele porțiuni neinundate de pe grind.

Din punct de vedere pedogenetic, este important faptul că pe această suprafață din deltă, roca de solificare este constituită din loess. Este posibilă, aşadar, formarea de soluri zonale, în însăși interiorul deltei, pe un material parental asemănător celui din regiunile din afara deltei. În adevăr, acest depozit nu se deosebește de cel de la nordul brațului și nici de loessul din unele părți ale Dobrogei. Are o culoare gălbuiie, e poros, se rupe pe fețe verticale și prezintă o textură mijlocie, de lut fin, cu un conținut de particule sub 0,002 mm de 26–28%, praf în aceleași procente și este total lipsit de particule grosiere (nisip grosier mai puțin de 0,02%), după cum rezultă din datele analitice din tablourile 1 și din fig. 1. Contine CO_3Ca în proporție de 12–15% (orizontul D al profilului nr. 01).

Mica înălțime a grindului și, ca urmare, existența la mică adâncime a unui strat acvifer freatic sint factorii locali care intervin în procesul de solificare, modificând trăsăturile profilului zonal de sol, în unele cazuri parțial, în altele total. În adevăr, condițiile climatice din deltă caracterizează zona de formare a solului bălan pe teritoriul țării noastre. Si anume clima deltei se caracterizează prin :

Temperatură medie anuală ridicată : $11^{\circ},1$ (după datele stațiunii Sulina), cea a lunii celei mai reci (ianuarie) $-0^{\circ},7$, iar a lunii celei mai calde (iulie) $22^{\circ},4$. În general, durata intervalului cald al anului este mai mare decât în cîmpii învecinate, dar numărul zilelor excesiv de calde este mai

mic (70—80 zile de vară și cca 10 tropicale). Intervalul de zile fără înghet este cel mai mare din țară : 220—230 zile (10, p. 36). Din această cauză solul îngheată rar și pe mică adâncime.

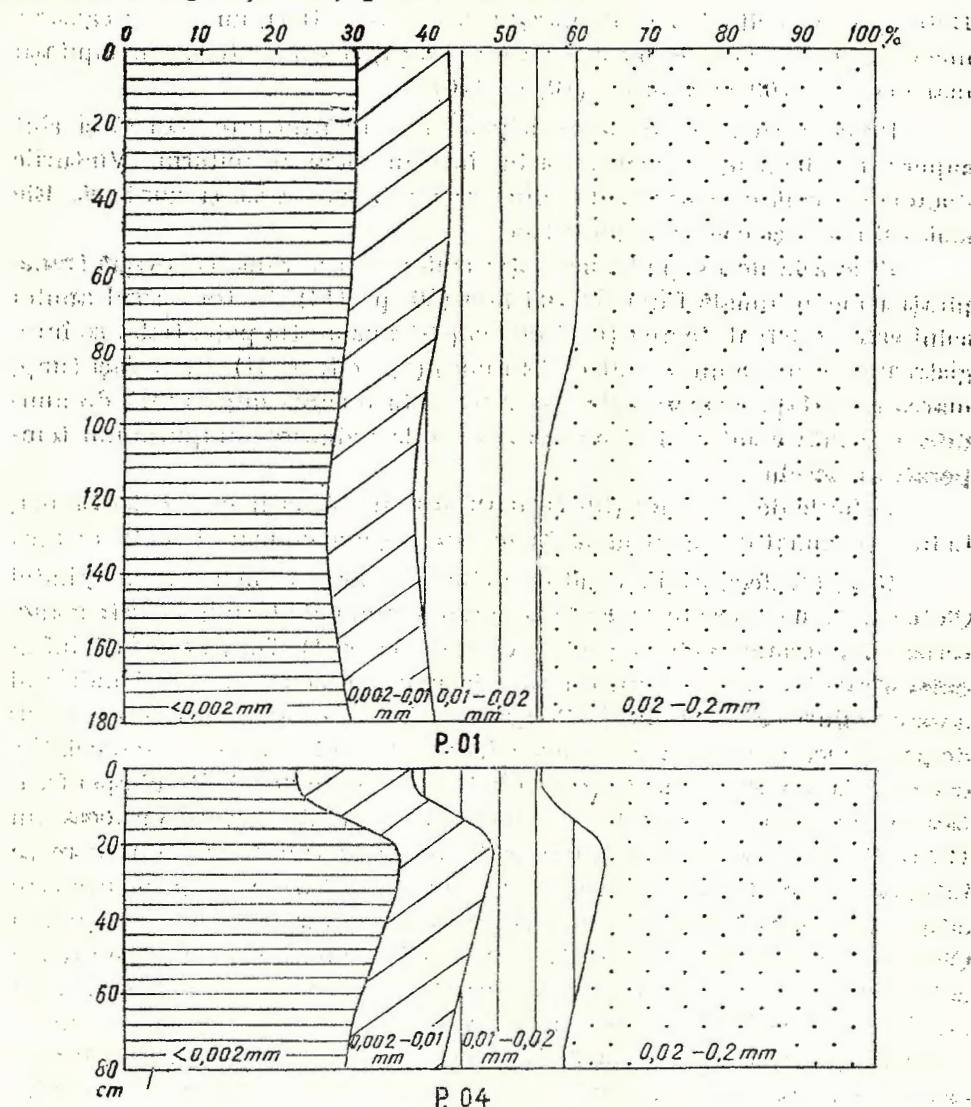


Fig. 1. — Compoziția granulometrică : 01 sol bălan freatic umed solonețizat și salinizat în profunzime ; 04 soloneț solonceacoid cu coloane la suprafață.

În Delta Dunării cade cea mai redusă cantitate de precipitații din țară : Sulina 359 mm și Chilia Veche 395 mm medie anuală.. Precipitațiile

sunt repartizate inegal în cursul anului : cele mai multe ploi cad în semestrul cald al anului (cca 55 % din totalul precipitațiilor), luna iunie fiind cea mai ploioasă (43 mm la Sulina și 51,9 mm la Chilia). Spre deosebire de Dobrogea, în deltă (ca și pe întreg litoralul de altfel), nu s-a înregistrat niciodată (în decurs de 60 ani de observații) o cantitate de precipitații mai mare de 700 mm anual (10, p. 316).

Precipitații sub formă de zăpadă cad în cantitate redusă și sunt supuse spulberării, acoperind solul într-un strat neuniform. Vînturile dominante sunt cele care suflă dinspre nord, nord-vest și nord-est. Ele sunt totodată și cele mai puternice.

Procesele de evapo-transpirație sunt intense, valoarea evapo-transpirației medii anuale fiind de 705 mm (10, p. 243). În tot cursul anului solul este în deficit de apă (față de evapo-transpirația potențială, se înregistrează în medie un deficit de 346 mm) (op. cit. p. 24). În același timp, marea suprafață acoperită de apă reprezintă o sursă importantă de umiditate în intervalul cald al anului și duce la reducerea amplitudinii temperaturii aerului.

Indicele de ariditate (DE MARTONNE) anual, egal cu 17 la Sulina, indică un climat destul de uscat în această regiune cu mare bogătie de ape.

Rezultă, deci, că în condițiile climatice arătate mai sus, pe grindul Chiliei ar trebui să se formeze ca și în alte regiuni ale țării unde este caracteristic un asemenea climat, soluri bălăne (vezi și 4). Totuși datorită influenței stratului acvifer freatic situat la mică adâncime, regimul hidric al acestor soluri este modificat. Pe grindul Chiliei, ca și pe cei trei martori de pe Stipoc, nu se întâlnesc soluri bălăne cu regim hidric netranspercolativ, ci cu regim hidric de fineată (soluri bălăne freatic umede). Rolul apei freatici în formarea solurilor de pe grindul continental, acoperit cu loess din Delta Dunării, este foarte important, diferențele tipuri de soluri care se întâlnesc pe acest grind fiind urmarea directă atât a nivelului la care este situat acest strat, cât și a gradului lui de mineralizare. În întreg grindul Chiliei (ca și în martorii de pe Stipoc), apa freatică nu coboară sub nivelul subcritic, pe mari suprafețe fiind situată la nivel critic. Primul strat acvifer nu se întâlnește la adâncimi mai mari de 5 m, iar în cursul anului nu se înregistrează variații mari de nivel (4, p. 4—5)¹⁾. Acest strat freatic este în general puternic mineralizat, în compozitia chimică a sărurilor predominând, printre anioni, Cl^- , urmat de SO_4^{2-} , iar printre cationi, Na^+ , urmat de Mg^{++} , aşa cum rezultă din datele analitice ce urmează :

¹⁾ „În general se poate admite o amplitudine a variației nivelului freatic pentru marginea vestică a grindului spre nord de cca 0,50 m, iar spre sud de cca 0,25 m ”(op. cit. p. 5).

COMPOZIȚIA CHIMICĂ A APELOR

Localizarea probelor de apă

P 03. – ESE Chilia Veche, 2 km (grindul Chilia) SV Chilia Veche (pe Ostrovul Tătaru)

Săruri solubile g/me la 1

Rezidiu fix g/l la 180°:	21,892	0,918
Cl	11,114	0,037
	313,421	1,050
SO ₄	2,731	0,238
	56,853	4,951
NO ₃	0,060	absent
	0,968	
NO ₂	0,002	absent
	0,044	
CO ₃ H	0,519	0,641
	8,500	10,500
Ga	0,2745	0,204
	13,700	10,200
Mg	1,110	0,039
	91,275	3,224
Na	6,320	0,070
	274,793	3,063
Fe	0,001	0,001
	0,018	0,014

Durit. tot. a apei grade germane :

294

38

Analist : I. PANDELE

DORINA ȚINTILĂ

În contrast cu apele slab mineralizate ale Dunării, ca și cu cele din regiunile de luncă, din jurul lui, grindul Chilia se caracterizează prin ape sărate, asemănătoare celorlalte grinduri mari, maritime, din deltă. Se constată deosebiri și în ceea ce privește compoziția lor chimică, apele slab mineralizate din luncă fiind bicarbonato-calcice (după anionul CO₃⁻, urmând SO₄²⁻, pe cind Cl⁻ reprezintă un procent neînsemnat (tabelul 5).

O influență a apelor dulci din jurul grindului este cu totul neînsemnată. Dunărea nu reușește să coboare prin drenare nivelul stratului acvifer decât pînă la nivel subcritic, în colțul de NW al grindului, iar gîrla (azi canalul) Pardina numai pe o fîșie îngustă de-a lungul marginii vestice,

fără a contribui la îndulcirea apelor și la schimbarea compoziției lor chimice.

În general Delta Dunării este o regiune cu un drenaj extrem de slab, mărturie stînd întinsele suprafețe înmăștinite sau acoperite cu apă. Diferența de nivel între Ceatal și Sulina este de cca 3 m (3,66 m la furca Ismail și 0,46 m la Sulina, 7, p. 10), panta de curgere fiind de 0,04‰. Iar grindul Chiliei, înconjurat de ape, al căror nivel nu variază prea mult, se caracterizează printr-un drenaj practic inexistent. În afară de aceasta, intervalul de timp în care se înregistrează un aflux de ape dinspre bălțile din judeșpre grind și cînd nivelul apei urcă puțin spre suprafață coincide tocmai cu semestrul cald al anului, cînd din cauza evaporației intense, se produce pe mari suprafețe salinizarea puternică a solurilor pînă în orizonturile superioare.

Rezultă, aşadar, că în afară de faptul că existența unui strat acvifer situat la mică adîncime duce la modificarea regimului hidric al solului, el determină schimbări importante și în regimul salin. Ca urmare, pe mari suprafețe se dezvoltă soluri halomorfe.

Datorită influenței factorilor locali, arătați mai sus, învelișul de soluri al grindurilor acoperite cu loess din Delta Dunării este constituit din soluri autohidromorfe și soluri halomorfe, cu întreaga serie de tranziții între aceste două categorii. Nu s-au format soluri automorfe, totuși rezultă din aspectul profilului morfologic al solurilor cu apa freatică situată la nivel subcritic, că solul zonal, expresie a condițiilor bioclimatice, ar fi trebuit să fie, așa cum am arătat, solul bălan. Cum însă, intervine influența apei freatiche, solul porțiunii de grind, cu apa freatică la adîncime subcritică, este solul bălan închis freatic umed, solonetzizat și salinizat în profunzime.

Prezintă următorul profil :

- P, 01 — 5555; Sud Chilia Veche, cca 1 km, loc plan la marginea vestică a grindului ; teren cultivat, descris : NADIA GHITULESCU.
- Aa, 0 — 19 cm : lut brun-castaniu, arat, efervescentă puternică de la suprafață ;
- An, 19 — 35 cm : lut brun, cu pete castanii, grăunți friabili, slab compact, rădăcini rare, efervescentă puternică, trecere treptată ;
- A/C, 35 — 52 cm : lut castaniu cu pete mai închise, grăunți și aggregate mai mari friabile, slab compact, rădăcini subțiri rare, trecere treptată ;
- C₁a, 52 — 74 cm : lut castaniu gălbui cu pete mai închise, friabil, moderat compact, jilav, trecere treptată ;
- C₁sn, 74 — 103 cm : lut gălbui-castaniu cu slabe pete cenușii rare, compact, solonetzizat, jilav-umed, trecere treptată ;

TABELUL 1

Solul bălan freatic umed, solonețizat și salinizat în profunzime

Profil Nr. 01—5555—1:100 000 1 km S Chilia Veche Recoltat de: NADIA GHITULESCU

Analizat de: LUCIA VLAD (săruri solubile, cationi schimbabili); P. VASILESCU (an-

granulometrică), HARETA MAC (pH); MARG. DOBRESCU (humus și CO_3Ca)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Orizontul		Aa	An	A/C	C ₁ a	C ₁ sn	C ₂ sn	Dgsn	
Adâncimea în cm		0—15	20—30	35—50	55—70	80—100	110—125	130—150	155—175
Apa higroscopică în %		2,5	2,5	2,3	2,0	1,7	1,7	1,5	1,9
Fracțiuni granulometrice în %	Argilă < (0,002 mm)	27,8	26,6	25,5	24,6		21,7		25,4
	Praf (0,002—0,02 mm)	26,7	25,5	26,0	25,3		23,3		23,7
	Niip fin (0,02—0,2 mm)	37,3	35,9	33,9	33,6		37,2		40,1
	Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0		0,0
	Argilă fină (< 0,001 mm)	25,5	24,0	22,8	22,1		19,9		22,5
	Argilă fizică (< 0,01 mm)	39,8	37,9	37,2	35,3		31,8		36,1
	< 0,002 mm	30,3	30,2	29,9	29,5	—	26,4		28,5
	0,002—0,02 mm	29,1	29,0	30,4	30,3	—	28,4		26,6
	0,02—0,2 mm	40,6	40,8	39,7	40,2	—	45,2		44,9
	0,2—2 mm	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0		0,0
recalcule la partea silicatică	< 0,001 mm	27,8	27,3	26,7	26,5	—	24,2		25,3
	< 0,01 mm	43,4	42,2	43,5	42,3	—	38,6		40,5
Humus în %		3,1	2,3	1,4	0,9	0,5	0,3		
Azot total în %		0,192	0,140	0,085					
C : N (raport între atom-g)		10,9	11,1	11,0					
CO_3Ca în %		3,7	9,1	13,6	15,1	19,1	18,5	14,5	12,5
pH	în suspensie apoasă		8,2	8,1	8,3	8,9	9,4	9,6	9,5
Catoni schimbabili	Milivali	Ca ⁺⁺	16,57	15,60	12,20	}	12,29	8,54	
		Mg ⁺⁺	5,68	3,86	6,52				8,46
		K ⁺	1,25	0,65	0,50		0,40	0,47	
		Na ⁺	0,59	0,89	0,78		3,64	5,09	0,50
		T	24,00	20,46	20,00		16,33	14,10	6,24
Procente din T		Ca ⁺⁺	68,6	74,0	60,0	}	75,3	60,5	
		Mg ⁺⁺	23,8	18,1	32,6				55,6
		K ⁺	5,2	3,9	2,5		2,5	3,3	
		Na ⁺	2,4	4,0	4,9		22,2	36,2	41,1
	Gradul de saturare (V) în %		100	100	100		100	100	100
Săruri solubile determinate în extras apăs 1 : 5	In g la 100 g. sol. me	Reziduu fix	0,09	0,08		0,11	0,39	0,21	0,23
		Total săruri	0,05	0,07		0,17	0,21	0,32	0,27
			1,69	1,71		3,48	5,60	6,43	7,45
		CO_3^{--}				0,001	0,003	0,09	0,005
						0,05	0,17	0,39	0,17
		HCO_3^-	0,03	0,03		0,01	0,13	0,12	0,01
			0,45	0,56		1,35	2,13	2,01	1,16
		Cl^-	0,01	0,01		0,01	0,01	0,01	0,02
			0,24	0,23		0,19	0,26	0,27	0,62
		SO_4^{--}	0,01	0,004		0,01	0,01	0,02	0,06
			0,20	0,08		0,21	0,19	0,41	1,16
		Ca ⁺⁺	0,01	0,01		0,01	0,01	0,004	0,003
			0,55	0,37		0,31	0,34	0,23	0,16
		Mg ⁺⁺	0,0002	0,0007		0,0005			0,0004
			0,02	0,06		0,05			0,04
		Na ⁺	0,004	0,01		0,03	0,06	0,07	0,09
			0,19	0,41		1,29	2,47	3,11	3,67
		K ⁺	0,0001	0,0001		0,001	0,001	0,001	0,001
			0,05	0,002		0,03	0,04	0,02	0,02
		Cl : SO_4	1,2	2,8		0,9	1,4	0,7	0,5
		Na : Ca + Mg	0,4	0,9		3,6	7,3	13,0	18,4
		CO_3^{--}	—	—		1,3	3,5	6,3	2,3
		HCO_3^-	25,0	32,0		37,5	38,3	32,6	22,8
		Cl^-	13,5	13,0		5,3	4,7	4,5	8,7
		SO_4^{--}	11,5	4,5		5,9	3,5	6,6	16,2
		Ca ⁺⁺	33,7	22,0		9,1	6,0	3,5	2,1
		Mg ⁺⁺	1,3	3,5		1,5			0,5
		Na ⁺	12,0	23,5		38,4	43,3	46,3	47,1
		K ⁺	3,0	1,0		1,0	0,7	0,2	0,3
		In % din suma me							0,2

C_2sn , 103 – 129 cm : lut gălbui cu pete cenușii, pe alocuri cu surgeri mai închise din orizonturile superioare, jilav-umed, compact, solonețizat, gleizat slab, acumulări friabile și rare de CO_3Ca ;

Dg sn, 129 – 175 cm : lut gălbui cu pete cenușii, gleizat, umed, compact, solonețizat, salinizat.

Apa freatică în luna mai (cînd s-a descris profilul și s-au recoltat probe) se găsea la cca 3–4 m (începea intervalul de creștere a apelor Dunării).

Datele analitice sunt prezentate în tabelul 1.

Din descrierea profilului, rezultă că solul prezintă un orizont A subțire : 35 cm, întregul profil dezvoltindu-se de altfel pe o grosime mică : la 129 cm începe orizontul D. Structura solului este nestabilă, iar suborizontul C_2 prezintă rare acumulări friabile de CO_3Ca . Analiza granulometrică (fig. 1) arată o slabă modificare a texturii rocii de solificare, adică o foarte slabă alterare a materialului prin procesul de pedogeneză. Din aceste puncte de vedere se asemănă cu profilul solului bălan zonal.

Se constată însă prezența unei solonețizări la baza profilului, ca și a unei gleizări și salinizări a rocii, ca urmare a influenței stratului acvifer freatic mineralizat situat la mică adâncime. Datele analitice, ca și fig. 2, scot în evidență aceste caractere ale solului la care ne referim.

Conținutul în humus al solului este redus : 3,10% în stratul arat, 2,29% în An, dar totuși mai ridicat decât al solului bălan tipic. Grosimea orizontului de acumulare a humusului este mică : în C_1a (la 52 cm), scade sub 1%. CO_3Ca este spălat numai parțial din orizontul superior, acumulându-se în orizontul C, mai puțin sub forma de concrețiuni și mai mult difuz, în pete. Caracteristică este însă creșterea procentului de Na schimbabil și a conținutului de săruri solubile în orizontul C (în suborizontul C_1 , 22,25% iar în C_2 , 36,2% Na în complexul adsorptiv al solului). În concluzie, deși situată la adâncime subcritică, apa freatică, puternic mineralizată, determină salinizarea și solonețizarea în profunzime a profilului de sol.

Unitatea de sol bălan închis freatic umed (solonețizat și salinizat în profunzime) se suprapune porțiunii de grind cu ceea mai mare înălțime, drenată parțial de Dunăre și canalul Pardina (alt. abs. 5–6 m). Suprafața grindului înclină însă atât către mlaștina din est, cât și către sud, trecînd treptat de la alt. de 6 m la cea de cca 1 m (alt. abs. a mlaștinei din imediata apropiere). Paralel cu micșorarea înălțimii grindului, stratul acvifer freatic se apropie din ce în ce mai mult de suprafață, influențind în măsură din ce în ce mai mare profilul de sol. Se modifică substanțial regimul hidro-

salin al solului, astfel, încît se trece treptat de la solul descris mai sus la solonețuri (fig. 3).

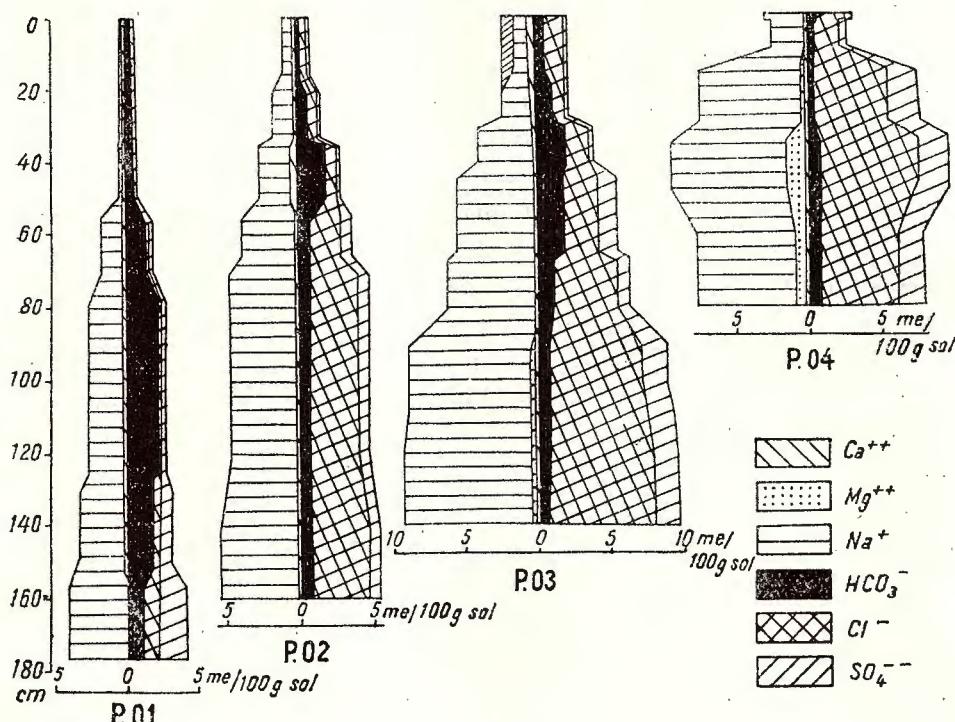


Fig. 2. — Profile de săruri : 01 sol bălan freatic umed solonețizat și salinizat în profunzime ; 02 sol bălan de fineață solonețizat ; 03 soloneț cu coloane la adâncime mare ; 04 soloneț solon- ceacoid cu coloane la suprafață.

Se întâlnesc, ca forme de tranziție, soluri bălăne închise de fineață solonețizate (cu orizont solonețizat în profilul solului) cu următorul profil :

P, 02 — 5555; est Chilia Veche, loc plan, teren cultivat ; descris : NADIA GHITUȚESCU.

Aa, 0 — 20 cm : lut brun închis, strat arat, rădăcini foarte frecvente, nu face efervescență ; An, 20 — 34 cm : lut brun închis, spre negricios cu pete mai deschise, grăunți mari, mici și medii friabili, slab compact, rădăcini subțiri, efervescentă în masă la 21 cm, trecere treptată ;

A/Csn, 34 — 54 cm : lut castaniu cu pete mai închise, bulgări mici friabili, slab compact, reavănjilav, rădăcini, solonețizat, efervescentă puternică, trecere treptată ;

Ca sn, 54 — 69 cm : lut castaniu gălbui cu pete mai închise, compact, solonețizat, reavănjilav, efervescentă puternică, trecere treptată ;

TABELUL 2

Solul bălan de fineafă, solonețizat și salinizat

Profil Nr. 02-5555 — 1 : 100.000 E Chilia

Recoltat de: NADIA GHITULESCU

Analizat de: LUCIA VLAD (săruri solubile, cationi schimbabili), HARETA MAC (pH)
și MARG. DOBRESCU (humus și CO_3Ca)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Orizontul		Aa	An	A/C sn	Ca sn	Csn	C/ Dgsn		
Adîncimea în cm		0—15	21—34	35—50	55—65	70—90	100— 120	140— 160	
Apa higroscopică în %		2,4	2,7	2,4	1,7	1,7	1,8	2,2	
Humus în %		2,8	2,4	1,5	0,8	0,4	0,3		
Azot total în %		0,146	0,134						
C/N (raport între atom-g)		13,0	12,3						
CO_3Ca în %		0,1	3,1	9,3	18,5	23,4	15,4	14,5	
pH	în suspensie apoasă	8,0	8,5	8,8	8,8	9,0	8,9	8,9	
Cationi schimbabili	Milivali	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺ K ⁺ Na ⁺	15,60 6,14 0,53 0,66	23,15 0,53 1,42	19,63 0,51 2,16		9,10 0,33 3,47	13,06 0,48 4,26	
	Procente din T	T	22,93	25,10	22,30		12,90	17,80	
Gradul de saturatie (V) în %		100	100	100		100		100	
Săruri solubile determinate în extras apos 1:5	în $\frac{\text{g}}{\text{me}}$ la 100 g sol	Reziduu fix	0,11	0,13	0,41	0,25	0,31	0,29	0,32
		Total săruri	0,07 2,12	0,11 3,61	0,22 5,85	0,26 8,02	0,32 10,06	0,32 9,91	0,33 10,75
		HCO_3^-	0,02 0,38	0,05 0,82	0,12 1,94	0,06 0,96	0,06 0,93	0,05 0,79	0,05 0,79
		Cl^-	0,02 0,46	0,02 0,71	0,03 0,75	0,08 2,13	0,12 3,30	0,12 3,35	0,12 3,53
		SO_4^{--}	0,01 0,18	0,01 0,16	0,01 0,30	0,03 0,70	0,04 0,76	0,04 0,71	0,04 0,87
		Ca ⁺⁺	0,01 0,33	0,01 0,35	0,01 0,59	0,005 0,26	0,004 0,22	0,003 0,17	0,004 0,20
		Mg ⁺⁺		urme	urme	0,0002 0,02	0,001 0,05	0,001 0,06	0,001 0,11
		Na ⁺	0,02 0,73	0,03 1,13	0,05 2,24	0,09 3,86	0,11 4,77	0,11 4,90	0,12 5,21
		K ⁺	0,0001 0,01	0,0001 0,01	0,0001 0,03	0,0001 0,03	0,0001 0,03	0,0001 0,03	0,0001 0,03
		$\text{Cl} : \text{SO}_4$	2,5	4,4	2,5	2,8	4,4	4,6	4,6
		Na : Ca + Mg	2,2	3,2	3,8	13,8	17,7	18,2	16,0
		HCO_3^-	18,7	24,0	32,3	12,4	9,4	8,2	7,5
		Cl^-	22,5	21,5	12,5	27,6	33,0	34,6	34,0
		SO_4^{--}	8,8	4,5	5,2	10,0	7,6	7,2	8,5
		Ca ⁺⁺	15,0	11,5	10,3	3,1	2,2	1,7	1,8
		Mg ⁺⁺	—	—		0,2	0,5	0,5	1,0
		Na ⁺	33,0	36,5	39,4	46,3	47,0	47,5	47,0
		K ⁺	2,0	2,0	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2

C sn, 69 — 91 cm : lut gălbui cu pete cenușii, compact, solonețizat și salinizat, slab gleizat, jilav-umed, efervescentă puternică, rare acumulări friabile de CO_3Ca , trecere treptată;

C/Dg sn, 91 — 160 cm : lut gălbui albicios cu pete cenușii, rare separații punctiforme ferimanganice, umed, efervescentă puternică în masă, solonețizat și salinizat.

Apa freatică la 2,5—3 m.

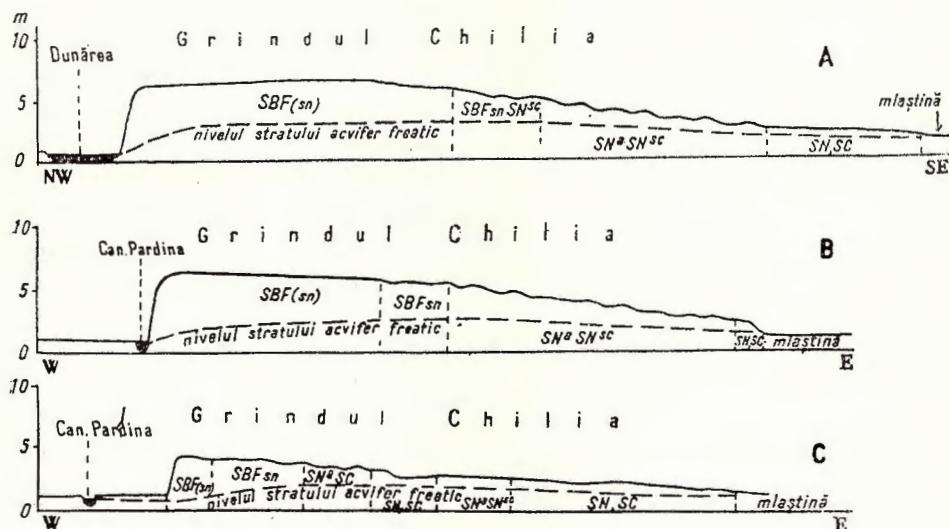


Fig. 3. — Secțiuni prin grindul Chilia.

Solul descris mai sus are un regim hidric deosebit de al solurilor bălăne, ceea ce de altfel se reflectă clar și în caracterele orizonturilor genetice ale profilului. Regimul lui hidric este comparabil cu cel indicat de Prof. N. CERNESCU (1, p. 237) pentru solurile cernoziomice de fineață, adică nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic mai jos decit limita inferioară a profilului (în orizontul superior al rocii mame), urcând uneori în profilul solului; franja capilară urcă periodic în profilul solului, cu umezirea capilar-peliculară a profilului, în cazul nostru însoțită de salinizarea și solonețizarea orizonturilor inferioare ale profilului. Rezultă că denumirea de sol bălan de fineață solonețizat este impropriă, cu atit mai mult, cu cît și orizontul superior al solului este modificat. În adevăr, CO_3Ca este complet spălat din partea superioară a orizontului A, unul din caracterele principale ale solului bălan fiind tomai prezența carbonaților (de obicei în cantitate mare) chiar la suprafața solului. Singurele

caracter care amintesc legătura dintre aceste soluri și cele bălăne este grosimea mică a orizontului A și conținutul mic de humus în orizontul superior (2,8% la profilul analizat, vezi tabelul 2). De asemenea orizontul de acumulare a humusului este subțire (50–55 cm). Aceste caractere sunt în adevăr insuficiente pentru a mai putea păstra în denumire termenul de „sol bălan”.

Cum însă, zona în care se formează asemenea soluri este cea a solului bălan și cum profilul solului se deosebește cum rezultă din descriere, și de cel al solurilor cernoziomice de fineață, am preferat să folosim totuși denumirea de „soluri bălăne de fineață solonețizate”.

Din datele analitice (tabelul 2) ca și din fig. 4 rezultă că solul prezintă un orizont puternic solonețizat: în orizontul C 26,8% Na în complex (și suborizontul A/C al solului este solonețizat: 9,7% Na). Profilul de săruri al solului arată, comparativ cu solul descris anterior, un conținut mai mare de săruri în general pe profil, și mai ales în orizontul C.

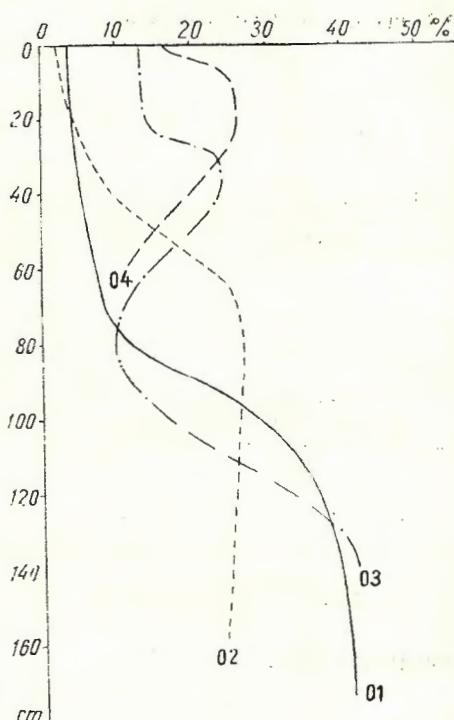
Dacă apa freatică este situată la adâncimea de 1,5–2,5 m, profilul de sol suferă modificări și mai importante. Se formează, în acest caz, solonețuri cu coloane la adâncime mare, care prezintă următorul profil:

Fig. 4.—Variația conținutului de Na schimbabil (în % din T): 01. sol bălan freatic umed solonețizat și salinizat în profunzime; 02 sol bălan de fineață solonețizat; 03 soloneț cu coloane la adâncime mare; 04 soloneț soloncaceous cu coloane la suprafață.

și mai importante. Se formează, în acest caz, solonețuri cu coloane la adâncime mare, care prezintă următorul profil:

P, 03, ESE Chilia Veche, cca 2 km teren plan, cultivat, descris: NADIA GHITUȚESCU
 Aa, 0 – 18 cm: lut brun-castaniu, arat, rădăcini frecvente, nu face efervescență;
 An, 18 – 26 cm: lut brun-negricios, bulgări compacți, nu face efervescență solonețizat¹⁾;

¹⁾ Profilul de sol este întrucătiva modificat, ca urmare a încorporării în sol a unor îngășaminte organice sau potasice. Acest fapt este scos în evidență și de conținutul mare în humus din stratul arat, cît și din datele analitice privind capacitatea de schimb, din care se constată că în orizontul A, Na^+ schimbabil a fost înlocuit parțial de K^+ .



TABELUL 3

Soloneț cu coloane la adâncime mare

Profil Nr. 03—5555—1 : 100.000 ESE Chilia 2 km

Recoltat de: NADIA GHITULESCU

Analizat de: VASILICA NEACSU (săruri solubile, cationi schimbabili), P. VASILESCU (an. granulometrică), HARETA MAC (pH), MARG. DOBRESCU (humus, CO_3Ca)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Orizontul			Aa	An	(B)		$\text{C}_{1\text{gsn}}$	$\text{C}_{2\text{gsn}}$	Dgsn
Adâncimea în cm			0—15	19—26	30—40	45—65	65—80	90—100	120—140
Apa higroscopică în %			2,5	2,6	2,3	1,9	1,8	1,7	2,2
Humus în %			6,1	2,4	1,7	0,9	0,5		0,3
CO_3Ca în %					9,0	21,0	19,5	19,1	18,0
pH	în suspensie apoasă		7,7	8,6	9,2	9,3	9,0	8,9	8,8
Cationi schimbabili	Milivali	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺	24,89	29,51	19,95		13,57		10,37
		K ⁺	3,24	2,17	0,68		0,33		0,51
		Na ⁺	0,68	2,73	5,82		1,22		6,19
		T	28,81	34,41	26,45		15,12		17,07
Procente din T	Milivali	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺	86,4	85,8	75,4		89,8		60,8
		K ⁺	11,3	6,3	2,6		2,8		3,0
		Na ⁺	2,3	7,9	22,0		8,0		36,2
		Gradul de saturatie (V) în %	100	100	100		100		100
Săruri solubile determinate în extras apos 1 : 5	în g la 100 g sol me	Reziduu fix	0,24	0,29	0,33	0,41	0,47	0,59	0,66
		Total săruri	0,16	0,16	0,29	0,35	0,44	0,58	0,62
			4,69	4,57	8,19	11,67	13,97	18,40	20,19
		HCO_3^-	0,04	0,07	0,13	0,09	0,08	0,05	0,05
			0,64	1,13	2,07	1,87	1,23	0,84	0,79
		Cl^-	0,05	0,03	0,06	0,09	0,16	0,23	0,25
			1,34	0,89	1,63	2,45	4,50	6,37	7,16
		SO_4^{--}	0,01	0,01	0,01	0,07	0,05	0,10	0,09
			0,27	0,20	0,29	1,39	0,99	1,99	1,87
		Ca ⁺⁺	0,01	0,01	0,004	0,01	0,004	0,003	0,004
			0,51	0,32	0,22	0,32	0,20	0,20	0,24
		Mg ⁺⁺	0,003	urme	urme	lipsă	0,001	0,002	0,003
			0,26				0,09	0,18	0,30
		Na ⁺	0,02	0,04	0,09	0,13	0,16	0,20	0,23
			0,96	1,92	3,96	5,63	6,95	8,81	9,81
		K ⁺	0,03	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
			0,71	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
		$\text{Cl} : \text{SO}_4$	4,9	4,3	5,6	8,4	4,5	3,2	3,8
		Na : Ca + Mg	1,2	6,1	18,3	26,1	24,1	23,4	18,1
		HCO_3^{--}	14,2	25,4	25,9	15,1	8,2	4,6	4,1
		Cl^-	29,7	20,0	20,5	21,4	33,5	34,7	36,5
		SO_4^{--}	6,1	4,6	3,6	12,2	7,3	10,7	9,4
		Ca ⁺⁺	10,5	6,7	2,6	2,6	1,4	1,1	1,1
		Mg ⁺⁺	5,3				0,8	0,9	1,5
		Na ⁺	10,7	40,9	47,2	47,2	47,7	47,8	47,3
		K ⁺	14,5	2,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1

(B), 26–42 cm : orizont columnar, lut brun-cenușiu cu pete castanii, compact, bulgări prismatice, efervescentă foarte puternică, separațiuni punctiforme ferimanganice, umed, trecere treptată ;

42 – 61 cm : lut castaniu-gălbui cu pete cenușii, compact, salinizat și solonețizat, umed, efervescentă puternică, trecere treptată ;

C₁ gsn, 61 – 80 cm : lut gălbui castaniu cu pete cenușii, limbi mai închise coboară din orizonturile superioare, compact, salinizat și solonețizat, foarte umed, separații punctiforme ferimanganice, efervescentă foarte puternică, trecere treptată ;

C₂ gsn, 8 – 111 cm : lut gălbui cu pete cenușii, foarte umed, separații punctiforme ferimanganice, concrețiuni de CO_3Ca tări cu înveliș friabil, efervescentă foarte puternică.

Dg sn, 111–152 cm : lut gălbui cu pete cenușii, compact, separații punctiforme ferimanganice, îmbibat cu apă.

Apa foarte sărată (vezi datele analitice la pag. 509) la 152 cm.

Datele analitice (tabelul 3), ca și fig. 2, arată și un conținut de săruri ridicat (în comparație mai ales cu cele două profile descrise mai sus).

În sfîrșit, în sectoarele cu apă freatică situată la adâncimea de 0,5–1,5 m, se formează solonețuri solonceacoide, cu coloane la suprafață, care prezintă următorul profil :

P 0,4, ESE Chilia veche, pajiște, descris : NADIA GHITULESCU

0 – 2 cm : lut cenușiu-albicios, foios, uscat, rădăcini frecvente, nu face efervescentă ;

2 – 9 cm : lut brun negricios, orizont columnar, compact, reavă̄n, nu face efervescentă, trecere treptată ;

9 – 31 cm : lut brun-castaniu, bulgări, jilav, nu face efervescentă, trecere treptată ;

31 – 48 cm : lut, castaniu cu pete brune, fără structură, umed, efervescentă în masă la 35 cm, trecere treptată ;

48 – 93 cm : lut gălbui-albicios, foarte umed, efervescentă puternică.

Apa sărată la 93 cm.

Datele analitice (tab. 4) ca și fig. 2 arată și un conținut ridicat de săruri, deși probele au fost recoltate primăvara, cînd precipitațiile mai bogate, duc la o spălare parțială de săruri a orizonturilor superioare ¹⁾.

Solonețurile la care ne referim sunt formate tot pe loess, cum rezultă din datele privind compozitia granulometrică. Parte din ele, în fișia de contact cu mlaștina de alături către care trec treptat în SE și S fără vreo denivelare vizibilă în relief, au și unele aporturi de material aluvial. Așa se explică, în parte, și textura mai puțin fină din primii cm ai profilului de sol analizat ²⁾). Această fișie este acoperită cu apă de inundație în anii cu revărsări mai mari, apă în care totuși cantitatea de particule minerale în suspensie nu este prea mare, ținând seama că numai

¹⁾ Așa se explică de ce tocmai în orizontul columnar, solul are un conținut mai scăzut de săruri, care însă toamna este probabil mult mai ridicat.

²⁾ În parte, pentru că se constată și o eluviere a argilei din orizontul superior, și acumularea ei în orizontul B.

primii 9 cm ai profilului la care ne referim au o textură diferită de a loessului (în ceea ce privește procentul de nisip grosier: 0,06—0,12% față de 0,01 în orizonturile inferioare, un procent mai redus de argilă și mai crescut de praf, vezi și fig. 1).

Un caracter comun ultimelor 3 profile de soluri descrise mai sus este spălarea totală a CO_3Ca din primii 20—35 cm ai orizontului superior. În adevăr la solurile puternic solonețizate (cu orizont solonețizat, în profil) se constată o asemenea spălare¹⁾. Considerăm că acest caracter este o urmare tocmai a existenței orizontului columnar, compact și mai greu permeabil, la o adâncime nu prea mare în profil. În perioada ploioasă a anului sau în timpul revărsării apelor (acolo unde e cazul), el face ca apa să stagnizeze o perioadă de timp la suprafața solului și să se infiltreze apoi încet în profil, antrenând și CO_3Ca existent în orizontul superior. Sunt spălate, desigur, și celealte săruri, care revin însă din apa freatică, la suprafață, în perioada de intensă evaporație, prin curenți ascendenți. Presupunem de asemenea că solurile saline și alcalice formate pe loess provin din transformarea, prin procese secundare, a solurilor bălane, care atunci când grindul era mai înalt și mai extins, acopereaau o suprafață mai mare. O dată cu restrîngerea dimensiunilor grindului, ca urmare fie a unei trangresiuni de natură eustatică, fie a uneia care a avut drept cauză o lăsare a uscatului în această regiune, solurile s-au transformat, fiind supuse influenței din ce în ce mai accentuate a stratului acvifer freatic, puternic mineralizat. Climatul destul de arid a favorizat, de asemenea, dezvoltarea proceselor de salinizare și solonețizare secundară a solurilor. Un exemplu pentru ilustrarea celor spuse este profilul 03 — al solonețului cu coloane la adâncime mare. Pe acest profil se constată două maxime în mersul curbei Na schimbabil în % din T (vezi fig. 4): unul la baza profilului (la adâncimea la care apare și orizontul solonețizat al solului bălan închis freatic umed, solonețizat și salinizat în profunzime — P 01) și altul corespunzător orizontului columnar (26—42 cm). De asemenea conținutul în humus și grosimea orizontului de acumulare a humusului asemănător la toate solurile (indiferent de tip genetic) este iarăși o dovedă în acest sens (excepție face profilul 02, care a suferit modificările indicate mai sus).

În sfîrșit, datele analitice (ca și diagramele reprezentînd profilul de săruri al acestor soluri, fig. 2), arată că sărăturile formate pe loess

¹⁾ Nu sunt spălate total și celealte săruri, care dimpotrivă după perioada de secetă se acumulează în cantitate mai mare în orizontul superior. Exemplu concluziv este profilul 04, de soloneț solonțeacoid, din care carbonații sunt spălați total din primii 35 cm, în timp ce conținutul de săruri solubile este ridicat în același orizont.

TABELUL 4

Solonetz soloniceacoid cu coloane la suprafață

Profil Nr. 04—5555—1 : 100.000 ESE Chilia

Recoltat de: NADIA GHITULESCU

Analizat de: VASILICA NEACSU (săruri solubile cationi schimbabili), P. VASILESCU (an. granulometrică), HARETA MAC (pH), MARG. DOBRESCU (humus și CO_3Ca)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm		0—2	2—9	15—30	35—48	60—80
Apa higroscopică în %		2,0	1,9	3,2	2,7	2,1
Fractuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002mm)	21,5	22,1	35,3		22,9
	Praf (0,002—0,02 mm)	30,6	31,3	25,6		23,3
	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	42,1	42,9	35,3		32,7
	Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,1	0,1	0,01		0,01
	Argilă fină (< 0,001 mm)	18,5	18,9	32,8		20,4
	Argilă fizică (< 0,01 mm)	36,1	37,5	47,1		33,8
recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	22,8	22,9	36,7		29,0
	0,002—0,02 mm	32,5	32,5	26,7		29,5
	0,02—0,2 mm	44,6	44,5	36,6		41,5
	0,2—2 mm	0,1	0,1	0,01		0,01
	< 0,001 mm	19,7	19,7	34,0		25,0
	< 0,01 mm	38,2	39,0	48,9		42,4
Humus în %		3,3	2,4	1,9	1,2	0,6
CO_3Ca în %		—	—	0,1	5,9	20,6
pH	în suspensie apoasă	8,4	8,5	8,2	8,4	8,7
Cationi schimbabili	Milivali	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺ K ⁺ Na ⁺	14,78 0,91 2,21	13,00 0,64 3,39	18,93 0,77 5,89	12,77 0,36 2,28
	T		17,90	17,03	25,59	15,41
Cationi schimbabili	Procente din T	Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺ K ⁺ Na ⁺	82,6 5,0 12,4	76,3 3,8 19,9	74,0 3,0 23,0	82,9 2,3 14,8
Gradul de saturatie (V) în %			100	100	100	100
Sării solubile determinate în extras apos	în $\frac{\text{g}}{\text{me}}$ la 100 g sol.	Reziduu fix	0,22 0,22	0,27 0,19	0,49 0,48	0,64 0,60
		Total săriuri	6,69	5,92	15,45	19,86
		HCO_3^-	0,04 0,63	0,03 0,54	0,03 0,49	0,05 0,74
		Cl ⁻	0,07 2,03	0,06 1,78	0,18 5,08	0,24 6,85
		SO_4^{--}	0,03 0,65	0,03 0,61	0,10 2,12	0,10 1,98
		Ca ⁺⁺	0,01 0,39	0,003 0,20	0,003 0,16	0,01 0,49
		Mg ⁺⁺	0,001 0,15	0,001 0,10	0,004 0,39	0,01 1,12
		Na ⁺	0,06 2,78	0,06 2,65	0,16 7,19	0,20 8,65
		K ⁺	0,002 0,06	0,001 0,03	0,001 0,03	0,001 0,03
		Cl : SO_4	3,1	2,9	2,4	3,5
		Na : Ca + Mg	5,1	8,9	13,1	7,7
		HCO_3^-	9,5	9,2	3,2	3,9
		Cl ⁻	30,7	30,3	33,0	35,8
		SO_4^{--}	9,8	10,5	13,8	10,3
		Ca ⁺⁺	5,8	3,3	1,0	2,4
		Mg ⁺⁺	2,2	1,7	2,5	2,5
		Na ⁺	41,1	44,4	46,3	42,0
		K ⁺	0,9	0,6	0,2	0,1
	în % din suma me					0,2

din delta Dunării sunt de tip cloruro-sodic, în timp ce profilul de săruri al solului bălan solonețizat în profunzime aparține tipului de salinizare bicarbonato-sodic.

Grindul Chilia prezintă însă și ca peisaj un aspect caracteristic, ca urmare tocmai a variației învelișului de sol. În adevăr vegetația (cultivată ca și naturală) reflectă fidel schimbările intervenite în sol. O mare

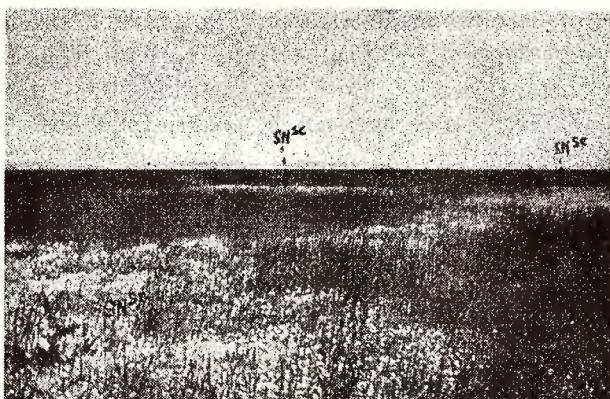


Fig. 5. — Culturi neuniforme pe grindul Chiliei. Pe solonețurile cu coloane adânci, culturile sunt dezvoltate satisfăcător; pe solonețurile solonceacoide, primăvara crește mușețelul (petele albe din fotografie).

parte (chiar prea mare ținând seama de învelișul de sol) este cultivată cu cereale. Parte din această suprafață prezintă culturi uniforme; altă parte însă se caracterizează prin goluri în culturi din ce în ce mai frecvente cu cât ne depărtăm de marginea drenată a grindului, spre est și sud. Primăvara, mai ales, pe aceste „goluri” crește din abundență mușețelul (*Matricaria camomilla*) care atunci cînd e înflorit contrastă puternic cu coloritul verde al cerealelor cultivate (fig. 5).

Delimitarea unităților de sol în mare se face, în acest caz, și pe teren cu o oarecare ușurință; dar de un real folos în delimitarea exactă a acestor unități sunt planurile aerofotogrametrice.

Hărțile existente, chiar cele la scară mari nu pot să redea satisfăcător un relief ca acela al deltei, în care se înregistrează o mare variație de forme, în limitele unei diferențe de nivel de numai cîțiva metri (4 în cazul grindului Chilia, iar în alte porțiuni ale deltei numai de 1 sau 2 m). Urmărirea pe teren a acestor forme, reduse și ca dimensiuni, deși înlesnită de vegetație, ar necesita un timp foarte îndelungat, pe lîngă faptul că rezultatele obținute ar fi subiective, lipsind reperele necesare unei înscrieri

exacte pe hartă. În afară de aceasta, ar trebui folosită numai o bază topografică la scară mai mare decât hărțile topografice existente (planurile cadastrale la sc. 1 : 5 000 sau 1 : 2 000 nu au reprezentat nivelmentul, astfel încât nu sînt satisfăcătoare în cercetările de teren). Din această cauză, am încercat să utilizăm mijloace care să înlăture aceste dificultăți și să permită întocmirea unei hărți pedologice cît mai exacte. Rezultatele obținute în alte ramuri ale științelor naturii¹⁾, prin folosirea în cercetările de teren a planurilor aerofotogrametrice sînt, în adevăr, convingătoare. Este de o importanță deosebită faptul că aceste planuri aduc pe masa de lucru a cercetătorului, la o scară convenabilă, imaginea exactă a terenului. Chiar dacă, cercetarea pe teren s-a făcut cu ajutorul hărților topografice, studierea sectorului de lucru și pe aerofotograme, aduce o serie întreagă de precizări, iar în unele cazuri face posibilă, separarea de noi unități pe harta pedologică.

Noi am folosit în cercetarea pe teren hărțile topografice existente, la scară mijlocie. În acest fel ne-am format o imagine generală asupra învelișului de sol și am stabilit raporturile existente între acesta și cele lalte condiții naturale. Ne-a atrăs atenția, mai ales, aspectul caracteristic al microreliefului grindului Chilia, reflectat în vegetație, aşa cum am arătat, și am delimitat 4 unități de soluri, pe care le vom descrie mai departe. Pentru a întocmi o hartă mai exactă, am trecut și la studierea planurilor aerofotogrametrice. Astfel, pe lîngă faptul că am trasat mai exact limitele unităților cartografice, am constatat că este posibilă, delimitarea, în cadrul unităților complexe, a unor subunități în funcție de procentul pe care-l deține fiecare unitate de sol în complexul respectiv.

Pe harta (fig. 6) astfel întocmită, s-au separat următoarele unități de soluri :

1. Soluri bălăne închise freatic umede, solonetzizate și salinizate în profunzime care ocupă, aşa cum am arătat, partea nord-estică a grindului. Așa cum se constată din aerofotogramă culturile sunt absolut uniforme. Nicăieri apa freatică nu se întâlnește la nivel critic, astfel încât să producă salinizarea și solonetzizarea orizonturilor superioare.

În aerofotogramă, această unitate (partea neacoperită de construcții) este reproducă într-o culoare cenușie uniformă (usoarele variații de nuanță sunt o urmare fie a fotografiei imperfecte, fie a sensului de efectuare a lucrărilor aratorii). Din totalul de 1830 ha, cît reprezintă

¹⁾ Despre rezultatele obținute în cercetările fizico-geografice, a se vedea articolul (3), care se referă tocmai la folosirea fotografiilor aeriene în studiu Deltăi Dunării, din „Probleme de geografie”, vol. X. 1963.

suprafață cultivabilă a grindului, numai 560 ha (30%) este reprezentată de aceste soluri (din ea, mai mult de jumătate — 300 ha — este acoperită de clădirile comunei Chilia).

2. Solurile bălăne închise de fineață solonețizate în complex cu solonețuri (cu soluri de tranziție constituite din solonețuri adânci și cu solonețuri solonțeacoide cu coloane la adâncime medie, ca termen extrem) constituie a doua unitate, întinsă ca o fâșie la marginea sud-vestică a unității prime. Apa freatică este situată la adâncime foarte apropiată de nivelul critic, iar datorită neregularităților reliefului (ca urmare a proceselor de tasare) pe alocuri chiar la nivel critic. În această unitate apar goluri rare în culturi, goluri al căror sol este un solonet.

În aerofotogramă, culoarea cenușie, uniformă în unitatea descrisă mai înainte apare împestrițată cu slabe pete mici mai deschise. Aceste pete reprezintă golurile din culturi, respectiv solonețurile din unitate. Din studierea aerofotogramelor, am apreciat la cca 5—10% procentul deținut de solonețuri în această unitate care reprezintă 350 ha (adică 19% din totalul suprafeței cultivate).

3. Solonețuri cu coloane la adâncime mare în complex cu solonețuri solonțeacoide cu coloane la adâncime medie sau la suprafață (pe alocuri cu soluri bălăne închise de fineață solonețizate) constituie una din unitățile cele mai întinse, ca suprafață, de pe grind. Apa freatică situată la adâncime critică influențează solul puternic, iar relieful foarte neregulat la suprafață, datorită tasărilor, determină o mare împestrițare a învelișului de sol. Solonețurile

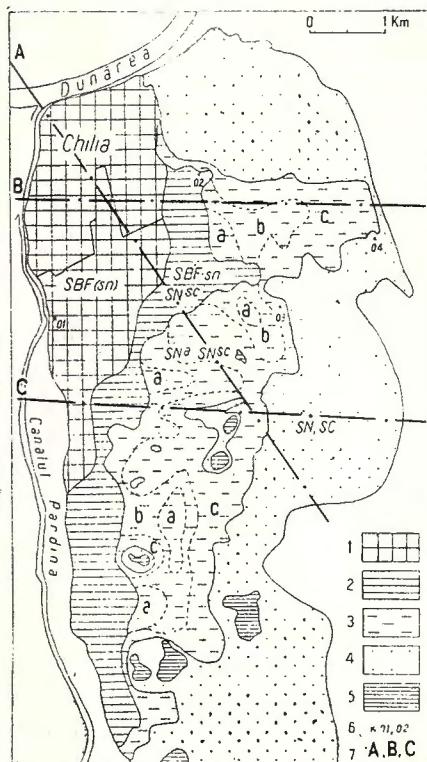


Fig. 6.— Harta solurilor formate pe loess, de pe grindul Chilia.

1. soluri bălăne închise, freatic umede, solonețizate și salinizate în profunzime [SBF(sn)]; 2. soluri bălăne închise, de fineață, solonețizate în complex cu solonețuri (SBF sn, SN^asc); 3. solonețuri cu coloane la adâncime mare, în complex cu solonețuri solonțeacoide cu coloane la adâncime medie (SN^aSN^bc), în proporție de: a. 10—25%; b. 25—50% și c. 50—75%; 4. solonețuri solonțeacoide în complex cu solonțeacuri (SN, SC); 5. bălti; 6. amplasarea profilelor de sol analizate; 7. amplasarea secțiunilor din fig. 3.

solonceacoide își împart aproape egal suprafața cu solonețurile adânci. Ca urmare culturile, în general slabe, sunt și neuniforme (fig. 5). Numai printr-o cartare la scară foarte mare se pot separa solurile cuprinse în acest complex, fără însă o precizie riguroasă. Pe alocuri apar și unități mai mari necultivate, în care solul este reprezentat prin solonețuri solonceacoide cu solonceacuri și chiar cu ochiuri de apă primăvara. De asemenea, drumurile cu solul tasat din cauza circulației căruțelor, reprezintă fișii largi de solonețuri (fig. 7). și în această unitate, primăvara muștelelul este planta care găsește condiții bune de dezvoltare pe solonețurile din mici dar numeroasele depresiuni sau pe fostele drumuri așa cum arată fotografiile (fig. 5 și 7).

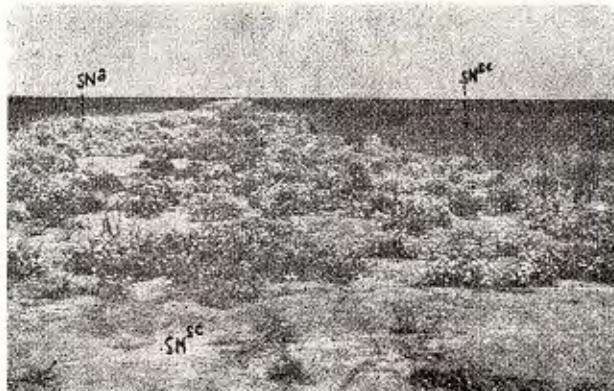


Fig. 7. — Fost drum pe grindul Chilia, pe care din cauza tasării, solul a fost transformat în solonet.

Această unitate, pe care o considerăm tot în suprafața cultivabilă a grindului, reprezintă cca 920 ha (adică puțin peste jumătate — 51% — din total). În aerofotogramă ea apare într-un colorit cu totul neuniform : petele și dungile albe de diferite forme și orientate în diferite direcții, mai dese sau mai rare, ale suprafeței solonețurilor solonceacoide, contrastează cu culoarea întunecată a orizontului eluvial al solonețurilor adânci. În cadrul acestei unități, am separat, cu ajutorul aerofotogramelor, trei subunități :

a) Subunitatea în care solonețurile solonceacoide dețin un procent mai scăzut (10—25%) cea mai restrinsă ca suprafață : 130 ha din totalul de 920 ha al unității ; ea apare fragmentar pe marginea vestică, adică la contactul cu unitatea precedentă.

b) Subunitatea cu 25—50% solonețuri solonceacoide, care constituie o fișie aproape continuă tot în vestul unității, în suprafață de cca 250 ha.

c) Subunitatea în care domină solonețurile solonțeacoide, deținind 50—75% din suprafața de 540 ha a unității. Această subunitate — cea mai mare ca extindere, din cadrul unității și cea mai puțin fertilă constituie fișia marginală estică, făcând tranzitia spre unitatea următoare de soluri. În această subunitate apar ochiuri mai mari de solonețuri, acoperite primăvara cu apă.

4. Solonețurile solonțeacoide în complex cu solonțeacuri constituie solurile unității care fac trecerea spre mlaștină. Sînt solurile total nefertile ale grindului, pe care se dezvoltă o vegetație ierboasă constituită din specii halofile, cu slabă sau fără valoare furajeră. Aici sînt instalate stînele de oi ale comunei Chilia care folosesc totuși pajiștea ca pășune.

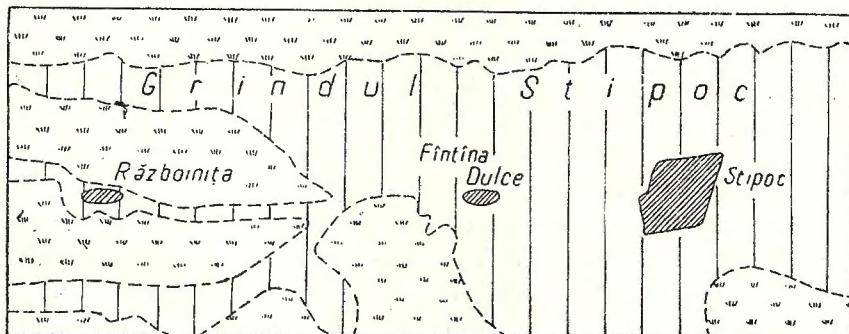


Fig. 8. — Gei trei martori de eroziune, constituți din loess de pe grindul Stipoc.

Această suprafață, necultivabilă, reprezintă peste 1 300 ha. Ea apare în fotogramă printr-un colorit cenușiu neuniform, datorită asociațiilor diferite de plante halofile, ochiurilor de apă, etc. Drumurile, urmînd trasee rectilinii și perpendiculare în primele 3 unități, în funcție de necesitățile de exploatare agricolă a terenului, nu mai au în această unitate nici densitatea nici uniformitatea din restul grindului. Sînt drumuri rare, care urmăresc porțiunile mai drenate și care pe alocuri se desfac în mai multe ramificații ocolind lăsăturile, care primăvara țin apă pînă mai tîrziu.

Succesiunea mai sus arătată este ilustrată și în cele 3 secțiuni transversale din fig. 3, din care reiese și raportul strîns dintre sol, relief și apă freatică.

În ceea ce privește cei 3 martori mici de pe grindul Stipoc (fig. 8), un rol important în actualul lor aspect îl are dimensiunea lor. Grindul Fântâna Dulce are învelișul de sol aproape distrus, la suprafață rămînînd doar loessul din care este constituit. Martorul pe care este instalat micul sat Stipoc, înconjurat de jur împrejur de solonțeacuri și solonețuri (numai cele de la marginea sudică, unde trecerea către mlaștină se face treptat,

sînt formate, în parte pe loess) prezintă soluri de tipul solului bălan de fineață solonețizat (asemănător profilului 02). Acest martor este aproape în întregime acoperit de construcții.

După cum rezultă din insăși compoziția unităților, solurile formate pe loess din Delta Dunării nu sunt printre cele mai fertile. Numai solurile bălăne inchise freatic umede solonețizate în profunzime dău recolte satisfăcătoare. Este totuși semnificativ faptul că vegetația arborescentă este foarte redusă și pe această unitate de sol (pe celelalte lipsește cu desăvîrșire). Arborii nu rezistă în momentul în care rădăcinile pătrund în orizontul salinizat. Celelalte două unități cultivate și în care tocmai lucrările aratorii au contribuit la accentuarea proceselor de salinizare și solonețizare, sunt din ce în ce mai reduse ca productivitate, pe măsură ce în complexele de sol domină solonețurile (5). De altfel, în culturi sunt preferate prășitoarelor, păioasele, a căror perioadă de vegetație se termină la începutul intervalului secetos cu puternică evaporație a apei din sol. Date fiind condițiile locale (între care de o deosebită importanță sunt lipsa de drenaj și situarea la mică adâncime a unui strat acvifer freatic puternic mineralizat) ameliorarea solurilor formate pe loess de pe grindul Chiliei necesită măsuri hidroameliorative, bazate în primul rînd pe coborîrea nivelului stratului acvifer freatic la adâncimea de 2,5—3 m, adică sub nivelul critic. Faptul că solurile aparțin unui tip de salinizare cu săruri ușor solubile (NaCl), ar ușura apoi măsurile ce vor trebui luate în vederea spălării acestor soluri și modificării regimului lor hidrosalin.

BIBLIOGRAFIE]

1. CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. „Cercetări de Pedologie”. București 1961.
2. GIURESCU C. Principalele române în prima jumătate a sec. al XIX-lea. București 1937.
3. GRUMĂZESCU H., STĂNCESCU CORNELIA. Folosirea fotografiilor aeriene în studiu fizico-geografic al Deltei Dunării. *Probleme de Geografie*, vol. X. București 1963.
4. GUSTIUC L., GHEORGHIU C., POENESCU M. Solurile de pe grindul Chilia și măsurile pedoameliorative. *Lucr. Inst. agron. „I. Ionescu de la Brad”*. Iași 1960.
5. GUSTIUC L., MAROLA D. Influența micromodelului în extinderea procesului de salinizare la solurile de pe grindul Chilia. *Lucr. Inst. Agron. „I. Ionescu de la Brad”*. Iași 1959.
6. MURGOCI G. Cercetări geofizice în Dobrogea de nord. Opere alese. București 1957.
7. PETRESCU I. Delta Dunării. Geneză și evoluție. Ed. științifică. București 1957.
8. * * * Cercetări forestiere și cinegetice în Delta Dunării. Ed. agro-silvică. București 1960.
9. * * * Clima Republicii Populare Române, vol. II. Date climatice. București 1961.
10. * * * Monografia geografică a R. P. R. vol. I. partea I. București 1960.

ПОЧВЫ ОБРАЗОВАННЫЕ НА ЛЕССЕ В ДУНАЙСКОЙ ДЕЛЬТЕ
АНА КОНЯ, НАДЯ ГИЦУЛЕСКУ, ВАСИЛИКА НЯКШУ, ЛУЧИЯ ВЛАД

(Краткое содержание)

В Дунайской дельте, наряду с очень молодым рельефом, в некоторых местах являющимися в процессе образования, обнаруживается также останец более старого рельефа так называемый „континентальная гряда Килии“ (абсол. высот. 6,1 м). Эта гряда представляет собой часть террасы, имеющая в прошлом площадь гораздо больше настоящего размера. Теперь эта терраса частично покрыта речно-морскими отложениями. Кроме гряды Килия, сохраняются еще на гряде Стипок и другие три небольшие останцы. Все они покрыты лёсском, составляющим материнская порода почв. Это суглинистый лёсс имеющий 26—28% частиц менее 0,002 мм в диаметре, с полным отсутствием грубого песка. Содержит 12—15% Ca_3O (табл. 1).

На этих грядах не могут образовываться зональные автоморфные почвы так как небольшая высота этих гряд и существование водоносного грунтового сильно минерализованного слоя изменяют черты профиля зональной почвы. Почва имеет своеобразный водный режим выпотного типа, действующий в условиях климата со средней годовой температурой в $11^{\circ}1$, среднее годовое количество атмосферных осадков 359—395 мм и показатель засухи de Martonne 17. На всей протяженности гряды грунтовая вода находится на глубине не более 4—5 м, а на большей части площади не больше 2 м (колебание гидростатического уровня между 0,25—0,50 м). Килийская гряда, как и три остальные, характеризуются практическим отсутствующим дренажем. Промежуток времени когда наступает пролив воды из окружающих прудов, когда уровень грунтовой воды приближается к поверхности, совпадает главным образом теплому периоду года. Тогда, вследствие значительного испарения происходит, на больших площадях, сильное засоление почв до верхних горизонтов.

Как следствие вышеуказанного, образованные почвы в данных условиях являются: лугово-каштановые почвы солонцоватые и засоленные на глубине (разрез 01, имеющие аналитические данные в таб. 1), солонцоватые каштановые почвы (разрез 02, с аналитическими данными в таб. 2), глубокостолбчатые солонцы (разрез 03, таб. 3) и солончаковые солонцы (разрез 04, таб. 4).

Лугово-каштановые почвы имеют очень тонкий горизонт А обедненный гумусом, с неустойчивой структурой и Ca_3O с поверхности.

Горизонт С является засоленным (обменный Na^+ варьирует в поглощающем комплексе: 22,25% из T в этом горизонте, а глубже 36,2%). Грунтовый уровень находится: на глубине 3—4,5 м. солонцеватые каштановые почвы (имеющие грунтовую воду на глубине 2,5—3 м) похожи на вышеописанных почвах, но они имеют другой водно-солевой режим. Данная почва солонцоватая в A/C, имеет максимум засоления в подстилающем горизонте C_1 . Глубокостолбчатые солонцы (15—30 см) имеют грунтовую воду на глубине около 1,5—2,5 м, а солончаковатые солонцы имеют столбы на поверхности или на глубине в нескодьких сантиметрах (средний гидростатический уровень 0,5—1,5 м.).

Тип засоления этих почв бывает содово-хлоридный.

Карта почв приложенная к данной работе составлена на основании аэрофотограмметрических планшет. Были выделены четыре почвенные единицы, отличающиеся между собой также характерным ландшафтом.

Площадь занятая однообразными посевами соответствует единице с лугово-каштановыми почвами, солонцоватыми и засолененными на глубине. Неоднообразные посевы с редкими безрастительными площадями или с галофильной растительностью характеризуют почвенную единицу составленную из солонцоватых и засоленных каштановых почв.

Чередование узких площадей покрытых посевами с площадями без растительности (или с галофильной растительностью) является типичным для почвенной площади составленной глубокостолбчатыми солонцами и солончаковатыми солонцами. Единицы имеющие солончаковые солонцы в сочетании с солончаками не обсеваются.

Почвы образованные на лёссе Дунайской дельты вообще неплодородны и чувствуется необходимость применения гидроамелиоративных мер в первую очередь для понижения гидростатического уровня под критический уровень (более 2,5 м).

SOLS FORMÉS SUR LOESS DANS LE DELTA DU DANUBE

PAR

ANA CONEA, NADIA GHITUȚESCU, VASILICA NEACȘU, LUCIA VLAD

(Résumé)

Dans le Delta du Danube, à côté d'un relief très récent par endroits encore en formation, apparaît aussi un témoin d'un relief plus ancien, le soit-disant „grind” continental de Chilia (alt. abs. max. 6,1 m). Il représente une partie d'une terrasse qui autrefois occupait une aire beaucoup plus étendue. Aujourd'hui, cette terrasse est recouverte partiellement par des dépôts fluvio-marins. À part le „grind” Chilia, il existe encore trois petits témoins d'érosion sur le „grind” Stipoc. Tous sont recouverts de loess, qui constitue le matériau originel des sols. Il s'agit d'un loess limoneux à 26—28% particules inférieures à 0,002 mm. Ø complètement exempt de sable grossier. La teneur en CO_3Ca 12—15% (Tab. 1).

Sur ces „grinduri” ne sauraient se développer les sols automorphes, puisque la petite altitude du „grind” et l'existence à petite profondeur d'une couche aquifère phréatique, fortement minéralisée modifient les traits du profil de sol zonal. Le sol a un régime hydrique exudatif, dans les conditions d'un climat à température moyenne annuelle de 11,1°, la moyenne annuelle des précipitations variant de 359 à 395 mm ; l'indice d'aridité d'après DE MARTONNE étant 17.

Sur tout ce „grind”, la profondeur de la nappe d'eau phréatique ne dépasse pas 4 m. Sur une vaste aire elle ne descend pas au-dessous de 2 m (variations du niveau hydrostatique entre 0,25 et 0,50 m). Le „grind” Chilia et les trois autres plus petits sont caractérisés par un drainage pratiquement inexistant. L'intervalle de temps à afflux d'eaux venant des mares vers le „grind” et à niveau d'eau phréatique montant vers la surface, coïncide avec la saison chaude de l'année. Alors, l'évaporation intense produit — sur de vastes étendues — la forte salinisation des sols jusqu'aux horizons supérieurs.

En conséquence, les sols formés dans ces conditions sont : des sols châtaignes de steppe à nappe phréatique, solonetzisés et salinisés en profondeur (profil 01, et données analytiques du Tab. 1), des sols châtaignes de steppe solonetzisés (profil 02, Tab. 2), solonetz avec colonnes à grande profondeur (profil 03, Tab. 3) et solonetz solontchackoïdes (profil 04, Tab. 4).

Les sols châtaignes à nappe phréatique ont un horizon A mince (30—35 cm) pauvre en humus, une structure faiblement développée, le CO_3Ca

à la surface. L'horizon C est solonetzisé (Na échangeable dans le complexe adsorbtif : 22,25% du T dans cet horizon, et 36,2% plus bas). Le niveau hydrostatique : 3—4, 5 m. Les sols châtais de steppe solonetzisés (le niveau de la nappe phréatique à 2,5—3 m) ont un profil pareil aux sols précédents, mais un régime hydro-salin différent. Le sol est solonetzisé en A/C, la solonetzisation maximum étant dans l'horizon C₁. Les solonetz à colonne à grande profondeur (15—30 cm) ont le niveau de la nappe phréatique situé entre 1,5 et 2,5 m, et les solonetz solontchakoïdes présentent des colonnes à la surface ou à quelques cm (le niveau hydrostatique moyen 0,5—1,5 m).

La salinisation de ces sols révèle le type chloruro-sodique.

La carte des sols ci-jointe est rédigée d'après des plans aérophotogrammétriques. On y a séparé quatre unités de sols, différenciées aussi par le paysage. Les cultures uniformes correspondent à l'unité de sol châtais de steppe, à nappe phréatique, solonetzisé et salinisé en profondeur. Les cultures non-uniformes à rares taches exemptes de végétation (ou à végétation halophyle) sont caractéristiques pour les sols châtais de steppe solonetzisés et à solonetz. L'alternance de surfaces étroites recouvertes de cultures, et de surfaces sans végétation (ou à végétation halophile) est typique pour les solonetz à colonnes à grande profondeur et à solonetz solontchakoïdes. L'association des solonetz solontchakoïdes et des solontchaks n'est pas cultivée.

Les sols formés sur loess, dans le Delta du Danube, ne sont pas fertiles pour la plupart et impliquent l'application de mesures hydroamélioratives, surtout la baisse du niveau hydrostatique au-dessous du niveau critique (plus de 2,5 m).

HARTA SOLURILOR CÎMPIEI TRANSILVANIEI ȘI DEALURILOR BISTRITEI¹⁾

DE

ANA CONEA, M. PARICHI, GR. ANDREI

Harta pe care o prezentăm reprezintă rezultatul cercetărilor întreprinse în campania de teren din anul 1962 în vederea întocmirii hărții solurilor R.P.R. la scară 1 : 1 000 000. Au fost efectuate totodată și cartări la o scară mai mare (1 : 50 000) în sectoare cheie și anume : în jurul comunei Miheșul de Cîmpie, în dealurile de la confluența Bistriței cu Budacul și Șieul și în jurul comunei Mociu. Aceste trei sectoare au fost astfel alese încit să reprezinte suprafete diferite ca înveliș de sol : primul din ele este situat în unitatea cu cernoziomuri levigate a Cîmpiei Transilvaniei, al doilea în plină zonă a solurilor silvestre (în dealurile Bistriței), iar al treilea în fișia de tranziție de la cernoziomuri levigate la soluri silvestre. În urma cercetărilor efectuate și ținând seama și de ceilalți factori fizico-geografici, am întocmit harta alăturată la sc. 1 : 500 000 în care am încercat, pe cît ne-a fost posibil, să scoatem în evidență caracterele principale ale învelișului de sol din „cîmpia” atât de fragmentată a Transilvaniei și din dealurile Bistriței.

Din hartă rezultă că cernoziomurile levigate acoperă aproape o treime din suprafața cercetată de noi și anume partea sudică sau „cîmpia” propriu-zisă a Transilvaniei. Ele se situează în continuarea directă, spre nord, a cernoziomurilor levigate separate în bazinul Transilvaniei de Acad. N. CERNESCU și colaboratorii săi²⁾. Ca arie de repartiție se suprapun într-o oarecare măsură, celei delimitate de Prof. M. NEMES și I. CSAPO în harta generală a solurilor regiunii Cluj (7)³⁾.

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 mai 1963.

²⁾ CAMELIA RAPAPORT, C. ORLEANU, GEORGETA MAVROCORDAT, R. GIURGEA din colectivul de Pedologie al Acad. R.P.R. și A. CUCUTĂ de la Întreprinderea Prospectivei.

³⁾ Recent în ședința I. C. C. A. din 6 mai 1963, prof. M. NEMES și colaboratorii au prezentat o nouă hartă a solurilor din Cîmpia Transilvaniei, la sc. 1:50 000.

Această unitate nu se caracterizează nici pe deosebit prin uniformitatea caracteristică zonei cernoziomurilor levigate din Cîmpia Română. Ea prezintă o varietate, strâns legată de relieful caracteristic al Cîmpiei Transilvaniei, la care se mai adaugă modificările determinate de influența apei, permanentă sau temporară, care imprimă solului anumite caractere proprii.

Relieful Cîmpiei Transilvaniei este alcătuit, după cum se știe, dintr-o serie de cueste (2), cu versantul prelung orientat spre nord și spre est. Rareori apar pante prelungi cu expoziție sudică (uneori, spre exemplu, în bazinul Ludușului) și mai rar, pante prelungi orientate spre vest. De cele mai multe ori aceste pante sunt afectate de alunecări în valuri (sau alunecări consecvente; 1, p. 163—164), care ondulează larg suprafața terenului. În schimb pantele scurte, orientate spre S și W sunt afectate de prăbușiri și eroziune puternică și arată cercetătorului succesiunea de strate caracteristică regiunii: argile, mai rar marne, cu intercalații rare de nisi-puri, dar cu apariția frecventă a tufurilor¹⁾ în partea vestică a unității (Jucu, Someșeni, Mociu). Materialul parental al solurilor este constituit, în cea mai mare parte din depozite deluviale cu aspect mai mult sau mai puțin loessoid (6), predominant argiloase, mai subțiri în partea superioară a pantei și din ce în ce mai groase spre baza ei. Uneori apar la zi pe culmi, tufuri. Rareori am întîlnit soluri formate direct pe argile sau marne.

Fiecare element al formelor de relief prezintă un anumit înveliș de soluri. Astfel, culmile, foarte înguste de altfel și pe care le-am reprezentat pe hartă exagerate într-o oarecare măsură, tocmai pentru a le scoate în evidență, se caracterizează prin prezența cernoziomurilor slab și mediu levigate. Pe alocuri (pe vîrfurile mai înalte — așa-numitele „țiglae”, 11) apar, datorită eroziunii, și cernoziomuri. Profilul acestor cernoziomuri slab și mediu levigate este asemănător cu cel al cernoziomurilor levigate de la sud de Carpați formate pe roci cu textură fină. Nu par a avea diferențiere texturală (sau aceasta este neînsemnată), dar, din cauza argilozitatii, orizontul B este foarte bine exprimat structural. Tranziția de la solurile de pe coamă la solurile de pe pantă se face foarte repede. De cele mai multe ori se trece aproape brusc pe pantele mai înclinate la regosoluri, care sunt, de altfel caracteristice pantelor cu expoziție vestică și sudică, așa cum arată și harta. În schimb, pe pantele prelungi se trece aproape tot atât de repede la soluri foarte puternic spălate de carbonați: cernoziomuri foarte puternic levigate. Profilul acestor soluri se deosebește însă întrucîtva de cel al solurilor care au fost descrise în Cîmpia Română sau în cîmpia de

¹⁾ Tufuri dacitice (6, p. 94 — 95), în general foarte sărace în CO_3Ca .

vest sub această denumire. Este caracteristic, pentru cernoziomurile levigate formate pe „dosuri de deal” în „Cîmpia” Transilvaniei, un anumit exces de umiditate, mai evident pe pantele puțin fragmentate, și mai slab exprimat pe pantele mai scurte, dar totuși slab inclinate, sau fragmentate și transformate într-un sistem de cueste mai mici. Spre exemplu, harta noastră arată în apropierea Someșului (exceptând solurile de pe terase despre care vom vorbi mai departe), pe pantele cu expoziție nordică și estică cernoziomuri levigate puternic și foarte puternic, fără vreun alt semn care să indice vreun proces secundar. Relieful acestui sector este mai drenat, pantele prelungi sunt mai puțin extinse și prezintă un grad de fragmentare mai accentuat (fără a avea însă și o energie de relief mai mare). În restul regiunii, cernoziomurile levigate au un alt regim hidric datorită fie acumulării și stagnării apei din precipitații în profil, fie prezentei unui strat acvifer, temporar la baza profilului. De multe ori acest strat acvifer este permanent și, fiind situat la mică adâncime sau apărind la zi sub forma de izvoare de coastă, devine factor determinant în geneza și evoluția solurilor. În acest caz, se formează soluri autohidromorfe și hidromorfe, caracteristice porțiunii inferioare a pantelor și firului unor văi¹⁾. Dar tot astfel de soluri se întâlnesc și în mici bazină de recepție cu pante evazate, descrise sub denumirea de „găvane” de unii cercetători (9), formate în partea superioară a pantei prelungi a unei cueste principale, din care se desfac cueste secundare (bazinetele de recepție ale văilor care despart cuestele secundare). Solurile acestor bazină, descrise detaliat de C. RAPAPORT (9), constituie complexul cunoscut sub denumirea de „soluri negre de finețe umede”. În restul pantei solurile sunt influențate mai puțin de apă, dar totuși prezintă un profil caracterizat morfologic prin : apariția de pete cenușii și ruginii mai mult sau mai puțin frecvente în orizontul B, care orizont, în același timp apare și mințit cu humus (orizontul de acumulare a humusului fiind mai gros decât la celelalte cernoziomuri levigate); apariția de bobovine, uneori din orizontul A, dar mai ales în orizontul B; un orizont A mai închis la culoare — negricios — probabil cu un conținut de humus mai mare decât 3—4%. Orizontul C, care nu are de regulă un conținut prea mare de CO_3Ca apare la adâncimi mari (2—2,5 m). Acestea sunt solurile denumite de noi „cernoziomuri levigate puternic și foarte puternic umezite temporar la baza profilului”. Am folosit această denumire fiindcă profilul de sol este influențat de apă într-un fel propriu, caracteristic reliefului de cueste și materialului parental argilos și anume : umezirea solului se face de la bază, ca urmare a formării

1) De multe ori pe firul văii se acumulează material coluvio-deluvial, puternic gleizat (pînă la semimlăștinos) pe care se întâlnesc soluri foarte tinere.

în perioada umedă a anului, a unui strat freatic temporar. Acest strat acvifer permite păstrarea unei anumite umeziri, mai ales a orizontului B, care fiind și argilos cedează greu apa. În perioada mai uscată a anului, apa scurgîndu-se pe pantă, profilul se usucă. Este vorba, așadar, de un proces pe care nu l-am putea denumi chiar „pseudogleizare” în sensul pe care îl are acest termen astăzi. Umezirea solului este temporară, iar, într-o secțiune săpată primăvara, apa se prelinge pe perete, indicînd un exces de umiditate. Nu este vorba nici de o gleizare, pentru că toamna solul este complet uscat, păstrînd numai o slabă marmorare în orizontul B și numeroase bobovine.

Asemenea soluri apar într-un procent redus și cu caractere mai slab exprimate pe pantele prelungi, mai drenate de care am vorbit mai sus. Numai pe unele locuri se păstrează un strat acvifer permanent, formîndu-se soluri hidromorfe.

Menționăm faptul că, dacă pantele prelungi constituie „fete de deal”, adică sunt expuse spre sud, sau spre vest succesiunea de soluri este alta: în partea superioară a pantei apar cernoziomuri levigate puternic, iar spre baza pantei cernoziomuri levigate mediu și slab, uneori chiar cernoziomuri. Și acestea suferă influență apei, așa cum s-a arătat pe hartă, la E de valea Ludușului (în dreptul com. Tăureni), unde cernoziomurile levigate mediu și slab, umezite temporar la bază sunt, separate tocmai pe asemenea pante.

Pe terasele Someșului, indiferent de vîrstă (cu excepția terasei aluviale, care nu apare însă în sectorul cercetat de noi), solurile s-au format pe depozite diferite de cele ale cîmpiei și anume: material roșcat, fin ca textură, în cea mai mare parte fără CO_3Ca^1 , care acoperă cu un strat de grosime variată pietrișul rulat, constituit predominant din roci cristaline. Din această cauză, cernoziomurile levigate (și chiar solurile silvestre brune) de pe terasele Someșului prezintă un orizont B de culoare roșcată.

În sfîrșit, un relief frecvent întîlnit în unitatea de cernoziomuri levigate (dar care apare și în restul cîmpiei) determină formarea unui alt complex caracteristic de soluri. Este un relief format prin desprinderea și alunecarea pe pante a unor fragmente mici, ale căror strate nu sunt deranjate și care apoi stabilizate, și modelate prin procese deluviale, capătă aspect de movile. Poate fi întîlnită cîte o singură asemenea movilă, sau o grupare de 2—3, dar pe unele pante formează asociații de zeci de movile. Asemenea relief menționat de MARIA CĂLINESCU (1, p. 164) a fost des-

¹⁾ În profilele făcute am întîlnit rareori un orizont cu carbonați și atunci acesta avea o culoare galbuie, fiind constituit din alt material.

cris recent de A. HERBAY în bazinul Hîrtibaciului și numit „deplasări în formă de movile” (5, p. 123) și de V. TUFESCU, în bazinul Sitnei „alunecări în formă de clăi (numite local „țiglăi”¹⁾, 10, p. 98). Locuitorii cîmpiei numesc însă aceste movile „grueți” sau „gruețe”, de aceea noi preferăm să folosim denumirea de „relief de grueți”. Nu insistăm în această scurtă prezentare a hărții asupra mecanismului lor de formare. Repro-



Fig. 1. Desprinderea și alunecarea unui viitor „gruete” (foto N. ROMAN)

duceem însă două fotografii care arată primele stadii de evoluție a unui asemenea relief: în prima fază desprinderea unei porțiuni și alunecarea ei pe pantă (fig. 1), apoi, într-o a doua fază se produce stabilizarea reliefului (fig. 2). Grueții odată stabilizați, începe consolidarea reliefului. În Cîmpia Transilvaniei am întîlnit grueți constituși din roci friabile (argile, marne — ca cele din fotografie), dar și din tufuri de Ghiriș (ca, spre exemplu la W de satul Suatu). Din punct de vedere pedologic, este important faptul că argila, pe care au alunecat grueții, constituie și patul impermeabil pe care se formează un strat acvifer freatic. Acest strat acvifer este situat la mică adâncime în depresiunile (mai bine-zis suprafetele uneori aproape plane) dintre grueți. Din această cauză pe aceste suprafete se formează soluri hidromorfe — soluri negre de finețe umede, pe alocuri chiar cu mlaștini sau bălti, iar pe grueți soluri automorfe, de multe ori erodate. În consecință, se formează un înveliș de sol caracteristic acestui relief, pe care în harta prezentată de noi l-am reprezentat ca un complex constituit dintr-o asociatie de soluri, neseparabile decît pe hărți la scări

¹⁾ „Tigle” sau „țiglăe” sunt în cîmpia Transilvaniei, vîrfurile relativ ascuțite de pe coamele de deal, neavînd nimic comun cu acești grueți.

mari. Reproducem după o hartă la sc. 1 : 25 000 un asemenea relief, (fig. 3), în care se observă frecvența mare a gruețiilor, forma lor caracteristică și depresiunile dintre grueți, cu soluri hidromorfe. Locuitorii cîmpiei au apreciat în mod deosebit acest relief : aproape pretutindeni printre gruețiii stabilizați se văd case risipite, aşezate la adăpost, în depresiuni,



Fig. 2. — Relief de grueți, în curs de stabilizare (foto N. ROMAN)

avînd în același timp și apă suficientă în imediata apropiere și la mică adîncime.

Relieful de grueți este caracteristic unei porțiuni din cîmpia dintre-văile Ludușului și Comlodului, unde se dezvoltă pe suprafețe întinse..

În sfîrșit în această parte sudică a cîmpiei, pe văi, apar soluri hidromorfe, tinere (soluri aluviale semimlaștinoase), cu lacuri pe văile mari, și pe alocuri sărături.

În unitatea mare a cernoziomurilor levigate, sub vegetația forestieră, apar soluri silvestre brune slab sau cel mult mediu podzolite, total diferențiate de solurile din imediata lor vecinătate, cultivate sau acoperite de pajiști. Este o caracteristică a acestei regiuni apariția, sub păduri, a acestor soluri silvestre, cu profil caracteristic, deschis la culoare, pseudogleizate în orizontul B. Ele nu se formează pe roci diferite, ci pe același deluviu cu textură fină care acoperă pantele prelungi¹⁾. Este sugestivă, în acest sens,

¹⁾ Pădurile se păstrează numai pe acești versanți prelungi, începînd de pe coamă..

spre exemplu apariția, perpendicular pe direcția de înclinare a pantei, a unei fișii, de culoare deschisă — brun deschis-slab albicios, fișie de pe care pădurea s-a tăiat de curind, în contrast cu culoarea brună închisă (chiar negricioasă) a suprafeței cultivate a pantei. Profilul unui asemenea sol silvestru prezintă următoarele caractere generale : orizontul A de

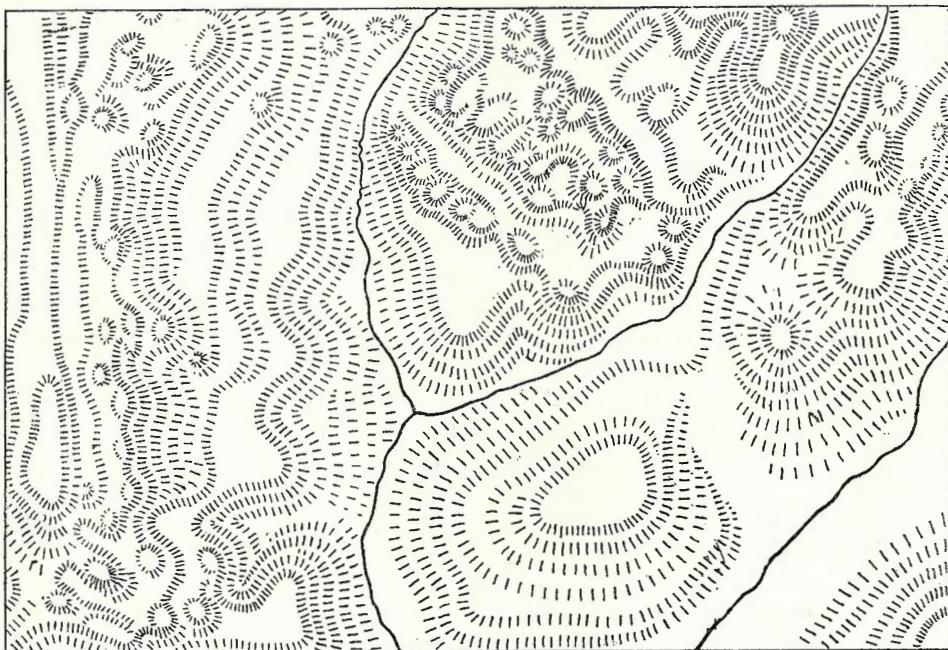


Fig. 3.— Relief de grueți, în Cîmpia Transilvaniei (după harta austriacă). Între grueți s-au format soluri negre de finețe umede, iar pe grueți soluri automorfe, adeseori erodate.

culoare brună deschis, grăunțos colțurat friabil, slab pudrat cu silice, cu suborizont A_1A_2 slab exprimat ; orizontul B, de grosime mare, marmorat (portocaliu cu pete cenușii), prismatic. Diferențierea texturală între orizonturile A și B, deși nu avem încă date analitice, o apreciem ca fiind mică. În cartare am întîlnit și faze de tranzitie : sub vegetația de pădure, de relativ puțin timp instalată profilul de cernoziom levigat prezenta trăsăturile incipiente ale unui sol silvestru ; în primul rînd, orizontul A căpătase o culoare brună-brună deschis, numai suborizontul AB mai păstrînd o culoare închisă. Vrem să subliniem prin aceasta că, în cîmpia Transilvaniei, cercetată de noi, nu am întîlnit soluri silvestre care prin caracterele lor să se asemene solurilor cenușii. În arealul cernoziomurilor levigate, solurile silvestre aparțin faciesului brun.

Începînd de la linia Bonțida-Suatu-Șincai spre nord-vest s-au separat, pe hartă, soluri silvestre. Deosebim însă o fișie de tranziție caracterizată prin asocierea solurilor silvestre brune închise-cernoziomice, dacă au fost luate în cultură, și podzolite slab-mediu sub pădure, cu soluri negre, de tipul unora din cele numite de Acad. N. CERNESCU (2) în podișul Transilvaniei pseudorendzine levigate, iar de N. FLOREA în Moldova, pratoziomuri. Această categorie de soluri este caracteristică pantelor prelungi, neacoperite de vegetație forestieră. Se întâlnesc, deci, pe aceeași formă de relief pe care apar și cernoziomurile levigate foarte puternic, umezite temporar la baza profilului, din unitatea de cernoziom levigat de la sud-vest. Cu alte cuvinte, reprezintă soluri asemănătoare într-o oarecare măsură, condițiile de relief, rocă, vegetație fiind în mare măsură aceleași, dar formându-se într-un climat mai umed. Se asociază cu soluri negre de finețe umede, situate fie la baza pantei, fie pe pantă, dacă apar izvoare de coastă — și acestea apar frecvent — fie în bazinete de recepție (solurile negre de finețe umede dețin un procent mai ridicat decât în cazul pantelor prelungi din arealul cernoziomurilor levigate). Ca profil, prezintă același orizont de acumulare a humusului gros, negricios, dar care la uscare capătă o nuanță cenușie, pe care nu am întîlnit-o la cernoziomurile levigate; orizontul B, gros de asemenea, prezintă marmorarea caracteristică și bobovine frecvente atunci cînd solul are un exces temporar de umiditate (v. și 8).

Și în acest caz, dacă panta este fragmentată, sau dacă, în general are un drenaj mai bun, solul nu mai prezintă trăsăturile imprimate de un exces de umiditate. El se caracterizează însă tot printr-un orizont de acumulare a humusului gros, orizontul A negricios (la uscare cu nuanță slabă cenușie) este frumos structurat în grăunți colțurați (mai bine zis cu multe muchii), iar orizontul B, cu structură prismatică, de culoare castanie din ce în ce mai deschisă spre bază, nu prezintă semne de gleizare sau pseudogleizare. Orizontul C apare la adîncimi mai mari de 2 m.

Aceste soluri au o extindere mai mare, aşa cum se observă pe hartă, în sectorul dintre văile Luduș și Comlod. Pe coame pe o fișie îngustă, apar însă soluri silvestre brune închise, iar pe versanții puternic înclinați, regosoluri cu întreaga serie de trecere spre soluri mai evoluate sau mai puțin evoluate.

În regiunea mai fragmentată, care urmează spre nord-vest fișiei de tranziție de care am vorbit mai sus, sunt caracteristice solurile silvestre podzolite brune, care trec apoi în soluri dernopodzolice pseudogleizate, păstrate de obicei, sub păduri încheiate. Eroziunea foarte intensă afectează ambii versanți ai văilor, astfel încît o mare extensiune capătă solurile silvestre divers erodate, regosolurile și roca la zi (uneori saliferă).

În marginea nordică a dealurilor de la sudul Someșului apar și soluri silvestre podzolite mediu, aparținând faciesului brun-gălbui.

Dealurile Bistriței prezintă un înveliș de soluri, diferit de cel al regiunii de care am vorbit pînă acum — adică partea de cîmpie și cea de dealuri a bazinului Transilvaniei, inclusiv culmea Șieului, chiar dacă din punct de vedere geografic aceasta din urmă aparține dealurilor Bistriței (4). Marea varietate a rocilor și a reliefului imprimă o mare varietate și solurilor. În măsura în care ne-a fost posibil, am încercat ca harta pedologică, întocmită de noi, să reflecte acest caracter al regiunii. În general, solurile dealurilor Bistriței aparțin solurilor silvestre podzolite, care prezintă caracterele (dar nu chiar tipice) ale faciesului brun-gălbui. Totuși aceste soluri silvestre pozadolite brune-gălbui au o arie de repartiție mai restrînsă, localizîndu-se în fragmentul de la sud de Someș al platformei Năsăudului și pe fîșia de contact cu regiunea montană, unde apar și soluri dernopodzolice gălbui, întrucînt rocile carbonatice (argile carbonatice și mărne) determină formarea de soluri silvestre podzolite brune. Solurile silvestre podzolite brune-gălbui (inclusiv solurile dernopodzolice gălbui) se formează pe un material mai acid, fie provenit din alterarea gresiilor (sau local a tufurilor), fie pe depozitele piemontane constituite din pietriș andezitic.

După cum rezultă din hartă, principalele compartimente ale regiunii deluroase a Bistriței, se pun în evidență prin anumite asociații de soluri. Astfel depresiunea Dumitrei se caracterizează, ca urmare a unei eroziuni viguroase în depozitele ei friabile, prin soluri dernocalcice, pseudorendzine levigate și soluri silvestre brune cu carbonați reziduali. Depresiunea Budacului și depresiunea Iadului, constituie amîndouă dintr-o serie de terase, bine dezvoltate, prezintă soluri diferite în funcție de vîrstă și altitudinea teraselor. Astfel, în depresiunea Budacului au mare dezvoltare solurile podzolite pseudogleice, care se întîlnesc atât pe terasa medie cât și pe cea inferioară, formate pe depozite fine, care acoperă la adîncime nu prea mare (1,5—2 m) pietrișuri rulate andezitice. În sectoarele cu apă sus, ca spre exemplu în apropierea satului Budacul de sus, pe terasa inferioară apar soluri humicogleice, în timp ce pe terasa medie în condiții asemănătoare s-au format soluri gleice. Pe terasa superioară, apar însă soluri dernopodzolice slab gălbui. În depresiunea Iadului, pe terasa inferioară apar foarte extinse solurile humicogleice; chiar marginea drenată de rîu a terasei prezintă tot soluri negricioase în orizontul A pe care le-am considerat soluri humicogleice drenate. Pentru terasa medie sînt caracteristice solurile podzolite pseudogleice, iar pe terasa superioară, dezvoltată mai ales la ieșirea din munți a Bistriței, apar, ca și pe terasa superioară a Budacului, soluri dernopodzolice gălbui.

Pe coamele dealurilor s-au separat soluri subțiri (asemănătoare branciogurilor) formate pe pietrișuri andezitice (spre exemplu pe dealul de la nord de confluenta Bistriței cu Șieul) sau litosoluri pe gresii, sau pe tufuri dacitice (culmea de la sud de Năsăud).

În sfîrșit, pe unele pante constituite din argile și marne, cu exces de umiditate apar soluri negre de finețe umede.

Solurile părții de „cîmpie” propriu-zisă, cu grad de fragmentare și energie de relief mai mică, dar totuși destul de accentuată : 100 — 150 m, (11 p. 231), sunt, în general, mai puțin afectate de eroziune.

În regiunea mai fragmentată și cu energie de relief mai mare (150—300 m), pe versanți și uneori chiar pe culmi, solurile sunt supuse unei eroziuni mai mult sau mai puțin intense.

În alcătuirea hărții am căutat să scoatem în evidență și anumite probleme de ordin practic : eroziunea, salinizarea, ca și excesul temporar au permanent de umiditate a solurilor.

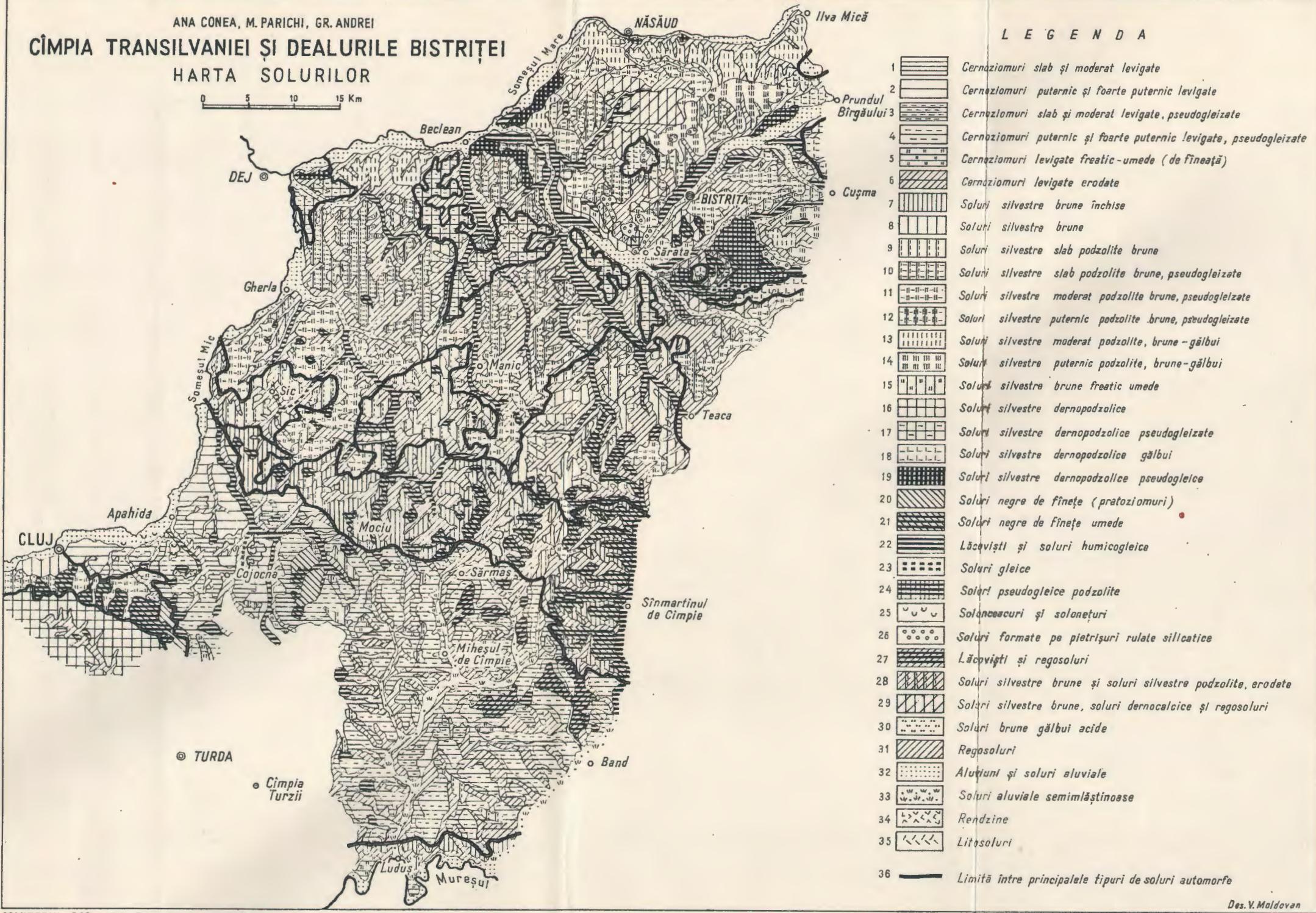
BIBLIOGRAFIE

1. CĂLINEȘCU MARIA. Cîteva observații asupra microreliefului din bazinul văii Comlodului. *Probleme de geografie*, vol. VII. București 1960.
2. CĂLINEȘCU MARIA. Metode de studiere a pantelor, cu aplicații la Cîmpia Transilvaniei. *Probleme de geografie*, vol. VIII. București 1961.
3. CERNESCU N., CÎRSTEÀ D., MAVROCORDAT GEORGETA, ORLEANU C., CUCUTĂ A. Condițiiile naturale și solurile din ținutul Secașelor. *Cercetări de pedologie*. București 1961.
4. GÎRBACEA V. Observații morfologice în partea de nord-est a Podișului Transilvaniei. *Probleme de geografie* vol. VII. București 1960.
5. HERBAY A. Pornituri de teren în bazinul Hîrtibaciului, *Probleme de geografie*, vol. X. București 1962.
6. ILIE M. Podișul Trasnilvaniei. București 1958.
7. NEMES M., CSAPO I., MAXIM I., VELEA C. Contribuții la studiul răspîndirii și clasificării solurilor din raionul Cluj. *Studii și cercetări de agronomie* T. X. Cluj 1959.
8. PREDA M., CRISAN I. Solurile negre de fineță umedă și cu exces de umiditate din Transilvania și folosirea lor rațională în agricultură. *Studii și cercetări de agronomie*, T. IX. Cluj 1958
9. RAPAPORT C. Contribuții la cunoașterea solurilor pseudorendzinice de pe interfluviul Mureș-Tîrnave. *Studii și cercetări de biologie și științe agricole*, Cluj 1963.
10. TUFESCU V. Procese de pantă în bazinul Sitnei, la nord de Botoșani. *Probleme de geografie*, vol. IX. București 1962.
11. * * * Monografia geografică a R. P. R. vol. I. București 1960.

ANA CONEA, M. PARICHI, GR. ANDREI

CÎMPIA TRANSILVANIEI ȘI DEALURILE BISTRITÉI HARTA SOLURILOR

0 5 10 15 Km



КАРТА ПОЧВ ТРАНСИЛЬВАНСКОЙ РАВНИНЫ И БИСТРИЦКИХ ХОЛМОВ

АНА КОНЯ, М. ПАТРИКИ, Г. АНДРЕЙ

(Краткое содержание)

Авторы представляют карту почв северной части Трансильванского бассейна (известного под названием Трансильванской равнины) и холмов окрестности города Бистрицы в масштабе 1:500 000.

Из данной карты следует, что в южной части исследуемой площади образовались выщелоченные черноземы, степень развития их профиля являющиеся тесно связанными с рельефом, именно с различных форм склонов. На вершинах этих форм встречаются слабо или средне выщелоченные черноземы, по длинным склонам, направленным вообще к северу или к востоку располагаются сильно и очень сильно выщелоченные черноземы а на крутом склоне, регосолы. Сильно и очень сильно выщелоченные черноземы имеют часто избыток влажности. Под лесной растительностью в этой единице появляются бурые лесные или даже средние оподзоленные бурые лесные почвы.

Остальная часть площади принадлежит зоне лесных почв а именно: темно-бурые лесные почвы, бурые лесные почвы, бурые и буровато-желтоватые оподзоленные лесные почвы, глинисто-иллювиальные подзолистые почвы. Появляются также на некоторых пологих склонах темные черноземовидные почвы.

Предстоящий материал почв составлен в большинстве случаев из отложений тонкой текстуры (делювиальный материал привнесенный вследствие выветривания глин и мергелей).

CARTE DES SOLS DE LA PLAINE DE TRANSYLVANIE ET DES COLLINES DE LA BISTRITA

PAR

ANA CONEA, M. PARICHI, GR. ANDREI

(Résumé)

Les auteurs présentent la carte des sols de la partie Nord du Bassin de Transylvanie (la Plaine de Transylvanie) et des collines des environs de la ville de Bistrița, à l'échelle 1/500 000-e.

Il résulte de cette carte que dans la partie méridionale de la région étudiée se sont formés des chernozems lévigués avec un développement varié du profil en rapport avec le relief constitué de cuestas. Sur les cimes des cuestas on rencontre des chernozems peu-modérément lévigués. Sur la pente prolongée et douce, orientée vers le Nord ou vers l'Est apparaissent des chernozems très et très fortement lévigués, tandis que sur la pente très inclinée, il y a des regosols. Les chernozems très et très fortement levigués ont un excès d'humidité. Sous la végétation forestière apparaissent des sols bruns lessivés, peu ou tout au plus modérément.

Le reste de la région appartient à la zone des sols, à savoir sols bruns foncés ; sols bruns, sols bruns et brun-jaunâtres lessivés, sols lessivés. Sur les pentes allongées, apparaissent également des sols noirs argileux très humifères.

Le matériau originel des sols est constitué surtout par des dépôts à texture fine (matériaux déluviaux, résultats de l'altération des argiles et des marnes).

CERCETĂRI PEDOLOGICE
ÎN DEPRESIUNILE GHEORGHİENI ȘI CIUC¹⁾
DE
A. CUCUTĂ

Situate între lanțul vulcanic, la vest și Carpații orientali la est, depresiunile de baraj vulcanic de care ne ocupăm, prezintă trăsături comune în ce privește geneza, alcătuirea geologică și într-o oarecare măsură aspectele de relief și solurile. Cele două lanțuri muntoase ce înconjoară depresiunile sunt complet deosebite în ce privește natura și varietatea rocilor, condiționând prin aceasta și formele diferite de relief prin care se face contactul dintre depresiune și orogen. Lanțul vulcanic Gurghiu-Hărghita, din partea de vest, este constituit exclusiv din andezite și aglomerate andezitice, contactul cu depresiunea făcindu-se, în general, printr-un piemont ușor înclinat, constituit din bolovănișuri. În partea de est, lanțul Giurgeu-Ciuc este constituit din sisturi cristaline (micașisturi și gneisuri) cu apariții de calcare jurasice (9) datorită eroziunii, pe bordura zonei cristalino-mezozoice, la Ditrău, Lăzarea, Valea Strîmbă, Voșlobeni și Izvorul Oltului, și din Strate de Sinaia (Cretacicul inferior) în zona Flișului intern, la est de Ciucul mijlociu și inferior. Contactul dintre depresiuni și Carpații orientali se face relativ brusc în zona cristalino-mezozoică și a Flișului intern, iar în nord prin dealuri înalte constituite din aglomeratele andezitice ale Munților Călimani. În lacurile ce au ocupat aceste depresiuni, au avut loc procese de sedimentare, iar după retragerea acestora și formarea rețelii hidrografice au început procesele de eroziune și aluvionare, a luat naștere conurile de dejecție și s-au format trepte în piemont (7).

Depresiunea Gheorghieni este situată între Munții Giurgeului la est, Călimani la nord, Gurghiu la vest și pragul de la Tinca la sud, cu o dezvoltare maximă în dreptul orașului Gheorghieni și cuprinde, începînd de la Subcetate spre nord, depresiunea Topliței. Depresiunea propriu-

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 mai 1963.

zisă are aspectul unei cîmпиi întinse, în timp ce depresiunea Topliței prezintă un platou fragmentat, cu acumulări mari de aglomerate detritice din material andezitic asemănător dar mai puțin dezvoltat, ca platoul vulcanic Corund-Dealul, din sud-vestul Munților Gurghiu în ce privește relieful, vegetația și învelișul de sol. Contactul dintre orogen și zona depresionară se face printr-un piemont dispus periferic, care în partea de vest și sud este legat astfel încît trecerea se face printr-o pantă slabă și uniformă. În partea de est a depresiunii, și în special în depresiunea Topliței, piemontul prezintă caracterele „fazei sculptării complete” (3) prin formarea dealurilor ca martori de eroziune. Conurile de dejecție sunt bine evidențiate la Gheorghieni-Joseni, Ditrău-Lăzarea și Voșlobeni, în partea de est, și la Borzont în vest, aflindu-se în „faza sculptării parțiale” sau în „faza piemontului initial” (3). În stînga Mureșului, între Mureșeni și Ciumani se întîlnesc două nivale de terasă (10 — 20 m alt. rel.) slab dezvoltate.

Depresiunea Ciuc cuprinde, de fapt, trei depresiuni (Ciucul superior, mijlociu și inferior) datorită pragurilor andezitice de la Racu și Jigodin care compartimentează astfel această zonă depresionară. Este situată între munții Hărghita la vest, și munții Ciucului la est, și între localitățile Izvorul Oltului la nord, și Tușnadul Nou la sud. Contactul dintre depresiune și orogen se face în mod diferit în cele trei compartimente ale depresiunii, și anume :

„În Ciucul superior lipsesc terasele, conurile de dejecție sunt de mică importanță iar contactul se face printr-un relief colinar, piemontul fiind puternic fragmentat ;

„În Ciucul mijlociu terasele ocupă o suprafață redusă pe dreapta Oltului, la vest de Miercurea Ciuc și Ciceu (Hărghita) și au o altitudine relativă de 10 — 20 m ; conurile de dejecție cele mai însemnate sunt în partea de est (Frumoasa și Păuleni), iar piemontul este fragmentat cu aspect colinar ;

„În Ciucul inferior terasele ocupă o suprafață relativ mare, în dreapta Oltului (10 — 20 — 30 m alt. rel.) după care urmează un piemont ușor inclinat, fragmentat, ce face legătura cu rama muntoasă ; în partea de est trecerea este mai bruscă și se face prin două conuri conjugate (Bancu și Lăzărești).

Principalele cursuri de apă sunt Mureșul în depresiunea Gheorghieni și Oltul în depresiunea Ciuc (cursurile superioare ale acestor râuri). Mureșul izvorește din regiunea pragului Tinca, își largeste treptat lunca, pentru că de la sud de Subcetate să capete caracter de vale îngustă tăiată adînc în platoul fragmentat de la sud de Toplița. Din ambele părți primește o multime de pîraie de munte cu un pronunțat caracter de torrentialitate.

În depresiunea Ciuc, Oltul intră pe la Sîndominic (Izvorul Oltului) și prezintă datorită pantei reduse un curs liniștit asemănător Mureșului din depresiunea Gheorghieni. Primește de asemenea din ambele părți o serie de pîraie de munte, drenînd întreaga depresiune.

În ce privește apa freatică cele două depresiuni prezintă caractere asemănătoare. În piemonturi și dealuri adâncimea pînzei de apă freatică este mare datorită fragmentării reliefului și substratului ce favorizează infiltratia (grohotișuri). În conurile de dejecție adâncimea apei freaticice variază în funcție de natura și grosimea depozitului. Pe conurile mai vechi apa freatică se află la 15 — 20 m (Suseni-Chileni), iar pe cele mai recente la 7 — 12 m (Borizont-Conul Frumoasa).

Şesurile aluviale ale celor două depresiuni au apa freatică aproape de suprafață, pe anumite porțiuni fiind periodic înmlăștinate. În ce privește mineralizarea apei freaticice, cele două depresiuni sunt caracterizate prin existența numeroaselor izvoare cu ape bicarbonate, sodice și calcosodice, marea majoritate fiind situate în luncile Mureșului și Oltului, uneori foarte aproape de cursul acestora. Au fost întîlnite izvoare minerale la Suseni și Ciumani (Gheorghieni), Madiesa, Racul, Ciuboteni, Miercurea Ciuc, Jigodin, Sînmartin, Sîncrăieni, Vrăbia și Tușnadul Nou (Ciuc).

Climatul depresiunilor se încadrează (după KÖPPEN) în provincia climatică Dfk', adică un climat temperat boreal umed, cu ierni aspre și veri răcoroase, cu temperatura lunii celei mai reci (ianuarie) de $-6^{\circ},8C$ și a lunii celei mai calde (iulie) de $16^{\circ}C$ (stațiunea Gheorghieni). Situate între cele două lanțuri muntoase, depresiunile au veri răcoroase, iar în timpul iernii aerul rece coboară pe versanți acoperind golul depresionar. Temperatura medie anuală este de $5^{\circ}, 6 C$ la Gheorghieni și ceva mai ridicată la Miercurea Ciuc (cca $6^{\circ}C$). În raport cu rama muntoasă înconjurătoare, depresiunile beneficiază de o cantitate mai redusă de precipitații, stațiunile meteorologice înregistrând următoarele valori, în ce privește media anuală : Miercurea Ciuc 540 mm ; Gheorghieni 603 mm ; Toplița 590 mm.

Dat fiind caracteristicile climatice amintite și relieful muntos înconjurător vegetația este asemănătoare cu cea montană. Pădurile de *Picea excelsa* coboară pe versanții celor două lanțuri muntoase pînă în depresiune, în partea inferioară fiind prezenți *Betula verrucosa* și *Juniperus communis*. În pădurile de *Picea excelsa* se întâlnește *Vaccinium myrtillus* și mai rar *Rubus idaeus* care este legat de altitudini mai mari. În finețele piemonturilor și a conurilor de dejecție predomină următoarele specii caracteristice podzolirii și umezelii accentuate: *Nardus stricta*, *Sieglungia decumbens*, *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*, *Deschampsia caespitosa*, *Juncus*

conglomeratus, *Carex* sp. În lunci se întâlnesc mai frecvent : *Deschampsia caespitosa*, *Agrostis canina*, *Festuca rubra* și specii de *Juncus* și *Carex*.

Datorită condițiilor climatice și solurilor acide, vegetația cultivată cuprinde culturi mai puțin pretențioase față de sol și care se pot dezvolta într-un climat cu temperaturi mai scăzute în timpul perioadei de vegetație. Principalele culturi sunt, în ordinea predominanței, următoarele : cartoful, secara, ovăzul, orzul și inul. Porumbul se cultivă, pe suprafațe neînsemnate, pe expozițiile sudice în jurul Topliței și pentru siloz de asemenea pe suprafețe restrânse numai în depresiunea Ciuc. Grâu de primăvară ocupă o suprafață mică în depresiunea Gheorghieni și relativ mai mare în Ciuc, iar sfecla de zahăr numai în Ciucul inferior pe solurile humico-pseudogleice podzolite.

Solurile

Cele mai recente hărți de soluri ale țării noastre (2 – 8) publicate la scări foarte mici nu au putut reprezenta solurile depresiunilor decât printr-un complex de soluri brune podzolite și soluri hidromorfe, datorită faptului că nu au existat lucrări pedologice în această regiune. În afara unor cercetări efectuate de I. C. C. A. asupra vegetației și solurilor hidromorfe din lunca Oltului (nepublicate), nu a fost efectuată, pînă la lucrarea de față o cartare a solurilor care să cuprindă întreaga suprafață a celor două depresiuni.

Ca urmare a condițiilor bioclimatice și geologicomorfologice amintite, majoritatea solurilor din aceste depresiuni, cu excepția solurilor litomorfe și hidromorfe, sunt soluri acide, debazificate, procesul de podzolire ajungînd în majoritatea cazurilor la stadiul de puternic. Pentru acest fapt nu putem fi de acord cu St. M. STOENESCU (2) care consideră că în depresiunile Ciuc și Gheorghieni se realizează „local un climat de silvostepă”, în raport cu zona încadrătoare. Această afirmație nu este justificată nici de condițiile bioclimatice, și în mod implicit nici de soluri. Este adevărat că față de zona muntoasă încadrătoare depresiunile nu beneficiază de o cantitate mare de precipitații, însă I. ar. anual, calculat pentru Gheorghieni spre exemplu, este de 38,6 cu mult mai mare decât cel admis pentru subzona de silvostepă. De asemenea observațiile făcute asupra vegetației ca și lucrările de specialitate (8) încadrează vegetația ierboasă din aceste depresiuni în pajiștile montane secundare, iar solurile reflectă fidel aceste condiții bioclimatice.

Legenda de soluri întocmită pentru aceste depresiui, cuprinde nomenclatura existentă și se încadrează în sistematica solurilor țării noastre (1). Influența factorilor pedogenetici a fost evidențiată în cadrul acestei

legende, pe cît posibil ținând seama de relief (soluri de luncă, de terasă, de dealuri și piemonturi); de natura și textura materialului parental (soluri formate pe nisipuri, argile, proluvii cuarțitice, andezitice, calcaroase); de influența apei freatici și a celei de precipitații (soluri hidromorfe și soluri pseudogleizate).

Dintre solurile cercetate, cele silvestre podzolice ocupă o suprafață foarte mare urmărind, în general, conturul depresiunilor în partea de nord și vest făcind tranziția către solurile de munte. În cadrul acestei grupe de soluri au fost deosebite mai multe unități cartografice.

Solurile podzolice pseudogleizate formate pe argile cu proluvii andezitice se întâlnesc în depresiunea Topliței, pe piemontul din vestul Mureșului și în Ciucul superior, continuându-se în jumătatea nordică a Ciucului mijlociu, pe dreapta Oltului. Aceste soluri formate pe o argilă grea cu elemente andezitice gravitaționale sunt puternic diferențiate textural, puternic pseudogleizate, și cu un orizont podzolic (A_2) tipic, albicios, șistos și mai bine dezvoltat decât orizontul A_1A_2 . În marea lor majoritate sunt folosite ca fînețe. Pe piemontul din vestul Ciucului inferior aceste soluri prezintă un profil asemănător dar cu elemente andezitice pe toată grosimea profilului.

Solurile podzolice pseudogleizate formate pe luturi grele cu proluvii cristaline apar în nordul Ciucului superior, sunt puternic diferențiate textural, pseudogleizate și conțin elemente mici, rare, de micașisturi și gnaisuri.

Solurile podzolice slab diferențiate textural, slab pseudogleizate, formate pe nisipuri se întâlnesc în jumătatea sudică a Ciucului inferior pe piemontul terasat. După cum o arată și denumirea, aceste soluri prezintă un profil cu textură grosieră, slab diferențiat textural, și sunt formate pe nisipuri medii și grosiere, andezitice. Orizontul podzolic A_2 urmează orizontului A_{1-2} de care se diferențiază foarte puțin, ambele fiind albicioase și cu structura șistoasă, friabilă. Orizontul B slab marmorat indică tendință de pseudogleizare a acestor soluri.

Solurile podzolice formate pe proluviile andezitice din sud-vestul Ciucului mijlociu constituie o tranziție relativ îngustă între lunca Oltului și relieful muntos, o dată cu îngustarea piemontului. Sunt soluri cu schelet andezitic în profil, uneori slab pseudogleizate, slab pînă la mediu diferențiate textural și cu orizontul podzolic mai puțin precizat. Local pe suprafețe mai ferite de eroziune, unde argila n-a fost îndepărtată, solurile prezintă caracterele amintite la solurile podzolice pseudogleizate formate pe argile cu proluvii andezitice.

Solurile podzolice amfigleice formate pe argile se întâlnesc la sud de Voșlobeni, în partea inferioară a piemontului, în apropiere de Izvorul Mureșului. Sunt soluri puternic diferențiate textural, cu orizontul podzolic,

tipic, și cu procese de gleizare datorită atât apei de precipitație cît și nivelului freatic ridicat (cca 3 m). Sunt folosite exclusiv ca finețe.

Solurile silvestre brune-gălbui podzolite, pseudogleizate sunt formate pe argile la nord de Ditrău și nord de Miercurea Ciuc, și pe argile cu proluvii andezitice în vestul Ciucului superior ca și în dreptul pragurilor de la Racu și Jigodin, pe un relief mai puțin uniform (deluros). Aceste soluri bine diferențiate textural, sunt mai puțin pseudogleizate decât solurile podzolice, iar intensitatea podzolirii este slabă pînă la medie. În partea superioară prezintă un orizont A₁₋₂; în general orizontul podzolic nu este diferențiat. În cea mai mare parte sunt cultivate.

Solurile silvestre brune podzolite, ocupă formele de relief mai joase din imediata apropiere a șesurilor aluviale, fiind situate pe terase și unele conuri de dejecție. Exceptie fac solurile silvestre brune podzolite formate pe calcare, situate pe rama munțoasă la est de Ciucul inferior și în depresiunea Gheorghieni în punctele unde au fost semnalate aparițiile de calcare. Profilul acestor soluri, deși scurt este bine diferențiat textural și cu orizontul B de culoare roșcată, trecerea la rocă făcîndu-se aproape brusc. Pe terasa Oltului, la sud de Sîncrăieni s-au format solurile silvestre brune podzolite slab și mediu diferențiate textural formate pe depozite nisipoase, cu orizont podzolic nediferențiat.

Între Mureșeni și Ciumani (depresiunea Gheorghieni) pe piemontul terasat din stînga Mureșului, și pe conul din sud-vestul Mădărașului (Ciucul superior), solurile silvestre brune podzolite formate pe argilele ce îmbracă proluviile andezitice sunt bine diferențiate textural, cu orizontul podzolic nediferențiat, pseudogleizate, și cu profilul relativ scurt (cca 1m), tranzitia la proluviile andezitice făcîndu-se aproape brusc. La vest de Joseni și nord de Remetea (depresiunea Gheorghieni) aceste soluri sunt și mai puțin dezvoltate (mai tinere) cu schelet andezitic în profil, slab diferențiat textural și formate pe proluvii andezitice.

Pe conurile Ditrău-Lăzarea, Gheorghieni-Joseni și Voșlobeni, pe proluviile cristaline constituite din micașisturi și gneisuri, s-au format soluri silvestre brune podzolite, pseudogleizate cu profil mai dezvoltat în partea inferioară a conurilor unde datorită transportului diferențiat materialul adus este mai puțin grosier. Profilul acestor soluri este bine diferențiat textural, cu orizontul B pseudogleizat și cu orizontul podzolic mai evident sub vegetația de fineată sau în cazul solurilor luate mai recent în cultură. Scheletul în profil este mic și rar.

În jumătatea de nord a conului Gheorghieni—Joseni au fost delimitate solurile schelete, tinere, brune podzolite, formate pe proluviile cristaline, cu profil scurt și slab diferențiat textural. Evoluția acestor soluri a fost

știnjenită de aporturile recente ce au continuat să fie aduse pe văile secundare în timp ce la sud de valea principală acest proces n-a mai avut loc. Aceste soluri pot fi socotite ca soluri aluvio-proluviale cu profil de tipul A – A/D – D cu un orizont B slab schițat și slab podzolite, denumirea de brun reflectând mai mult condițiile bioclimatice.

Pe dealurile înalte premontane din nordul Ciucului inferior, au fost întâlnite solurile rendzinice îmbrunite, slab levigate, formate pe calcare, cu profil scurt, argiloase și nediferențiate textural, trecerea la rocă făcindu-se aproape brusc. Orizontul cu humus este mai deschis la culoare decât la rendzine, iar în profil nu se întâlnesc fragmente calcaroase.

În Ciucul mijlociu și inferior pe conurile de dejecție Frumoasa, Păuleni și Bancu, constituite din pietrișuri calcaroase și grezoase cu ciment calcaros, s-au format solurile de tipul branciog, tinere, fără orizont B. Sub orizontul cu humus care poate atinge cel mult 40 cm, se întâlnește un suborizont de tranziție mai deschis la culoare cu schelet grezos și calcaros. Uneori trecerea la pietriș se face brusc. În partea inferioară a conului Păuleni la nord de Toplița Ciuc unde s-a executat un profil de 2,5 m, pietrișul calcaros prezintă o grosime de 1 m, sub acest orizont întâlnindu-se un material nisipo-lutos pînă la lut ușor, galben, cu vine de CaCO_3 pungi și benzi de nisip mediu și grosier.

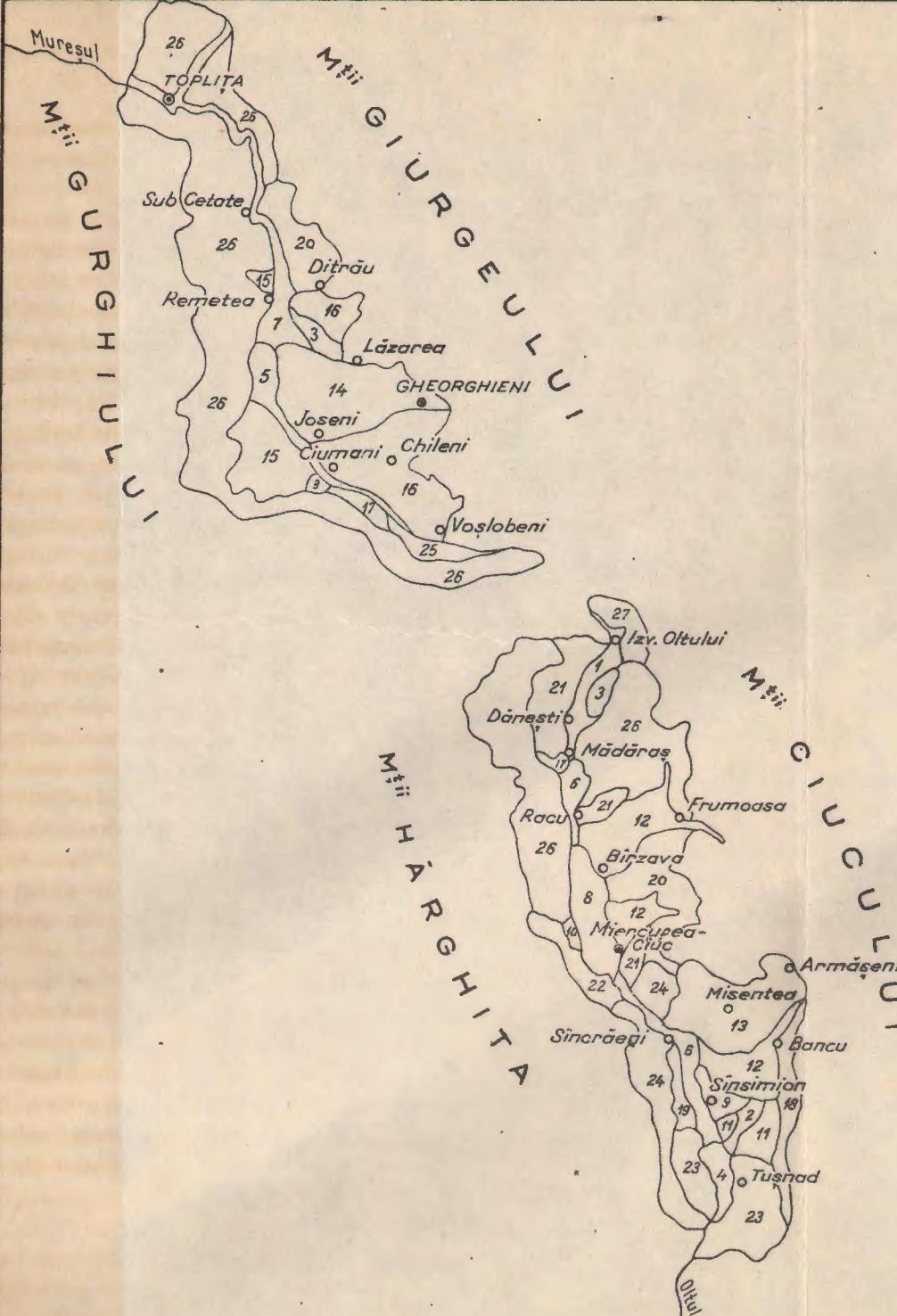
La vest de Miercurea Ciuc, pe terasa din dreapta Oltului, au fost întâlnite solurile humico-pseudogleice îmbrunite, iar la est de Sînsimion, Cetățuia și nord de Cozmeni, solurile humico-pseudogleice, unele podzolite, situate de asemenea pe terase. Aceste soluri cu un profil de textură fină și închise la culoare sunt în prezent drenate și pseudogleizate, astfel că nu pot fi considerate ca soluri humico-semigleice. Evoluția lor, însă, este legată de solurile humicogleice și humico-semigleice care se întâlnesc în imediata apropiere în lunca Oltului. În sprijinul acestei evoluții stă și gleizarea relictă de la baza acestor profile. În cazul solurilor îmbrunite, partea superioară capătă caracter de sol brun. Cele podzolite se deschid la culoare în partea superioară, profilul este diferențiat textural, în rest prezentând morfologia profilului nepodzolit.

Solurile celor două șesuri aluviale (ale Mureșului și Oltului) prezintă o trăsătură comună în ce privește regimul hidric, fiind soluri hidromorfe cu pînza de apă freatică foarte aproape de suprafață. Unele suprafete sunt temporar înmlăștinate. Înmlăștinarea temporară și nivelul ridicat al apei freaticice se datorează faptului că cele două rîuri ce curg liniștit aproximativ la nivelul luncilor, nu pot drena rapid excesul de apă survenit în timpul precipitațiilor mai abundente. Ca urmare, aceste soluri sunt în majoritate ocupate de finețe. În general solurile de luncă, din cele două depresiuni

sînt lipsite de carbonați, excepție făcînd o parte din solurile gleice situate în Ciucul inferior, carbonatate de apele dure ce se scurg din zona Filișului intern.

În lunca Mureșului au fost întîlnite solurile dernogleice și humicosemigleice, solurile de semimlaștină și solurile brune aluviale semigleice. Ultimele au fost întîlnite la contactul conului Ditrău—Lăzarea cu lunca și la nord de Remetea pe suprafețele mai drenate din aceeași luncă. Profilul de sol asemănător cu tipul automorf, prezintă la bază un orizont de glei ca urmare a influenței apei freaticice ce se află la 1,5—2 m. Ca și solurile brune semigleice, solurile humico-semigleice ocupă suprafețele mai drenate cu apa freatică la cca 1,5 m, la nord-vest de Lăzarea și sud de Ciumani. Sînt soluri bogate în humus și cu un orizont de glei manifestat puternic. Solurile dernogleice cu apa freatică mai sus de 1 m, prezintă în general un profil de tipul AGt — A/G — Gro — Gr, suborizontul de tranziție putînd lipsi, mai ales în cazul solurilor de semimlaștină. Față de lunca Mureșului lunca Oltului, prezintă o complexitate mai mare în ce privește învelișul de sol iar solurile humicologice sînt mai răspîndite. În afară de aceste soluri o mare suprafață din lunca Oltului, între gara Ciceu și Jigodin (Ciucul mijlociu) este acoperită de solurile turboase, depozitul de turbă avînd o grosime de 1 — 3, 2 m (5). În partea superioară a acestui depozit s-a format un strat de sol de pînă la 30 cm, negricios, cu structura neprecizată, afinat, poros, textural lut ușor, în care aportul aluvial, mineral, s-a amestecat cu materialul organic. Depozitul este eutrof fiind alcătuit din radicele de Cyperacee cu multe ferigi în partea superioară și fără *Sphagnum* (5). La contactul luncii cu piemontul și conurile de dejecție, solurile turboase trec în soluri turbogleice și humicogleice, dar aceste tranziții nu au putut fi prinse la scara mică la care s-a făcut reprezentarea solurilor din aceste depresiuni.

Lucrarea de față reprezentată la scara 1 :500 000 a fost efectuată în scopul întocmirii hărții de soluri a țării noastre la scara 1 :1 000 000 și va constitui un ghid în cartările viitoare la scări mai mari din aceste depresiuni. Deși scara mică de lucru nu a permis o tratare mai detaliată a solurilor și aspectelor de ordinpedoagroameliorativ, considerăm totuși că scopul a fost atins prin întocmirea unei prime hărți de soluri la scară mică, ca o primă etapă, în care se reflectă condițiile bioclimatice și geologico-morfologice din aceste depresiuni.



AL.CUCUTĂ
HARTA SOLURIILOR
DEPRESIUNILE GHEORGHIENI ȘI CIUC

0 5 10 15 Km

Legendă

1	Soluri aluviale, gleice și semigleice.
2	" " " slab carbonatice.
3	" " " humico semigleice.
4	" " " dernogleice slab carbonatice
5	" " " și soluri de semi-măslină
6	" " " și humicogleice
7	" " " și brune aluviale semigleice
8	" turboase de luncă
9	" humico pseudogleice
10	" " " imbrunite
11	" " " podzolite
12	Branicioare
13	Rendzine și rendzine slab levigate (uneori imbrunite).
14	Soluri schelete și brune tinere podzolite, pe proluvii cristaline.
15	" brune podzolite, schelete, pe proluvii andezitice.
16	" " " pseudogleizate pe proluvii cristaline.
17	" " " pe argile cu proluvii andezitice.
18	" " " cu profil scurt, pe calcare.
19	" " " de cerasă, pe nisipuri.
20	" gălbui, podzolite, pseudogleizate, pe argile.
21	" " " " " cu proluvii andezitice.
22	" podzolice pe proluvii andezitice.
23	" podzolice slab diferențiate textural, slab pseudogleizate pe nisipuri.
24	" pseudogleizate, slab schelete, pe argile cu proluvii andezitice.
25	" amfigleice, pe argile.
26	" pseudogleiza pe argile cu proluvii andezitice.
27	" " " pe luturi grele cu proluvii cristaline.

Soluri hidromorfe și auto-hidromorfe.

Soluri litomorfe.

Soluri automorfe, silvestre.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. FLOREA N. Lista sistematică a solurilor din R. P. R. *Studii și cercetări. Biologie și Șt. agricole* nr. 1 – 2, Tom IX. Timișoara 1962.
2. CERNESCU N., ȘERBĂNESCU I., TUFESCU V., STOENESCU ST. Condițiile naturale și solurile R. P. R. *Cercetări de pedologie, Acad. R. P. R.* București 1961.
3. COTET P. Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor. *Probl. Geogr.* Vol. III. București 1956.
4. GOTZ A. Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiuului de nord și raporturile formațiunilor cu cele din Masivul Călimanilor. *D. S. Com. Geol.* Vol. XXXIX. București 1955.
5. POP E. Vîrsta turbei noastre eutrofe în comparație cu a celei oligotrofe. *D. S. Com. Geol.* Vol. XXXIX. București 1955.
6. TREIBER I. Cercetări geologice în Mării Călimani și Hărghita *D. S. Com. Geol.* vol. XL. București 1956.
7. * * * Geografia fizică a R. P. R. *Litografia învățământului*. București 1955.
8. * * * Monografia geografică a R. P. R. București 1960.
9. * * * Man. Ing. de Mine. Vol. I, Ed. Tehnică. București 1951.

ПОЧВОВЕДЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПАДИН ГЕОРГИЕНЬ И ЧУК

А. КУКУТЭ

(Краткое содержание)

В данной работе излагаются, вкратце, природные условия двух впадин вулканической плотины, Георгиенъ и Чук расположенных между вулканическим хребтом Гургиу-Харгита, на западе и хребет Джурджеу-Чук на востоке, и морфологическое описание исследованных почв. В условиях включающегося климата по Кэппену, в климатическую провинцию Dfk' с показателем годичной засушливости около 38, и в условиях природной растительности подобной горной, в этих условиях образовался зональный тип подзолевой почвы, кислый и сильно безоснованный, сильно и очень сильно структурально дифференцированный. В составленных для этих впадин условных знаках, отражается влияние почвогенетических факторов, выделяясь пойменные, террасовые, холмовые и предгорные почвы (по рельефу), почвы образованные на песках, глинах, кварцитовых пролювиях, андезитовых и известковых отложениях (по природе и текстуре материнского материала) гидроморфные и псевдооглеенные почвы (по водоносному режиму и их природе). Из исследованных почв, подзолистые и псевдооглеенные занимают большую часть данной площади прослеживая очертания впадин, в особенности в северной и западной их частей, связываясь постепенно с горными поч-

вами. В группе лесных бурых почв были исследованы бурые и буро-желтые подзолистые почвы, метко дифференцированные текстурально, менее псевдооглеенные чем подзолистые, а интенсивность подзолистости будучи от слабой до средней. В общем подзолистый горизонт слабо дифференцирован. На известняках предгорных холмов были выделенырендзиновые почвы, а на конусах выноса с известковыми гальками, почвы типа „бранчот”.

В поймах главных течений рек (Муреш и Ольт) были исследованы следующие гидроморфные почвы: дерно-глеевые и гумусоглеевые гумусо-полуглеевые и полу-болотные почвы. На более дренированных площадях этих пойм встречаются бурые аллювиальные полу-глеевые почвы, а во впадине Чук торфяные пойменные, эвтрофные почвы, эти отложения будучи составлены из корешков *Cyperaceae* и папоротников без *Sphagnum*.

К работе прилагается почвенная карта в масштаве 1:500 000.

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LES DÉPRESSIONS DE GHEORGHIEI ET DE CIUC

PAR

A. CUCUTĂ

(Résumé)

L'auteur expose sommairement les conditions naturelles existant dans les deux dépressions de barrage volcanique, Gheorghieni et Ciuc, situées entre la chaîne volcanique Gurghiu-Harghita à l'Ouest et la chaîne Giurgeu — Ciuc à l'Est ; suit la description morphologique des sols étudiés. Dans les conditions d'un climat qui d'après KOPPEN appartient à la province climatique Dfk', avec un indice d'aridité annuel d'environ 38, et dans les conditions d'une végétation naturelle pareille à celle de montagne, s'est formé comme type zonal, le sol podzolique, acide et fortement débasifié avec une intense et très intense différenciation texturale. Dans la légende des sols, rédigée pour ces dépressions, se reflète l'influence des facteurs pédogénétiques, et l'on distingue des sols de plaine alluviale, de terrasse, de collines et de piémonts (selon le relief), des sols formés sur les sables, les argiles, des proluvions quartzitiques, andésitiques calcaires (selon la nature et la texture du matériel originel) des sols hydromorphes et des sols pseudogleysés (selon le régime hydrique et la nature de ce dernier). Des

sols étudiés, ceux podzoliques pseudogleysés occupent l'aire la plus étendue suivant le contour des dépressions, surtout au Nord et à l'Ouest de ces dernières, faisant la transition vers les sols de montagne. Du groupe des sols sylvestres bruns, on a étudié les sols bruns et les sols brun-jaunâtre podzolisés avec une composition texturale bien différenciée, moins pseudogleysés que les sols podzoliques, la podzolisation étant faible jusqu'à moyenne. En général, l'horizon podzolique n'est pas bien différencié. Sur les calcaires des collines prémontanes on a distingué des sols rendziniques, et sur les cônes de déjection avec des graviers calcaires, se développent des sols de type „branciog”

Dans les plaines alluviales du Mureş et de l'Olt ont été étudiés les sols hydromorphes suivants : sols à dernogley, et humiques à gley, sols humiques à semigley et sols semi-marécageux. Sur les surfaces plus drainées de ces plaines alluviales on rencontre des sols bruns alluviaux à semigley et dans la dépression de Ciuc, des sols tourbeux de plaine alluviale, eutrophes, le dépôt étant constitué par les racines des Cyperacées et des fougères sans *Sphagnum*.

L'étude est accompagnée d'une carte des sols à l'échelle 1 :500 000-e.

HARTA SOLURILOR CÎMPIEI TISEI ȘI PIEMONTRILOR DIN VESTUL R.P.R.¹⁾

DE

N. FLOREA, H. ASVADUROV, G. CHITU, ANA CONEA, I. MUNTEANU, M. OPRIŞ,
C. TUTUNEA, C. VOLOVICI, G. OANCEA, N. IONESCU, MARCELA NEACŞU, M. PEAHĂ,
G. SOROCINSCHI, FILARETA TUTUNEA

În comunicarea de față se face o sumară prezentare a hărții solurilor cîmpiei și piemonturilor din vestul țării la scara 1 :500 000 întocmită pe baza cercetărilor de teren efectuate de pedologii Comitetului Geologic în anii 1958 — 1962. Această hartă, într-o formă generalizată, a fost deja inclusă în harta solurilor țării la scara 1 :1 000 000, ce urmează a fi tipărită cu prilejul celui de al VIII-lea Congres Internațional de Știință Solului.

Cartări pedologice în partea de vest a țării au fost efectuate după 1950 de pedologii de la Baza de Cercetări științifice a Academiei R. P. R. Timișoara, de la diversele unități de specialitate ale Ministerului Agriculturii, iar după 1956 și de pedologii de la Comitetul Geologic. Hărți pedologice de sinteză au publicat, însă, numai C. V. OPREA și colaboratorii (1957) I. CRISAN și M. PREDA (1960) și I. CRISAN, D. TEACI și P. STĂNESCU (1962); la întocmirea ultimei hărți au fost folosite și unele cartări ale Comitetului Geologic. Aceste hărți nu redau, în general, învelișul de sol al teritoriilor cu altă folosință decit cea agricolă. Completarea acestor goluri s-a realizat prin lucrarea de față care a urmărit totodată și precizarea unor probleme de geneza, reapartitia, clasificarea și nomenclatura solurilor din vestul țării și a paralelizării lor cu solurile din celealte regiuni, probleme ridicate la Consfătuirea pedologilor pe țară de la Timișoara (1961).

Teritoriul la care se referă harta, cu altitudini absolute între aprox. 80 și 350 m, aparține depresiunii Panonice care prezintă un climat temperat variat, relativ uscat și mai continental în centru, și din ce în ce mai umed și cu un continentalism atenuat spre marginea depresiunii; în partea nordică a cîmpiei se resimte influența climatului atlantic mai umed, iar

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 mai 1963.

în cea sudică influență climatului mediteranean. Media temperaturilor anuale variază între 8 — 11°C, iar precipitațiile medii între 550 — 800 mm. Cea mai umedă climă se constată în partea nordică și în intrîndurile cîmpiei în zona munțoasă vecină. În hartă este cuprinsă de asemenea și rama înaltă a cîmpiei, constituită din cîmpia înaltă și dealurile piemontane.

Condițiile variate de climă determină o variație corespunzătoare în succesiunea solurilor zonale, de la cernoziomuri la soluri podzolice. Solurile zonale automorfe au însă o răspîndire relativ redusă, datorită puternicei influențe în geneza solului, pe suprafețe foarte mari, a factorilor geomorfologici, hidrogeologici și litologici, care determină o largă răspîndire a solurilor intrazonale; aceasta reprezintă una din trăsăturile caracteristice ale învelișului de sol al acestui teritoriu. Zonele de soluri au o direcție aproape meridiană, determinată de orientarea generală a reliefului muntos care mărginește depresiunea la est. Zonalitatea solurilor, desfășurată orizontal și vertical se reflectă și în distribuția solurilor intrazonale, fapt confirmat de răspîndirea sărăturilor, lăcovîștilor etc., în zona de stepă și silvostepă și a solurilor gleice, pseudogleice etc. în zona de pădure.

În cele ce urmează facem o scurtă prezentare a repartiției geografice a principalelor soluri specificate în legenda hărții.

Cernoziomurile automorfe care pe hărțile anterioare ocupă suprafețe relativ mari (datorită în primul rînd faptului că includ și cernoziomurile freatic umede), apar pe suprafețe foarte restrînse, localizate în partea inferioară drenată a cîmpiei piemontane Vinga și în cîmpia drenată Pecica—Semlac (la vest de Arad). Sunt formate pe depozite loessoide mai fine, în condiții de relief plan cu crovuri și padini (care amintesc unele părți ale Bărăganului), cu apă freatică adîncă (peste 6 m). Clima se caracterizează prin temperaturi medii anuale de 10 — 11°C și prin precipitații între 550 — 580 mm.

Profilul lor este asemănător cernoziomurilor ciocolatii și ciocolatii cu levigare incipientă din Cîmpia Română. Cernoziomuri carbonatice automorfe nu au fost întîlnite în această parte a țării.

Prezența cernoziomurilor automorfe în cîmpia din vestul țării constituie o dovedă a existenței în această regiune a condițiilor bioclimatice de stepă, puse la îndoială de unii autori.

Cernoziomurile hidroautomorfe (cernoziomuri freatic umede și soluri cernoziomice freatic umede) au în schimb o răspîndire mult mai mare decît cernoziomurile automorfe, în cîmpia joasă de la sud și nord de Mureș. Sunt formate, predominant, pe depozite loessoide, pe un relief slab drenat, cu

apa freatică la mică adâncime (2,5 — 5 m). În general, predomină cernoziomurile cu carbonați de la suprafață. Interfluviul Mureș—Bega se remarcă prin neta predominare a solurilor cernoziomice freatic umede.

Cernoziomurile levigate automorfe ocupă suprafețe apreciabile în cîmpia Carei—Oradea, în cîmpia de la sud de Oradea, în cîmpia Mureșului (la nord-est de Arad) și în cîmpia piemontană Vinga; pe o suprafață restrînsă apar în apropiere de Deta pe cîmpia piemontană Sipet—Birda. Materialul parental este variat, de la depozite nisipoase la luturi argiloase. În ceea ce privește condițiile climatice la sud de Crișuri, temperatura medie anuală este de 10,5 — 11°C, iar precipitațiile sub 600 mm; în partea nordică a zonei temperatura medie anuală este de 9 — 10 °C, iar precipitațiile, cu o repartiție mai uniformă în cursul anului, depășesc 600 mm.

C. V. OPREA și alții pedologi de la Timișoara consideră că toate cernoziomurile levigate din vestul țării ar reprezenta un facies deosebit denumind aceste soluri, cernoziomuri levigate brune. I. CRÎSAN este de părere că în partea de vest a țării trebuie să fie separate...”trei unități taxonomice distincte “în cadrul cernoziomurilor levigate : 1. cernoziomurile levigate din cîmpia Careiului...“care se caracterizează printr-un conținut de 1 — 3,5 % humus, cu o spălare a carbonaților destul de diferită, evoluată pe materiale loessoide nisipoase, cu o levigare slabă a argilei și fără orizont B iluvial propriu-zis, fiind numai un orizont de levigare a carbonaților, după care urmează un orizont C uneori slab schițat”; 2. cernoziomurile levigate din cîmpia Oradiei pentru care I. CRÎSAN nu dă caracteristicile specifice; 3. cernoziomurile levigate brune din cîmpia Vingă care... „, prezintă un conținut mai ridicat de humus decît cernoziomurile levigate, amintite anterior, cu o levigare medie a carbonaților cu o slabă degradare texturală pe profil și un colorit brun slab roșcat chiar în orizontul A.“

Cercetările noastre, confirmînd părerile majorității participanților la Consfătuirea de pedologie pe țară de la Timișoara, au dus la concluzia că cernoziomurile levigate (ca de altfel și cernoziomurile) de la sud de Crișul Alb aparțin aceluiași facies bioclimatic (danubian) ca și cernoziomurile levigate din Oltenia și Muntenia, și ca atare acestea nu pot fi denumite cernoziomuri levigate brune. În schimb cernoziomurile levigate de la nord de Crișul Alb, aşa cum pe bună dreptate a arătat I. CRÎSAN, au o serie de trăsături specifice care justifică separarea lor ca un facies bioclimatic aparte; pentru aceste soluri s-ar putea utiliza denumirea de cernoziomuri levigate brune sau brunii. Această denumire este justificată atât de nuanța coloritului cît și de poziția lor pedogeografică.

Pe hartă cernoziomurile levigate au fost împărțite după stadiul de evoluție (reflectat în adâncimea de spălare a carbonaților și dezvoltarea orizontului B) în slab, mediu, puternic și foarte puternic levigate. În partea sudică predominantă cernoziomurile (danubiene) levigate slab și mediu, iar în partea nordică cernoziomurile levigate brunii, cu levigare medie pînă la foarte puternică. În cîmpia Careilor au fost delimitate, în general sub vegetația naturală (pădure), și cernoziomuri levigate podzolite. Au mai fost de asemenea, separate în funcție de rocă cernoziomuri levigate cu pietriș la mică adâncime, care apar pe suprafețe foarte mici, pe cîteva conuri proulviale ale Crișului Repede în cîmpia Oradiei și cernoziomuri levigate pe depozite nisipoase, răspîndite în cîmpia de la nord de Mureș de-a lungul unui vechi curs al acestuia. În funcție de mezo- și microrelief au fost separate cernoziomuri levigate de depresiune (crovuri, padine și văi puțin adînci); care apar mai ales în cîmpia Pecica—Semlac (la vest de Arad) și cernoziomuri levigate podzolite și pseudogleizate, frecvente în cîmpia piemontană Vinga și, mai rar, pe cîmpia de la sud de Oradea (Sînnicolaul Romîn, Berrechiu, Pusta. Macea).

Cernoziomurile levigate hidroautomorfe (cernoziomuri levigate freatic umede și soluri cernoziomice levigate freatic umede) sunt mult mai răspîndite în vestul țării decît cernoziomurile levigate automorfe, în unele sectoare fiind solurile predominante. Aceste soluri nu au fost separate și nu apar pe hărțile publicate de pedologii de la Timișoara.

În împărțirea acestor soluri s-a pus accentul pe regimul hidric și hidrosalin. Pe depozite mijlocii și grele au fost separate : cernoziomuri levigate freatic umede, mult răspîndite în cîmpia Careilor, în nord-vestul cîmpiei Crișurilor, în cîmpia dintre Crișul Alb și Mureș ; soluri cernoziomice levigate freatic umede, întîlnite mai ales în valea Ierului, în cîmpia Crișurilor și în cîmpia joasă Bega—Bîrzava ; soluri cernoziomice levigate freatic umede solonețizate, cu mare răspîndire în cîmpia joasă Bega—Bîrzava și în cîmpia Crișurilor (în jurul Saloniei). Au fost separate, de asemenea, cernoziomuri levigate nisipoase cu apă freatică la mică adâncime ce se întîlnesc pe suprafețe destul de întinse în regiunea Macea—Curtici, pe o fîșie îngustă pe linia Periam—Pesac—Lovrin—Teremia de-a lungul pîrîului Galațca (probabil un vechi curs al Mureșului), precum și la sud de Timișoara. Datorită variației reliefului, modelat eolian, în sectoarele Macea—Curtici și Periam—Teremia, cernoziomurile levigate depe dune cu apă freatică la mică adâncime, se asociază cu soluri cernoziomice freatic umede —în interdune ; local pe dunele mai înalte apar și soluri erodate eolian și chiar regosoluri (Comloșul Mare—Vizejdia).

Solurile silvestre brune-roșcate apar pe harta alăturată pe suprafețe relativ mici numai în cîmpia piemontană Vinga, în zona de trecere spre piemontul Lipovei, la nord-est de Timișoara. Extinderea lor, foarte mare pe primele hărți, s-a redus treptat pe măsura dezvoltării cercetărilor pedologice referitoare la partea de vest a țării.

Deși condițiile climatice (M. POPOVĂȚ, 1961), mai ales în partea de sud a regiunii ar favoriza formarea acestor soluri, condițiile geomorfologice hidrogeologice și litologice existente aci, modifică în așa măsură regimul hidrotermic al solului încit în locul solului brun-roșcat se dezvoltă pe mari suprafețe soluri de alt tip ; soluri silvestre negre și negre-brune slab humifere extrem argiloase (smolnițe), lăcoviști, soluri cernoziomice levigate de fineață, soluri pseudogleice podzolite etc. Din acest punct de vedere această parte a cîmpiei se aseamănă cu cîmpia de la sud și sud-vest de Pitești.

Remarcăm că și solurile brune-roșcate separate pe această hartă, sunt formate pe depozite roșcate (probabil un vechi sol) ; de aceea se pune întrebarea dacă coloritul roșcat al acestor soluri este o consecință a procesului pedogenetic actual sau constituie un caracter relict, imprimat de materialul parental. Rămîne ca cercetările următoare să lămurească această problemă.

În continuarea arealului cu sol silvestru brun-roșcat au fost separate soluri silvestre brune pe depozite roșcate, care spre deosebire de primele nu prezintă orizont de acumulare a carbonaților pînă la 2 m adîncime.

Solurile silvestre brune sunt răspîndite în special pe relieful mai înalt și mai fragmentat al treptelor piemontane ; numai în partea nordică a regiunii cu climat mai umed, ele coboară în cîmpia joasă a Someșului, ca și pe cîmpia Sălacea. Depozitele de solificare sunt destul de variate, predominând însă cele fine. Clima se caracterizează prin temperaturi medii anuale de 8 — 10°C și 650 — 750 mm precipitații anual. Vegetația este reprezentată în general prin păduri de cer și gîrniță cu excepția părții nordice unde caracteristică este pădurea de stejar. Dintre solurile brune cea mai mare răspîndire o au solurile brune podzolite, care au fost separate pe hartă, acolo unde a fost posibil, după stadiul de podzolire, în slab mediu și puternic podzolite.

Solurile silvestre brune tipice au o răspîndire redusă fiind localizate pe versanții cu înclinare mai accentuată sau pe depozite argiloase. Adeseori solurile silvestre brune podzolite și mai rar solurile silvestre brune sunt pseudogleizate, mai mult sau mai puțin intens ; aceste variante au fost delimitate și separate pe hartă. Ca un termen de tranziție spre cernoziomurile levigate au fost separate soluri silvestre brune închise, care apar la contactul între cele două zone, în cîmpia finală (cîmpia Vinga, cîmpia Ora-

diei) și la vest de Leș, Bicaciu, Gepiu. Aceste soluri s-au format mai ales pe depozite argiloase.

Ca genuri aparte au fost separate soluri silvestre brune (tipice sau podzolite) cu suborizont B de culoare închisă, de obicei pseudogleizate, și soluri silvestre brune cu orizont cu carbonați reziduali. Primele, evolute din smolnițe (?) sunt localizate pe cîmpii piemontane înalte și terase acoperite cu depozite fine probabil de origine lacustră (cîmpia piemontană de la sud de Oradea, terasele de pe stînga Timișului etc.); ultimele formate pe argile marnoase apar pe suprafețe restrînse în dealurile piemontane ale Bihorului.

Au fost întîlnite de asemenea pe suprafețe restrînse în partea joasă a cîmpiilor piemontane, pe terase slab drenate, cîmpii de divagare lunci vechi etc. și soluri silvestre brune freatic umede : închise, tipice, podzolite și, ca gen aparte, pe depozite nisipoase.

Solurile silvestre brune-gălbui podzolite sunt răspîndite în cîmpia Someșului în sectorul limitrof unui curs vechi și părăsit al Someșului. Sunt soluri slab diferențiate textural formate pe depozite lutoase așezate, în general, pe alternanțe lutoase și nisipoase. Conținutul relativ scăzut în argilă și permeabilitatea mai bună a acestor soluri (față de solurile podzolice) explică absența sau manifestarea slabă a pseudogleizării, lipsa orizontului podzolic și debazificarea pronunțată.

În sectoarele din cîmpia Someșului cu apă freatică la 2 — 3 m adîncime au fost delimitate soluri silvestre brune-gălbui freatic umede. Aceste soluri sunt, frecvent, ușor pseudogleizate, deosebindu-se prin aceasta de solurile dernoamfigleice, care au pseudogleizarea accentuată de la suprafață

Soluri silvestre podzolice cu orizont B argilo-iluvial ocupă suprafețe mai mari în cîmpiile Someșului și Crasnei, piemonturile Tinca și Codru, depresiunea Beiușului, depresiunea Zarandului și piemontul Lipovei. Formarea lor este legată de suprafețe plane puțin inclinate și mai slab fragmentate (trepte piemontane, terase etc.) din partea umedă a regiunii cercetate (temperatura medie anuală 9 — 10°C și precipitații 680 — 800 mm). Sunt formate pe depozite cu textură variată, predominant fine, sărace sau lipsite de carbonați.

Au fost deosebite două faciesuri : soluri silvestre podzolice și soluri silvestre podzolice gălbui, ultimele fiind dezvoltate în condițiile unui facies bioclimatic atlantic (în cîmpia Someșului și depresiunea Zarandului).

Atât solurile silvestre podzolice cât și solurile silvestre podzolice gălbui au fost împărtite în funcție de influența apei stagnante din precipitații (pseudogleizare), cât și a apei freatici ; solurile silvestre podzolice

gălbui freatic umede din cîmpia Someșului prezintă adesea în profunzime suborizonturi gleizate cu săruri solubile în cantități mici.

În cîmpia Crasnei, local, și în cîmpia Someșului, pe depozite cu alternanțe texturale și cu apă freatică în jur de 2 m, se întîlnesc soluri podzolice amfigleice, care prezintă spre baza orizontului iluvial subzonturi evident gleizate, frecvent cu rare concrețiuni de CO_3Ca ; uneori orizontul B'g este mai compact și mai închis la culoare. Este foarte probabil că o parte din aceste soluri au avut o evoluție apropiată solodiiilor.

Soluri silvestre negre, slab humifere, argiloase (slotoase) denumite de pedologii de la Timișoara în ultimele lucrări smolnițe (după pedologii iugoslavi și bulgari) apar în partea de sud-vest a Banatului în cadrul cîmpiei piemontane, aflîndu-se în continuarea directă a smolnițelor din R.S.F.J.; apar de asemenea pe cîmpia piemontană de la est la Salonta. Sînt soluri de culoare negricioasă sau cenușiu închisă pe mare grosime, compacte, de obicei pseudogleizate, de regulă fără diferențiere texturală apreciabilă. Sînt formate în condițiile bioclimatice ale pădurilor de Quercine cu temperaturi medii anuale între $9,5^{\circ}$ — 11°C și cu precipitații anuale între 600—800 mm; rocile de solificare sunt constituite din argile și luturi argiloase.

Pozitia geografică și caracterele morfologice ale acestor soluri ar indica evoluția lor din lăcoviști sau soluri humicogleice. Se pare însă că unele din aceste soluri au evoluat o perioadă destul de îndelungată în condiții de înțelenire mai mult sau mai puțin umedă.

Datorită condițiilor hidrogeologice, geomorfologice și litologice *solutile hidromorfice* (lăcoviști, soluri gleice și pseudogleice) au o răspîndire deosebit de mare în cîmpia din vestul țării, întrerupînd, uneori pe întinderi considerabile continuitatea suprafețelor ocupate de solurile zonale, automorfe și hidroautomorfe. Ca și solurile automorfe, aceste soluri se zonează corespunzător condițiilor bioclimatice: lăcoviști în stepă și silvostepă și soluri gleice și pseudogleice în zona de pădure.

Lăcoviștile ocupă părțile cele mai cobeîte ale cîmpiei cu altitudini absolute în general între 80 și 100—110 m, slab drenate sau nedrenate, cu pînza de apă freatică la adîncimi mai mici de 2 m: suprafețele mai vechi și joase din cîmpii de divagare și lunci, depresiuni lacustre și fluvio-lacustre, iar la sud de Bega, vechea cîmpie mlăștinoasă (drenată artificial în prezent) rămasă în fața evantaiului de împrăștiere al Begăi, Timișului și Bîrzavei. Depozitele pe care s-au format aceste soluri, datorită originii lor lacustre și fluvio-lacustre, sunt în majoritate fine sau foarte fine (luturi argiloase, argile și argile grele).

În ceea ce privește răspândirea, urmărind harta de la nord la sud observăm că lăcoviștile apar, pe mari suprafețe în lunca Erului, în partea de vest a cîmpiei de divagare a Crișurilor, local pe cîmpia dintre Crișul Alb și Mureș, apar din nou pe suprafețe mari, în lunca Mureșului și pe cîmpia Mureș—Bega, pentru ca între Bega și Bîrzava să capete extensiunea maximă (cea mai mare unitate de lăcoviști din țara noastră ce se continuă și în R.S.F. Jugoslavia).

Pe harta și în legendă împărțirea lăcoviștilor s-a făcut în funcție de stepizare, solonețizare, solodizare și drenaj artificial; s-au separat de asemenea lăcoviștile tinere, insuficient evolute, din lunci și cîmpii de divagare. Un caracter general al lăcoviștilor din această regiune este absența carbonațiilor în orizonturile superioare. Astfel în zona de antestepă mare parte din lăcoviști sunt levigate cu orizont GB bine diferențiat, (în special semilăcoviștile); carbonați nu se întâlnesc în partea superioară a orizontului A, cu unele excepții, nici în lăcoviștile din zona de stepă, fie datorită faptului că provin din soluri de mlaștină necarbonatice, fie că depozitele au avut inițial un conținut redus de carbonați.

Un caz particular îl constituie solurile denumite de C. V. OPREA „lăcoviști asfaltoide”. Aceste soluri, proprii părților joase ale cîmpiei vestice acoperite odinioară de lacuri și bălti, se individualizează prin argilozitatea extremă a substratului mineral, (din care cauză se desprinde în bulgări cu aspect concoidal sau după fețe oblice de alunecare), printr-un orizont gros cu humus și prin salinizare cu gips în profunzime. Cu toate că denumirea dată de C. V. OPREA nu este cea mai potrivită, aşa cum s-a remarcat la Consfătuirea de pedologie pe țară de la Timișoara, o utilizăm deocamdată ca atare — fiind în prezent cea mai răspîndită — deși se pare că C. V. OPREA include sub această denumire și alte lăcoviști ce nu prezintă caracterele specifice menționate mai sus.

Solurile gleice apar pe suprafețele joase nedrenate sau slab drenate din zona forestieră : cîmpii de divagare, lunci vechi, terase joase nedrenate etc. Întîlnite pe suprafețe relativ mici în partea sudică și centrală a regiunii (lunca Bîrzavei și Timișului, partea estică a cîmpiei de divagare a Crișurilor, treapta inferioară a cîmpiei piemontane de la Beliu și depresiunea Beiușului), aceste soluri sunt mai răspîndite în partea nordică : cîmpia Ecedea și cîmpia de divagare a Someșului.

Depozitele pe care s-au format solurile gleice sunt destul de variate textural : de la luturi nisipoase-luturi pînă la argile. Apa freatică este cuprinsă între 0—1,5(2) m. În general solurile gleice sunt podzolite (excepție pot face cele din lunci). Uneori solurile gleice sunt salinizate în pro-

funzime sau superficial solodizate (de obicei acolo unde și apele freatici sunt slab mineralizate).

Solurile pseudogleice sunt legate de relieful slab înclinat aproape orizontal, fără drenaj extern, acoperit cu depozite grele, foarte puțin permeabile, din zona de pădure a regiunii cercetate: cîmpia piemontană a Crișurilor inclusiv terasele acestora și cîmpia piemontană Sipet-Birda. Solurile pseudogleice au fost separate după gradul de podzolire, în soluri pseudogleice podzolite (de obicei slab și mediu) și soluri podzolice pseudogleice (la care se asociază soluri pseudogleice puternic podzolite), ultimele fiind dominante; primele ocupă suprafețe relativ restrînse și numai în partea vestică a zonei forestiere, la trecerea spre silvostepă. De obicei solurile pseudogleice sunt în continuarea directă a solurilor silvestre negre argiloase, fără a păstra însă întotdeauna coloritul închis al orizontului B.

Menționăm că în multe lucrări ale pedologilor de la Timișoara solurile pseudogleice și o bună parte din solurile gleice au fost considerate ca lăcoviști.

Solurile halomorfe sunt reprezentate în cîmpia de vest prin solonețuri și solodii. Aceste soluri sunt răspîndite, ca și solurile hidromorfe, în părțile joase mai vechi ale cîmpiei, cuprinse în stepă și silvostepă. Apele freatici mineralizate, se găsesc la adîncimi de 1,8—2,5 m.

Solonețurile, în general puternic solodizate, sunt larg răspîndite în cîmpia de divagare a Crișurilor; local mai apar în lunca Erului și cîmpia joasă Bega—Bîrzava. Solodiile se întîlnesc cu totul sporadic în cîmpia de divagare a Crișurilor și lunca Erului.

Remarcăm că începînd cu cîmpia Crișurilor spre nord procesele de solodizare sunt foarte intense; dimpotrivă spre sud, solodizarea solonețurilor este slabă sau lipsește. Acest lucru ar putea fi asociat cu faptul că în nord depozitele aluviale pe care se formează aceste soluri sunt sărace sau lipsite de carbonați, în timp ce în sud, conțin carbonați în cantități relativ ridicate.

Solonețurile se asociază în unele cazuri cu lăcoviști, iar alteori cu soluri cernoziomice freatic umede. În prima asociație solonețurile ocupă părțile mai înalte ale reliefului, în timp ce în a doua asociație se localizează în formele negative.

Solurile de lunca aflate în diferite stadii de evoluție, de gleizare, mlăștinare și salinizare se întîlnesc de-a lungul tuturor rîurilor precum și în sectoare de divagare recentă (mai ales în cîmpia Crișurilor și cîmpia Bega—Bîrzava).

Este de remarcat că în general aluviunile din partea de vest a țării au un conținut redus de carbonați (în aluviunile Crișurilor aceștia lipsesc aproape total).

R e g o s o l u r i l e sunt relativ puțin răspândite în regiunea la care se referă harta noastră. Sunt legate fie de un relief puternic fragmentat cum sunt dealurile Lipovei, dealurile Oradiei și bazinele superioare al Crișului Negru, unde eroziunea prin apă este destul de activă, fie de teritorii cu nisipuri modelate eolian unde este activă deflația. Regosolurile nisipoase ocupă suprafețe destul de mari în cîmpia Nirului la vest de linia Carei—Valea lui Mihai—Silindru; ele sunt localizate pe dune și se asociază cu regosoluri gleizate nisipoase și cu lăcoviști carbonatice nisipoase, ultimele mai ales la vest de Carei.

Profilele pedogeografice alăturate scot în evidență variația învelișului de sol în funcție de relief și apa freatică.

Se observă că în cadrul cîmpiei joase, de divagare, unde nivelul acvifer freatic este în general ridicat, se întîlnesc soluri hidromorfe și hidroautomorfe din grupa lăcoviștilor și a cernoziomurilor sau solurilor cernoziomice (de obicei solonețuri solodizate). Cind ele sunt asociate cu lăcoviști, ocupă suprafețele ceva mai ridicate, iar în associație cu cernoziomuri sau solurile cernoziomice, se găsesc pe terenurile mai cedorîte.

Spre cîmpia piemontană, solurile cernoziomice și cernoziomurile freatic umede sunt levigate în diverse stadii.

Pe cîmpia de divagare Mureș—Bega, în sectorul în care se realizează condițiile de cea mai pronunțată uscăciune din întreaga cîmpie vestică, apar și soluri cernoziomice freatic umede carbonatice.

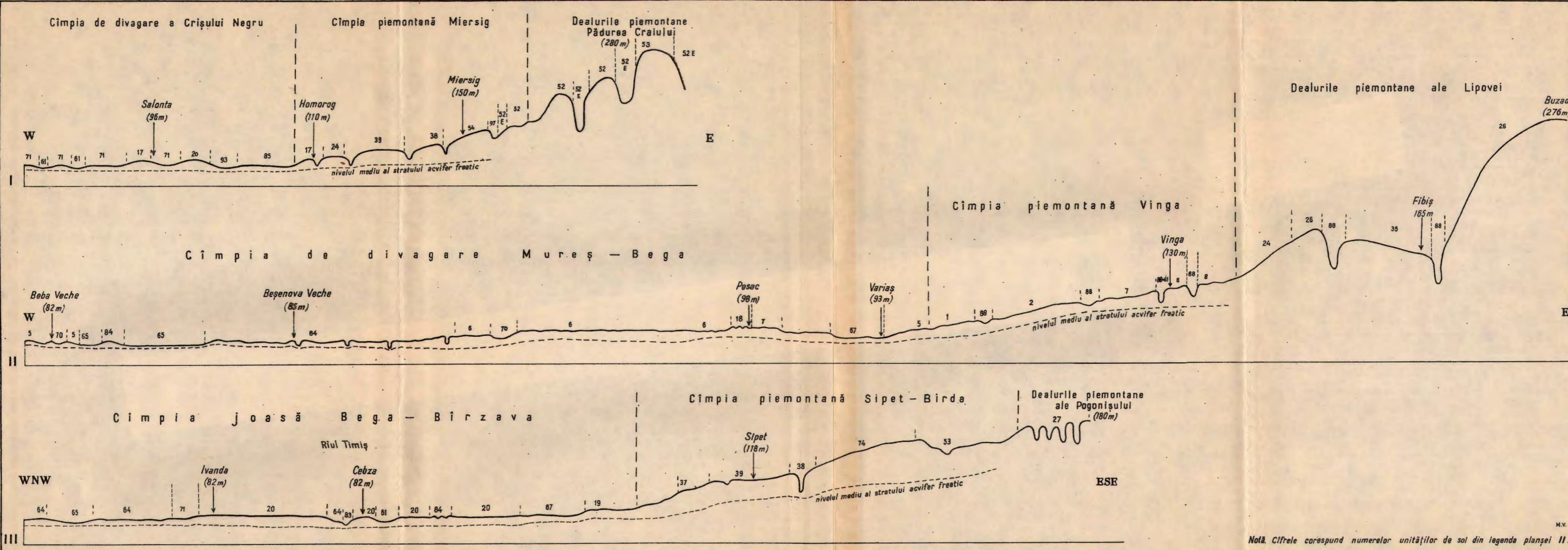
În cadrul cîmpiei piemontane predomină net solurile automorfe și hidroautomorfe; cele hidromorfe se întîlnesc numai pe luncile rîurilor care fragmentează această cîmpie. Dintre solurile automorfe se întîlnesc cernoziomurile și cernoziomurile levigate, în cîmpia piemontană Vinga (prof. II). Pe celelalte profile, în cadrul cîmpiei piemontane se găsesc cernoziomuri levigate, soluri brune cernoziomice, smolnițe, soluri pseudogleice podzolite și soluri podzolice pseudogleice, într-o frumoasă succesiune pe diversele trepte ale acestei cîmpii.

Pe relieful mai ridicat al piemonturilor deluroase se găsesc soluri automorfe din grupa solurilor silvestre brune. Pe suprafețele ferite de eroziune din aceste piemonturi se întîlnesc soluri podzolice, foarte frecvent pseudogleizate.

PROFILE PEDOGEORGAFICE ÎN CÎMPIA ȘI DEALURILE PIEMONTANE DIN PARTEA DE VEST A R.P.R.

N.FLOREA, H.ASVADUROV, C.CHITU, ANA CONEA, I.MUNTEANU, M.OPRIS, C.TUTUNEA, C.VOLOVICI, C.DANCEA, N.IONESCU, MARCELA NEACSU, M.PEAHĂ, C.SOROCINSKY, FILARETA TUTUNEA : Harta solurilor cîmpiei Tisei și piemonturilor din vestul R.P.R.

Pl. I



COMITETUL GEOLOGIC

HARTA SOLURILOR
CÎMPIEI ȘI PIEMONTURILOR DIN VESTUL R.P.R.

Intocmită de:

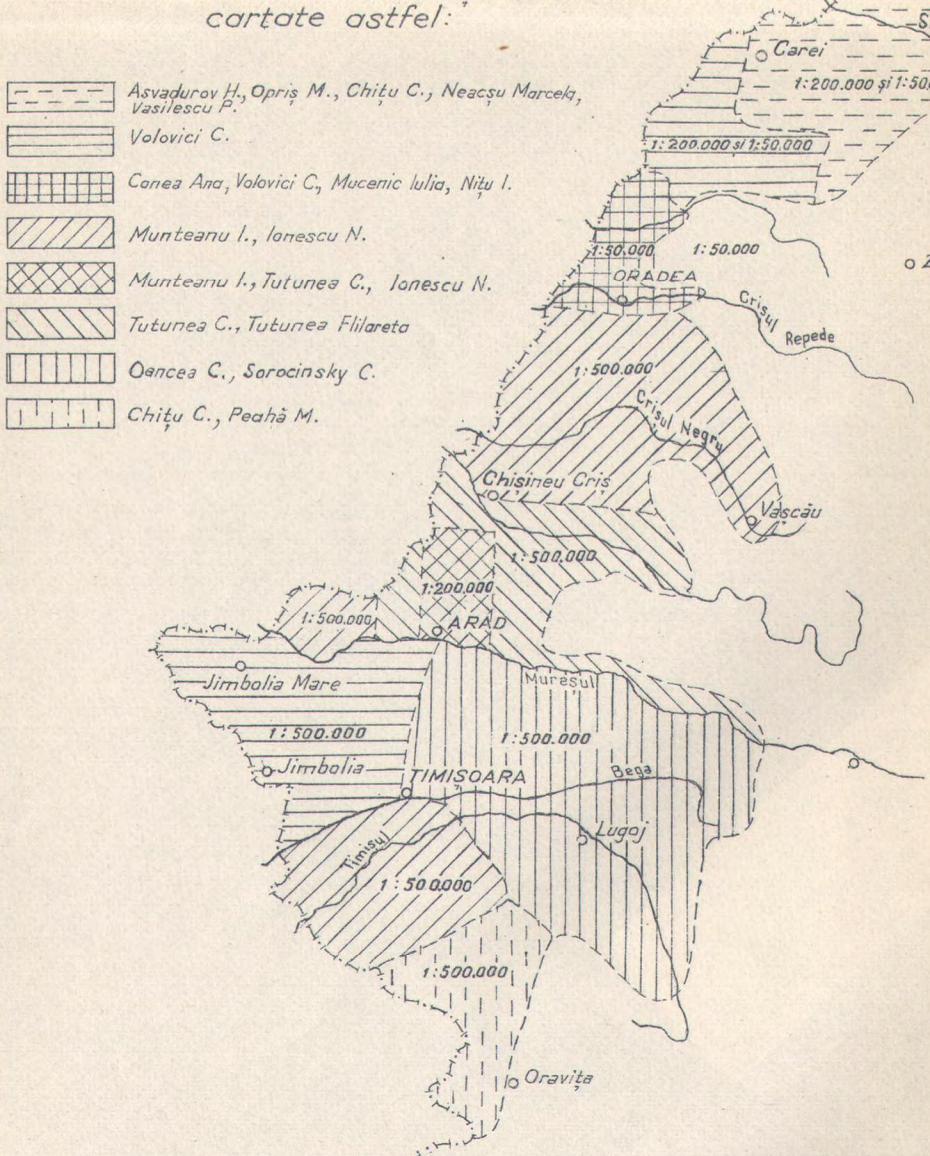
ASVADUROV H., CHITU C., CONEA A., IONESCU N., MUCENIC I., MUNTEANU I., NEACSU M., NITU I., OANCEA C., OPRIŞ M., PEAHÀ M., SOROCINSKY C., TUTUNEASA F., TUTUNEASA C., VASILESCU P., VOLOVICI C.

Coordonator N.FLOREA

Scara 1:500000

—1963—

Diferitele sectoare ale hărții au fost cartate astfel:



I.III.III — profile pedogeografice (vezi planșa I)

Sume: — salinizare în adâncime; ⊗ solonetzare; ⊕ solodizare; E eroziune; ~ alunecări stabilizate

R. S.

J. S.

Bicaz

Comănești

Orești

Nistrul

Satu-Mare

Călinești

Gherla

Aruncuta

Baciu

Sărmașu

Corund

Bozca

Pădurea Craiului

Urvina

Alegd

Păltiniș

Sărata

Făget

Hida

Mărișel

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Horia

Mărișel

Sărata

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpușu Mic

Căpușu Mare

Căpu

BIBLIOGRAFIE

1. ASVADUROV H., OPRIS M., NEACSU MARCELA, CHITU C., VASILESCU P. Considerații generale privitoare la învelișul de sol al regiunii Oaș. *Com. Geol. St. tehn. econ. Seria C nr. 12.* București 1964.
2. CERNESCU N., ASVADUROV H., PREDEL Fl., CHITU C., TUTUNEA C., VASILESCU P., SERBĂNESCU I., TURCU GH., ROMAN. N. Condițiile naturale și solurile Depresiunii Baia Mare. *Ed. Acad. Cerc. de Ped.* București 1958.
3. CONEA ANA, VOLOVICI C., MUCENIC IULIA, NITU I. Solurile cîmpiei și dealurilor Ora-diei. *D. S. Com. Geol. XLVIII (1960 – 1961).* București 1962.
4. CRISAN I., PREDA M. Solurile raionului Satu Mare. *Fil. Cluj a Acad. R.P.R. St. și Cerc. de agronomie.* Cluj 1960.
5. OPREA C., DRĂGAN V. I., CRISAN I., OPRIS L. Fondul pedologic a părții de vest a țării și valoarea lui agricolă. *St. și Cerc. șt. seria St. Agric. IV. nr. 1 – 2.* Timișoara 1957.
6. OPREA C., MURESAN V., DRĂGAN P. L. I., CRISAN I. Solurile din cîmpia de vest a R.P.R. și valoarea lor agricolă. *Cerc. de. Ped. (Lucrările Conf. de Ped. București 1958).* București 1961.
7. OPREA C., STĂNCESCU V., CRISAN P., TEACI I. D., MAXIM N. Solurile din partea de vest a țării nomenclatura și clasificarea lor. *St. și Cerc. Biologie și St. Agric.* Timișoara 1962.
8. POPOVAT M. Caracterizarea climatică a solurilor din R.P.R. cu ajutorul indicilor climatice. *Cerc. de Ped. (Lucrările Conf. de Ped. 1958).* București 1961.

ПОЧВЕННАЯ КАРТА РАВНИНЫ И ПРЕДГОРИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ Р.Н.Р.

Н. ФЛОРЯ, Х. АСВАДУРОВ, К. КИЦУ, А. КОНЯ, И. МУНТЯНУ, М. ОПРИШ, К. ТУТУНЯ, К. ВОЛОВИЧЬ, К. ОАНЧА, В. ИОНЕСКУ, М. НЯКШУ, М. ПЯХЭ, К. СОРОЧИНСКИЙ, Ф. ТУТУНЯ, П. ВАСИЛЕСКУ

(Краткое содержание)

В распределении почв равнины и предгорий западной части Р.Н.Р. устанавливается как вертикальная так и горизонтальная зональности, отражая колебания условий почвообразования. Но зональные автоморфные почвы имеют относительно узкое распространение, благодаря сильному влиянию рельефа и грунтовой воды на генезис почв, определяющие широкое распространение межzonальных почв. Но и в месторасположении этих почв отражается влияние следующей зональности: солончаки и луговые почвы появляются в степной и лесостепной зоне, а глеевые и псевдоглеевые почвы в лесной зоне.

Среди зональных почв в районе были выделены следующие:

Автоморфные черноземы занимают более сокращенные площади;

Автоморфные черноземы (грунтово-влажные черноземы и грунтово-влажные черноземные почвы), очень распространенные в низкой равнине расположенной южнее Муреша;

Автоморфные выщелоченные черноземы, принадлежат двум биоклиматическим фациям а именно: первая расположенная на юге Белого Криша принадлежит дунайскому типу, похожую на аналогичной находящейся в Кымпие Ромынэ, а другая на севере этой реки, в которой выщелоченные почвы имеют ряд характерных черт и для которых может быть использовано название „бурые выщелоченные черноземы”;

Гораздо более распространены выщелоченные грунтово-влажные черноземы и черноземовидные выщелоченные грунтово-влажные почвы чем автоморфные выщелоченные черноземы;

Гораздо более распространены чем выщелоченные автоморфные черноземы, грунтово-влажные черноземы и выщелоченные грунтово-влажные черноземные почвы;

Красновато-бурые лесные почвы занимают небольшие площади и вообще образованы на красноватых отложениях;

Бурые лесные почвы, появляются в южной части района на более высшем рельфе предгорья, а на северной части даже и в низкой равнине;

В большинстве случаев эти почвы бывают подзолистыми и во многих случаях псевдо-оглеенные;

Лесные вторичные подзолистые почвы, часто встречающиеся в северной и восточной частях района были разделены на две фации: подзолистые лесные почвы и палевые подзолистые лесные почвы, последние отражают влияние атлантического климата.

Как интразональными почвами были выделены бурые лесные почвы, слабо-гумусовые, глинистые, названные и „смолицами”, которые появляются и в пределах предгорной равнины юго-западного Баната, в прямом продолжении „смониц” С.Ф.Р.Югославии.;

Гидроморфные почвы распространены на равнине западной части страны и в первую очередь луговыми и глеевыми почвами, последние в особенности в северной части равнинны (равнинны Эчедя и Сомеша);

Галоморфные почвы: солончаки (вообщее сильно осоложенные) и солоди, появляются в степной и лесостепной зонах;

Пойменные почвы находятся в различных стадиях эволюции оглеенности, заболоченности и засоленности и характеризуется пониженным

содержанием карбонатов (аллювий рек района обеднены или вообще необладают карбонатами).

Также были выделены, регосолы связанные с сильно расчлененным рельефом эрозиями и песками равнины Нира.

**CARTE DES SOLS DE LA PLAINE ET DES PIÉMONTES
DE L'OUEST DE LA R. P. ROUMAINE**

PAR

N. FLOREA, H. ASVADUROV, C. CHIȚU, ANA CONEA, I. MUNTEANU, M. OPRIS,
C. TUTUNEA, C. VOLOVICI, C. OANCEA, N. IONESCU, MARCELA NEACȘU, M. PEAHĂ
S. SOROGINSCHI, FILARETA TUTUNEA, P. VASILESCU

(Résumé)

Dans la plaine et les piémonts de la partie Ouest de la R. P. Roumaine, on constate dans la répartition des sols une succession zonale autant horizontale que verticale, qui reflète le changement des conditions pédogénétiques. Les sols zonaux, automorphes sont relativement peu répandus, vue que la génèse des sols est fortement influencée par le relief, l'eau phréatique et la lithologie qui déterminent la formation des sols intrazonaux sur de grandes surfaces. Ces derniers prouvent la même zonalité, s'associant à certains sols zonaux, à savoir : les sols salins et à alcali et les sols humiques à gley („lăcoviște”) s'associent aux sols de la zone de steppe et d'avant-steppe et les sols à gley et à pseudogley aux sols de la forestière.

On distingue les sols zonaux suivants :

Chernozems automorphes, qui occupent des surfaces restreintes ; Chernozems hydro-automorphes (chernozems à nappe phréatique et sols chernoziomiques à nappe phréatique) très répandus dans la basse plaine située au Sud du Mureș ;

Les chernozems lévigués automorphes, appartiennent à deux faciès bioclimatiques : l'un, au Sud de Crișul Alb, de type danubien, le même que celui de la Plaine Roumaine, et l'autre, au Nord de cette rivière, de type pannnonien, à chernozems lévigués bruns ;

Beaucoup plus répandus que les chernozems lévigués automorphes sont les chernozems lévigués à nappe phréatique et les sols chernozémiques lévigués à nappe phréatique ;

Les sols sylvestres brun-roux n'apparaissent que par endroits, étant formés en général sur des dépôts roux ;

Les sols sylvestres bruns occupent, dans la partie S de la région, les piémonts, tandis que dans la partie Nord on les rencontre aussi dans la basse plaine. Le plus souvent ces sols sont podzolisés et souvent pseudo-*gleyifiés* ;

Les sols sylvestres podzoliques, rencontrés dans la partie Nord et Est de la région revêtent deux faciès : sols sylvestres podzoliques et sols sylvestres podzoliques jaunâtres, les derniers accusant l'influence d'un climat atlantique.

Les sols intrazonaux sont représentés par les sols noirs argileux, faiblement humifères, „Smonitza”, qui apparaissent dans la plaine piémontane de Banat méridional, en prolongeant sur le territoire de la R. P. Roumaine les „Smolnitza” de la R.S. F. Yougoslavie ;

Dans la basse plaine sont très répandus les sols humiques à gley et les sols à gley (ces derniers notamment dans la partie Nord).

Les sols halomorphes sont représentés par des solonetz, en général très solodisés et des solodis.

Les sols des plaines alluviales, en divers stades d'évolution, de *gleyification* et de salinisation sont caractérisés par une teneur réduite de carbonates, les alluvions des rivières de la région étant pauvres en, ou dépourvues de carbonates.

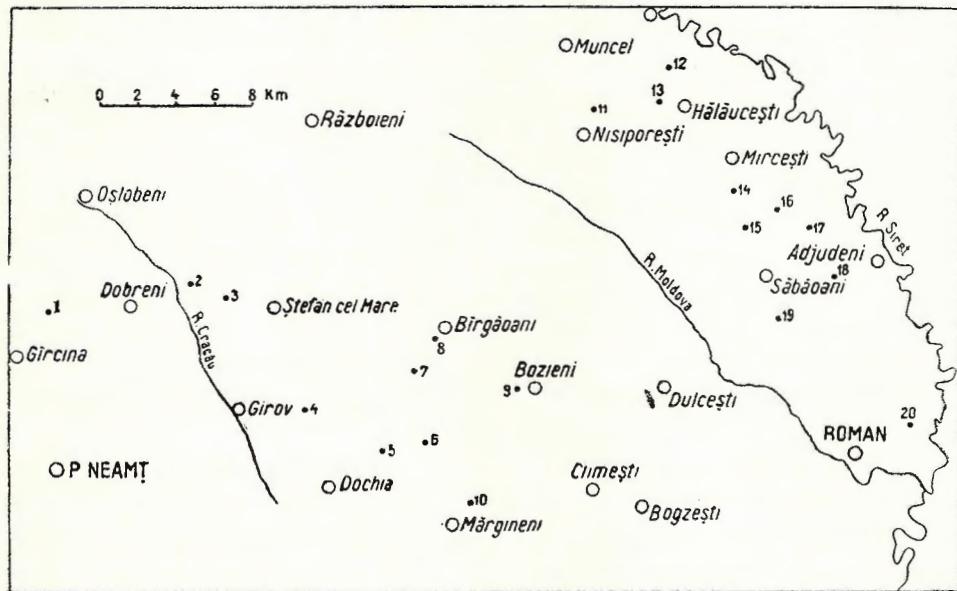
On a séparé également des régosols, rattachés soit à un relief très découpé par l'érosion, soit aux sables de la plaine du Nir.

CARACTERIZAREA MORFOLOGICĂ ȘI FIZICO-CHIMICĂ
A PRINCIPALELOR TIPURI DE SOLURI DIN REGIUNE
PIATRA NEAMȚ — MOGOȘEȘTI — OSLOBENI —
PIATRA NEAMȚ¹⁾

DE

FL. PREDEL, NICULINA BRATOSIN

În această lucrare, care este de fapt continuarea unei alte lucrări (1), se prezintă caracterele morfologice și fizico-chimice a principalelor tipuri și subtipuri de sol din regiunea Piatra Neamț — Roman — Mogo-



Sectorul P. Neamț — Roman — Mogoșești — Oșlobeni. Schiță cu amplasarea profilelor analizate,

1) Comunicare în ședința din 23 mai 1963.

șești — Oșlobeni — Piatra Neamț. Din numărul mare de tipuri și subtipuri de sol întâlnite în această regiune vor fi caracterizate din punct de vedere fizico-chimic cele mai răspândite. Printre acestea se numără : cernoziomul levigat podzolit, cernoziomul levigat podzolit freatic umed, cernoziomul podzolit levigat semigleic, solul silvestru cenușiu închis, solul silvestru cenușiu tipic, solul silvestru brun-cenușiu podzolit (slab, mediu și puternic), pseudorendzina levigată și pratoziomul podzolit pseudogleizat.

Cernoziomul levigat podzolit ocupă suprafețe însemnate în cîmpul Dochiei și pe marginile de est și de vest ale cîmpiei de terase slab fragmentată. Se întilnește pe suprafețe plane ușor inclinate acoperite cu materiale loessoide, lutoase sau lutoargiloase. Apa freatică este la adîncime mai mare de 5 m.

Solul cultivat (sub vegetație naturală nu se mai întilnește) prezintă următorul profil morfologic :

A(a₂) și 40 — 44 cm: lut mediu sau lut greu, brun închis uneori cu ușoară nuanță castanie, grăunțos mediu, și mic colțurat, afinat. Stratul arat este mai deschis, la culoare, către brun castaniu și fără structură ; în stare uscată se observă pudrare slabă cu silice pe suprafața grăunților structurali.

A (a₂) B de 15 — 25 cm :lut mediu sau lut greu, brun castaniu, în aggregate nuciforme, slab compact, separațiuni punctiforme ferimanganice ; pudrare slabă de silice ;

B (a₂) de 50 — 100 cm :lut mediu sau lut greu, castaniu cu slabă nuanță brună, sau castaniu, columnoid sau columnoid prismatic, compact, bobovine mici, rare crotovine. Cîte o dată se subdivizează în B₁ și B₂ după culoare, compacitate și structură. În stare uscată prezintă pudrare foarte slabă cu silice ;

C la 100 — 170 cm :lut mediu sau lut greu, gălbui castaniu, vinișoare de CO₃Ca depuse mai mult în jurul porilor ; concrețiuni de CO₃Ca se întilnesc foarte rar.

Datele analitice referitoare la acest tip de sol (tabelele 1,2,3) arată o ușoară alterare chimică a mineralelor — cu formare de argilă — însotită de o migrare slabă a produselor rezultate din alterare. Ca rezultat se constată o ușoară creștere a conținutului de argilă în partea superioară a profilului în comparație cu orizontul C și o ușoară acumulare a acesteia în orizontul AB și în partea inferioară a orizontului A (indice de diferențiere texturală 1,1)

Sărurile ușor solubile și gipsul sănt spălate complet din profil, iar carbonațiii pînă la adîncimi cuprinse frecvent între 100—170 cm.

Conținutul de humus pînă la adîncimea de 40 cm (orizontul A) variază între 2 și 4 %, fiind totdeauna ceva mai ridicat în stratul arat decit în cel nearat. Sub această adîncime humusul se împuținează simțitor și ajunge ca la 80—100 cm să fie de 0,8—1,2 %. Conținutul de N total, relativ ridicat, variază între 0,145 — 0,185 %, în funcție de conținutul de hu-

TABELUL 1

Ceroziom levigat podzolit

(P. 16 SE Mirești)

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Fractiuni granulometrice în % fără humus și carbonați			
		2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	< 0,002 mm
Aa	0–16	0,2	52,3	20,3	27,2
	24–40	0,2	50,9	19,9	29,0
A _{(a₂)n}	58–78	0,2	50,9	20,2	28,7
B _(a₂)	116–136	0,2	53,9	21,1	24,8
C ₁	190–210	0,1	55,7	20,9	23,3

B

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C:N	CO ₃ Ca %	P ₂ O ₅ total %	T me la 100 g sol	V %	pH în sus- penzie apoasă
Aa	0–16	2,3	0,145	10,5	—	0,109	23,10	84,5	6,4
	24–40	2,1	0,127	10,6	—	—	23,13	91,7	7,0
A _{(a₂)n}	40–54	1,6	—	—	—	—	—	—	7,1
A _{(a₂)B}	58–78	1,2	—	—	—	—	21,51	96,6	7,2
B _(a₂)	93–113	0,8	—	—	—	—	19,02	100,0	—
B ₂	116–136	—	—	—	—	—	—	—	8,1
C ₁	155–175	—	—	—	7,2	—	—	—	—
C ₂	190–210	—	—	—	11,9	—	—	—	8,3
D					12,6	—	—	—	

TABELUL 2

Cernoxiom leniget podzolit

(P 4 E Girov)

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în % fără humus și carbonați			
		2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02—0,002 mm	< 0,002 mm
Aa	0—17	0,9	45,8	21,0	32,0
A(a_2)n	23—42	0,9	42,0	20,7	36,4
AB	42—54	1,0	42,3	21,1	35,6
B	54—74	0,9	43,4	21,6	34,1
C	100—120	0,9	46,4	22,9	29,8
D	180—200	2,1	34,9	21,3	41,7
					41,7

B

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C:N	CO ₃ Ca %	P ₂ O ₅ total %	T me la 100 g sol	v %	pH în sus- penzie apoișă
Aa	0—17	3,9	0,185	14,5	—	0,098	32,07	91,2	7,4
A(a_2)n	23—42	3,6	0,163	15,0	—	—	36,67	87,5	6,9
AB	42—54	2,8	—	—	—	—	30,20	84,9	7,1
B	54—74	1,8	—	—	—	—	—	—	7,1
C	100—120	1,1	—	—	15,3	—	—	—	8,2
D	180—200	—	—	—	15,6	—	—	—	8,3

TABELUL 3

Cernoziom levigat podzolit

(P. 15 S Mircetii)

Date analitice

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
A a	0— 20	2,9	0,165	12,1	6,2
A(a) ₂ n	26— 46	2,9	0,141	13,9	6,3
A (a ₂)B	55— 75	1,8	—	—	6,8
B ₁ (a ₂)	82—102	1,4	—	—	7,2
B ₂	126—146	0,7	—	—	7,5

TABELUL 4

Cernoziom levigat podzolit freatic umed

(P. 18 E Săbăoani) Date analitice

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C:N	CO ₃ Ca %	P ₂ O ₅ %	T me la 100 g sol	V %
Aa	0— 12	3,7	0,196	12,9	—	0,137	22,98	90,7
A(a ₂)n	15— 35	2,8	0,153	12,5	—	—	22,53	84,8
AB	39— 54	1,9	—	—	—	—	23,57	85,5
B	54— 71	1,4	—	—	—	—	22,40	88,6
B	71— 87	1,0	—	—	—	—	19,98	87,2
C	110—130	0,6	—	—	15,4	—	—	—
D	170—190	—	—	—	16,1	—	—	—

mus, iar cel de P_2O_5 total depășește 0,109 %. Raportul C/N are valori cuprinse între 10,5 și 15,3 fiind mai scăzut la solurile cu conținut mai mic de humus și mai ridicat la cele cu conținut mai mare de humus.

Capacitatea de schimb cationic (T) de 25–30 me/100 g sol la suprafață, prezintă o ușoară creștere în orizontul AB și B și apoi scade treptat în adâncime. Gradul de saturare este mai mare de 80% la suprafață și crește treptat în adâncime. Printre cationii schimbabili predomină Ca^{++} . Reacția solului obișnuit slab acidă la suprafață (pH 6,4) (în urma culturalizării poate deveni și slab alcalină — pH 7,4 —) devine neutră sau slab alcalină în B (pH 7–7,5) și moderat alcalină în C (pH 8,3–8,4).

Adeseori datorită culturalizării pudrarea cu silice, dispare aproape complet. În această situație solul respectiv seamănă foarte mult cu cernoziomul levigat, dar conținutul de humus și puterea orizontului cu humus fiind în general mai mică decât la cernoziomul levigat (danubian), arată că ele au evoluat din cernoziomuri levigate podzolite. Situațiile acestea sunt destul de frecvente în Podișul Moldovenesc.

Din datele analitice prezentate rezultă că fertilitatea acestor soluri este bună.

Cernoziomul levigat podzolit freatic umed, a fost separat pe terasa inferioară a Siretului, acolo unde adâncimea apei freatici este între 3–5 m. Este format pe suprafețe plane acoperite cu material loessoid. Proprietățile fizico-chimice sunt asemănătoare cu ale cernoziomului levigat podzolit. Se constată doar o acumulare ceva mai mare de CO_3Ca în orizontul C (tabul 4). Beneficiază în partea inferioară a profilului de umezeală suplimentară, fapt pentru care producțiile obținute pe aceste soluri sunt mai constante.

Cernoziomul levigat podzolit semigleic. (Sol cernoziomic levigat podzolit de fineată) a fost separat pe terasa inferioară a Siretului acolo unde adâncimea apei freatici este între 2 și 3 m. Ocupă suprafețe plane sau ușor depresionare, acoperite cu material loessoid.

Solul prezintă următorul profil morfologic :

A de 40 – 43 cm : lut mediu, brun închis, glomerular mic și mediu, ușor colțurat, afinat, poros ; în stare uscată foarte slabă pudrare cu silice ;

A (a₂) B de 10–20 cm : lut mediu, brun castaniu, agregate nuciforme, slab compacte, bobovine mici ; în stare uscată se observă slabă pudrare cu silice la suprafață agregatelor structurale ;

B (a₂) de 40–50 cm : lut mediu, castaniu sau castaniu cu nuanță brună, columnoid-prismatic, slab-compact, bobovine, cornevine ; în stare uscată se observă ușoară pudrare cu silice :

Cg la 100 — 120 cm : lut mediu, mai rar lut greu, fond gălbui-albicios cu pete limonii și vineții, numeroase bobovine, vinișoare de CO_3Ca , concrețiuni colțurate septarice.

Datele analitice (tabelele 5,6), arată un conținut de humus asemănător cu al cernoziomului levigat podzolit (2,6—4%), un conținut de N total variind între limite ceva mai largi (0,131—0,19 %) și un conținut de P_2O_5 mai mare de 0,107 %. Raportul C/N prezintă valori mai constante (13,4—13,5).

Capacitatea de schimb cationic (T) de 22—30 me/100g sol la suprafață, prezintă cîteodată o ușoară creștere în orizontul AB și scade ușor în adîncime. Gradul de saturație, avînd cîteodată un minim în orizontul AB, este mai mare de 85 %. Reacția solului la suprafață este slab acidă sau neutră (pH 6,4—7,1) se menține neutră în B (pH 7,0—7,2) și ajunge moderat alcalină în C (pH 8,3—8,4).

Prezența apei la mică adîncime, face ca în anii secetoși să se obțină, pe aceste soluri, recolte bogate. În anii ploioși, datorită ridicării prea mult a nivelului apei freatiche, producțiiile sunt mai scăzute.

Solul silvestru cenușiu închis, se întîlnește pe terasa inferioară a Siretului, în partea de vest a depresiunii Bozieni, pe marginea de est a cîmpului deluros al Dochiei, în jurul satului Ștefan cel Mare și pe terasa inferioară a Cracăului. Pe suprafețe mici a mai fost semnalat la nord de Bozieni, la nord-vest de Vlădeni, la sud de Muncel și Bartișești, la nord și est de Simionești, la sud-vest de Mircești și la sud-est de Gîrcina. În general ocupă suprafețe plane sau ușor inclinate situate în partea inferioară a culmilor.

Substratul litologic este variat ; luturi loessoide pe terasele Siretului și Moldovei, argile pe terasa Cracăului, luturi grele argiloase în depresiunea Bozieni și pe cîmpul Dochiei și nisipuri lutoase sau nisipuri argiloase în rest.

Solul prezintă următorul profil morfologic :

A (a₂) de 39 — 44 cm : nisip lutos, pînă la argilă, brun închis cu nuanță castanie, uneori brun castaniu grăunțos colțurat (mai mare către bază), afnat, silice evidentă în stratul nearat, cîteodată se poate separa un suborizont Aa₂, trecere treptată ;

A(a₂) B de 13 — 20 cm : lut, pînă la argilă, brun castaniu, nuciform, slab compact, bobovine mici, pudrare și cuiburi mici foarte rare de silice, trecere clară ;

B (a₂) de 40 — 150 cm : lut, pînă la argilă, castaniu cu nuanță brună în B₁, castaniu în B₂, prismatic, compact, bobovine mici, adeseori pudrare de silice pînă aproape de baza orizontului ;

C la 100 — 220 cm : nisip lutos, pînă la argilă, gălbui-castaniu cu vinișoare de CO_3Ca , rare concrețiuni.

TABELUL 5
Cernoziom lenigat podzolit semigelic
(P. 17 NE Săbăoani)
Date analitice

A

Orizont	Adîncimea în cm	Mieiechivalent la 100 g sol						Cationi schimbători						V %
		Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H		
Aa	0—18	—	—	—	—	2,76	22,45	—	—	—	—	—	12,3	87,3
A(a ₂)n	21—36	19,82	3,29	0,30	0,32	2,52	26,25	75,5	12,5	1,2	—	—	9,6	90,4
A(a ₂)B	43—57	—	—	—	—	1,98	21,16	—	—	—	—	—	9,4	90,6
B(a ₂)	57—76	15,95	3,16	0,18	0,21	2,01	21,51	74,2	14,7	0,8	1,0	2,4	9,3	90,7
Cg	112—128	8,50	3,76	0,35	0,31	—	12,95	65,8	29,1	2,7	—	—	—	100,0

B

Orizont	Adîncimea în cm	Humus %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	P ₂ O ₅ total %	pH în suspensie apoasă	pH în suspensie apoasă
Aa	0—18	2,6	0,131	13,4	—	—	0,107	6,4
A(a ₂)n	21—36	2,8	—	—	—	—	—	6,9
A(a ₂)B	43—57	1,6	0,085	12,9	—	—	—	7,1
B(a ₂)	57—76	1,0	—	—	—	—	—	7,2
B	80—98	0,8	—	—	—	—	—	—
Cg	112—128	—	—	—	14,7	—	—	8,3
Cg	137—157	—	—	—	16,7	—	—	—

TABELUL 6

Cernoziom levigat (podzolit) semigleic

(P 20 ENE Roman)

Date analitice

Orizont	Afincinarea în cm	Humus %	N total %	C : N	CO ₃ %	Ca %	T me la 100 g sol	V %	pH în suspensie apăsă
Aa	0—30	4,0	0,199	13,5	—	—	30,21	87,8	7,1
A(a ₂)n	30—43	2,9	0,162	12,3	—	—	29,53	86,1	7,0
AB	43—58	2,1	—	—	—	—	28,86	85,7	7,0
B	65—85	1,1	—	—	—	—	25,88	88,3	7,1
Cg	115—135	—	—	—	—	15,6	23,97	100,0	8,3
Cg	160—180	—	—	—	—	8,3	—	—	8,4

Datele analitice (tabelele 7, 8, 9, 10) arată o ușoară alterare a mineralelor însotită de o migrare slabă a produselor rezultate din alterare (indice de diferențiere texturală 1, 2).

Sărurile ușor solubile sunt spălate complet din profil, iar carbonații pînă la adîncimi cuprinse între 100—220 cm. Conținutul de humus este la suprafață de 2,4—3% și păstrează valori apropiate pînă la adîncimea de 40 cm; sub această adîncime descreșterea este mai accentuată ajungînd ca la 80 cm să coboare sub 1%. Conținutul de N total, în stratul arat, variază între 0,138—0,154% valori care, cu ușoare scăderi, se mențin și în restul orizontului A. Conținutul de P_2O_5 total la suprafață, variază între 0,088 și 0,108%. Raportul C/N variază între 12,5—14.

Capacitatea de schimb cationic (T) de 23—25 me/100 g sol la suprafață, crește la început ușor în adîncime, prezentînd un maxim în B_1 și apoi scade din nou. Cîteodată însă, se constată și un ușor minim la nivelul lui A (a_2) n.

Gradul de saturatie are la suprafață valori cuprinse între 71 și 81%; crește apoi treptat pînă la 100% în orizontul C. Printre cationii schimbabili predomină Ca^{++} . Reacția solului slab acidă la suprafață (pH 6,1—6,3), devine neutră (pH 6,6—7,0) numai sub 40—50 cm; în orizontul C reacția este moderat alcalină (pH 8,3—8,4).

Și aceste soluri prin culturalizare pierd pudrarea cu silice trecînd în soluri asemănătoare cernoziomurilor levigate.

Solul silvestru cenușiu tipic este solul cel mai răspîndit din regiune. El se întîlnește pe suprafete mari în majoritatea subunităților geomorfologice separate. Ocupă în general suprafete plane sau ușor inclinate, dar se poate întîlni și pe suprafete mai inclinate. Roca de solificare este alcătuită din luturi loessoide pe terasele Siretului și Moldovei, din luturi argiloase cu aspect loessoid pe terasele Cracăului și din materiale argiloase în podișul Climești. Vegetația de pădure sub care au evoluat aceste soluri — în prezent majoritatea sunt cultivate — a fost formată din *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, *Tilia* sp. s.a. Apa freatică, destul de adîncă, nu intervine în procesul de solificare.

Solul prezintă următorul profil morfologic :

A (a_2) de 37—44 cm : lut mediu pînă la lut greu, brun castaniu sau castaniu cu nuanță cenușie brună, grăunțos colțurat, pudrare slabă cu silice (se observă numai în stare uscată), devine mai evidentă la tranziția spre solurile brune-cenușii, bobovine, punctiforme, trecere clară;

TABELUL 7
Sol silvestru cenușiu închis
(P. 7 SW Bîrgăoani)
Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în % fără humus și carbonați					
		2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02 — 0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm
Aa	0—20	0,4	43,8	25,2	30,6	43,3	26,6
A(a ₂) n	23—39	0,3	40,0	24,2	35,5	48,8	31,1
B ₁ (a ₂)	63—82	0,2	40,0	24,4	35,4	48,4	31,2
B ₂	128—148	0,4	42,9	24,3	32,4	45,5	28,5
C	205—225	0,6	44,4	21,7	33,3	45,7	24,7

B

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	P ₂ O ₅ total %	T me la 100 g sol	V %	pH în suspensie apoasă
Aa	0—20	2,5	0,138	12,2	—	0,108	25,20	71,1	6,2
A(a ₂)n	23—39	2,3	0,136	11,7	—	—	25,20	72,8	6,5
A(a ₂)B	39—55	1,8	—	—	—	—	24,78	75,7	6,6
B ₁ (a ₂)	63—82	1,2	—	—	—	—	25,52	79,9	6,7
B ₁ (a ₂)	86—106	0,8	—	—	—	—	—	—	—
B ₂	128—148	0,7	—	—	—	—	24,57	80,7	6,9
C	205—225	—	—	—	8,9	—	—	—	8,4

TABELUL 8

Sol silvestru cenușiu închis

(P. 5 NE Dochia)

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Cationi schimbători						V %					
		Miliechivalenți la 100 g sol											
		Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H	
Aa	0—20	14,65	2,67	0,48	0,22	4,93	22,95	63,8	11,6	1,0	2,1	21,5	78,5
A(a ₂)n	24—40	18,53	2,88	0,41	0,20	4,35	26,37	70,2	10,9	0,8	1,6	16,5	83,5
A(a ₂)B	40—57	19,14	2,76	0,42	0,23	4,21	26,72	71,2	10,3	0,9	1,6	16,0	84,0
B ₁ (a ₂)	61—81	20,66	3,17	0,46	0,40	3,85	28,54	72,3	11,2	1,4	1,6	13,5	86,5
B ₂	145—165	21,19	3,17	0,41	0,21	3,02	28,08	75,4	11,3	1,0	1,5	10,8	89,2

B

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C : N	CO ₃ Ca	P ₂ O ₅ total %	pH în suspensie apoasă
Aa	0—20	2,8	0,154	12,5	—	0,088	6,1
A(a ₂)n	24—40	2,5	0,128	13,1	—	—	6,6
A(a ₂)B	40—57	2,0	—	—	—	—	6,7
B ₁ (a ₂)	61—81	1,1	—	—	—	—	6,4
B ₂	86—106	0,9	—	—	—	—	—
B ₂	145—165	—	—	—	—	—	7,1
C	180—200	—	—	—	14,7	—	8,3

TABELUL 9

Sol silvestru cenușiu închis

(P. 14 S Mircești)

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Cationi schimbători						V %					
		Miliechivalenți la 100 g sol											
		Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H	
Aa	0—16	16,82	2,84	0,39	0,24	4,76	25,05	67,1	11,2	1,7	1,0	19,0	81,0
A(a ₂)n	16—31	—	—	—	—	4,24	23,56	—	—	—	—	18,0	82,0
A(a ₂)n	31—42	17,69	2,38	0,43	0,27	3,95	24,72	71,6	9,6	1,7	1,1	16,0	84,0
A(a ₂)B	42—55	17,49	2,93	0,48	0,20	3,70	24,80	70,5	11,8	1,9	0,8	15,0	85,0
B ₁	55—75	—	—	—	—	1,95	22,52	—	—	—	—	8,7	91,3
B ₂	107—127	—	—	—	—	0,86	20,73	—	—	—	—	4,2	95,8

B

Orizont	Adâncimea cm	Humus %	N total %	C : N	P ₂ O ₅ total %	pH în suspensie apoasă
Aa	0—16	3,0	0,168	12,5	0,108	6,2
A(a ₂)n	16—31	2,4	—	—	—	6,3
A(a ₂)n	31—42	2,0	—	—	—	6,6
A(a ₂)B	42—55	1,6	—	—	—	6,6
B ₁ (a ₂)	55—75	1,1	—	—	—	6,7
B ₂	107—127	0,6	—	—	—	7,0

TABELUL 10

Sol silvestru cenușiu închis

(P. 9 V Bozieni)

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea în cm	Humus %	N total %	C : N	pH în suspensie apoas
---------	--------------------	------------	--------------	-------	--------------------------

- A(a₂)B de 10 — 15 cm : lut greu sau argilă ușoară, castaniu-brun sau castaniu cu nuanță brună, pudrare slabă, sau cuiburi mici cu silice, nuciform, slab compact, bobovine mici, trecere clară ;
- B(a₂) de 60 — 150 cm : lut greu sau argilă ușoară, castaniu sau castaniu-brun, mai rar castaniu-roșcat în B₁ și castaniu sau castaniu-roșcat în B₂, prismatic sau prismatic-columnoid, compact, bobovine mici, adeseori pudrare cu silice ;
- C la 100 — 200 cm : lut mediu pînă la argilă ușoară, gălbui-castaniu, vinișoare și concrețiuni rare, mari de CO_3Ca .

Datele analitice obținute pentru solurile cultivate (tabelele 11, 12, 13) arată o alterare mai înaintată a mineralelor însorită de o migrare mai pronunțată a produselor rezultate din alterare decît la solul cenușiu închis.

Se formează așa dar o cantitate mai mare de argilă, care prin migrare determină o săracire în argilă a orizontului A în raport cu C și formarea unui orizont B mai bine diferențiat textural (indice de diferențiere texturală 1,4).

Conținutul de humus la suprafață este de 2,2—3% și scade repede în adâncime, la 40 cm depășește cu puțin 1% (1,2—1,5%), iar la 60 cm ajunge la 0,5—0,7%. Conținutul de N total în stratul arat este între 0,128—0,172% și, ca și humusul, scade repede în adâncime. Conținutul de P_2O_5 total la suprafață, este în jur de 0,105%. Raportul C/N este între 11,0 și 11,6.

Capacitatea de schimb cationic (T) de 18,9—20,7 me la 100 g sol, la suprafață, crește la 24,3—26,7 me în orizontul B apoi scade din nou în C. Gradul de saturatie este la suprafață de 70—81% și cu valori cuprinse între 85 și 95 se continuă pînă în apropierea orizontului C unde atinge 100%; cîteodată prezintă un minim foarte slab în A (a₂). Printre cationii schimbabili predomină Ca^{++} . Reacția solului la suprafață este în general slab acidă (pH 6,0—6,2) și numai uneori moderat acidă (pH 5,7).

În adâncime, în mod normal, reacția este slab acidă (pH 6,3 — 6,5) pînă în apropierea orizontului C.

Pudrarea cu silice, atât de intensă la solurile de sub pădure, se sterge la cele cultivate, devenind observabilă numai în stare uscată, iar la o culturalizare și mai puternică, se observă destul de greu chiar și în stare uscată.

În această situație identificarea acestor soluri se face după culoarea orizontului A, după puterea orizontului cu humus și după diferențierea texturală a orizontului B.

TABELETU 11
Sol silvestru cenușiu lipic
(P. 8 WSW Brăgoani)
Date analitice

Orizont	Adâncimea în cm	Fractiuni granulometrice în % fără humus și carbonați						Humus %	N total %	C:N	pH în suspenzie apoașă
		2—0,2 mm		0,2—0,02 mm		< 0,002 mm					
		< 0,001 mm	< 0,001 mm	< 0,001 mm	< 0,001 mm						
Aa	0—16	0,8	43,9	27,2	28,1	42,9	24,8	2,7	0,156	11,6	6,0
A(a ₂)n	16—27	0,7	39,1	27,7	32,5	47,8	29,6	2,0	0,137	10,0	6,2
A(a ₂)n	27—37	0,6	35,5	28,9	35,0	50,0	31,6	1,8	—	—	6,4
A(a ₂)B	37—51	0,5	35,4	26,6	37,5	51,6	34,0	1,3	—	—	6,4
B ₁	51—71	0,6	35,1	25,0	39,3	52,8	37,9	0,7	—	—	6,4
B ₂	100—120	0,5	37,1	25,0	36,6	50,2	34,8	0,6	—	—	6,4
B ₂	149—169	0,8	39,2	21,9	38,1	50,6	35,9	—	—	—	6,9
C	180—200	0,5	41,6	22,5	34,4	48,4	31,6	—	—	—	8,2

Orizont	Adâncimea în cm	Cationii schimbători Miliechivalenti la 100 g sol						Procente din T				V %	CO ₃ Ca %				
		Ca		Mg		K		Na	H	T	Ca			Mg	K	Na	H
		>	Ca	>	Mg	>	K	Na	H	T	Ca			Mg	K	Na	H
Aa	0—16	12,28	2,96	0,31	0,21	4,91	20,67	59,4	14,3	1,5	1,0	23,8	76,2	—			
A(a ₂)n	16—27	14,01	2,48	0,34	0,23	4,61	22,03	63,6	12,9	1,5	1,1	20,9	79,1	—			
A(a ₂)n	27—37	15,32	2,79	0,34	0,24	4,32	23,01	66,6	12,1	1,5	1,0	18,8	81,2	—			
A(a ₂)B	37—51	16,01	2,98	0,34	0,24	4,01	23,58	67,9	12,6	1,5	1,0	17,0	83,0	—			
B ₁	51—71	18,62	3,44	0,44	0,26	3,91	26,67	69,8	12,9	1,6	1,0	14,7	85,3	—			
B ₂	149—169	22,47	4,08	0,43	0,44	2,85	30,27	74,2	13,5	1,4	1,5	9,4	90,6	—			
C	180—200	17,42	3,45	0,39	0,56	—	21,82	79,9	15,7	1,8	2,6	—	100,0	16,7			

TABELUL 12

*Sol silvestru cenușiu (tipic
(P. 12 NNW Hălăucești))*

Date analitice

A

Orizont	Adâncimea in cm	Fracțiuni granulometrice în % fără humus și carbonatii						Humus %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă	CO ₃ Ca %
		2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm					
A a	0–20	0,2	49,9	25,9	23,9	36,1	21,1	2,0	1,128	10,6	6,2	—
A(a ₂)n	20–33	—	—	—	—	—	—	1,8	0,119	10,7	6,3	—
A(a ₂)n	33–44	0,1	44,3	25,3	30,3	42,2	26,8	1,1	—	—	6,7	—
A(a ₂)B	44–60	0,0	43,1	23,7	33,2	44,2	29,9	0,9	—	—	7,0	—
B ₁ (a ₂)	64–84	0,0	41,5	23,8	34,7	46,3	32,0	0,5	—	—	6,8	—
B ₂	94–114	0,1	44,1	24,0	31,8	42,9	29,4	—	—	—	6,9	—
C	150–170	0,1	50,9	24,1	24,9	35,5	22,2	—	—	—	8,5	11,2
C/D	200–220	0,2	46,4	23,1	30,3	42,0	27,3	—	—	—	—	10,7

B

Orizont	Adâncimea in cm	Milieechivalență la 100 g sol						Cationi schimbători				V %	P ₂ O ₅ total %
		Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na		
Aa	0–20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,7	81,3
A(a ₂)n	20–33	13,30	2,17	0,45	0,28	3,85	20,05	66,4	10,8	2,2	1,4	19,2	80,8
A(a ₂)n	33–44	15,61	2,39	0,42	0,30	3,16	21,88	71,3	10,9	1,9	1,4	14,5	85,5
A(a ₂)n	44–60	17,54	2,89	0,45	0,36	3,04	24,28	72,3	11,9	1,8	1,5	12,5	87,5
B ₁ (a ₂)	64–84	—	—	—	—	2,55	24,32	—	—	—	—	10,5	89,5
B ₂	128–148	—	—	—	—	1,65	22,47	—	—	—	—	7,6	92,4

TABELUL 13
Sol silvestru cenușiu tipic
(P. 6 NNW Mărginici)
Date analitice

Orizont	Adâncimea cm	Humus %	N total %	C:N	pH în suspensie apoașă
A a	0—14	2,8	0,172	11,0	5,7
A ₂ a ₂)n	14—23	2,3	0,136	11,4	6,3
A(a ₂)n	23—34	1,9	—	—	6,4
A(a ₂)B	34—53	1,2	—	—	6,5
B ₁	54—74	0,5	—	—	—
B ₂	100—120	—	—	—	6,4
C	203—223	—	—	—	8,3

TABELUL 14
Sol silvestru brun-cenușiu mediu podzolit
(P. 11 NE Nisporești)
Date analitice

Orizont	Adâncimea cm	Humus %	N total %	C:N	T inc la 100 g sol	V %	pH în suspensie apoașă
A ₁	0—6	6,9	0,348	13,5	27,72	72,1	6,2
A ₁ a ₂	6—23	2,2	—	—	—	—	5,5
A ₂	25—33	1,1	0,086	8,7	18,93	60,8	5,7
A(a ₂)B	33—48	0,7	—	—	21,45	60,4	5,6
B ₁ (a ₂)	54—74	0,7	—	—	24,94	73,5	5,8
B ₂ (a ₂)	100—120	0,5	—	—	26,34	78,9	6,0

Apreciind fertilitatea acestor soluri în funcție de conținutul în substanțe hrănitoare și de rezerva de humus, putem spune că ele au o fertilitate mijlocie.

Solurile silvestre brune-cenușii podzolite (slab, mediu și puternic) se întâlnesc pe suprafețe mari în cîmpia de terase și în piemontul Bozieni-Războieni. Pe suprafețe mai mici se întâlnesc și-n celelalte subunități. Ocupă atît suprafețe plane sau ușor inclinate cît și suprafețe puternic inclinate. Substratul litologic este format din luturi loessoide pe terase, din argile cu nisipuri, pe mameloanele și podurile culmilor și din nisipuri argiloase pe suprafețele structurale. Vegetația naturală de pădure sub care s-au format solurile este alcătuită din : *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., *Fagus silvatica* și altele.

Sub vegetația naturală, solul este puternic sau mediu podzolit și prezintă următorul profil morfologic :

- A de 0,4 – 0,6 cm : frunziș nedescompus sau slab descompus.
- A₁ de 5 – 6 cm : lut mediu, brun castaniu sau brun cenușiu, glomerular mic, nestabil, afinat, pîslă de rădăcini :
- A₁(a₂) de 8 – 18 cm : lut mediu, castaniu cu nuanță brună sau gălbui castaniu cu nuanță cenușie, șistos și grăunțos, friabil, bobovine mici, slab compact, numeroase rădăcini ;
- Aa₂ de 9 – 14 cm : lut mediu, castaniu sau gălbui castaniu, șistos și grăunțos friabil cu material făinos, bobovine mici, slab compact, pudrare și cuiuri de silice ;
- Aa₂B de 15 – 16 cm : lut greu sau argilă usoară, castaniu roșcat (deschis) sau castaniu-nuciform cu material făinos (silice) în pungi sau ca surgeri pe suprafețele de structură, compact, bobovine mici ;
- B(a₂) de 50 – 150 cm ; lut greu, argilă usoară, mai rar nisip argilos, castaniu sau castaniu-roșcat, prismatic, compact sau foarte compact, bobovine mici, limbi cu silice coboară adesea pînă la baza orizontului, mai totdeauna se subîmparte în B₁ și B₂ după culoare, structură, compacitate ;
- C la 100 – 200 cm : nisip legat pînă la argilă, gălbui, castaniu-vinișoare și concrețiuni rare de CaCO_3 .

Sub plantele de cultură solul este în general mai puțin podzolit și prezintă următorul profil morfologic :

- A(a₁) de 15 – 28 cm : lut mediu pînă la nisip-lutos, castaniu cu nuanță cenușie sau brună, grăunțos colțurat friabil, în arătură microglomerular și bulgăros prin material făinos, afinat, bobovine mici ;
- A(a₂) de 10 – 20 cm : lut mediu, castaniu sau castaniu gălbui, grăunțos friabil, pudrare cu silice vizibilă bine la uscare, afinat, poros, bobovine mici ;
- A(a₃) de 15 – 20 cm : lut greu sau lut mediu, castaniu cu nuanță roșcată, uneori castaniu-brun cu pete castanii, nuciform sau grăunțos mare, poliedric, pudrare cu silice, bobovine mici ;
- B(a₂) de 50 – 150 cm : lut greu sau lut mediu, castaniu-roșcat la început (B₁) apoi castaniu mai deschis (B₂), prismatic-nuciform, sau prismatic columnoid, compact, pudrare cu silice, bobovine ;
- C la 100 – 200 cm : nisip legat pînă la argilă, gălbui-castaniu, vinișoare și concrețiuni de CaCO_3 .

Analiza granulometrică arată o alterare înaintată a mineralelor însoțită de o migrare pronunțată a produselor rezultate din alterare (indice de diferențiere texturală 1,7–1,8)

La solurile de sub pădure (tabelele 14, 15), datorită influenții litierii, conținutul de humus este ridicat (6–7%) în primii centimetri (5–6 cm); sub această adâncime scade la 1,8–2,2% în A_1a_2 și la 0,9–1,1% în Aa_2 . Conținutul de N total, destul de ridicat pe primii centimetri (0,305–0,348%) coboară sub 0,100% (0,096–0,065%) în restul profilului. Conținutul de P_2O_5 de 0,155% la suprafață coboară sub 0,090% în restul profilului. Raportul C/N este între 13–14 la suprafață și coboară în adâncime sub 9.

Capacitatea de schimb cationic (T) destul de ridicată la suprafață coboară mult în restul orizontului A și crește din nou în orizontul B. Valoile respective sunt în strânsă legătură cu gradul de podzolire; mai ridicate (27 me la suprafață, 18 me în Aa_2 și 26 me în B la 100 g sol) la cele cu podzolire medie și mai coborîte (19 me la suprafață, 11 me în Aa_2 și 33 me în B la 100 g sol) la cele cu podzolire puternică. Gradul de saturație destul de ridicat la suprafață (69–72%) prezintă un minim, a cărui valoare este cu atât mai mică cu cât podzolarea este mai înaintată (30–60%) în A_1a_2 . Reacția solului slab acidă la suprafață (pH 6,2) devine moderat sau puternic acidă în restul orizontului A și în B (pH 4,8–6) și moderat alcalină în C.

La solurile cultivate (tabelele 16, 17) conținutul de humus pe primii 20 cm, este de 1,7–2,1%; la adâncimea de 40 cm este sub 0,8%. Conținutul de N total coboară de la 0,116–0,117% la suprafață la 0,061–0,099% în adâncime. Conținutul de P_2O_5 total este de 0,109%. Raportul C/N este între 9,75 și 12,19 la suprafață și scade în adâncime.

Capacitatea de schimb cationic (T) de 14–15 me la 100 g sol la suprafață, crește în orizontul B la 22–26 me și scade din nou în C. Gradul de saturație, crește treptat de la 61–74%, la suprafață la 100% în orizontul C. În curba de variație a gradului de saturăție pe profil, ca urmare a influenței omului, pot apărea și forme mai puțin obișnuite (tabelul 17).

Reacția, în afara cazurilor rare cînd la suprafață este moderat acidă, este pe mare adâncime slab acidă (pH 6–6,5); devine neutră la baza orizontului B și moderat alcalină în C.

Se observă că prin luare în cultură, partea superioară a solului se modifică destul de mult. Litiera se distrugă, suborizonturile A_1 și $A_1(a_2)$ uneori și o parte din Aa_2 se amestecă formînd stratul arat (cca 20–22 cm) iar Aa_2 , datorită rădăcinilor plantelor cultivate, devine mai afinat și

TABELUL 15
Sol silvestru brun-cenușiu puternic podzolit
(P. 10 NE Mărgineni)
Date analitice

A

Orizont	Adîncimea în cm	Miliechivalență la 100 g sol						Procente din T				V %
		Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	
A ₁	0—5	—	—	—	—	5,98	19,25	—	—	—	—	31,1
A ₁ A ₂	5—13	2,29	0,84	0,26	0,18	8,42	11,99	19,1	7,0	2,7	1,5	68,9
A _{a₂}	13—24	2,92	0,85	0,19	0,15	7,49	11,60	25,2	7,3	1,6	1,3	29,8
A _{a₂} B	27—43	9,12	1,82	0,40	0,21	6,95	18,50	49,3	9,8	2,2	1,1	64,6
B(a ₂)	44—54	—	—	—	—	7,67	22,49	—	—	—	—	35,4
B ₁	70—90	—	—	—	—	5,51	25,75	—	—	—	—	62,4
B _a	120—140	—	—	—	—	3,02	33,07	—	—	—	—	65,9

B

Orizont	Adîncimea în cm	Humus %	N total %	C : N	P ₂ O ₅ total %	pH în suspensie apoașă
A ₁	0—5	6,7	0,305	14,8	0,155	6,2
A ₁ A ₂	5—13	1,8	0,098	12,1	0,087	4,8
A _{a₂}	13—24	1,0	0,065	10,0	—	5,1
A _{a₂} B	27—43	0,8	—	—	—	5,4
B(a ₂)	44—54	0,8	0,063	9,2	—	5,6
B ₁	70—90	0,4	—	—	—	5,9
B _a	120—140	—	—	—	—	6,9
C	148—168	—	—	—	—	8,3

TABELUL 16
Sol silvestru brun-cenușiu slab podzolic
 (P. 19 SSE Săbăoani)

Date analitice

Orizont	Adîncimea cm	Fractiuni granulometrice în % fără humus și carbonat					
		2-0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm
Aa	0-18	0,1	54,5	25,3	20,1	31,2	15,8
A(a ₂)n	28-44	0,1	50,7	25,1	24,1	35,6	21,1
B ₁	64-82	0,1	44,5	23,3	32,1	43,0	29,2
B ₂	95-115	0,1	43,6	20,6	35,7	45,1	32,2
C	180-200	0,1	51,7	22,6	25,6	35,9	21,8

Orizont	Adîncimea cm	Fractiuni granulometrice în % fără humus și carbonat					
		2-0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm
Aa	0-18	1,7	0,116	9,8	-	0,109	-14,89
An	19-28	1,1	0,099	7,7	-	-	-14,95
A(a ₂)n	28-44	0,7	-	-	-	-	14,96
A(a ₂)B	44-59	0,6	-	-	-	-	18,54
B ₁	64-82	-	-	-	-	-	21,75
B ₂	95-115	0,5	-	-	-	-	-
B ₃	130-150	-	-	-	-	-	20,63
C	180-200	-	-	-	-	-	-

TABELUL 17

Sol silvestru brun-cenușiu slab podzolit
 (P. 13 VNV Hălăucești)

Date analitice

Orizont	Adâncimea cm	Humus %	N total %	C : N	T me la 100 g sol	V %	pH în suspensie apăsată
Aa	0 — 20	2,1	0,117	12,2	15,24	60,9	5,8
A(^{a²})n	24 — 42	1,0	0,061	10,8	17,00	82,4	6,3
A(^{a²})B	42 — 61	0,6	—	—	20,75	74,6	6,5
B ₁ (^{a²})	68 — 88	0,5	—	—	—	—	6,3
B ² (^{a²})	100 — 120	—	—	—	25,95	71,9	6,2
C	180 — 200	—	—	—	—	—	8,1

mai structurat. Adeseori se produce regradarea solului, complexul argilo-humic îmbogățindu-se în baze.

În primii ani după defrișare aceste soluri sunt destul de fertile. Cu timpul fertilitatea lor scade și scade cu atit mai repede cu cît podzolirea este mai avansată. Se recomandă folosirea îngrășămintelor organice și minerale.

Pseudorendzina levigată este relativ puțin răspândită. A fost separată la nord de Gîrcina, în dealurile Dărmănești—Cășăria și în jurul dealului Holm. Ea se asociază de cele mai multe ori cu pseudorendzina, care ocupă deobicei podurile culmilor. Formarea acestui sol este legată de substratul argilos cu un conținut ridicat de CO_3Ca . Citeodată umezeala ceva mai accentuată pe versanți, apropie aceste soluri, în ceea ce privește grosimea orizontului cu humus și regimul hidric, de solurile negre de fineată.

Morfologic prezintă următorul profil :

- A de 36—40 cm : argilă ușoară sau mijlocie brun negricios, grăunțos, colțurat, afinat slab compact, trecere treptată ;
- A/B de 16—20 cm : argilă, brun închis, grăunțos mare, nuciform, slab compact, bobovine mici ;
- B de 22—87 cm : argilă, citeodată cu fragmente de gresie sau benzi subțiri de nisipuri, castaniu-brun, citeodată în partea superioară (B_1) brun închis, prismatic-columnoid, compact, bobovine mici ;
- C la 77—143 cm : argilă, citeodată cu fragmente de gresie sau benzi cu nisipuri, castaniu-gălbui, uneori cu pete vineții, limonii și gălbui, vinișoare și concrețiuni de CO_3Ca .

Conținutul de humus este 8—10%, iar puterea orizontului cu humus este mare ; la adâncimea de 80—100 cm conținutul de humus depășește 2%. Conținutul de N total este de 0,400—0,500% la suprafață și scade treptat în adâncime. Conținutul de P_2O_5 total este în jur de 0,130%. Raportul C/N de 14—15,5. Reacția slab acidă la suprafață (pH 6,0—6,1) devine neutră în orizontul B și mijlociu alcalină în C (tabelele 18, 19).

Deși bine aprovisionate în substanțe hrănitoare (N, P) datorită argilozității, care influențează defavorabil regimul aerului și apei în sol, aceste soluri nu sunt atit de fertile pe cît s-ar părea. Lucrările solului și momentul aplicării lor trebuie făcute cu deosebită grijă.

Pratoziomul podzolit pseudogleizat se întâlnește în aproape toată depresiunea Negrești și pe o suprafață destul de mare în apropierea dealurilor Corni ; pe o suprafață mai mică a fost întâlnit și la sud — sud-vest de Dobreni. Ocupă atit suprafete plane cît și suprafete inclinate. Roca de solificare este predominant argiloasă. Ca vegetație, aceste soluri par să fi evoluat sub fineată cu caracter mai mult sau mai puțin mezohidrofil.

TABELUL 18
Pseudorendzină levigată
(P. 3 VNV Ștefan cel Mare)

Date analitice

Orizont	Adâncimea cm	Humus %	N total %	C:N	CO ₂ Ca %	P ₂ O ₅ total %	pH în suspensie apoașă
Aa	0—16	8,3	0,404	14,9	—	0,133	6,1
An	16—36	7,2	—	—	—	—	6,3
AB	36—56	6,1	0,265	15,6	—	—	6,8
B ₁	56—76	4,1	—	—	—	—	6,9
B ₁	86—106	2,6	0,131	13,5	—	—	7,5
B _a	123—143	1,5	—	—	—	—	—
C	153—173	—	—	—	16,6	8,2	—

TABELUL 19

Pseudorendzină levigată
(P. 1 NE Gircina)

Date analitice

Orizont	Adâncimea cm	Humus	N total %	C:N	pH în suspensie apoașă
A	0—10	9,7	0,484	14,6	6,0
A	15—35	7,9	0,318	14,9	6,0
AB	39—55	4,7	—	—	6,7
B	57—75	2,3	—	—	7,3
C	82—102	0,9	—	—	8,3

TABELUL 20
Pratosion podzolit pseudoglezal
(P. 2 ENE Dobreni)
Date analitice

Orizont	Adîncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în % fără humus și carbonați				pH în sus- penzie apoasă	N total %	C:N	CO ₃ Ca %	
		2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	< 0,002 mm					
Aa	0– 13	2,5	31,6	31,2	37,7	52,9	28,9	5,9	0,249	13,0
An	15– 30	—	—	—	—	—	—	5,6	0,198	12,4
A(a ₂)g	30– 41	2,2	27,4	30,1	40,3	58,5	35,8	5,7	—	—
A(a ₁)Bg	43– 53	—	—	—	—	—	—	6,0	0,109	12,1
B ₁ g	53– 73	1,3	19,6	25,2	53,9	70,2	51,3	6,0	—	—
B ₂ g	92–112	—	—	—	—	—	—	6,6	—	—
B ₃	134–154	1,4	22,2	27,2	49,2	66,5	44,2	7,1	—	—
C/D	180–200	—	—	—	—	—	—	7,8	—	0,7

Orizont	Adîncimea în cm	Cationi schimbători						Humus %			
		Miliechivalenți la 100 g sol			Procente din T						
Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H	
Aa	0– 13	18,42	2,73	0,56	0,36	7,85	29,92	61,5	9,1	1,2	26,3
An	15– 30	16,34	2,61	0,41	0,34	9,14	28,84	56,6	9,1	1,2	31,7
A(a ₂)g	30– 41	16,07	2,69	0,43	0,29	9,21	28,69	56,0	9,4	1,0	32,1
A(a ₁)Bg	43– 53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67,9
B ₁ g	53– 73	24,18	3,53	0,76	0,37	7,51	36,35	66,5	9,7	1,0	20,7
B ₃	134–154	28,48	3,45	0,65	0,43	2,59	35,60	79,9	9,6	1,2	7,5

Ca morfologie solul prezintă următorul aspect :

- A (a₂) de 37 – 44 cm : lut mediu, lut greu, brun închis, în stare uscată brun-cenușiu, padrare cu silice, uneori culoarea se deschide spre castaniu și apar pungi cu silice (Aa₂), grăunțos colțurat, afinat, bobovine mici;
- Aa₂B (g) de 12 – 20 cm : lut greu sau argilă, brun cenușiu, sau brun-castaniu adesea cu pete vineții și ruginii, grăunțos mare, nuciform mic slab compact bobovine mici;
- B₁ g de 35 – 60 cm : argilă, marmorat, castaniu cu brun și vinețiu sau brun-vinețiu cu pete ruginii, reflexe metalice, prismatice, foarte compact, bobovine mici ;
- B₂(g) variabil ca grosime : argilă, mai puțin marmorat, petele vineții sunt mici, sau numai ca vinoșoare, prismatice, compact, bobovine mici ;
- C la 97 – 200 cm : obișnuit argilos, colorat diferit, castaniu, castaniu cu pete vineții, vinoșoare de CO_3Ca .

Analiza granulometrică arată un conținut ridicat de argilă și o migrare înaintată a acesteia pe profil (indice de diferențiere texturală 1,5 – 1,6).

Conținutul de humus este de cca 5% la suprafață și scade treptat în adâncime, ajungind ca la 50 – 70 cm să fie de cca 1,5%. Conținutul în N total este de cca 0,250% iar cel de P_2O_5 de cca 0,102%. Raportul C/N, este în jur de 13.

Capacitatea de schimb cationic (T) este de 28 – 30 me la 100 g sol în orizontul A și de 35 – 36 me în orizontul B. În orizontul C, în mod normal, valorile sunt mai mici.

Gradul de saturație, mai ridicat la suprafață (peste 70%), prezintă un minim în A(a₂) (cca 68%) și apoi crește treptat în adâncime pînă la 100% în orizontul C. Printre cationii schimbabili predomină Ca^{++} apoi H^+ . Reacția solului este moderat sau slab acidă pe adâncime destul de mare, cca 80 cm; în jos devine neutră pînă la orizontul C cînd devine slab sau moderat alcalină (tabelul 20).

După conținutul în elemente fertilizante se pot considera ca fiind soluri cu fertilitate bună. Prezența orizontului B greu permeabil în general, face ca în perioadele ploioase regimul aerului și apei să devină defavorabil dezvoltării plantelor și astfel să scadă fertilitatea efectivă a acestor soluri.

BIBLIOGRAFIE

PREDEL FL. Raionarea pedogeografică a regiunii cuprinsă între : Piatra Neamț – Roman – Mogoșești – Oșlobeni – Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVIII. București 1962.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ОХРАКТЕРИЗОВАНИЕ ГЛАВНЫХ
ТИПОВ ПОЧВ РАЙОНА ПЯТРА НЯМЦ—РОМАН—МОГО-
ШЕШТЬ—ОШЛОБЕНЬ—ПЯТРА НЯМЦ

Ф. ПРЕДЕЛ, Н. БРАТОСИН

(Краткое содержание)

В данной работе авторы излагают морфологическое и физико-химическое описание главных типов почв района Пятра Нямц-Роман-Могошешть-Ошлобень-Пятра Нямц.

Среди них считаются следующие; выщелоченный подзолистый чернозем, выщелоченный грунтово-влажный подзолистый чернозем, выщелоченный полуглееный подзолистый чернозем, темно-серая лесная почва, буро-серая лесная подзолистая почва (слабая, средняя и сильная) выщелоченная псевдорендзина и псевдооглееный оподзоленный „пра-тозем“.

Работа содержит также и указания о распространении и, условия образования почв (рельеф, порода, растительность, грунтовая вода).

CARACTÈRES PHYSICO-CHIMIQUES DES PRINCIPAUX TYPES
DE SOLS DE LA RÉGION DE PIATRA NEAMT—ROMAN—
MOGOŞEŞTI—OŞLOBENI—PIATRA NEAMT

PAR

FL. PREDEL, N. BRATOSIN

(Résumé)

Dans cet ouvrage les auteurs exposent les caractères morphologiques et physico-chimiques des principaux types de sols de la région de Piatra Neamt-Roman-Mogoşeşti-Oşlobeni-Piatra Neamt.

Parmi ces types on compte : chernozems lévigués podzolisés, chernozems lévigués podzolisés phréatiques-humides, chernozems lévigués podzolisés à semigley, sols gris foncé de forêt, sols brun-gris de forêt, faiblement, moyennement et fortement podzolisés, pseudorendzines léviguées et pratozem podzolisés à pseudogley.

L'ouvrage contient encore des indications sur la distribution et les conditions de formation du sol (relief, roches, végétation, eau phréatique).

C U P R I N S U L

	<u>Pag.</u>
AIRINEI ST. Considerații asupra „reducerii de relief topografic” aplicată măsurătorilor gravimetrice din Subcarpații Munteniei orientale	433
AIRINEI ST., SUCEAVA M. Notă asupra anomaliei gravimetrice-magnetică din regiunea lacului Sinoe (Dobrogea)	445
<u>BANDRABUR T.</u> Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din Bazinul Sf. Gheorghe	415
BĂLĂCEANU V., CUCUTĂ AL. Observații asupra cîtorva soluri caracteristice depresiunii interne a Carpaților de curbură	465
BĂLĂCEANU V., MOISE E., CUCUTĂ AL. Repartiția solurilor din depresiunea Făgărașului, în raport cu condițiile naturale	475
BĂLĂCEANU V., ORLEANU C., GIURGEA P., POPESCU F. Cercetări pedologice în partea de sud a podișului Tîrnavelor	485
BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. Cîteva date noi privind geologia regiunii Sasca-Tîrliva Cerbului (zona Reșița – Moldova Nouă-Banat)	187
CODARCEA M., BERCIU I., KREAUTNER H., MUREȘAN M. Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărăncărel – Holdița)	3
CONEA ANA, GHITULESCU NADIA, NEACSU VASILICA, VLAD LUCIA. Soluri, formate pe loess în delta Dunării	505
CONEA ANA, PARICHI M., ANDREEI GR. Harta solurilor cîmpiei Transilvaniei și dealurilor Bistriței	527
CONSTANTINESCU L., SOARE A., SOARE ALEXANDRA. Caracterizarea activității geomagnetice din anul 1961 pe baza înregistrărilor de la Observatorul geofizic Surlari	453
COSMA ST., TEODORU I., TEODORU CAMELIA. Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de nord și Bîrgău de sud	25
CUCUTĂ AL. Cercetări pedologice în depresiunile Gheorghieni și Ciuc	539
DINCĂ AL., ZIMMERMANN P. Contribuții asupra dislocației Tincova – Polom din partea de SW a masivului Poiana Rusă	41
DRAGHINDĂ I. Contribuții la cunoașterea genezei flișului	197
DRAGHINDĂ I., ILIESCU G. Vederi noi asupra structurii Carpaților orientali	209
DRĂGHICI C., DRĂGHICI OLGA. Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni-podișul Mehedinți	221
FLOREA N., ASVADUROV H., CHITU C., CONEA ANA, MUNTEANU I., OPRIS M., TUTUNEA C., VOLOVICI C., OANCEA C., IONESCU N., NEACSU MARCELA., PEAHĂ M., SOROCINSCHI C., TUTUNEA FILARETA. Harta solurilor cîmpiei Tisei și piemonturilor din vestul R. P. R.	551

GHEORGHIȚĂ I. Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen din regiunea Remetei—Săpînța—Sărăsău (Maramureș)	49
ILIE SMĂRĂNDITA. Contribuții la studiul petrografic al cărbunilor liasici de la mina Cozla (Banat)	61
IONIȚĂ STAN. O urmă de Hippocrate în Vindobonianul de la Andreiașul (Vrancea)	407
KRAUTNER H. Dolomitele cu blendă și galenă din valea Dobra (Poiana Ruscă)	77
LAZĂR AURELIA, ARGHIR ADELA. Studiul geologic și petrografic al eruptivului neogen din partea de sud a munților Harghita	87
LUPU M. Asupra vîrstei stratelor cu <i>Aptychus</i> din masivul Trascău	247
MARINESCU FL. Date noi privind Sarmatianul și Pannonianul din regiunea Baia Mare	251
MIRĂUTĂ O. Sisturile verzi din regiunea Dorobanțu—Măgurele (Dobrogea Centrală)	259
MUREȘAN M. Studii geologice în Cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă	103
MUREȘAN M. Considerații asupra corelațiilor între cartarea stratigrafică-structurală a cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă și datele magnetometrice	129
MUTHIAC V. Stratigrafia și structura geologică a Sedimentarului dănubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului)	277
MUTHIAC V., MIRĂUTĂ ELENA. Observații asupra Triasicului din Rărău	309
NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C. Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai (Banat)	317
PATRULIU D. Asupra prezenței unor calcare cu coprolite de crustacei decapodi (<i>Favreina salevensis</i> PARÉJAS) în Neocomianul inferior din Platforma Moeșcă (Câmpia Română)	325
PATRULIU D. Asupra prezenței unor calcare liasice cu <i>Involutina</i> în bazinul superior al Trotușului (Carpații orientali)	331
PATRULIU D. Răspindirea algelor <i>Globochaete</i> și <i>Eothrix</i> , și a microfaciesului cu „ <i>Lombardia</i> ” (Sacoccomidae) în Carpații orientali	337
PAUCĂ M. Aparatul vulcanic de la Chilioara (bazinul Silvaniei)	347
PAUCĂ M. Contribuții la tectonica regiunii de la nord de Jibou	351
PAUCĂ M., CLEMENS ANTOANETA. Vîrsta pietrișurilor din regiunea de sud a bazinului Silvaniei	357
PREDEL FL., BRATOSIN NICULINA. Caracterizarea morfologică și fizico-chimică a principalelor tipuri de soluri din regiunea Piatra Neamț—Mogoșești—Oșlobeni—Piatra Neamț	565
RADU MAGDALENA, CRAHMALIUC GLORIA. Contribuții la geologia împrejurimilor Șimleului Silvaniei	361
RĂDULESCU D. Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a munților Harghita	151
RISA E. Notă asupra prezenței depozitelor tortoniene din regiunea „După Piatră”—Stănița (Munții Metaliferi)	367
SĂNDULESCU M. Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (munții Ciucului)	371
SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA. Cercetări geologice în regiunea Brețeu—Ojdula și Comandău	383

Pag.

SOARE A., SOARE ALEXANDRA. Variația diurnă solară a elementelor geomagnetice înregistrată la Observatorul Surlari în 1961.	459
STAN N., BIRLEA V. Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmatiene din regiunea Racșa—Seini (Baia Mare)	161
VASILESCU ALEX. Asupra prezenței cinabrusului în munții Harghita (la Sântimbru-Ciuc)	181
VASILESCU ALEX. Cercetări geologice și petrografice în partea de SE a munților Harghita	171



Redactor de Carte : MIRCEA PAUCA
Tehnoredactor și corectori : G. CAZABAN, ELENA
MATEESCU, L. FOTE.
Traduceri : C. MISSIR, A. TIJNEVOI.
Ilustrația : I. PETRESCU

Dat la cules : mai 1964. Bun de tipar : februarie 1963. Tiraj :
1 550 ex. Hârtie Cartogr. Tip „B“ 45,5 gr/m.p. Ft. 70×100. Coli
de tipar 30. Com. 2017/1964. Pentru biblioteci indicele de
clasificare 55 (058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică „Informația“.
Str. Brezoianu nr. 23—25. București — R.P.R.



