

96315
REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. XXXVIII
(1950 — 1951)

96315

BUCUREȘTI
1954



Institutul Geologic al României

660



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XXXVIII
(1950 — 1951)



BUCUREŞTI
1954



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR COMITETULUI GEOLOGIC

Şedinţa din 4 Ianuarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

Deschizând şedinţa, Prof. G. MURGEANU spune în rezumat următoarele:

Tovarăși,

Deschidem astăzi seria ședințelor științifice ale Comitetului Geologic.

Potrivit obiceiului, ar trebui să facem o scurtă dare de seamă privind activitatea instituției noastre în cursul campaniei de lucru a anului care s'a încheiat. Spre deosebire de trecut, rezultatele acestei activități sunt mult mai bogate și mult mai variate. Din această cauză, un rezumat succint, ca și să oglindească fidel rezultatele campaniei noastre de lucru, este cu neputință. Ele vor reieși mai clar din expunerea lucrărilor și din desbaterile ce vor urma în ședințe. Aș ține, totuși, să spun câteva cuvinte cu privire la condițiile dificile în care s'a desfășurat activitatea geologilor noștri, pentru a face să reiasă și mai clar valoarea eforturilor depuse.

Ați obosit urcând munții, ați dormit insuficient și v'ați hrănit monoton, după modestele posibilități locale ale regiunilor izolate de aşezările omenești.

Dar ce înseamnă aceste dificultăți pe lângă marea satisfacție pe care v'a dat-o cunoașterea și rezolvarea problemelor legate de subsolul și solul Patriei noastre, inventarierea substanțelor utile de care Țara are atâta nevoie azi, când se pun bazele organizării unei industrii grele fără de care nu se poate concepe construirea socialismului. Ce înseamnă dificultățile enumerate pe lângă marea satisfacție pe care o veți resimți în cursul acestor desbateri, atunci când punctele Dvs. de vedere vor triunfa, puncte de vedere care, nu ne îndoim, vor reprezenta însuși triumful adevărului.



Şedinţele noastre ştiinţifice vor trebui să fie, şi anul acesta, adevărate lecţii de ştiinţă înaltă pentru tinerele cadre, pentru aceia care mâine vor duce mai departe făclia adevărului, a bunei credinţe ştiinţifice, a raţionamentului just, a modestiei şi a avântului creator.

Obiceiu-i pe tineri să cerceteze atent, să se pasioneze după detalii, să se înalte apoi deasupra lor şi, scrutând spaţiul cercetat, să găsească soluţia problemelor, oricât de îndrăsneată ar fi aceasta.

Invătaţi-i să se documenteze, să vă asalteze cu întrebările; arătaţi-le că ştiţi să-i încorjuraţi cu afecţiune. Atunci când vin cu argumente noi, educaţi-i în spiritul disciplinei ştiinţifice dar spuneţi-le că orice considerent de vîrstă sau de situaţie nu poate rezista în faţa adevărului.

Odată aceste recomandări făcute, putem privi cu încredere desfăşurarea şedinţelor noastre de lucru şi expunerile rezultatelor obţinute în campania anului trecut.

Nu uitaţi o clipă că învăţăminte pe care le vom trage din comunicările ce se vor prezenta vor trebui să fie ipotezele de lucru ale anului viitor, ipoteze care, cu cât vor fi mai riguroase, cu atât vor contribui mai mult şi mai repede la rezolvarea marilor probleme înscrise în Planul de Stat.

Intens angrenaţi la uriaşele roţi ale carului care va duce Patria noastră pe drumul progresului, drum trasat de Marea Uniune Sovietică, conştienţi de mariile sforţări pe care va trebui să le depunem pentru a fi demni de încredere şi sprijinul pe care ni le acordă Partidul şi Guvernul, vom reuşi să îndeplinim prevederile înscrise în Planul de Stat şi în măreţul Plan de Electrificare a țării şi de folosire a apelor.

Declar deschise şedinţele ştiinţifice şi dau cuvântul tov. GIUŞCĂ DAN.

- D. GIUŞCĂ. — Cercetări geologice în regiunea Baia Mare¹⁾.
- N. GHERASI. — Cercetări geologice în regiunea V. Roşie şi Boiţa¹⁾.
- R. DIMITRESCU. — Cercetări geologice în regiunea Capnic–Jereapă (Baia Mare).

In cadrul lucrărilor în colectiv, întreprinse de Comitetul Geologic în regiunea Baia Mare, am avut de cartat în cursul lunilor Iulie şi August 1950, o regiune delimitată astfel: la E, de culmea Măgurii Sărmăteşului, la S, de creasta principală a Munţilor Maramureşului, cu vârfurile Văraticul, Prislopul, Vf. Netedei, Vf. Roţii, apoi de şoseaua Băiuţ-Capnic şi de V. Capnicului, la W, de V. Gutaiului, la N, de limita formaţiunilor sedimentare.

In această regiune văile au în general direcţia N-S, fiind tributare în partea

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit, la Redacţie, până la data imprimării volumului.



de E (în regiunea Jereapă), Râului Mare (Izvorul Mare, Izvorul Călinii, Valea cu Pești, V. Siva, V. Totoș, V. Pietrelor și V. Oanță), iar în partea de W (în regiunea Capnic), Văii Capnicului (V. Cotoreană, V. Chișca, V. Iosif, V. Barbara și V. Gutăiului). Cu excepția Masivului Gutăiu, culmile ca și văile au pante domcale și prezintă foarte puține deschideri, ceea ce a îngreuiat mult lucrările de cartare.

Istoric. Pentru întreaga regiune nu am găsit în literatură nici o lucrare tipărită privind structura geologică. Chiar studiul lui PÁLFY (1917) se oprește la limita acestei regiuni.

Pentru partea estică însă (regiunea Jereapă), am avut la dispoziție: raportul geologic, însotit de o hartă 1: 20.000, al Prof. I. ATANASIU (1935), raportul cu hartă 1: 10.000 al Ing. M. SOCOLESCU (1935) și raportul cu hartă 1: 5.000 al Ing. C. JURCĂ (1939). Deasemenea, în cursul său de Fenomene Magmatice (1946), litografiat de Facultatea de Științe din București, Prof. I. ATANASIU a sintetizat cercetările proprii asupra regiunii Jereapă.

Formațiunile sedimentare. Fundamentalul regiunii este alcătuit din formațiuni sedimentare care constau din șisturi argiloase, negricioase, cu bancuri de gresii micacee cenușii, de grosimi variind între 5 cm și 1,5 m. Stratele au direcțiuni cuprinse între N 55° W și E-W. Inclinările sunt adesea destul de mari, atingând uneori 70°. Sedimentarul aflorează în general la limita de N a teritoriului cartat, pe cursurile inferioare ale afluenților Râului Mare și pe unele culmi. Mai la N, acest complex conține intercalații de gipsuri (pe cursul inferior al Văii Oanță) și de tufuri dacitice (pe V. Râului Mare, la intrarea în comuna Budești), ceea ce a făcut să fie atribuit Mediteraneanului. Până acum nu se citau fosile care să confirme această vârstă. În cursul acestei campanii de lucru s'a găsit însă pe V. Pietrelor un exemplar de *Chlamys elegans* ANDRZEJOWSKI, menționat în literatură ca formă tortoniană, răspândită în Basinul Vienei, Polonia și Ungaria. Analiza micropaleontologică a unei probe, făcută de Th. IORGULESCU, a arătat deasemenea că avem de aface cu Tortonianul și anume cu extremitatea sa superioară.

O ivire izolată de Sedimentar se află și pe cursul superior al Văii Gutăiului.

Formațiunile vulcanice. Faza întâia. Cele mai vechi roce eruptive întâlnite sunt andezitele care aflorează pe V. Capnicului. Privite în cadrul general al regiunii Baia Mare, ele fac parte din prima fază eruptivă, post-tortoniană.

Am putut deosebi două neckuri pe văile Barbara și Iosif, un dyke spre Cotoreană și un alt neck la SE de Vf. Roata. În acestea, andezitul are culoarea cenușiu-închisă — negricioasă. Sub microscop el apare cu pasta microcristalină, în care se observă uneori, în afară de plagioclas și amfibol, și rare granule



de cuarț. Ca fenocristale se observă plagioclazi uneori proaspeți, frecvent maclați și zonați, iar alteori sericitizați și calcitizați; elementul melanocrat este reprezentat printr'o hornblendă verde, uneori cloritizată, și prin rare cristale de augit, frecvent maclate. În ansamblu, roca este sericitizată și puternic piritizată.

Masa andezitelor vechi este formată din lave alterate. La microscop se observă, în pasta slab cristalizată, conture idiomorfe de plagioclazi complet descompuși, calcitizați și sericitizați; caolinul formează plaje uneori arboreșcente.

La partea superioară a lavelor întâlnim aproape constant un nivel de aglomerate vulcanice.

Deasupra andezitelor vechi, stând în același timp și deasupra formațiunilor tortoniene de care am vorbit, urmează o serie de tufuri și brecii vulcanice vechi, sericitizate și caolinizate, care se întind în toată regiunea noastră. În general, în regiunea Jereapă predomina tufurile cu caracter pelitic. Acestea sunt albe, compacte și nu prezintă niciun fel de stratificație. Intercalate în tufuri apar, pe alocuri (pe V. Siva, Valea cu Pești, Izvorul Călinii), rare pânze de lave andezitice vechi, complet sericitizate.

Aceste tufuri, care se pot urmări din V. Gutăiului și până în Munțele Văratic, au suferit pe alocuri puternice silicifiere, care le-au transformat în roce cuarțoase dure; acestea rezistând mai bine eroziunii, au rămas ca stânci proeminente ruiniforme. Astfel de zone de siliciere întâlnim în Măgura Sărmăteșului, pe versantul de SW al Muntelui Văratic, la Piatra Șesului, Piatra lui Totoș, iar dela Neteda, situată pe șoseaua Capnic — Sighet, și până în V. Gutăiului, se poate urmări o zonă continuă de silicifieri, trecând prin Piatra Smeurșului (Steindl). Origina acestor silicifieri a fost pusă în legătură cu erupțiunile vulcanice ulterioare care au străbătut tufurile.

Secțiunile subțiri în tufuri arată o masă amorfă în care se observă cristale cu conture neregulate sau rotunjite de cuarț sau plagioclaz. La tufurile silicificate, toată masa roci este formată din granule extrem de mărunte, rotunde, care constituie uneori aglomerații mai mari; în acestea sunt prinse cristale cu conture neregulate, de diferite mărimi, de cuarț.

In legătură cu faza eruptivă a andezitelor vechi apare sistemul de filoane paralele dela Capnic.

Faza a doua eruptivă nu se întâlnește în regiunea Capnic—Jereapă.

Faza a treia este reprezentată prin neckul de dacit de tip Piscuiatu din V. Chișcă și prin dacitele de la W de confluența Văii Capnicului cu V. Gutăiului (V. Șuiorului, în afara regiunii noastre).

Sub microscop dacitele se prezintă în general proaspete, cu pastă microcristalină și cu fenocristale mari. Biotitul și hornblendă sunt cloritizate. Cristale mari de cuarț corodat apar alături de plagioclazi acizi, în parte sericitizați și calcitizați.



Deasupra dacitului, care formează corpuri mari, se întâlnesc pe V. Gutăiului aglomerate și tufuri dacitice.

Dacitele sunt lipsite de mineralizație.

Faza a patra eruptivă, ponțiană, este reprezentată de andezite negre. Lavele acestora se aştern deasupra tufurilor vechi și formează platouri pe toată culmea principală a munților din regiune, dela Vf. Văratic și până sub Gutăi. Petece de lave negre s-au păstrat și pe culmile secundare ce coboară spre N.

In același timp se pot identifica și o serie de coșuri vulcanice care au alimentat erupțiunile. De multe ori neckurile se fac remarcate datorită reliefului, ele formând vârfuri sau mameleoane, alteleori însă, dimpotrivă, ele sunt tăiate de cursul văilor. Câteva neckuri străbat rocele sedimentare; la contact, acestea suferă cornificări și silificări și capătă de multe ori o culoare neagră.

Studiate la microscop, andezitele noi prezintă destule variații. Andezitul amfibolic negru apare cu pasta microcristalină; ca element melanocrat predominant este o hornblendă cloritizată. Plagioclazii sunt în general sericitizați și chiar local calcitizați și caolinizați; când sunt proaspăti se prezintă cu结构uri zonare. Acest tip este răspândit în regiunea Capnic. În unele iviri din regiunea Jereapă (Vf. Sfârdiei, Vf. Ciolanul Mănăstirii) apare și un andezit amfibolic, cu puțin biotit, de culoare cenușie.

Cel mai răspândit este andezitul piroxenic. El prezintă o pastă uneori microcristalină, alteleori în parte sticloasă, în care se pot deosebi granule mărunte de feldspat și mai rar de piroxen. În pastă se observă numeroase fenocristale mari de augit, adeseori maclat, în general proaspăt, uneori cloritizat. În unele secțiuni apare și hiperstenul. Alteleori se mai întâlnesc și cristale bine desvoltate de amfiboli opacitizați. Plagioclazii sunt larg desvoltați; se prezintă zonați, uneori proaspăti, destul de frecvent alterați. Conținutul de An variază între 53% și 60% (labrador).

Pe Muntele Gutăi, nivelul superior al andezitelor negre se prezintă ca un andezit piroxenic cu bobul foarte fin. Textura este ușor fluidală. Pasta este în parte sticloasă; în ea se observă două generații de fenocristale: prima de fenocristale mărunte de plagioclazi, a doua generație de fenocristale mari și rare de plagioclazi, destul de proaspăti, numai rar alterați și fenocristale răslete de piroxen rombic.

Analiza chimică a unui eșantion din acest andezit, efectuată de SANDA LUPAN, a dat următoarele rezultate:

SiO ₂	53,68 %
Al ₂ O ₃	17,73 %
Fe ₂ O ₃	4,29 %
FeO	5,57 %
MgO	3,83 %
CaO	7,04 %
Na ₂ O	3,30 %
K ₂ O	1,28 %



H ₂ O (— 105° C)	1,01%
H ₂ O (+ 105° C)	0,75%
TiO ₂	1,09%
P ₂ O ₅	0,16%
SO ₃	0,26%
MnO	0,14%

Valorile Niggli calculate sunt următoarele:

<i>si</i> = 150	<i>mg</i> = 0,41
<i>al</i> = 29	<i>ti</i> = 2,4
<i>fm</i> = 38	<i>p</i> = 0,2
<i>c</i> = 21	<i>fm</i> = 0,55
<i>alk</i> = 11	<i>c</i>
<i>k</i> = 0,22	<i>qz</i> = + 6

Acestora le corespunde tipul de magmă normal dioritică.

In clasificarea lui ZAVARIȚCHI, roca se așează între un andezit cu augit și un andezit cu hipersten:

<i>a</i> = 9,6	<i>f'</i> = 54,0
<i>c</i> = 7,7	<i>m'</i> = 38,6
<i>b</i> = 17,7	<i>c'</i> = 7,3
<i>s</i> = 65,0	<i>n</i> = 79,8

In legătură cu faza eruptivă a andezitelor negre apar mineralizațiile din regiunea Jereapăn.

Ultimele erupții sunt constituite din andezite piroxenice cu biotit, deschise la culoare, care formează Vf. Gutăiului, stând peste lavele andezitice negre. Structura aparatului vulcanic este greu de descifrat; nu am putut identifica neckuri sau dykeuri, ci numai pe alocuri zone brecioase. Credem că este vorba de pânze de lave.

Cuaternarul. Formațiunile cuaternare, reprezentate prin pornituri și blocuri andezitice, acoperă suprafețe întinse deasupra Sedimentarului din Nordul regiunii. Ele formează apoi un intrând la S de Măgura de Sus, și petece pe valea superioară a Gutăiului, pe V. Capnicului, la W de Vf. Roata și pe șoseaua Capnic—Băiuț, la S de Vf. Roata.

Şedința din 9 Ianuarie 1951

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— L. PAVELESCU. — Cercetări geologice și petrografice în Munții Poiana Ruseă (Valea Fierului)¹⁾.

¹⁾ Va apărea în *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXIX (1951—1952).



— L. PAVELESCU.—Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic.

Regiunea cercetată în campania de lucru din vara anului 1950 se referă în deosebi la partea de S și E a localității Capnic și este delimitată la N de V. Capnicului și Vf. Roata, la E de V. Gheiza și V. Strâmbului, la S de o linie ce trece dela Vf. Arșiței la Vf. Tisa, iar spre W de V. Capnicului.

Regiunea formează un platou înalt, cuprins între 600—1300 m, brăzdat de numeroase ape ce curg spre S și SW.

La constituția geologică a regiunii iau parte depozite sedimentare, produse piroclastice și roce efusive.

Formațiuni sedimentare. Fundamentul regiunii este format din depozite paleogene și neogene. Acestea apar cu totul sporadic, în deosebi în partea de S și de E a regiunii și dispoziția lor presupune o dislocație puternică a fundamentului străbătut de numeroase falii.

Depozitele sedimentare sunt constituite din marne, șisturi argilo-marnoase, gresii și conglomerate.

Șisturile argilo-marnoase, ca și marnele, sunt negre-cenușii și au o desvoltare destul de însemnată în regiunea noastră, în deosebi între V. Hâgea și V. Preboda. În apropiere de confluența văilor Hâgea, Albă și Preboda, cu V. Capnicului apar în deosebi marnele, imediat ceva mai în amont apar numeroase strate de gresii, de grosimi variabile, cu intercalări de șisturi marnoase, tufuri și chiar blocuri neînsemnate de lave andezitice și brecii. În general, direcția șisturilor argilo-marnoase variază între NE 50° și E—W, iar căderile între 18—48° NW respectiv N. În apropiere de izvoarele văilor menționate mai sus și pe culmile dintre ele predomină în deosebi gresiile albe cu muscovit pe suprafețele de șistozație, local cărbunoase.

Pe culmile dintre V. Bratia, V. Măgurii și V. Gruietului apar numai gresii. Ele sunt de culoare albă, nisipoase și numai local devin mai compacte și mai dure: acolo unde au suferit unele fenomene de silicifiere. Această silicifiere se manifestă printr'o îmbogățire în silice a gresiilor și prin recristalizarea granulelor de cuarț preexistente, formând uneori frumoase geode, căptușite cu cristale de cuarț.

Pe culmea Pleșa Mare și Vf. Pleșcuții am delimitat o zonă destul de importantă din aceste gresii complet silicificate. La partea superioară a gresiilor urmează o pătură de grosime variabilă, însă destul de subțire și redusă ca întindere, de conglomerate mărunte. În zona Pleșcuții și aceste conglomerate sunt complet silicificate. Zona aceasta de silicifiere are o direcție generală N—S și s'a produs probabil pe o linie de fractură, care a permis o circulație mai ușoară a soluțiunilor din faza hidrotermală.

Pe V. Strâmbului și V. Sibilei apar din nou șisturile argilo-marnoase împreună cu gresiile, însă ele sunt complet metamorfozate. Urmează același



complex argilo-marnos cu intercalații de gresii, care, pe măsură ce ne apropiem de confluența Văii Strâmbului cu V. Sibilei, încep să predomine și chiar să treacă la conglomerat, cum se vede pe V. Sibilei.

Direcția acestor depozite variază între NE 62° și E-W, având căderi mici, spre N respectiv NW, ce variază între $12-24^{\circ}$.

In general, depozitele sedimentare formează o ușoară ondulație sinclinală în regiunea Arșița—Sibila și una anticlinală în regiunea Măgura.

In apropiere de Culmea Bolchiș, chiar pe drumul Capnic—Băiuț, apar într-o deschidere mică niște marne roșii-vineții, friabile.

Pe Harta 1: 500.000, pe baza datelor nepublicate ale lui TH. KRÄUTNER, care a găsit ceva mai la E Nămmuliți, complexul gresos-conglomeratic este trecut la Eocen, cel argilo-marnos cu intercalațiile de gresii este trecut la Aquitanian, iar marnele de pe V. Capnicului sunt trecute la Ponțian. In hărțile ungu-rești mai vechi, pe baza datelor paleontologice ale lui GESELL, este trecut Sarmațian în loc de Ponțian, iar în loc de Eocen, Cenomanian.

Peste aceste depozite sedimentare se aştern local tufurile și lavele andezitice; alteleori depozitele sedimentare vin direct în contact cu coșurile vulcanice.

Tufurile sunt de culoare albă-cenușie, prezintă în general o textură poroasă și sunt foarte friabile. Uneori însă prezintă o textură compactă și atunci se pot foarte ușor confunda cu lavele andezitice, mai ales când sunt proaspete. In secțiuni subțiri se observă o masă amorfă, în care sunt prinse o serie de granule de cuarț rotunjite, uneori într'un mod accidental și plagioclazi. In general, tufurile sunt în parte silicificate și caolinizate. Aceste tufuri ocupă suprafețe destul de întinse în partea de S a regiunii cartate, începând din V. Albă și până în Culmea Sibilei.

In apropiere de contactul cu depozitele sedimentare, tufurile au o grosime destul de redusă (10–30 cm) și conțin numeroase intercalații de șisturi argilo-marnoase și chiar gresii cu cărbuni. Tufurile acestea cu intercalații prezintă uneori aspectul unor brecii. Către N, și pe măsură ce ne îndepărăm de acest contact, tufurile formează pături din ce în ce mai groase și sunt lipsite de aceste intercalații, în schimb conțin blocuri și pături de lave.

In secțiunile subțiri tăiate în aceste lave se observă o pastă slab cristalizată, în care sunt prinse cristale idiomorfe de plagioclazi sericitizați și carbonatați. Roca este în general destul de profund caolinizată și sericitizată. Această caolini-zare și sericitizare, atât a tufurilor cât și a lavelor, se accentuează mai ales în partea inferioară a complexului.

Erupțiunile. Activitatea vulcanică în regiunea Baia Mare începe în Tortonian și se continuă, cu intermitențe, până în Pliocen.

In regiunea Capnicului se pot deosebi trei faze de erupțiuni.



Prima fază corespunde unor corpuri de andezite propilitizate și sericitizate, ce se întind dela Capnic până la Seini. Dispoziția acestor corpuri andezitice este legată de o zonă de fracturi cu direcția E-W și este reprezentată prin curgeri de lavă, ce sunt bine vizibile pe toată V. Capnicului în amont de confluența acesteia cu V. Gutăiului și până în apropiere de Vf. Roata. Aceste lave străbat depozitele mediteraneene, iar erupția ar fi post-tortoniană.

In această masă de lave profund metamorfozate nu s'a putut delimita decât un singur neck la SE de Vf. Roata.

Atât neckul, cât și lavele, sunt de natură andezitică și de culoare albă-verzuie, uneori brună-negricioasă.

In secțiunile subțiri se poate observa o pastă sticloasă, uneori slab cristalizată, în care sunt prinse cristale idiomorfe de plagioclazi, în parte sericitizați și caolinizați. Plagioclazul este un andezin cu 32–48% An, care adesea este intens maclat și prezintă o ușcară structură zonară. Dintre mineralele melanocrate menționăm prezența augitului, adesea maclat, și a hornblendei, în conurile prismatice larg dezvoltate și cloritizate. Menționăm deasemenea, că în pasta microcristalină se observă uneori mîcrolite de plagioclazi în lamele subțiri, granule de cuarț și calcit. Dintre mineralele opace se remarcă cristale cubice de pirită, bine dezvoltate.

In ansamblul lor, rocele sunt puternic sericitizate și piritizate.

A doua fază de erupții ar fi reprezentată prin dacite care se dezvoltă la W de confluența Văii Gutăiului cu V. Capnicului și ar corespunde fazei a III-a din W, adică Dacitului de Piscuiatu; erupția ar fi sarmățiană.

In regiunea noastră această erupție formează o serie de trei neckuri și curgeri de lave de dimensiuni reduse. In general, roca este de culoare brună-negricioasă. In masa ei fundamentală se pot observa, chiar cu ochiul liber, rare granule de cuarț și amfiboli prismatice foarte bine dezvoltăți. Ca tip petrografic, dacitul din neckuri seamănă cu tipul Dacitului de Piscuiatu, în timp ce lavele dela confluența Văii Gutăiului cu V. Capnicului prezintă particularitatea că sunt mai alterate.

In secțiunile din lavă se observă o pastă ușor cristalizată, din care ies în evidență unele granule mărunte de cuarț, în care sunt prinse fenocristale de hornblendă complet alterate. Plagioclazii se disting numai după conurile lor, întrucât sunt complet sericitizați și caolinizați. Fenocristalele de cuarț prezintă uneori conure idiomorfe, alteori granulele sunt corodate. In general secțiunile sunt acoperite de o pulbere fină de natură caolinoasă.

In secțiunile prin rocele colectate din neckuri se poate observa aceeași pastă microcristalină cu aceeași componență mineralologică, însă fenocristalele sunt ceva mai proaspete. Hornblendă prezintă uneori și conure corodate și este aproape integral cloritizată. Foișele râșlețe de biotit sunt deasemenea complet cloritizate.



A treia fază, și ultima, este reprezentată prin andezite negre și corespunde cu faza a patra, ponțiană.

Produsele acestei erupțiuni au cea mai mare extensiune în regiunea noastră și formează următoarele masive mai importante: Hidia, Bolchiș, Măgura Breazului, Rotunda, Comanda, Culmea Arșița și Sibila.

In aceste masive s-au putut identifica, pe lângă curgerile de lave, și o serie de neckuri. Astfel în Masivul Hidia am identificat șase neckuri, în Masivul Bolchiș trei neckuri, în Masivul Arșița-Sibila două neckuri, iar Masivele Rotunda, Măgura Breazului și Comanda nu prezintă în general curgeri de lavă, ci constituie ele singure de obicei coșuri vulcanice.

Atât neckurile cât și lavele sunt, după cum am spus mai sus, de natură andezitică și se pot separa chiar cu ochiul liber două tipuri de andezite: un andezit negru, (de Hidia), care este foarte proaspăt, cu o pastă fin cristalizată, în care elementul melanocrat predominant îl formează piroxenii, deci un andezit piroxenic și care se întâlnește frecvent pe Hidia, și un andezit mai cenușiu, uneori verzui, în care mineralul melanocrat predominant este un amfibol verde-brun, deci andezit amfibolic. Acesta din urmă este cel mai răspândit în regiunea Capnic.

Andezitul amfibolic dela Bolchiș este în parte propilitizat și uneori ușor piritizat.

In secțiunile subțiri, andezitul piroxenic prezintă o pastă microcristalină, rar sticloasă, în care se observă fenocristale de augit foarte adeseori maclat. Plagioclazii sunt larg desvoltăți; în cristalele proaspete se observă o bogată maclare polisintetică și o evidentă structură zonară.

La andezitul amfibolic se observă o pastă mai rareori microcristalină, în care sunt prinse cristale idiomorfe de hornblendă larg desvoltate, uneori cu conture corodate și ciuruite de granule mărunte de pirită și calcită. In general hornblenda este cloritizată. Deasemenea se mai întâlnesc și rare cristale de augit, uneori proaspete, dar în general cloritizate. In unele secțiuni subțiri se poate observa în pastă și cristalele mici de cuarț și calcit.

In ansamblul lor, rocele sunt foarte slab piritizate și caolinizate.

In secțiunile prin andezitele propilitizate se observă o pastă microcristalină, în care fenocristalele de plagioclazi sunt complet sericitizate. Cristalele de hornblendă deasemenea sunt complet alterate. Hornblenda și augitul sunt în general cloritizate și mai puțin opacitizate. Roca însă este puternic piritizată și propilitizată.

Formațiunile cuaternare sunt reprezentate prin conuri de dejecție, alunecări de teren și aluvioni. Aceste depozite acoperă uneori suprafețe destul de întinse. Astfel pe V. Hâgea, V. Albă, V. Proboda, V. Măgurii și V. Capnicului se observă porțiuni destul de întinse de alunecări cu îngărmădiri de blocuri andezitice și gresii.



— AL. CODARCEA și L. PAVELĂSCU. — Cercetări geologice în regiunea Ruschița.

Cercetările noastre din regiunea Ruschița, începute în anul 1943 și continute cu numeroase întreruperi, au cuprins teritoriul delimitat la Nord de culmea Muntelui Padeșul—Tăul Ursului—Vârful Moșița—Vârful Rusca, Valea Slatinei—Poiana Crivinei, la Est de Culmea Măgura Albă și Valea Cernișoarei, la Sud de Culmea Vârful Alunului—Vârful Păducelul—Valcea Caprei, Dealul Mare—Tâlva Vântului—Vârful Cireșului, iar la SW de Culmea Boului până la Padeșul.

Această regiune are un relief foarte accidentat, cu văi adâncătăiate și abrupte. Culmile au altitudini ce trec de 1000 m: Padeșul, Rusca, Chicioara și Vârful Boului. Regiunea este străbătută de Valea Ruschiței și afluenții ei, Padeșul, Valea Cracului Lung, Pârâul Lung, pe dreapta, iar pe stânga Pârâul cu Raci, Pârâul Morii și Valea Miclăușului.

Structura geologică a regiunii Ruschița. Regiunea Ruschița este situată în partea de SW a masivului cristalin Poiana Ruscă, la marginea de Nord a Basinului cretacic-superior dela Rusca Montană.

La constituția geologică a regiunii iau parte șisturile cristaline, care formează fundamentul general al regiunii, și o serie de manifestații eruptive banațitice (lacolite și filoane), ale căror influențe de contact sunt pe alocuri foarte importante.

Șisturile cristaline aparțin seriei cristaline getice și sunt reprezentate prin formațiuni epizonale și mesozonale. Între șisturile epizonale predomină în mare măsură șisturile clorito-sericitice cu aspecte filitice, în care se întâlnesc alternanțe de șisturi cuarțitice, cloritice și sericitice, cuarțite negre manganiferă, filite, lentile de calcare dolomitice gălbui-cenușii și uneori chiar negricioase, calcare negre. Între șisturile mesozonale menționăm cuarțite biotitice, micașisturi cu biotit și granat, paragneise cu biotit, amfibolite biotitice, calcare marmoreene și șisturi calcaroase amfibolitice cu biotit.

Șisturile epizonale ocupă partea de Nord, partea de Vest și partea de Sud a regiunii, pe când cele mesozonale sunt mai desvoltate în partea centrală și mai mult în partea de SE a teritoriului cercetat.

Regiunea este strâns cutată, ceeace reiese din distribuirea diferenților termenii ai seriilor cristaline și din redarea lor cartografică. Se remarcă, în special, fâșiiile foarte contorsionate ale intercalatiunilor, mai ușor de identificat, de calcare dolomitice și calcare marmoreene, care alternează în repetate rânduri cu șisturile cuarțitice banale ale fundamentalui. Din această cauză este dificil de spus ceva asupra relațiunilor dintre diferenții termeni cristalofiliieni. În comparație cu structura geologică a capătului de Est al zonei noastre cristaline, în regiunea Teliuc—Ghelar—Alun, și ținând seama de apropierea masei mari



de calcare dolomitice dela Nord de Tăul Ursului, situație foarte asemănătoare cu aceea dela Ghelar, putem interpreta numeroasele lentile și fâșii de calcare dolomitice, care brăzdează regiunea noastră, ca prelungiri laterale ale masei de dolomite dela Luncani, divizată la Sud prin frecvente intercalări de sisturi cloritice și sericitice. Am fi deci, ca și la Teliuc și Ghelar, într'o zonă primordială de sedimentare, cu îndințări între un facies calcaros dolomitic la Nord și un facies argilo-grezos predominant la sud.

Această zonă de alternanță între calcare dolomitice și sisturi clorito-sericitoase se dezvoltă în direcție generală E—W, dela Pârâul Padeșului, pe la Șapte Izvoare, traversează Culmea Păliturii, se largeste în basinul Pârâului cu Raci și se efilează în Culmea dinspre Pârâul Peșterii. Slabe iviri din aceeași calcare reapar pe Pârâul Slatinei și în Poiana Crivinei, îndreptându-se către Vadu Dobrii.

O a doua zonă, analoga cu precedenta, cuprinzând numeroase lentile de calcar dolomitic, se desenează mai la Sud, în Valea Cracul Lung și se prelungeste spre Est, pe sub Culmea Fierarilor. Notăm, mai la Sud, miciile lentile din Valea Miclăușului.

Calcarele dolomitice se caracterizează prin bob foarte mărunt, structură compactă, aspect brecios și spărtură colțuroasă. Sunt aspre la pipăit, se altereză făinos-nisipos și se acoperă cu cruste de culoare galbenă. Culoarea lor este de obicei galbenă-cenușie.

Complexul de filite și sisturile cloritice și sericitice cu care alternează calcarele dolomitice sunt roce foarte șistoase, adesea mărunt încrețite, care prezintă în compoziția lor un fond general de granule de cuarț cu intercalări fine de clorit și sericit, în proporții variabile, trecând la tipuri net filitice și la tipuri net cuarțitice.

Intercalațiuni puternice de cuarțite sericitice și cloritice, cuarțite albe și cuarțite negre fin stratificate se observă pe flancurile de Nord ale Muntelui Boul în basinul Pârâului cu Raci, în Gruniul cu Stână și Dealul Crivinei. Adesea predominant cuarțite negre manganifere, bine desvoltate în culmea dintre Pârâul Nisipului și Pârâul Peșterii și pe drumul dela obârșia Pârâului Morii spre Poiana Crivinei.

Sisturile cristaline mesozonale din partea centrală a regiunii formează o puternică zonă lenticulară în Valea Ruschiței, la E de Șapte Izvoare.

In această apariție predomină masiv calcarele marmoreene albe cu vine roze și mai rar verzu, care se exploatează în carierele dela confluența Pârâului cu Raci cu Pârâul Ruschiței. Aceste calcare se deosebesc bine de calcarele dolomitice prin bobul mare, culoarea albă și cristalizarea largă a granulelor de calcit. Ele nu sunt dolomitice. Masivul de marmoră dela Ruschița a fost supus la compresiuni puternice, ceea ce rezultă din cutarea intimă foarte strânsă ce se remarcă pe plăcile șlefuite. Așa se explică de altfel și apari-



țiunile de formă foarte neregulată și îndoită a lentilelor pe teren, care îngreunează foarte mult urmărirea și cartarea lor.

Lentila de calcar se continuă spre Est pe flancurile de Nord ale Pârâului Morii, traversează Pârâul Peșterii și Pârâul Vulturilor, efilându-se în spre Est sub Culmea Fierarilor.

O altă serie de lentile de calcar de aceeași calitate se poate urmări din Pârâul cu Raci Mare pe la obârșia Ogașului Nisipului în Pârâul Peșterii; unde se desvoltă puternic, continuându-se spre Est, pe Pârâul Vulturilor, în Gruniul cu Stână până în Pârâul Morii, unde se efilează.

Lentile de același fel de calcar marmorean apar la obârșia Pârâului Miclăușului, ramura de Sud, unde se observă două lentile în strânsă legătură cu o zonă de amfibolite.

Strâns asociate cu calcarele marmoreene apar pachete de roce amfibolice cu calcit și biotit, care se intercalează între calcare, atât pe Pârâul Ruschiței cât și pe Pârâul Morii.

O fâșie importantă de amfibolite, sisturi amfibolice și chiar filite amfibolice cu biotit se desvoltă pe flancul de Nord al lentilei de marmoră în Pârâul Ruschiței și Pârâul cu Raci.

Amfibolitele sunt formate în majoritate dintr-o hornblendă verde-albastră asociată cu biotite brune-negre. Între acestea apar în proporții mai reduse granule de plagioclazi sodico-calcici, cristale de magnetit și pirită. Se observă și intercalații de amfibolite cu biotit și epidot.

În strânsă legătură cu calcarele marmoreene și alternând cu ele se întâlnesc strate de sisturi calcaroase amfibolice cu biotit, roce fanerocristaline în care calcitul predomină mult mai puternic, și care trec la un calcar cristalin cipolinic.

O altă zonă de amfibolite se desvoltă puternic în partea de Sud-Est a regiunii, dela Culmea Păducelu și Vârful Alunului spre Nord-Est, peste Valea Lăturoasa spre valea Cernișoarei. Ele alternează cu sisturi cuarțitice cu biotit și sunt strâns legate de lentila de marmoră de pe Miclăuș.

Lentilele de marmoră sunt prinse împreună cu amfibolitele și asociate într-o zonă de cuarțite biotitice bine desvoltate în Pârâul Morii, zonă care se continuă spre Est peste Culmea Fierarului. La microscop se observă, pe lângă cuarț și biotit, pseudomorfoze de sericite, care probabil au provenit din transformarea unor andaluzite.

Între zona de cuarțite biotitice și zona de amfibolite din partea de Sud-Est a regiunii, se desvoltă, în Vf. Chicioara și Culmea Măgura Albă, o puternică zonă de micașisturi, care trece în Valea Bordului și se desvoltă spre Est, în Valea Cernei.

O altă fâșie de roce micacee gneisice apare la obârșia Pârâului Morii în direcția ENE până în Valea Bordului. Predomină mult micașisturile cu biotit, muscovit și granați.



Tectonica regiunii Ruschița nu poate fi descifrată cu ușurință din cauza cutării intense și complicate a întregului complex cristalin, care se manifestă ca o serie de cute sinclinale foarte strânse.

Intruziunile banatitice. Regiunea Ruschița este situată pe marginea provinciei petrografice a banatitelor. În împrejurimile localității se întâlnesc numeroase apariții de roce eruptive banatitice, unele de dimensiuni mai mari, de cele mai multe ori de dimensiuni reduse.

Un masiv mai întins de banatite, de cca 1 km lățime, apare sub forma unui laccolit, constituit dintr'un granodiorit tipic, pe Pârâul Lung, la Cumpăna Cireșului până în Pârâul Cucu. Regiunea dimprejur este străbătută de numeroase apofize și filoane de porfirite granodioritice și lamprofirite (de obicei odinit), foarte frecvente în spre Nord, în basinul Cracului Lung, în Valea Ruschița, pe Pârâul Argintului și în regiunea Șapte Izvoare.

O altă regiune străbătută de numeroase apofize și filoane banatitice este basinul Pârâului cu Raci Mare, Ogașul Nispului, Ogașul Peșterii, Ogașul Vulturilor. O ivire izolată apare în partea superioară a Văii Miclăușului.

Masa laccolitică dela Cumpăna Cireșului a produs o puternică influență metamorfică de contact atât asupra șisturilor cristaline epizonale care o înconjoară, cât și asupra depozitelor sedimentare ale Cretacicului superior din Basinul Rusca Montană.

In aureola de contact al laccolitului banatitic se găsesc corneene andaluzitice și biotito-cuarțitice și corneene granatifere și diopsidice pe o lățime de peste $\frac{1}{2}$ km, în jurul banatitului. Toată zona de contact pe Pârâul Lung, Cracul Lung și Cracul lui Fonfiu este impregnată cu mineralizațiuni sulfuroase, difuze.

Corneenele din Cretacic sunt albe-verzui și violacee; adesea se observă structura primordială de conglomerate, brecii calcaroase sau marne.

Mineralizațiuni. În regiunea Ruschița se întâlnesc câteva zone interesante din punct de vedere al mineralizațiunilor. Ele se grupează genetic în felul următor: mineralizațiuni legate de șisturile cristaline; mineralizațiuni de origine banatitică.

A) Concentrațiunile de minereuri legate de șisturile cristaline sunt de origine metamorfică regională sedimentogenă. Ele sunt în strânsă legătură fie cu calcarele dolomitice cristaline, fie cu cuarțitele, fie chiar cu filitele.

1. Minereurile legate de calcarele dolomitice sunt sideritele, care se găsesc concentrate în fâșile de calcare dolomitice sideritice. În partea superioară a lentilelor de siderit, în zona de oxidație, s'a format pălăria de fier de limonit.

2. În legătură cu unele cuarțite se găsesc concentrațiuni, uneori compacte, de hematită.



3. În complexul de cloritoșisturi și filite apar concentrațiuni de magnetit limitate. De interes mai mult mineralologic sunt impregnațiunile cu cristale de magnetit dintr-o stâncă de cloritoșisturi din Poiana Zipzer.

4. Intercalațiunile de cuarțite negre sunt impregnate cu mangan.

B) Mineralizațiunile legate genetic de banatite se semnalează în zona de influență a intruziunilor din regiunea Ruschița. Sunt mineralizațiuni sulfurice care impregnează difuz aureola de contact. S-au identificat pirite, pirotine, calcopirite, în apropierea laccolitului dela Cireșul pe Pârâul Lung și ramura de pe dreapta, cea mai sudică, a Cracului Lung.

Se pare că aceste mineralizări nu s-au concentrat prea bogat. De altfel nici roca-gazdă (sisturile cristaline) nu este favorabilă pentru o concentrare mai serioasă. Afără de aceste impregnații difuze dela contact se mai cunosc și alte concentrații de sulfuri metalifere.

O apofiză de granodiorit în masa de calcare marmoreene de Ruschița, pe care le metamorfozează la contact, a dat naștere la corneene cu granați, diopsid și epidot și la calcare silicificate cu cuarț hidrotermal, calcită și mai rar sideroză. În această formătivă s-au produs concentrații hidrotermale de galenă grosolan grăunțoasă și blendă de formă neregulată.

Şedința din 16 Ianuarie 1951

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— C. ALBU. — 1. Basinul de cărbuni Caransebeș¹⁾). 2. Basinul de cărbuni Tebea¹⁾.

Şedința din 23 Ianuarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— GRIGORE RĂILEANU. — Contribuțiuni la cunoașterea geologiei regiunii Fața Mare — Svinecea Mare (Banat).

Regiunea asupra căreia s'au extins cercetările face parte din zona Svinița — Svinecea Mare, zonă care se găsește situată la extremitatea meridională a Carpaților.

Zona Svinița — Svinecea Mare este unitară în partea sudică, unde prezintă maximum de afundare. Spre N această zonă se ridică treptat în aşa fel că

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit, la Redacție, până la data imprimării volumului.

de pe P. Chiacovăt (S de Fața Mare) se destramă în două ramuri: una vestică, ce se continuă până în Muntele Svinecea Mare și alta estică, discontinuă, care trece spre N, pe la Tâlva cu Rugi, Culmea Pregheda și Corhanul Rudăriei. Regiunea cercetată este cuprinsă între paralela Părâului Chiacovăt la S și paralela Svinecea Mare—Corhanul Rudăriei la N.

Relieful regiunii este destul de accentuat, prezentând culmi și vârfuri care ating înălțimi până la 1226 m în Muntele Svinecea Mare. În aceste culmi și au originea o retea de viroage și ogășe a căror apă este colectată, fie de P. Berzasca, ce apare de sub Tâlva Boului, fie de P. Rudăria, ce izvorește de pe versantul vestic al Culmii Pregheda. În general, regiunea este lipsită de așezăminte omenești și este greu accesibilă.

Datele referitoare la geologia regiunii se pot grupa astfel:

Date cu caracter local, provenind dela autori care au cercetat fie porțiuni, fie întreaga regiune. În această categorie sunt de citat lucrările lui I. BÖCKH¹⁾, FR. SCHAFARZIK²⁾ și E. TIETZE³⁾.

Date cu caracter general, pe care le găsim în lucrările lui A. STRECKEISEN⁴⁾ și AL. CODARCEA⁵⁾.

Geologia regiunii

Formațiunile geologice care alcătuiesc regiunea, sunt reprezentate prin șisturi cristaline, care constituie la un loc fundamentul regiunii, și prin roce sedimentare care constituie învelișul fundamentului; acestora li se adaugă, în mod cu totul subordonat, roce eruptive.

Problemele pe care le-am urmărit au fost stabilirea succesiunii stratigrafice și tectonica Sedimentarului, cu privire specială asupra Liasicului.

Șisturile cristaline. Șisturile cristaline au fost carățate numai incidental, și numai atât cât a fost necesar pentru delimitarea porțiunilor acoperite de Sedimentar.

Șisturile cristaline aparțin Autohtonului, cunoscut în regiune sub numele de « Autohtonul danubian ».

¹⁾ BÖCKH I. Auf den südlichen Theil des Comitatus Szöreny bezügliche geologische Notizen. *Földt. Kőzl.* Vol. IX. Budapest, 1879.

²⁾ SCHAFARZIK FR. Über die Reambulation in der Umgebung von Berzaska und im Almaschbecken im Sommer 1911. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1911.* Budapest, 1912.

³⁾ TIETZE E. Geologische und paläontologische Mitteilungen aus dem südlichen Teile des Banater Gebirgsstocks. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* Vol. XXII. Wien, 1872.

⁴⁾ STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1931.

⁵⁾ CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1940



In general, ele sunt reprezentate prin gneise, gneise amfibolice și biotitice, care de asemenea predomină în regiune. Se mai întâlnesc destul de frecvent gneise granitice cu ortoclazi și pegmatite plagioclasice cu mică albă, cum sunt cele de pe Cioaca Ramnilor și Tâlva Iovârnatibreg.

Dela confluența Pârâului Comorâșnița cu P. Berzasca spre N, și la Poenile Ramne se mai întâlnesc amfibolite, la care se adaugă cuarțite care se găsesc intercalate fie între gneise, fie între amfibolite. Între P. Berzasca și Tâlva cu Rugi se găsește o bandă de serpentine prin să cristaline.

Roce eruptive. Menționăm pentru prima dată existența, în regiune, a unor roce eruptive, reprezentate prin riolite care pe P. Berzasca stau, în poziție tectonică, peste depozite liasice și suportă serpentine.

La Furcile Groase riolitele au culoarea albă și prezintă fenocristale de cuarț împlântate într-o pastă sticloasă. În schimb, la Certegu lui Suroni, aceste roce au mai mult caracterul unor roce subvulcanice, fiind alcătuite din fenocristale mari de cuarț bipiramidal, împlântate într-o masă cristalină alcătuită din feldspați și elemente negre.

Din datele pe care le deținem, punerea în loc a acestor roce nu poate fi precizată cu certitudine, deoarece ele se găsesc peste șisturile cristaline. Acolo unde stau peste Sedimentar (Liasic), ele sunt în poziție tectonică, deoarece suportă serpentine. Numai într'un singur loc, și anume la S de Tâlva Boului, riolitele suportă depozite liasice. De aici tragem concluzia că aceste roce trebuie să aparțină unor manifestații vulcanice care au avut loc înaintea Liasicului. Cum în partea de S a zonei Svinia-Svinecea Mare se găsesc importante mase de roce efusive acide, de vîrstă permiană, bănuim că și manifestațiile vulcanice de aici să se fi produs tot în Permian.

Ramura sedimentară vestică (Fața Mare – Svinecea Mare). Depozitele care acoperă fundamental regiunii sunt în cea mai mare parte de vîrstă mesozoică. Cu totul subordonat sunt de menționat și sedimente permiene. Sedimentarul acestei ramuri formează un sinclinal aplecat spre E și care este încărcat la W de șisturile cristaline. Acest sinclinal este propriu zis continuarea spre N a Sinclinalului Bigăr (fig. 1).

A) Permianul. În regiune, depozitele cele mai vechi care apar la zi sunt de vîrstă permiană. Acestea formează benzi discontinue, alungite, care se pot urmări pe contactul dintre Liasic și șisturile cristaline. Ele apar la E și N de Svinecea Mare și pe P. Rudăria Mică, în aval de Târșitura lui Macu.

Permianul este reprezentat prin gresii grosiere de culoare vînăță-verzui, roșiatică sau negricioasă. Între gresii se intercalează, de obicei, conglomerate de culoare vînăță-roșcată.

B) *Jurasicul*. Învelișul sedimentar din regiunea Fața Mare—Svinecea Mare este alcătuit din depozite jurasice și cretacice. Primele au o extensiune cu mult mai mare în raport cu cele din urmă. Peste depozite de vârstă permiană, sau direct pește Cristalin, se aştern, în mod transgresiv, sedimentele de vârstă jurasică. Acestea ocupă o mare parte din regiune, putându-se separa în ele toate cele trei subdiviziuni ale Jurasicului.

a) *Liasicul*. Sedimentarea jurasică începe chiar din Liasicul inferior, care este desvoltat sub « faciesul de Gresten ».

Dela începutul Liasicului se instalează în regiune un regim lagunar, detritic, al cărui rezultat sunt șisturile cărbunoase, conglomeratele și gresiile. Treptat

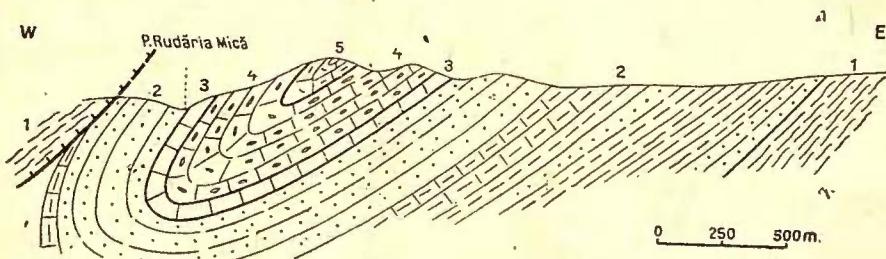


Fig. 1. — Profil geologic în lungul Pârâului Rudăria Mică.

1, Șisturi cristaline; 2, Liasic; 3, Dogger; 4, Malm; 5, Cretacic inferior.

apa invadează regiunea și cu începutul Liasicului mediu se instalează un regim marin neritic, reprezentat prin gresii calcaroase cu Lamellibranchiate, Brachiopode și Cephalopode. Liasicul ocupă suprafața cea mai mare și se poate urmări de pe P. Chiacovăț, spre N, până pe P. Rudăria Mare, unde are cea mai largă extensiune.

Depozitele liasice sunt reprezentate, la bază, prin conglomerate silicioase cu elementele monogene, reprezentate prin cuarțuri perfect rulate, cu dimensiuni de cca 1 cm, care ating rar 4–5 cm. Intre acestea se intercalează bancuri de gresii silicioase, arkosiene, în care adeseori se văd puncte albe care reprezintă urmele feldspațiilor alterați.

Peste acestea urmează o alternanță de gresii fine silicioase, negrioase, de gresii șistoase negrioase, ușor micacee, cu concrețiuni de sferosiderit și în fine șisturi negre cărbunoase, cu resturi nedeterminabile de plante. Profile bine deschise, unde se poate observa această alternanță, sunt pe P. Chiacovăț, pe P. Berzasca și pe P. Rudăria Mică. Spre partea superioară gresiile șistoase, negre, ușor micacee, prezintă intercalații de gresii calcaroase de culoare vânătă. Ele sunt puternic diaclazate și, la S de Fântâna lui Dănuț și pe P. Rudăria Mică, conțin o bogată faună reprezentată prin:



- 963/1
- Unicardium robustum* TRAUTH
Gressyla trajani TTZ.
Entolium liasinus NYST
Entolium hehlii D'ORB.
Pinna falax TTZ.
Gryphaea cymbium LAMK.
Waldheimya (Zeilleria) cornuta var. *lata* JECK.
Waldheimya identata Sow.
Rhynchonella tetraedra Sow.
Rhynchonella variabilis SCHL.
Spiriferina sp.

Aceste gresii trec gradat în gresii calcaroase, diaclazate, ceva mai deschise la culoare și care, pe lângă concrețiunile de sferosiderit, mai conțin — pe drumul Rudăria, la S de Târșitura lui Macu — următoarele forme:

- Gryphaea cymbium* LAMK.
Pholadomya ambigua Sow.
Pecten aequivalvis Sow.
Nautilus intermedius Sow.
Belemnites sp.

După prezența acestor fosile, gresiile vinete diaclazate aparțin Liasicului mediu.

La partea superioară Liasicul este alcătuit dintr-o alternanță de gresii silicioase albe și conglomerate silicioase. Acestea formează creste cu pante abrupte pe Svinecea Mare și Ostreșul Mare. Pe P. Chiacovățul Mare, gresiile silicioase liasice prezintă o trecere gradată dela gresii albe calcaroase la calcare vinete spatice, care aparțin Doggerului.

b) D o g g e r u l . Doggerul este reprezentat în regiune prin calcare masive, vinete, spatice, care conțin Brachiopode. După aspectul petrografic și poziția stratigrafică, aceste calcare pot fi echivalente cu orizontul calcarelor vinete spatice din partea sudică a zonei Svinică—Svinecea Mare.

Orizontul calcarelor cenușii spatice este desvoltat în mod neegal, prezentând grosimi între 1—15 m. În partea de S a regiunii, între Ostreșul Mare și Muntele Bigăr, calcarul este în bună parte tectonizat, laminat sau prins complet sub conglomeratele Flișului cretacic. În lungul liniei tectonice Fruntea Maijurului—Comorâșnița aceste calcare au fost laminate, brecificate și prinse între Șisturile cristaline și Liasic.

c) M a l m u l . Jurasicul superior este reprezentat în partea de S prin două orizonturi, unul argilos-șistos în bază, iar altul calcaros la partea superioară.

Orizontul inferior (Șisturile cu Posidonomii = Stratele de Bigăr) este bine desvoltat pe P. Chiacovăț și este reprezentat prin șisturi argiloase de culoare vânătă-verzuie, care conțin *Posidonia alpina* GRASS., fragmente de



Belemnites cfr. *hastatus* BLAINV. și impresiuni nedeterminabile de Ammoniți. Cu cât mergem spre N, șisturile pierd din grosime, dispar complet și sunt substituite, în parte, prin calcare vinete în plăci, care se află în baza orizontului calcaros superior.

Intrucât mai la S, pe teritoriul localității Bigăr, aceste șisturi au o poziție stratigrafică superioară calcarelor vișinii spatice, care reprezintă partea cea mai superioară a Doggerului, ele au fost descrise acolo sub numele de Strate de Bigăr și au fost considerate ca aparținând Calovianului.

Orizontul superior (Calcare cu jaspuri) urmează peste șisturile cu Posidonomii acolo unde există, sau direct peste calcarele cu Brachiopode. Este constituit dintr-o alternanță de calcare vinete și roșii, uneori în plăci, alteleori noduloase. Aceste calcare conțin — către partea superioară — benzi silicificate care sunt echivalentul jaspurilor din Oxfordian-Kimmeridianu inferior din partea sudică a zonei Svinīța—Svinecea Mare. Pe Svinecea Mare jaspurile reprezintă ultimul termen al Jurasicului; în schimb, pe P. Rudăria Mică, peste orizontul cu jaspuri urmează calcare roșii noduloase, nefosilifere, care probabil reprezintă baza Tithonicului. În orice caz, argumente de ordin paleontologic nu avem pentru a demonstra aici prezența întregului Tithonic și nici trecerea gradată la Cretacicul inferior, aşa cum era în partea de S a zonei Svinīța—Svinecea Mare.

C) *Cretacicul*. Sedimentele cretacice din regiunea Fața Mare — Svinecea Mare sunt în parte depozite vasoase, reprezentate prin calcare depuse într'un regim de mare adâncă și atribuite Cretacicului inferior, iar cea mai mare parte sunt depozite de Fliș, atribuite Cretacicului mediu.

a) *Cretacicul inferior* este prezent între fundul Pârâului Bigăr și P. Rudăria Mare. El este alcătuit din marno-calcare fine de culoare albicioasă, cu aspect litografic. Prin comparație cu cele din Sudul zonei Svinīța—Svinecea Mare, aceste calcare pot fi atribuite Valanginian — Hauterivianului.

b) *Cretacicul mediu*. Cele mai noi sedimente din regiune au un caracter detritic și sunt dezvoltate sub faciesul de Fliș.

Aceste depozite formează umplutura sinclinalului Chiacovăț. Ele sunt reprezentate prin gresii silicioase dure, care se prezintă fie în plăci, fie în bancuri cu grosimi de 0,50—1 m. Între acestea se intercalează gresii șistoase, curbicorticate, cu aspect flișoid, și conglomerate poligene cu ciment calcaros, care se individualizează în bancuri puternice, cum sunt cele de pe P. Berzasca (V. Cloței). Aceste conglomerate, de culoare cenușie sau ușor negricioasă, au elementele reprezentate prin cuarțuri, calcare spatică, calcare jurasică și calcare litografice.

Vârsta pe care o atribuim acestor depozite sinorogenice este aceeași pe care am admis-o, la S de Fața Mare, pentru depozitele Flișului cretacic, adică sunt mai noi decât Barremianul și mai vecchi decât ultimul paroxism mesocretacic.



Ramura sedimentară estică (Capul Corhan — Corhanu Rudăriei). Această ramură paralelă cu cea vestică se individualizează începând de pe P. Chiacovăț și trece mai departe, spre N, pe la Corhanu—Rudăria. Unitatea acestei benzi este destrămată din cauză că acoperișul sedimentar este subțire, astfel că eroziunea mai accentuată a Pârâului Berzasca a atins, în mai multe puncte, fundamentul cristalin.

Sedimentele care alcătuiesc această ramură sunt de vîrstă liasică și numai cu totul sporadic se întâlnesc și depozite permiene.

A) *Permianul*. Pe versantul estic al Culmii Vrapșoane apar depozitele permiene în grosime de cca 50 m. Ele sunt alcătuite dintr-o alternanță de conglomere roșii violacee și gresii grosiere de culoare roșie.

B) *Jurasicul*. Liasicul este reprezentat numai prin partea sa inferioară, care are o alcătuire petrografică identică cu a Liasicului inferior din ramura vestică, adică este alcătuit la bază din conglomerate silicioase, care alternează cu gresii silicioase, grosiere, de culoare albicioasă. Ele acoperă culmile Capul Corhan, Poenița, Berzaucă, Tâlva cu Rugi, Preghida și Culmea Vrapșoane. Peste ele urmează gresii silicioase, negricioase, ușor micacee, sisturi negre cărbunoase cu urme de Plante, care s-au păstrat în câteva puncte din Culmea Tâlva cu Rugi și Preghida.

Tectonica

Sedimentele permiene și mesozoice au fost cutate într'un ansamblu de mișcări mesorecetacice, care s-au făcut puternic simțite în regiune. Prezența sedimentelor cretacice în facies de Fliș ne indică existența unui sbucium tectonic precursor unui al doilea paroxism alpin, care desăvârșește tectonica regiunii și care a avut loc după Vraconian (AL. CODARCEA).

In cadrul tectonicii de ansamblu, depozitele sedimentare aparțin învelișului Autohtonului danubian.

Privind tectonica de amănunt, depozitele care alcătuiesc regiunea Fața Mare—Svinecea Mare formăază un sinclinal aplecat spre E. Flancul estic (normal) are o tectonică mai liniștită; stratele au înclinări constante spre W, cu valori cuprinse între 25—35° (fig. 1). Flancul invers (vestic) este uneori laminat, sdrobit și faliat în fâșii subțiri, împinse dela W spre E, prinse, strivite, formând cute strânse, încălecate de Șisturile cristaline, cum este portiunea dintre Fruntea Maijurului—Og. Comorâșnița (fig. 2).

In lungul sinclinalului principal flancul vestic este constant încălecat de Șisturile cristaline. Intre Cracul Comoara și Cracul Pașanul Mare, acest flanc este aproape complet laminat, încât Șisturile cristaline prind sub ele Cretacicul în facies de Fliș. Dela Pașanul Mare spre N încep să apară și termenii



jurasici, iar ceva mai la N, pe P. Rudăria Mică, apare chiar și o lamă de Permian. În felul acesta se pune în evidență o importantă linie de încălecare a Șisturilor cristaline peste Sedimentar, linie care este bine marcată între Fruntea Maijurului la S și Tâlva Iovârnatibreg la N.

În ramura sedimentară de E, depozitele au o tectonică liniștită, prezentând în mod constant înclinări spre W. Aceste sedimente formează acoperișul versantului vestic al culmilor Capul Corhan, Tâlva cu Rugi și Preghida, prezentând mai totdeauna înclinări conforme cu panta. Numai pe porțiunea dintre

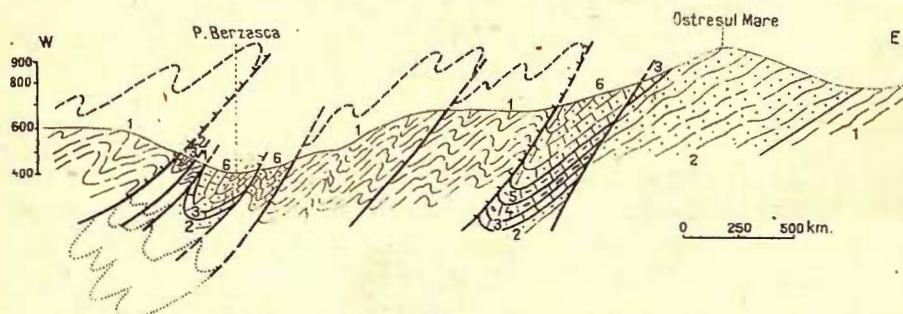


Fig. 2. — Profil geologic între V. Berzasca și Ostreșul Mare.

1, Șisturi cristaline; 2, Liasic; 3, Dogger; 4, Malm; 5, Cretacic inferior; 6, Cretacic mediu.

Og. Berzaucă și gura Ogașului Certegu lui Suroni, depozitele liasice sunt prinse, fie sub șisturile cristaline, fie sub serpentine și porfire cuartifere, după o linie de încălecare ce are direcția NNE—SSW.

— CONST. GHEORGHIU. — Geologia Munților Almăjului (regiunea Bozovici — Rudăria).

Regiunea este situată în partea centrală a Banatului, acoperind Bas. Almăjului și porțiunea dela S de acesta, care face parte integrantă din Munții Almăjului. Localitatea cea mai importantă este Comuna Bozovici. Altitudinile sunt variate, cuprinse între 230 m în Basinul Almăjului și 1226 m, vârful cel mai înalt din Munții Almăjului. Regiunea muntoasă prezintă pante greu accesibile, iar diferența de nivel dintre așezările omenești și platoul muntos este cuprinsă între 600—800 m.

Rețeaua hidrografică este bogată, fiind reprezentată prin Râul Nera, care străbate regiunea dela NE către SW și care primește ca afluenți mai importanți P. Rudăria Mare, V. Minișului, V. Lighidia, P. Șopot, P. Lăpușnic și V. Mocerișului.

Porțiunea cercetată se limitează la N după o linie E—W care trece prin Com. Borloveni, la S cu o linie E—W care trece peste P. Berzasca și apoi pe

sub Vf. Acreşul Mare, la E cu o linie cu direcția N—S care trece peste Vf. Berzasca și Cracul Stânii, iar la W cu o linie N—S care trece prin com. Șopotul Nou.

Date bibliografice. Informații mai vechi se dătoresc lui JOHANN BÖCKH¹⁾, care în jurul anilor 1877 și 1888 aduce o serie de date asupra geologiei unor porțiuni din regiune.

In anul 1902 apar informațiile lui MAX HANTKEN²⁾ asupra zăcămintelor de cărbuni din Basinul Almăjului.

SCHAFARZIK³⁾ publică în anul 1911 un studiu asupra regiunii cuprinsă în împrejurimile com. Berzasca și Basinul Almăjului.

Incepând cu această dată cercetările geologice capătă un caracter mai amănunțit, când apar lucrări ca aceea a lui PAPP KAROLY⁴⁾. În această lucrare, autorul este preocupat de problemele economice din Basinul Almăjului, însă în același timp nu neglijază temele științifice.

PAPP KAROLY este de părere că Basinul Almăjului reprezintă un basin de scufundare, în care s'au depus sedimente de apă dulce, iar substanța vegetală transportată de torenți a fost depusă la gura acestora, unde prin procese de incarbonizare au luat apoi naștere zăcămintele de ligniți.

După ce examinează o serie de resturi organice, autorul atribuie acestor strate, o vârstă mediteranian-superioară.

Lucrări mai recente se dătoresc profesorului CODARCEA⁵⁾, care în anii 1937 și 1940 publică rezultatele observațiunilor asupra tectonicii Banatului ex-meridional și Platoului Mehedinți. În lucrarea publicată în anul 1937,

¹⁾ AL. CODARCEA. Tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1940.

²⁾ MAX HANTKEN. Die Kohlenbildung des Almas Thales. *Montanzeitung*, IX, Nr. 5, pag. 106. Graz, 1902.

³⁾ FR. SCHAFARZIK. Ueber die Reambulation in der Umgebung von Berzaska und im Almasbecken im Sommer 1911. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* f. 1911, pag. 150.

⁴⁾ KAROLY PAPP. Stratele de cărbuni din Valea Alm jului.

⁵⁾ AL. CODARCEA. Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri dela Ocna de Fier, Minele Reichenstein. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XII (1923—1924), pag. 92—112. București, 1930.

— Cercetări geologice în Valea Moraviței în împrejurimile Ocnei de Fier. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925), pag. 119—125. București, 1930.

— Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fier—Bocșa-Montană. *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.* XIII-e année. No. 4—5, séance du 2 Mai 1930. București, 1930.

— Quatrième réunion annuelle de la Société roumaine de Géologie à Turnu-Severin, 1933. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III. București, 1937.

— Op. cit. Tectonique du Banat Méridional....

— Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXI, pag. 179. București, 1937.



pusă în cadrul reuniunii anuale a Soc. Rom. de Geologie, face o sinteză asupra geologiei Banatului de sud iar în anul 1940, AL. CODARCEA revine cu date amănuințite asupra geologiei Banatului și Platoului Mehedinți, când publică și harta tectonică la scara 1: 200.000.

Geologia

In sectorul delimitat mai sus pot fi observate formațiuni de vârstă paleozoică, mesozoică și terțiară.

A) Fundamentul cristalin. 1. *Cristalinul Autohton (Danubian)*. Numele de Cristalin Danubian, introdus actualmente în literatura geologică, datează din anul 1940, când apare lucrarea lui AL. CODARCEA asupra tectonicii Banatului. Acest Cristalin meso-catazonal poartă Sedimentarul său și cuprinde mai multe varietăți de șisturi străpunse de lentile de serpentină, gneise granitice sau granodiorite. Toate aceste varietăți de roce sunt încălcate de altă serie cristalină cu Sedimentarul său, cunoscută sub numele de Pânza Getică.

AL. CODARCEA este de părere că în locul actualilor munți, încă din Algonkian exista un mare geosinclinal, pe al căruia fund depunerea sedimentelor a început dela sfârșitul Arhaicului. Geosinclinalul scufundându-se continuu, formațiunile depuse s-au metamorfozat, dând naștere șisturilor cristaline, iar depozitele mai adânci s-au retopit, infiltrându-se ca mase intrusive. Din această observație, care corespunde vederilor a numeroși cercetători ai Carpaților, rezultă că sedimentele depuse dela sfârșitul Arhaicului până în Carboniferul inferior au fost cutate și metamorfozate printr'un metamorfism regional în cutările caledoniene, constituind fundamentul cristalin al Carpaților meridionali.

a) *Rocele intrusive bazice*. În partea de SE a regiunii, adică la SW de Vf. Rudina Mare, se desvoltă numeroase lentile de serpentină, căror direcție de alungire este dirijată SW—NE. Dimensiunile acestor lentile sunt variabile. Într'un profil transversal peste Cristalinul autohton și lentilele de serpentină, acestea apar sub forma unor sămburi care au străpuns învelișul de șisturi. Observând mai de aproape fazele care s-au succedat dela consolidarea masivului de serpentine, reiese că serpentinele s-au comportat ca niște roce plastice.

Dintre lentilele de serpentină din această regiune putem aminti, ca întindere, lentila Rudina Mare, lentila Curmulicea și grupul de lentile Tâlva Znamenului. Aceste lentile cred că se leagă de adâncime, fiind înrădăcinaté în același lacolit din care au luat naștere, cu deosebirea că unele sunt dislocate prin falii sau linii de încălcare. Spațiile dintre aceste apofize ale lacolitului constituie mici sinclinale percate de șisturi cristaline, șisturi care reprezintă sedimente sau intruziuni acide metamorfozate. Dintre aceste sinclinale, mai



desvoltat este acela al cărui ax este situat pe Vf. Marinovacea, la S de comuna Rudăria.

Este de remarcat faptul că în cuprinsul acestor lentile de roce bazice se observă o infinitate de varietăți de serpentină, iar faciesul lateral cu aspect gabroic este puțin răspândit. Acest facies este foarte deosebit de cel obișnuit prin aceea că în loc de piroxeni apare hornblenda, iar feldspații sunt complet sausuritizați, apărând și cristale de actinot. Pentru motivul că ele nu constituie un masiv care să afloreze continuu, voi proceda la descrierea fiecărei lentile în parte, începând cu lentila nordestică.

Lentila Rudina Mare formează un masiv impunător deasupra comunei Rudăria, a cărei altitudine este în jurul a 325 m, pe când punctul culminant al masivului atinge 825 m.

In această lentilă predomină serpentina neagră, ca și în lentila mai mică, dela Sud. Pe creasta muntelui, serpentina este de culoare neagră și se remarcă faptul că în acest sector apare slab magnetică, atunci când se constată că suntem în prezența unei difuziuni de magnetită în cantitate mai mare, răspândită în masa rocei.

Uneori culoarea serpentineelor tinde să devină mai verzuie. La microscop se observă antigorita, în care sunt împlântate numeroase granule de cromită și magnetită, dispuse neregulat.

Pe flancul de S al acestui masiv, la contactul cu șisturile cristaline, apar separații de roce verzi cu cristale mari, în care se recunoaște abundența amfibolilor, roce a căror origine nu o cunoaștem încă îndeaproape, dar s'ar părea că ele provin fie din recristalizarea rocelor sedimentare, fie din metamorfismul gabrourilor.

La S de această lentilă se observă o ivire de serpentină neagră în care, la microscop, în antigorit, apar granule de cromită și vinișoare de asbestos silicos (chrysotil).

Lentila Socolot poate fi considerată ca o prelungire către SW a lentilei Rudina Mare și prezintă particularitatea că este ușor magnezitată pe crăpături și suprafețele de fricțiune.

Lentila Cracul Arganii se desvoltă pe culmea cu aceeași denumire și traversează V. Presacina și V. Rudăria Mare. Serpentina din această lentilă este compactă și de culoare neagră, iar la microscop se observă numeroase granule de cromită, pe când vinișoarele de chrysotil sunt cu totul absente.

Lentila Presacina este situată la cca 750 m mai sus de confluența Pârâului Presacina cu P. Rudina Mare. Serpentina este de culoare neagră și prezintă numeroase firisoare de chrysotil.

Lentila Poiana Fața Lungă se caracterizează tot prin prezența serpentinelor negre cu vinișoare de chrysotil, în capătul nordic, pe când în capătul sudic serpentina devine mai albicioasă, cenușie, solzoasă, prezentând cuiburi



de amiant și epidot. În capătul de S această lentilă este încadrată de două apariții mai mici.

Lentila Tâlva Cărsii aflorează și în V. Rudina Mare, unde serpentina negricioasă conține vinișoare de chrysotil. La contactul cu șisturile amfibolice se observă o trecere gradată dela serpentină. Trecerea se remarcă prin prezența unei roce cuarțitice, de culoare verzuie-albicioasă, în care la microscop se observă prezența foițelor de sericit, împlântate între granule de cuart, feldspat sausuritizat și separații de calcită.

Lentila Curmulicea se întinde pe o lungime de cca 3 km și lărgime maximă de cca 800 m, înglobând unele din cele mai proeminente vârfuri ale reliefului regiunii. Această lentilă se caracterizează prin faptul că nu reprezintă un masiv compact, ci intercalări de serpentină cu lame de șisturi. Serpentina este laminată, talcizată și prezintă numeroase cuiburi de tremolit. În general este de culoare gălbui-albicioasă, în afară de porțiunea situată pe P. Voevodinei, unde apare mai puțin laminată și de culoare neagră.

Lentila Marin Izvor se desvoltă paralel cu ogașul cu același nume. Această lentilă se caracterizează prin prezența unor zone de mineralizare cu chrysotil silicios. Roca este o serpentină peridotitică cu granule de cromită și filonașe de chrysotil. Culoarea este verde-gălbui, cu pete negre. Se observă frecvent numeroase fisuri și oglinzi de fricțiune. La microscop apar firisoare de chrysotil silicios, care sunt prinse în roca serpentinoasă. Suprafața secțiunii este acoperită de antigorită cu fisuri, pe care apar puncte de carbonați cu aspect reticular.

Dacă ne depărțăm de zona mineralizată, serpentina devine neagră, grea și compactă. La microscop se observă aspectul celular cu granule și dârje de cromită. Uneori, în jurul granulelor de cromită se observă aureole de hidroxizi. Deasemeni apar frecvent filete de chrysotil, a căror grosime nu depășește 0,024 mm.

Lentila Rudina Comorâșniței se întinde dela izvoarele ogașului cu același nume, până în dreptul Vârfului Vârșetul Mare, pe lungime de cca 3 km și grosime maximă de 625 m.

Serpentina prezintă culori cuprinse între verde-gălbui și negru. Această lentilă a suferit puternice acțiuni de sdrobire, încât a fost intens fisurată, iar pe unele zone au circulat soluții apoase care au activat acțiunea de umplere a crăpăturilor cu asbestos chrysotil. În unele puncte acțiunea de sdrobire și laminare a lentilei a forțat trecerea serpentinei la amfibol, când se întâlnesc adesea cuiburi de tremolită. În secțiunile care au fost cercetate la microscop, în masa antigoritică se observă o serie de crăpături, mai mult sau mai puțin paralele, care sunt umplute cu chrysotil. Chrysotilul este pus în loc în doi timpi, remarcându-se o serie de fibre care sunt traversate de altele. Pe suprafața secțiunii se observă, fin diseminate, numeroase granule de cromită.



La limita de E, și anume sub Vf. Curmătura, se întâlnește o bandă de roce cu aspect gabbroic, constituite din aceleași minerale ca acela de pe Rudina Mare.

Lentila Curmalita este deasemenea constituită din serpentină neagră-verzuie, iar între lentila precedentă și aceasta apare o ivire de roce cu aspect gabbroic, identice cu cele observate mai înainte.

Dâmbul Tâlva Znamenului este format din trei lentile a căror constituție mineralologică nu prezintă nici o particularitate.

Lentila Vârșețul Mic, situată pe vârful cu același nume, este constituită dintr-o serpentină negricioasă, compactă, prezentând adesea vinișoare de chrysotil.

Lentila Poiana Morminti este situată la cca 800 m E de Tâlva Znamenului. Serpentina se caracterizează prin prezența antigoritului cu structură celulară. Este de remarcat însă prezența piroxenului în cristale sfărâmate, răspândite pe suprafața secțiunii, și mai ales sub forma de cuiburi.

La W de V. Comorâșnița se remarcă din nou prezența unor iviri de serpentină cu alterație avansată datorită tectonizării și acțiunii soluțiunilor hidrotermale, încât apare frecvent chrysotilul tremolitizat și epidotizări intense. Serpentina care formează proeminența Vârfului Urda Mare este străpunsă de o lamă de roce acide alterate. Deoparte și de cealaltă a acestei lame se constată prezența unor benzi subțiri de amiant.

Ca și în lentila Rudina Mare, este de remarcat faptul că în acest punct, acul magnetic al busolei suferă deviații puternice care ajung până la 90°.

* * *

Din observațiunile expuse în paginile anterioare reiese o serie de fapte, care în parte sunt cunoscute și în alte zone studiate, iar o parte rămân specifice regiunii.

In cursul cercetărilor pe teren am deosebit fazele de desvoltare a masivului de serpentine. Înăpunctul în care se încadrează aceste faze precizarea nu este posibilă, deoarece indicațiunile necesare lipsesc cu totul.

Faza lacotică ne este aproape cu totul necunoscută, datorită faptului că masivul nu aflorează în întregime, iar faciesul lateral gabbroic nu apare. Dealtfel, chiar dacă prin eroziune ar fi fost înălțaturate rocele acoperitoare, datorită fenomenelor tectonice care au avut loc mai târziu, nu am fi putut stabili în întregime forma lacolitului. Din aceste motive nu putem insista asupra acestei faze. Nu trebuie să neglijăm însă faptul că în adâncime, la contactul dintre topitura magmatică și roca înconjurătoare, au avut loc fenomene de metamorfism de contact, termic, când s-au format rocele cu feldspați și hornblendă cu aspect de gabbro, depe V. Rudina Mare, precum și corneenele de pe V. Presacina, care prin acțiuni mecanice au fost aduse la suprafață.



Faza tectonică. După punerea în loc și consolidarea topiturii bazice în adâncime, au avut loc o serie de mișcări tectonice, care se plasează după depunerea sedimentelor permo-carbonifere, deoarece în regiune ele lipsesc cu totul, întrucât se pare că au fost metamorfozate. În aceste faze s'a produs sfârâmarea și laminarea serpentinelor care numai rareori se desfac în blocuri mari.

Dacă analizăm câteva din profilele care traversează zona serpentinelor, se constată prezența unor cute strânse, în axul căror se întâlnesc câte un

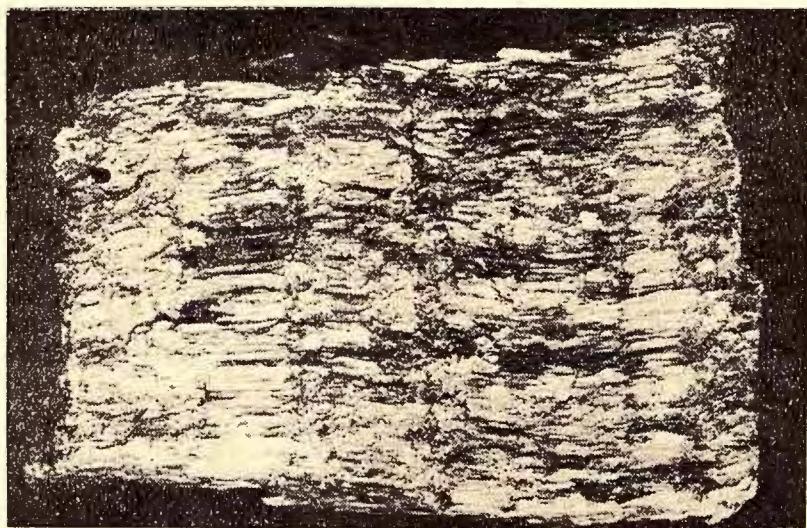


Fig. 1. — Asbest amfibolic. Fragment de filon cu aspect de chrysotil.

sâmbure de serpentină, precum și minerale de contact dinamotermic, printre care poate fi amintit tremolitul.

Aceste fapte duc la concluzia că în timpul cutărilor, masivul de roce bazice din adâncime a fost antrenat în mișcări, manifestându-se ca o rocă plastică.

Faza hidrotermală. Dacă mișcările tectonice pe care le-au suferit serpentinele au determinat tremolitizarea acestora pe zonele de frământare maximă, circulația soluțiunilor bogate în bioxid de siliciu a determinat recristalizarea serpentinei sub forma de chrysotil, al cărui mod de zăcământ și geneză este identic cu acela din regiunea Eibenthal. Circulația soluțiunilor a fost determinată de injecțiunile de roce acide care în această regiune sunt mai puțin evidente decât în serpentinele de pe malul Dunării, la Plavișevița.

Manifestările tectonice precum și acțiunea soluțiilor silicioase au determinat fenomene de metamorfism în masa serpentinelor, fenomene care au ca rezultat câteva varietăți de asbest.

Asbestul filonian se prezintă cu aspecte similare celui din regiunea Plavișevița, cu deosebirea că umpluturile sunt mai larg desvoltate (fig. 1). De semeni se observă creșterea intermitentă a fibrelor precum și tectonizarea parțială.

Asbestul în scândură de șah (fig. 2) constituie eșantioane rare, alcătuite din pachete alterne, ale căror fibre paralele într'un pachet sunt perpendicular pe fibrele pachetului vecin.

Aggregatele constituie acumulați tectonizate care se prezintă sub forma de cuiburi având dimensiuni și aspecte diferite. În unele cuiburi fibra este puternic ondulată (fig. 3), pe când alteori fibrele sunt drepte, cu aspect lemnos, desprinzându-se ușor, dar nu rezistă la îndoire și întindere.

În sfârșit, ultima varietate este chrysotilul similar cu cel dela Plavișevița. Această varietate proaspătă indică o fază nouă de asbestizare.

În concluzie, se poate spune că în regiunea Rudăria suntem în prezență mai multor faze de mineralizare, datorită soluțiunilor care au determinat metamorfismul hidrotermal, faze care alternează cu altele de tectonizare.

b) *Gneisele granitice.* Adesea se observă prezența gneisului granitic, în care predomină feldspatul potasic de culoare rose, aproape roșcat, foișele de mica albă fiind în cantitate mai mică. Feldspatul sodic este întâlnit în cantitate mai mică, iar cuarțul se prezintă sub forma unor granule mari, dispuse neregulat. Mărimea cristalelor este foarte variabilă, atingând maximum $1,7/1,7$ mm. La microscop se observă structura granoblastică și textura cataclastică, reprezentată prin cristale de feldspat, cuarț și mică. Feldspatul este ușor alterat, sub microscop arătând o suprafață turbure. Adesea se observă cristale după macla albitalui, iar uneori macla caracteristică microclinului. Biotitul apare sub forma de foișe sau lame alterate. Cuarțul apare sub forma de granule clare care prezintă spărturi în toate direcțiile.

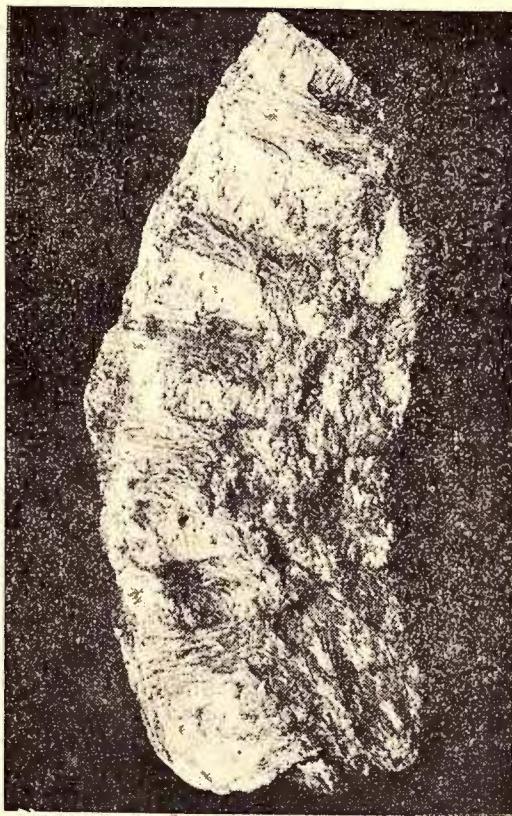


Fig. 2.— Asbest amfibolic. Fragment cu dispoziție în scândură de șah.

Aceste intercalații în șisturile cristaline se întâlnesc în special pe Cracul Priorului, deoparte și de alta a sinclinalului de sedimente mesozoice. Deasemenea, le-am întâlnit pe D. Curmătura ca și la W de Tâlva Znamenului, precum și pe drumul dela Tâlva Znamenului către Fântâna lui Dănuț, în punctul numit Poiana Mormintă. Este foarte probabil că aceste intercalațiuni să reprezinte niște intruziuni vechi de granodiorit, care au fost an trenate în metamorfism.



Fig. 3. — Asbest amfibolic tectonizat.

cuarț și 35% feldspat. Mai rar se observă foițe de biotit slab cloritizat precum și granule de magnetită.

e) *Șisturile micacee* se întâlnesc sub forma de intercalații în șisturile amfibolice. Adesea se observă șisturi cu biotit și muscovit. Ele sunt bine desvoltate în V. Rudăria Mare și V. Presacina, după care se îndreaptă către NE, peste Culmea Rădăcina, iar la SW, către Poiana Pârlipcionea, constituind zona masivă.

f) *Șisturile amfibolice* sunt rocele a căror desvoltare este predominantă. Până în prezent ele au fost recunoscute în două zone, dintre care prima, pe

c) *Aplitele* sunt în general frecvente, constituind benzi în direcția generală de stratificație. Ca și celealte varietăți observate până acum, ele nu constituie zone continui. Destul de rar se observă prezența pegmatitelor, însă în cantități mici și cu o importanță redusă.

d) *Cuarțitele* sunt roce care se întâlnesc mai rar. Ele se desvoltă pe D. Curmătura sub forma unei benzi care se întinde de pe Cracul Priorului, la N, până sub cota 1067, la S. Roca este de culoare albă-gălbui și uneori sfărâmicioasă; câteodată apar și cristale mari de disten. La microscop se observă aspectul caracteristic gresiilor silicioase metamorfozate. Procentul de compoziții mineralogice variază în jurul a 65%

Culmea Marinovacea, iar a doua, sub forma unei benzi care pornește de sub Vf. Rădăcina la NE, dirijându-se către Vârșetul Mic, la SW. Acest complex de șisturi amfibolice este constituit dintr-o infinitate de varietăți cuprinse între cuarțite amfibolice cu aspect gneisic și amfibolite propriu zise. În general gneisurile amfibolitice au o structură granoblastică și textura orientată. Feldspații sunt puternic caolinizați. Alteori, cum se întâlnește în zona Poiana Morminți până sub Vf. Rădăcina, apare un gneis cu biotit.

La S de Rudăria, pe Vf. Răspunsului, am întâlnit o rocă de culoare verde închis, prezentând un aspect slab șistos, cu minerale proaspete. La microscop se observă o structură granoblastică formată din cristale de feldspat plagioclas, precum și feldspat potasic care este alterat, piroxeni și hornblendă bazaltică. Sunt frecvente însă și granule de cuarț diseminate pe suprafața secțiunii. Deasemeni adesea apar granule de magnetită.

Complexul mineralologic indică existența unui eruptiv metamorfozat.

In același sector, și anume pe Cracul cu Brazi, se întâlnește o zonă de gneise amfibolice cu multă ortoză. Gneisele sunt foarte variate ca aspect, atât în ceea ce privește mărimea bobului, cât și procentul de constituente mineralogici, în care amfibolul uneori predomină iar alteori lipsește aproape cu totul, desvoltându-se cristalele de ortoză. La microscop se observă o structură granoblastică, strivită și slab orientată. Pe suprafața secțiunii se întâlnesc numeroase granule de feldspat potasic, precum și granule de feldspat sodic-caolinizat. Amfibolii sunt distribuiți zonar pe suprafețele de șistozitate și alungiți în acest sens. Același gneis amfibolic apare și pe Culmea Poleșnicu.

g) *Şisturile calcaroase* se desvoltă în special pe P. Presacina, la N și W de Tâlva cu Brazi, și anume la bifurcarea Pârâului Presacina.

h) *Calcarele cristaline*. Este de observat că atât gneisele granitice, cât și aplitele, sunt dirijate în zone paralele și întovărășesc un complex de carbonați care se intercalează în șisturile amfibolice. Trebuie precizat faptul că acest complex prezintă numeroase varietăți cuprinse între calcarele cristaline marmoreene, ankerite și calcare cu amfibol. Deosebirea între acestea este foarte greu de făcut. Ca și celealte pachete de roci amintite mai sus, ele au direcția N 8–15° E, cu înclinare către W.

Printre varietățile de carbonat întâlnite pot fi amintite marmorele roz și marmorele cenușii, cu trecere gradată către rocele carbonatare feruginoase, manganoase. Foarte adesea, în rocile intermediare am întâlnit granule de cuarț, precum și amfiboli. În secțiunile prin carbonați de culoare cenușie-verzue ca și în ceilalți carbonați, apare structura cataclastică. Componenții mineralogici se întâlnesc în proporții variabile, uneori atingând 50% calcită și 50% cuarț; uneori mai conțin feldspat și granule de amfiboli. Câteodată

procentul de amfiboli atinge singur proporția de 35%. Prezența cipolinului indică un metamorfism catazonal.

Aceste calcare cristaline marmoreene se dezvoltă pe două zone paralele deoparte și de cealaltă a grupului de lentile de serpentină din Tâlva Sname-nului și anume la E în zona Ogașu—Rătăciu—Cracu Priodului, iar la W în zona Vârșetul Mic.

Strâns legată de rocele marmoreene este prezența minereului de fer.

Uneori complexul de roce din acest masiv este afectat de intruziuni granodioritice care la contactul cu calcarele dau naștere mineralelor caracteristice printre care poate fi amintit diopsidul.

2. Cristalinul Getic. Definirea tipurilor de roce care alcătuiesc acest compartiment a fost dată de numeroși cercetători, printre care Gh. MURGOCI¹⁾ și L. MRAZEC²⁾ iar mai recent AL. CODARCEA deosebește două serii și anume:

a) Cristalinul de tip Lotru, care este bine desvoltat în porțiunea dela S de satul Sopotul Vechi. El este reprezentat printr-o serie meso-catazonală, constituită din paragneise și parașisturi cu muscovit și biotit, care trec uneori la gneise amfibolice. În bună parte este acoperit de sedimente cretacice. Acest Cristalin constituie în regiune partea frontală a Pânzei Getice care încalcă peste Cristalinul danubian.

b) Zona Minișului. În partea de N și de W a Basinului Almăj se dezvoltă Cristalinul cunoscut sub denumirea de Zona Minișului. Aceasta este reprezentat printr'un facies epizonal filitos, sericitic. Ca și Cristalinul de tip Lotru, acesta este străbătut de numeroase intruziuni de banatite care dau naștere unor fenomene de contact.

Dacă lentile de serpentină enumerate mai sus erau localizate în Cristalinul autohton, pe V. Mocerișului, în apropiere de punctul numit Pitusta, am întâlnit o livire de serpentină înglobată în șisturile care aparțin Cristalinului getic. Această serpentină, spre deosebire de cele din Autohton, prezintă un aspect mai proaspăt.

B) Rocele sedimentare. Depozitele sedimentare din regiunea cercetată se întâlnesc pe cele două unități structurale, constituind un sedimentar al Autohtonului și un sedimentar aparținând Pânzei Getice. Sedimentarul Autohtonului este alcătuit din depozite de vîrstă jurasică pe când sedimentele de pe Pântă Getică aparțin Jurasicului, Cretacicului și Miocenului.

¹⁾ G. MUÑTEANU-MURGOCI. Contribuții la studiul petrografic al rocelor din zona centrală a Carpaților meridionali români, IV, Serpentinele din Urde, Muntin și Găuri, *An. Muz. de Geol. și Pal.* 1895.

— Ueber die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels in dem Serpentin des Parângu Massiv's. București, 1901.

²⁾ L. MRAZEC. Curs General de Minerale și Roce. București, 1938.



1. *Sedimentarul Autohtonului* se desvoltă la W și SW de com. Rudăria.

a) În sectorul cercetat se observă cufe dirijate NE—SW care prind o serie de sinclinali umplete cu sedimente mesozoice. Porțiunea în care sedimentele caută o dezvoltare mai mare este cantonată în Sud—Estul regiunii, constituind Vârfurile Svinecea Mare și Svinecea Mică, trecând apoi peste Vf. Rudăria Mică, Tâlva Lalchii, Vf. Bigher, până la Vf. Feneșul Mare, unde aceste sedimente depășesc regiunea.

Sinclinalul Svinecea Mare are maximum de desvoltare dealungul Pârâului Rudăria Mică, pentru ca la S de V. Crivii Berzasca să se îngusteze.

Pe V. Berzasca, între Cracul lui Raiciu și Curmătura Tălămbii, se desvoltă un sinclinal mai mic deoparte și de cealaltă a acestei văi.

b) La NW de Sinclinalul Svinecea Mare se întâlnește alt sinclinal, al cărui ax este îndreptat tot în direcția NW. Acest sinclinal se întinde de pe Cracul Priodului la SW, spre Cracul Draii și V. Rudăria Mare, până la Poiana Drenet în porțiunea nord-vestică, pe lungime totală de cca 4 km. Lărgimea maximă a acestui sinclinal se desvoltă pe Cracul Draii, atingând cca 1 km.

In continuare, spre NE, pe șeaua dintre Cracul Prisaca și Tâlva cu Brazi, se observă un sinclinal de sedimente jurasice, însă în facies deosebit de cele de mai sus.

c) În partea centrală și de S a regiunii se întâlnesc deasemeni calcare jurasice, desvoltate în facies asemănător cu acela dela Tâlva cu Brazi. Acestea se întâlnesc fragmentar pe drumul de culme dela Cracul Băniei peste Vf. Răspunsului, spre SW. Ele au fost identificate pe Cracul Băniei, Vf. Răspunsului, Teiul Inalt, Ciucarul Poleșnicul, Poiana Certeg și pe coasta către P. Ilova Mare.

In Jurasic se recunosc faciesuri bine individualizate, între care unul gresos-conglomeratic, altul cărbunos, precum și un facies calcaros, uneori calcaros feruginos. Din cercetarea literaturii asupra regiunii, constatăm că Prof. AL. CODARCEA¹⁾ și GR. RĂILEANU²⁾ fac această remarcă, deosebind prezența unui facies roșu feruginos în Liasic și altul în Dogger.

Problema vîrstei acestor orizonturi a interesat mai puțin, deoarece am urmărit special problemele de ordin petrografic, lăsând problemele de stratigrafie în sarcina colegilor care se ocupă în mod special cu orizontarea Mesozoicului.

In masivele de calcar jurasic situate la S de com. Rudăria am întâlnit mai multe varietăți.

a) Pe Culmea care se profilează la SW de Vf. Rătăciu se observă prezența a numeroase pete ce de calcar feruginoase care au în general culoarea roșie-

¹⁾ Op cit. Tectonique du Banat....

²⁾ GR. RĂILEANU. Prezența Anthracosidelor în Permianul inferior din zona Svinia — Svinecea Mare. *Comunicările Acad. R.P.R.* Nr. 9 — 10, T. II. București, 1952.

vișinie cu ochiuri de calcar albicios. Alteori se observă chiar cuiburi sau intercalații subțiri de hematite oolitice. În secțiunile subțiri făcute în eșantioanele de calcar feruginos am observat o suprafață calcaroasă în care sunt înglobate granule de cuarț, precum și hematită, care se prezintă sub forma de vine, plaje și concentrate. În majoritatea cazurilor se observă separații de hematită pe marginea granulelor de carbonați, precum și în interiorul acestora.

β) În punctul numit Tâlva cu Brazi, care este situat la NE de Vf. Svinecea Mare, se observă din nou prezența calcarelor jurasicice cu același aspect, adică o infinitate de varietăți de calcar feruginos. Aceste varietăți prezintă culori diferite, cuprinse între alb-rose și roșu-vișinu intens. Variația vișinie prezintă un aspect slab șistos. La microscop se observă abundența hematitei care prinde cca 70% din câmpul microscopului, după care carbonații ocupă cca 25%, iar cuarțul sub 10%. Mineralele sunt bine individualizate, iar în lumină reflectată apare luciu metalic cu aureole vișinii, caracteristic hematitei.

γ) În zona de W a regiunii, în calcare roșii, trebuie amintită prezența hematitei oolitice, care se prezintă sub forma de cuiburi sau intercalații subțiri. La microscop se observă textura keliphytică.

2. Sedimentarul de pe Pârâza Getică. Aceste depozite de vârstă jurasică, cretacică și terțiară sunt localizate în două sectoare care pot fi considerate ca aparținând Basinului Almăjului sau periferiei acestuia.

Basinul Almăjului are o formă alungită, cu axul îndreptat în direcția NE—SW, cu maximum de desvoltare (cca 12 km) în porțiunea cuprinsă între Bozovici și Rudăria. Porțiunea terminală este situată la SW pe teritoriul comunei Sopotul Nou (Buceaua), pe când la NE basinul prezintă o zonă de strangulare, pentru ca apoi să se deschidă din nou către Basinul Mehadii. Zona de strangulare este situată pe teritoriul comunei Borloveni.

Limitele acestui basin sunt cu totul neregulate, urmărind la NW o linie care pornește dela Borloveni, trecând apoi pe la Bozovici, după care, făcând un intrând spre N, coboară brusc spre SW, prin comuna Lăpușnicul Mare, Moceriș, până la Sopotul Nou. La S și SW limita pornește dela Prigor, trecând prin comunele Rudăria, Sopotul Vechi, Buceaua. Pe marginea de SE limitele vin în contact direct cu Cristalinul danubian, contact care pare să fie de natură tectonică, pe când la SW și NW ele sunt suportate de Cristalinul Getic.

Liasicul. Deposite mai vechi decât Mediteraneanul, necunoscute până acum, am observat în câteva puncte pe care le enunțăm mai jos.

Intr'un ogășel situat la W de comuna Rudăria, sub Vf. Socoloț, am remarcat prezența gresiilor șistoase de culoare cafenie, cu intercalații șistoase-cărbunoase. Ele au direcția N 50° E și înclină cu 56°N, afundându-se sub sedimentele terțiare. Acest pachet reapare în aceeași poziție și pe pârâul paralel, situat la



W. Aceeași gresie a mai fost întâlnită într'un sondaj, executat în anul 1907, la SE de Bozovici, în punctul unde șoseaua Prigor—Bozovici se desface către Dalboșet. În acest sondaj (Nr. 11), la adâncimea de 503 m, PAPP KAROLY¹⁾ amintește că forarea a fost oprită de îndată ce s'au întâlnit gresiile ruginii, care nu pot fi decât cele liasice. Deasemeni, sondajul Nr. 3, situat la W de Bozovici, a fost oprit la nivelul unor gresii șistoase, de culoare cenușie-verzuie, la adâncimea de 264,44 m.

La Bozovici, pe Ogașul Slătinic, se observă niște gresii verzuie care pot fi urmărite ca un orizont continuu.

Culoarea variată a gresiilor din aflorimentele de pe partea de N a basinului poate fi atribuită soluțiunilor hidrotermale.

Observate mai îndeaproape, gresiile șistoase dela Rudăria apar de culoare cafenie, de multe ori negricioasă până la negru intens, datorită substanței cărbunoase. În spărtură proaspătă se remarcă, din loc în loc, granule de pirită. În secțiunile subțiri se observă o suprafață grăunțoasă, uneori fină, în care apar și rare granule de cuarț, ale căror dimensiuni se mențin în jurul a 0,88 mm. Gresia este calcaroasă și din loc în loc în cimentul fin apar granule de carbonat, precum și grăunțe de pirită. În secțiunile subțiri făcute în eșantioanele depe V. Slătinicului, se întâlnește o suprafață verzuie, în care apar nodule de carbonat și, mai rar, în concordanță cu fostele suprafete de stratificație, fragmente de substanță cărbunoasă, în parte alterată. Suprafața secțiunilor este acoperită de o tentă verzuie. Tot în aceste secțiuni apar și benzi de granule de cuarț care alternează cu benzi de carbonat. Cimentul este calcaros.

În lipsa faunei, am comparat eșantioanele de gresie șistoasă-cărbunoasă dela Rudăria cu cele de gresie liasică dela Anina, Biger, Fântâna lui Dănuț, Cozla etc., care conțin fosile și am constatat că ele aparțin aceleiași formațiuni.

Din cele expuse mai sus se poate afirma că în Basinul Almăjului, măcar în zona Rudăria — Bozovici, între sedimentele mediteraneene și fundamentul cristalin se recunoaște prezența Liasicului.

Mediterraneanul. Depozitele sedimentare de vîrstă terțiară din Basinul Almăjului sunt cunoscute încă din anul 1868, când MAXIMILIAN HANTKEN le consideră de vîrstă ponțiană.

In aceeași regiune au mai lucrat și alți cercetători, printre care JOHANN BÖCKH, ZOLTAN SCHRETER, PAPP KAROLY, iar în ultimii ani prof. AL. CODARCEA²⁾.

Din cercetările lui PAPP KAROLY, care s'a ocupat mai amănunțit cu studiul Văii Almăjului, reiese că depozitele terțiare aparțin Mediteraneanului superior. El aduce în sprijinul acestei păreri argumente de ordin paleontologic.

¹⁾ Op. cit.

²⁾ Op. cit. (Tectonique du Banat.....)



Peste gresia liasică, discordant, stau conglomeratele ale căror elemente rulate, formate din cuarț alb-lăptos, sunt cimentate cu nisip micaceu. Roca se desagregă ușor, încât acolo unde aflorează dă coastelor un aspect ruiniform. Orizontul conglomeratic aflorează aproape peste tot la marginea basinului, la contactul cu șisturile cristaline, cu excepția zonei Dalboșet, unde apar și în interior, însă pe linii de fractură.

Conglomeratele sunt acoperite de un strat de șisturi argiloase-micacee roșii, a căror grosime variază, putând atinge uneori 2 m.

La partea superioară argilele roșii trec la argile nisipoase verzui cu numeroși fluturași de muscovit.

Peste argilele nisipoase verzui se întâlnesc un strat de cinerite grosolane, în care pot fi observate numeroase cristale de cuarț și feldspat. Stratul de cinerit este gros de cca 3 m, iar în unele puncte prezintă aspecte și grosimi variante. Cu aceste caractere se întâlnesc pe ogașul Slătinic, către origina acestuia, sub Vf. Babinețu Mic. Deasupra cineritelor se observă un strat de Calcare de Leitha, gros de cca 4 m. În aceste calcare organogene se observă peste tot fragmente de alge calcaroase și impresii de frunze. Calcarele sunt la rândul lor acoperite de nisipuri argiloase, a căror grosime nu poate fi observată. La partea superioară se întâlnesc pietrișuri ce constituie una din terasele Râului Nera.

Aproximativ aceeași succesiune poate fi urmărită peste tot unde profilele sunt bine deschise.

Pe versantul estic al Dealului Băclan se pot observa alternanțe de argile nisipoase și șisturi argiloase care în parte sunt acoperite de terasele Râului Nera. Această succesiune stratigrafică oferă și resturi organice.

Din orizontul argilelor nisipoase, de culoare verzuie, PAPP KAROLY citează *Helix homalospira* REUSS și *Helix (Hemicycla) robusta* REUSS.

Din complexul argilos-nisipos dela confluența Minișului cu R. Nera, PAPP KAROLY citează:

Melania escheri MERIAN var. *bicincta* SANDB.

Melania escheri BRONG. var. *laurae* MATH.

Melania escheri BRONG. *aquitonica* NOULET

Din șisturile cărbunoase ale acelorași deschideri se cunoaște:

Melanopsis kleini KURR.

Archeozonites semiplanus SANDB. (*Helix semiplana* REUSS)

Neritina fluviatilis LINNÉ

Bythinia gracilis SANDB.

Pe V. Lighidiei, în argile șistoase de culoare cenușie, PAPP KAROLY a găsit exemplare de *Unio wetzleri* DUNKER (*Unio flabelatus* GOLDF.)



Din D. Bobii, la Lăpușnicul Mare, am recoltat forme care vor fi discutate mai târziu. Printre acestea am recunoscut în special forma *Unio wetzleri*.

La Rudăria, din strate terțiare, au fost colectate exemplare de *Bythinia gracilis* SANDB. și *Unio wetzleri* DUNKER.

Fauna recunoscută până în prezent de diversi cercetători nu este încă concluziunea deoarece formele determinante nu sunt îndeajuns de caracteristice. Cercetând însă mai îndeaproape succesiunea stratigrafică amintită mai sus putem deduce vîrsta tortonian-sarmațiană a acestor depozite. Prezența Calcarelor de Leitha în orizonturile de bază indică vîrsta tortoniană. Intercalațiile de material cineritic la același nivel stratigrafic ca în Basinul Streiului, deasupra conglomeratelor, duce la aceeași concluzie.

Încă un argument care pledează pentru plasarea transgresiunii la începutul Tortonianului constă în faptul că la baza Mediteraneanului dela Globul Craiovei, la limita dintre Almăj și Basinul Mehadii, am colectat o faună tortoniană.

Cum stratele de deasupra Calcarelor de Leitha sunt concordante și în continuitate de sedimentare, nu putem admite decât vîrsta tortonian-sarmațiană a întregului complex de strate.

Totuși, nu poate fi încheiat acest capitol fără un comentariu asupra fosilelor colectate de noi sau citate de cercetătorii anteriori, pentru a trage concluzii și pe această cale asupra vîrstei stratelor.

Helix homalospira REUSS-SANDBERGER¹⁾ (pag. 49, fig. 6—6x) este Gasteropodul recunoscut în Miocenul inferior, iar în regiune a fost recoltat din orizontul argilelor nisipoase verzui, aflate în partea inferioară a formațiunii.

Melania escheri SANDBERGER¹⁾ (pag. 572, pl. 28, fig. 14). PAPP KAROLY a recoltat exemplarele din intercalațiile argiloase-nisipoase dela confluența Mărișului cu R. Nera.

SANDBERGER¹⁾, HÖFRNES, ca și alții cercetători, au colectat numeroase exemplare din stratele Miocenului superior, când constată existența a numeroase varietăți.

Teodoxus crenulatus KLEIN-JEKELIUS²⁾ (pag. 50 pl. 5, fig. 1—3). Această formă a fost recoltată de noi din șisturile argiloase-cărbunoase de pe D. Bobii la Lăpușnicul Mare.

JEKELIUS recunoaște forma în Sarmatianul dela Soceni, aparținând faunei de apă dulce.

SANDBERGER atribuie acestei forme vîrsta miocen-superioară.

KLEIN³⁾ o întâlnește în Sarmatianul de apă dulce.

¹⁾ FR. SANDBERGER. Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden, 1870—1875.

²⁾ E. JEKELIUS. Sarmat und Pont von Soceni (Banat). Mem. Inst. Geol. Rom. Vol. V, 1944,

³⁾ KLEIN. Conchylien der Süßwasser Kalkformation. Würtenberg, 1853.



WENTZ citează prezență formei din Tortonian până în Pontian.

Melanopsis kleinii KURR. este Gasteropodul recunoscut în Miocenul superior de apă dulce.

Archeozonites semiplanus REUSS. SANDBERGER (pl. 24, fig. 25, pag. 442) citează această formă drept caracteristică Miocenului inferior.

Neritina fluviatilis LINNÉ. SANDBERGER (pl. 25, fig. 3, pag. 485), recunoaște prezența speciei în Miocenul inferior.

Bythinia gracilis SANDB. SANDBERGER (pl. 28, fig. 16, pag. 561); este considerată ca o formă ce se desvoltă în Miocenul mijlociu.

Unio flabelatus GOLDF. SANDBERGER (pl. 30, fig. 1).

Unio wetzleri DUNKER este o formă citată din Miocenul superior de apă dulce. În regiune a fost recoltată din intercalațiile argiloase ale straturilor terțiare din sectorul Lighidia—Bozovici și Sectorul Rudăria.

În concluzie, se poate spune că și fauna pledează pentru vârstă tortonian-sarmațiană a sedimentelor terțiare din acest basin.

Sedimentele de pe Pârâul Getică la periferia Basinului Almăjului. La S de R. Nera, pe culmile dela W de V. Năsăvat, înglobând dela Nord la Sud Vf. Năsăvat, Tâlva Înalta și Tâlva Nucului, constituind împreună Culmea Sicheviței și Culmea Tușilor, peste Șisturile cristaline se desvoltă o serie sedimentară, constituită din calcare, conglomerate și gresii galbui-verzui, precum și marne gresoase și calcaroase.

Din marnele dela Tâlva, Prof. CODARCEA citează *Globotruncana linnéi* d'ORB. Deasemeni din depozitele gresoase galbui sunt citate exemplare de *Orbitolina* și *Gryphaea*.

Vârstă acestor depozite este limitată la Cretacicul inferior, peste care stau strate de vârstă gault-cenomaniană și probabil turoniană, fapt pentru care pledează fauna amintită mai sus.

La NW de Moceriș și Lăpușnicul Mare se întâlnesc din nou sedimentele cretacice desvoltate în facies grezos-calcaros, aparținând foarte probabil Gault-Cenomanianului.

Terase. Pe culmile situate de o parte și de celalătă a Râului Nera pot fi observate trei nivele la care apar resturile vechilor albiilor ale acestui râu.

Terasa inferioară poate fi urmărită la W de localitatea Bănia, pe culmea cuprinsă între D. Tainii la N și D. Băniei la S. Grosimea acestei terase este de cca 40 m.

Terasa mijlocie apare între altitudinile de 340 și 370 m. Ea poate fi observată la S de Nera, pe Cracu Cremerița și D. Morii, în împrejurimile comunei Bănia. Deasemeni la E de Bozovici, pe D. Slătinic și D. Băclan.

Terasa superioară se întâlnește de o parte și de alta a Nerei în sectorul cuprins între P. Sopotului la W și com. Pârlipăț la E.



Aceste terase sunt alcătuite din elemente de cuarț, fragmente de șisturi cristaline și bucați de eruptiv andezitic, a căror mărime medie este de cca 12 cm diametru, iar cimentul este nisipos-micaceu, disagregându-se ușor.

Tectonica

Inainte de a discuta detalii asupra tectonicii regiunii, să reexaminăm care sunt raporturile dintre formațiunile amintite mai sus.

Intr'un profil care secționează contactul dintre Cristalinul autohton și Cristalinul getic, cu sedimentele suportate de acesta, se observă linia de scufundare a Basinului Almăjului, precum și încălcarea Cristalinului getic peste Cristalinul danubian. Prezența Liasicului în fundamentul Basinului Almăjului a fost observată cu ocazia cartărilor din anul 1946—1947.

In cele ce urmează împărțim discuțiunile asupra acestui capitol, având în vedere o tectonică mai veche, ce ar corespunde cu fenomenele ce s-au produs înaintea Terțiului, și o tectonică mai nouă, care se manifestă odată cu începutul Miocenului și după aceea.

Tectonica ante-miocenă este mai greu de definit, deoarece fenomenele s-au petrecut într'un timp mult mai îndelungat și de aceea se poate vorbi despre fenomene petrecute înaintea Jurasicului sau a Cretacicului, ori după aceea. Cu toate că în regiunea cercetată Permo-Carboniferul lipsește cu totul, dacă avem în vedere și regiunile învecinate, se poate vorbi și despre fenomene petrecute anterior.

In regiunile vecine, Permianul și Carboniferul sunt dispuse transgresiv pe Șisturile cristaline și cutate. Șisturile cristaline nu pot fi atribuite însă decât unor depozite mai vechi decât Carboniferul, depozite care în zona Cristalinului autohton au suferit fenomene de metamorfism mult mai accentuate. Această creștere de intensitate se manifestă atât prin mineralele caracteristice cât și prin cutile strânse pe care le formează. Dacă urmărim câteva profile transversale peste Cristalinul Danubian, se observă o serie de cute, uneori răsturnate, în axul cărora apar lentile de serpentină.

Profilul Rudina Mare—D. Presacina, ca și celelalte care urmează a fi descrise (Vf. Socoloț—Botul Grozii și Vf. Curmalița — Vf. Svinecea), este îndreptat în direcția NW—SE, atingând cote importante din regiune. Ele se caracterizează prin prezența unor cute-solzi în care se observă sinclinale de șisturi cristaline, iar în axul anticlinialelor apar sămburi de străpungere, reprezentați prin masive de serpentină, care pot fi comparați cu sămburii de sare din anticlinialele regiunilor subcarpatice. După cum în regiunea subcarpatică sareea se manifestă ca o rocă a cărei plasticitate este foarte pronunțată față de rocele înconjurătoare, tot așa serpentinele se manifestă ca roce plastice față de șisturile cristaline. De altfel observațiunile asupra plasticității acestor roce sunt



confirmate și de posibilitățile de transformare a acestora într'un dinamometamorfism mai accentuat. În capitolele anterioare arătăm care sunt raporturile dintre șisturile cristaline și sămburii de serpentină, iar de acolo se poate deduce că aceste fenomene au avut loc acolo unde mișcările și fricțiunile au atins punctele culminante.

Din observațiunile de până acum se mai deduce că ivirile de serpentină au străpuns învelișul lor într'o perioadă de frământare a cărui maxim trebuie plasat după sedimentarea Jurasicului și Cretacicului mediu.

In concluzie, se poate afirma că înaintea Miocenului au avut loc mișcări orogene care s-au manifestat asupra regiunii prin împingeri a căror direcție era dela NW către SE și care au avut ca efect:

Incălecarea Pânzei Getice peste Cristalinul Danubian;

Străpungerea serpentinei până la zi, dând naștere la numeroase cute-solzi;

Metamorfozarea dinamotermică a serpentinelor pe liniile de ruptură, la contactul cu șisturile, dând naștere amiantului;

Răsturnarea sinclinalului mesozoic către SE, cu încălecarea lui de către Cristalinul autohton.

Tectonica post-miocenă. Basinul Almăjului reprezintă un golf de vârstă mediteranean-superioară, ca urmare a unor scufundări ce au avut loc. În timpul sedimentării se pare că ne-am fi aflat în prezență unui calm orogenic.

După cum arătam mai înainte, sedimentarea începe printr'un orizont conglomeratic, după care urmează o alternanță de argile, marne și nisipuri cu intercalări de cărbuni. Deabia după încetarea sedimentării, basinul este antrenat în mișcări orogene, care nu sunt prea accentuate, însă dau naștere unor cute slabe și în special ridicării marginilor, aducând tot complexul de strate într'un sinclinal.

Faliile sunt în general de mică importanță, recunoscându-se două mai evidente. Este adevărat că de multe ori am avut impresia că am fi în prezență unor asemenea linii de fractură, însă lunecările mult prea numeroase nu au permis asemenea concluziuni.

In profilul pe care l-am urmărit dela Sopotul Nou (Buceaua) până la Prigor am determinat două fali evidente (Falia Dalboșetului și Falia Sopotului Vechi). Ambele fali au direcția N—S.

Peste Șisturile cristaline apar conglomeratele din baza Mediteraneanului, după care urmează un complex nisipos, apoi altul nisipos-conglomeratic-marnos.

La Dalboșet, dacă se urmăresc deschiderile situate deosebit de departe și de celalaltă a părâului, se poate observa pe partea stângă un complex marnos-argilos-șistos, pe partea dreaptă un complex conglomeratic-gresos care reprezintă primele sedimete din baza formațiunii. Deci, în acest punct există fără îndoială o fracturare a stratelor și o ridicare a orizontului inferior conglomeratic.



La Sopotul Vechi se pot observa aceleasi relații tectonice între conglomerate din baza Miocenului și argilele superioare.

In general se poate spune că Basinul Almăjului prezintă o tectonică simplă, apărând ca un mare sinclinal în care nu se observă cute accentuate.

Rocele magmatice. Argumente care pun în evidență mișcări de topituri din interiorul scoarței se întâlnesc foarte frecvent, însă situaarea lor în timp nu este posibilă decât atunci când au avut loc după depunerea sedimentelor cretacice, datorită faptului că rocele rezultate într-o fază mai veche au fost metamorfozate. De aceea distingem fenomene magmatice care au avut loc în trei timpi.

Inainte de sedimentarea Cretacicului am recunoscut roce magmatice care fac parte integrantă din Cristalinul Danubian. Printre acestea pot fi amintite granitetele cu structură gneisică sau dioritele depe Vf. Răspunsului care au fost discutate la capitolul gneise amfibolice cu elemente relicte.

Către sfârșitul Cretacicului au loc o serie de erupțiuni banatitice care dau naștere la numeroase aureole de contact. Aceste banatite afectează Cristalinul getic și anume porțiunile situate la S de Sopotul Nou, precum și pe acelea din NW regiunii. Deasemeni, am observat intruziuni banatitice și în Cristalinul Danubian. Aceste intruziuni dau naștere la fenomene de contact, când se remarcă prezența diopsidului precum și disperziuni de galenă sau chiar mici filonașe.

Numeiroși cercetători arată că extruziunile vulcanice generează basine de scufundare. I. ATANASIU¹⁾ este de părere că scufundarea Basinului Deva – Brad se datorează acestor fenomene vulcanice. AL. CODARCEA demonstrează că masivul banatitic ar reprezenta partea superioară a unui lacolit care se înrădăcinează pe sub formațiile și depozitele sedimentare, pe o direcție aproximativ N–S, corespunzătoare unei zone de fracturi la marginea de W a Munților Apuseni. Această zonă este în legătură cu scufundarea Basinului Panonic, din care fac parte câmpurile din Vestul țării și Pusta ungără, explicație care poate fi atribuită și scufundării Basinului Almăjului.

Se pare că rocele banatitice din regiunea cercetată se încadrează în grupa apofizelor, care sunt reprezentate prin expansiuni de câteva sute de metri ale masivelor intrusive; ce se caracterizează printr'o mare variabilitate de structură și compoziție.

In sfârșit, ultima fază este aceea a vulcanismului terțiar care nu se manifestă prin curgeri sau intruziuni ca cele anterioare, ci ca explozii care au avut loc în timpul Mediteraneanului. Intr'adevăr, cineritele și bentonitele sunt foarte adesea întâlnite ca intercalări în sedimentele miocene.

¹⁾ ION ATANASIU. Curs de Geologie Generală. Partea I. Fenomene magmatice. București, 1946.



Intrucât despre rocele eruptive matamorfozate în Cristalin am vorbit la capitolul respectiv, vom analiza tipurile de roce din grupul banatitic întâlnite în regiune.

La N și W de comuna Lăpușnicul Mare, de sub Sedimentarul mediteranean apare Cristalinul getic, desvoltat în faciesul sericitic din zona Minișului. În acest Cristalin se observă numeroase apariții de roce banatitice.

Pe V. Lăpușnicului, la cca 3,5 km de marginea comunei, și anume în imediata vecinătate a ferăstrăului, apare un filon de roce granodioritice, caracterizat printr-o rocă ce prezintă o pastă de culoare cenușie, pastă în care sunt împlântate numeroase cristale mari de feldspat plagioclas.

La microscop secțiunea se caracterizează prin aceea că arată o pastă microcristalină, în care sunt împlântate cristale mari de feldspat, piroxeni și apatită. În general, fenocristalele au suferit fenomene de alterare. Feldspații calcosodici arată o suprafață caolinizată. Uneori feldspații sunt sparți și recimentați cu granule de cuart. Piroxenii sunt cloritizați, iar cloritul este dispus în special pe marginea contururilor cristaline, pe când miezul este invadat de calcită. Apatita se prezintă sub forma unor cristale proaspete, rămânând singurul mineral nealterat. Adesea se observă foile de biotit. Destul de des apar grăunțe de pirită care prezintă o slabă aureolă.

Roca este întrețesută de numeroase fisuri, umplute cu un ciment cuartos, grăunțe de calcită, pirită și calcopirită. La contactul dintre roca eruptivă și șisturile sericitice se observă o cornifiere, precum și o slabă mineralizare a acestora.

— CONST. GHEORGHIU. — Miocenul din Basinul inferior al Streiului¹⁾.

Pentru continuarea cercetărilor geologice în V. Mureșului, Direcțjunea Institutului Geologic ne-a fixat ca regiune de studiu în campania de lucru din vara anului 1946, Basinul inferior al Streiului, între orașele Simeria la N și Hațeg la S. Activitatea pe teren a condus la separarea amănunțită a Miocenului. Acest fapt nu a constituit o greutate, deoarece diversele orizonturi erau cunoscute din timpul cercetărilor în partea de W a acestui basin.

Formațiunile care intră în constituția geologică a acestei porțiuni din Basinul Streiului sunt reprezentate prin roce de vîrstă paleozoică și roce de vîrstă tertiară.

¹⁾ Lucrări consultate:

GHEORGHIU C. Studiul geologic al Văii Mureșului între Deva și Dobra. Va apărea în An. Comit. Geol. Vol. XXVII.

KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. Budapest, 1900.

STUR D. Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgen. Jahrbuch der k. k. geol R.-A. 1863.



1. *Fundamentul cristalin* este reprezentat prin seria epizonară a Măslivului Poiana Rusă, constituit din șisturi sericitoase, cloritoase, cu intercalății de calcare dolomitice, șisturi grafitoase și cuartite sericitice. Aceste intercalății se prezintă în benzi mai mult sau mai puțin largi, uneori cu lungimi de câțiva kilometri, după care se ascut. Câteodată calcarele se prezintă sub formă de masive impunătoare. Cu acest aspect pot fi observate calcarele dolomitice dela W de orașul Hunedoara. La N ele sunt acoperite de sedimente miocene. Direcția Șisturilor cristaline este, în general, E—W și ele sunt puternic frâ-mântate, dând naștere la o serie de cute și liniile de fractură.

2. *Depozitele sedimentare*. Sedimentele miocene care umplu acest basin, transgresiv pe fundamentul cristalin, sunt reprezentate printr'o serie slab cimentată, cum sunt conglomerate și nisipuri, apoi argile, marne, cinerite și gipsuri, după care urmează, la partea superioară, gresii calcaroase. În bună parte, și mai ales dealungul Streiului, ele sunt acoperite cu depozite de terasă.

Dela S către N se pot distinge diverse pachete de străte care sunt grupate în complexe de grosimi variate.

Complexul cel mai inferior se desvoltă în partea de SW a regiunii, pe teritoriul de la S de V. Slivuțului, ocupând în special Vf. Pietrișului, trećând apoi spre N peste D. Obârșia la W și Pădurea Marianului la E. Acest complex este reprezentat printr'o alternanță de conglomerate, nisipuri și marne vinete.

Grosimea totală a acestui pachet este de aproximativ 900 m. Complexul petrografic nu prezintă un interes deosebit, însă resturile organice sunt îndeajuns de interesante pentru a preciza vîrstă acestor străte, deoarece pe V. Slivuțului, la confluența cu P. Magului, din marnele vinete am colectat exemplare de *Ostrea cochlear* POLI, fapt care dovedește prezența Tortonianului în baza Miocenului din acest basin.

Complexul imediat superior, gros de cca 275 m, este acela al marnelor albe cu intercalății de cinerit.

Dacă partea inferioară a Tortonianului poate fi observată mai bine pe culmile situate la W de R. Streiu, orizonturile superioare sunt tot așa de bine deschise, sau uneori chiar mai clar, la E de acesta.

La Vâlcelele Bune, pe pârâul care vine de sub D. Dumbrava, către N de firul văii, am întâlnit o succesiune de străte care îndreptățesc concluziunile la care ne duce prezența speciei *Ostrea cochlear*, în V. Slivuțului. Pe firul văii se observă un pachet de argile cenușii-roșcate, uneori gălbui, acoperite de un banc subțire de calcare. Aceste argile roșii sunt identice cu argilele tortoniene întâlnite în toți Munții Apuseni. Peste orizontul calcaros urmează un pachet de argile albe cu Ostreide, care la nivelul de 400 m cuprind un banc de gresii, iar la nivelul de 413 m sunt acoperite de gresii micacee argiloase, de culoare gălbui-cenușie (fig. 1).



In aceste gresii am întâlnit nenumărate exemplare de *Ostrea cochlear* POLI și Pecteni mari. Peste gresii, constituind culmea dealului, apar pietrișuri care marchează o terasă mai veche a Râului Streiu.

La W de R. Streiu se desvoltă o serie de coline îndreptate în direcția NE—SW, despărțite prin basinul Văii Moruzului, care traversează localitatea Ocolișul.

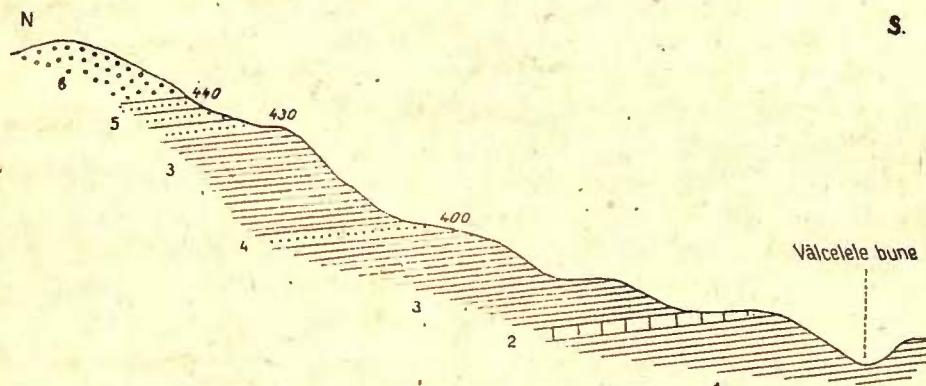


Fig. 1.— Secțiune transversală în Miocenul dela Vâlcele.

1, argile cenușii-roșcate-gălbui; 2, intercalație calcaroasă; 3, argile albe-gălbui cu *Ostrea cochlear*; 4, gresii; 5, gresii fosilifere cu Pecteni și Ostreide; 6, pietrișuri de terasă.

Mare. Pe aceste culmi se desvoltă D. Pravicul și D. Ciocârliei, la S, pe când la N se profilează Calea Lată și D. Pleșu.

In această porțiune se observă o variație de facies caracterizată prin prezența nisipurilor albe și roșii, la partea inferioară, care trece apoi la argile roșii peste

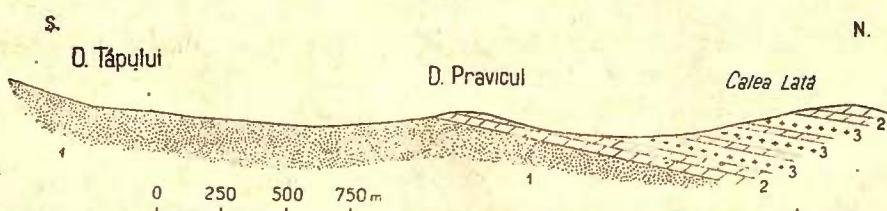


Fig. 2.— Profil geologic peste D. Pravicul.

1, nisipuri albe; 2, marne albe cu *O. cochlear*; 3, cinerite.

care se desvoltă marnele albe cu intercalații de cinerit și cu numeroase exemplare de *Ostrea cochlear*, întâlnite în special la W de Ocolișul Mare.

Intr'un profil (fig. 2) care traversează această vale delă N la S am observat următoarele:

Atât pe versantul nordic al culmii dela N de Vâlcelele Bune cât și pe versantul nordic al Căii Late, adică pe teritoriul comunei Nădășdia la W și pe

teritoriul comunei Chitid la E, se desvoltă o serie nisipoasă, uneori mai argiloasă. Acest complex este lipsit de fosile.

Pe prima vale care se desface la E de satul Valea Sângiorgiu apar nisipuri albe-cenușii, cu intercalării subțiri de gresii și șisturi argiloase. Una din deschideri prezintă aspectul din fig. 3.

In aceste nisipuri nu am întâlnit resturi organice.

Peste complexul nisipos, uneori slab argilos, se desvoltă un complex argilos-nisipos, cu intercalării de gipsuri, reprezentate printr'un gips de culoare alb, zaharoid.

Deschiderile cele mai concluzante sunt situate la W de albia Streiului și anume pe teritoriul comunelor Nădășdia, Crișeni, Hășdat și Sân-Crai. Dacă se urmărește un profil (fig. 4) care traversează Valea Sân-Crai, dela N la S, se constată că într'un complex argilos-nisipos se intercalează două strate de gips care sunt bine deschise pe V. Sân-Crai, precum și pe Vf. Negoiului și Dealul Gerilor.

Nisipurile argiloase sunt acoperite de nisipuri gălbui micacee, dela variațiile cele mai fine până la cele mai grosolane, trecând uneori la pietrișuri. Din punct de vedere paleontologic și stratigrafic, acest complex este foarte interesant deoarece din el a fost recoltată fauna dela Buituri în punctul numit

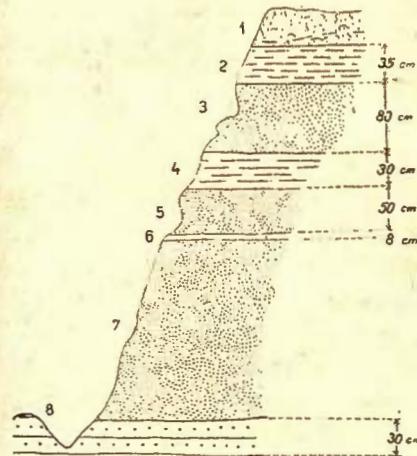


Fig. 3. — Ivire pe V. Sângiorgiu.
1, sol; 2, argile șistuoase; 3, nisip micaceu albicioz; 4, șisturi argiloase; 5, nisipuri; 6, șisturi argiloase; 7, nisipuri micacee; 8, gresii.

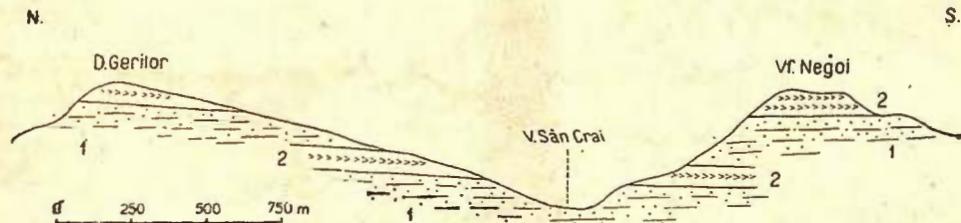


Fig. 4. — Succesiunea geologică a formațiunilor de pe V. Sân-Crai.

1, Nisipuri argiloase; 2, gipsuri zaharoide.

Fântâna lui Ion. În acest punct se observă o deschidere, în al cărui profil se constată argile vinete, la bază, peste care stau gresii nisipoase gălbui, groase de 1,8 m; deasupra urmează 0,8 m de gresii grăunoase cenușii (fig. 5).

Pe lângă aspectul litologic deosebit al acestor strate, se mai observă o variație de faună. Așa, în orizontul inferior al gresiilor nisipoase gălbui cu bobul fin,

se observă o predominare a Gasteropodelor și Lamellibranchiatelor cu scoica subțire și ornamentează fine, pe când fauna din stratul de gresii grăunoase cenușii se caracterizează prin prezența Pectenilor mari și a altor forme cu scoica groasă.

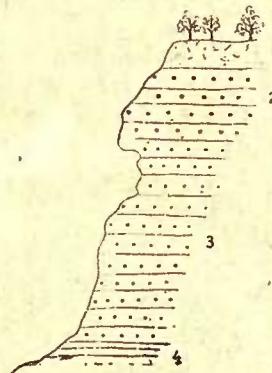


Fig. 5.— Aspectul punctului fosilifer de pe V. lui Ion.

1, sol; 2, gresii grăunoase ce-nușii; 3, gresii nisipoase gălbui; 4, argile vinete.

Pe V. Sângiorgiu am observat o serie nisipoasă, peste care stau concordant marne argiloase, vinete la partea inferioară și gălbui către partea superioară. Acestea sunt acoperite, la rândul lor, de un complex conglomeratic, gresos-

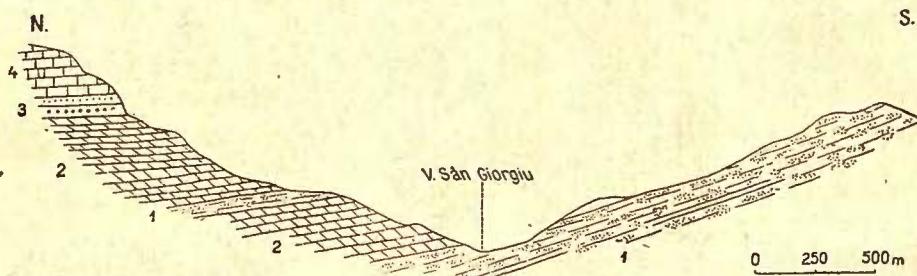


Fig. 6.— Profil transversal peste V. Sângiorgiu.

1, intercalări de nisipuri și argile șistoase; 2, marne vinete și gălbui; 3—4, complexul conglomeratic gresos-calcaros.

calcaros. Urmărind mai amănunțit succesiunea de strate ce se desvoltă pe malul drept al Văii Sân Giorgiu, am observat profilul din fig. 6.

Din orizontul nisipurilor cu intercalări de argile șistoase STUR citează o serie de forme, printre care *Conus*, *Terebra* și *Buccinum*. Aceste forme indică prezența Tortonianului care de altfel este mai evidentă pe R. Cerna, la aceeași nivel stratigrafic, în împrejurimile comunelor Buituri și Hunedoara.

Dăm mai jos un profil care secționează formațiunile dela E de V. Streiului în direcția N—S și care pornește din V. Sân Giorgiu și merge până la Totia Mică.

La Petrenii Pădureni apar Marnele de V. Bejanului care în bază sunt de culoare vânătă, pe când la partea superioară prezintă culoare albicioasă, uneori cafenie. Acest orizont este bine desvoltat în regiune, fiind întâlnit de nenumărate ori. În albia pârâului, în jurul curbei de 380 m, se observă din nou marnele vinete care uneori au un aspect foios. Din aceste marne am recoltat numeroase exemplare de: *Syndesmia reflexa* EICHW., *Syndesmia alba* Woods, *Cardium ruthenicum* (HILBER) LASK., *Bulla lajonkaireana* BAST., *Bulla convoluta* BROCC. etc. și urme de Plante. Aceleași resturi organice se întâlnesc și la Simeria Veche.

Peste Marnele de V. Bejanului, amintite anterior, se observă un orizont gresos-conglomeratic, după care urmează gresii oolitice. Acestea suportă la rândul lor un pachet de gresii nisipoase, peste care stau gresiile calcaroase. Complexul acesta este cel mai fosilifer din regiune, însă formele sunt foarte rău conservate. Totuși, determinarea lor este posibilă chiar după mulaje. Așa, în împrejurimile comunei Totia, dintr-o gresie calcaroasă cu boabe de cuart care ajung până la 1,5 mm diametru, am recoltat exemplare și mulaje de *Cardium vindobonense* (?), *Irus gregarius* PARTSCH, *Ervilia podolica* EICHW., *Pirinella (Cerithium) picta* DEF.R., etc. La Petrenii Pădureni, în intercalăția de nisipuri, am observat prezența unui trunchi fosilizat.

În continuare spre N apar gresiile calcaroase din care am recoltat exemplare de *Cardium fitoni*, *Mactra vitaliana* D'ORB. și *Pirinella (Cerithium) picta* DEF.R. etc.

În împrejurimile comunei S-ta Maria de Piatră, pe malul drept al Streiului, la S de pod, apare o gresie oolitică din care am recoltat exemplare de: *Irus gregarius* PARTSCH, *Cardium fitoni*, *Pirinella (Cerithium) picta* DEF.R., *Pithocerithium rubiginosum* EICHW. și *Murex sublavatus* BAST. Aceste gresii trec mai sus la gresii conglomeratice.

Pe partea dreaptă a viroagei dela N de comuna S-ta Maria, din gresii am colectat exemplare de: *Ervilia podolica* EICHW., *Cardium vindobonense* LASK., *Mactra vitaliana* D'ORB.

Urmărind în continuare profilul N—S, început dela limita cu Șisturile cristaline pe teritoriul comunei Simeria Veche (Tâmpa) ca și pe malul drept al Râului Strei, reapar argile vinete și albicioase cu *Syndesmia reflexa* EICHW. și *Cardium ruthenicum* (HILBER) LASK., argile care în bună parte sunt acoperite de terasele Râului Mureș.

Pentru a cunoaște în detaliu stratigrafia Basinului Streiului este necesară descrierea câtorva profile localizate pe marginea basinului și în special la S de orașelul Hunedoara.

În vecinătatea Teliucului, în jurul altitudinii de 300 m, peste Șisturile cristaline cutate, se observă Mediteraneanul în facies lagunar, în a cărui deschidere apare profilul din fig. 7.

Pe teritoriul comunei Cintiş, către S de apa Cernei, apare o succesiune reprezentată prin argile, marne, argile nisipoase, nisipuri și gresii calcaroase, în care, urmărind un profil (fig. 8), se constată că ea are o importanță deosebită fiindcă prezintă resturi organice și în special de *Ostrea cochlear POLI*, care pun în evidență prezența Tortonianului.

S.

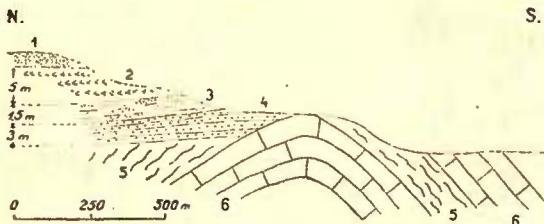


Fig. 7.— Relațiile dintre fundimentul cristalin și Mediteraneanul din sectorul Teliu.

1, nisip și pietriș; 2, gips zaharoid; 3, nisip argilos; 4, argile nisipoase cu *Ostrea cochl.*; 5, filite; 6, sideroze.

In Basinul inferior al Streiului sedimentarea începe printr'un orizont conglomeratic, după care se instalează faciesul argilos-nisipos cu *Ostrea cochlear POLI*. Aceleși forme sunt întâlnite în orizonturile superioare până la complexul gresos-

nisipos cu fauna tortoniană dela Buituri. La rândul său, complexul gresos-nisipos suportă o serie argiloasă, în care se întâlnesc frecvent exemplare de *Cardium ruthenicum* (HILBER) LASK., *Bulla lajonkaireana* BAST., etc., forme

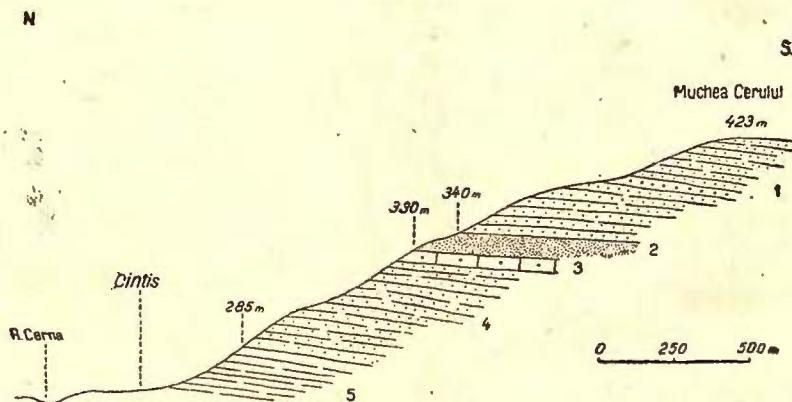


Fig. 8.— Succesiunea petrografică a Mediteraneanului în împrejurimile Com. Cintiş.

1, argile nisipoase gălbui; 2, nisipuri; 3, gresii calcaroase; 4, argile nisipoase gălbui cu *Ostrea cochl.*; 5, argile roșii.

care indică prezența Buglovianului desvoltat în faciesul pe care la Deva l-am descris sub numele de «Marne de Valea Bejanului». Peste acest orizont urmează faciesul gresos-calcaros cu forme tipice volhyniene, acoperit parțial de terasele Râului Strei.

In Bas. Streiului constatăm deci succesiuni repeatate de faciesuri petrografice.

Succesiunea variată de conglomerate care trec la nisipuri, gresii și argile, pentru ca apoi să se repete, dovedește că în timpul depunerii sedimentelor



fundul basinului era într'o continuă mișcare de ridicare și coborâre. Aceste mișcări însă nu erau de amploare deosebită ci determinau numai faciesurile. Este interesant totuși de remarcat că, spre sfârșitul Tortonianului, mișcarea de ridicare a fundului este aşa de pronunțată, încât determină ruperea legăturilor cu largul mării și nașterea unui lac în care, datorită unui aport redus de apă dulce, are loc o concentrație a sărurilor care determină precipitarea gipsurilor. Această separare nu este însă de lungă durată deoarece în faza finală are loc din nou sedimentarea nisipurilor și a gresiilor în care întâlnim nenumărate resturi organice. Este însă interesant de remarcă faptul că peste tot în acest Tortonian se întâlnesc resturi organice a căror cochilie este bine desvoltată,

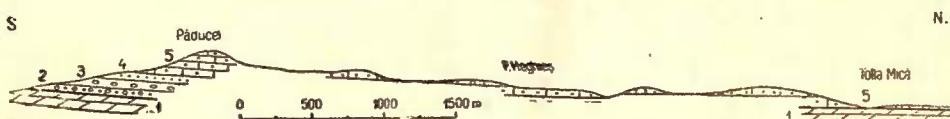


Fig. 9. — Secțiune prin Sarmatianul de pe partea dreaptă a Streiului, între Vf. Păducei și Tolla Mică.

Buglovian: 1, Marne de V. Bejanului; 2, conglomerate și gresii; 3, gresii oolitice; 4, gresii nisipoase
5, gresii calcaroase,

prezentând pereți groși. Prin urmare, avem afacă cu o faună care se desvoltă pe suprafața unui basin a cărui salinitate este pronunțată. Vulcanismul deasemeni este dovedit prin mărturia cineritelor.

Trecerea dela Tortonian la Sarmatian are loc prin schimbarea treptată a salinității, dovedită prin prezența Buglovianului. Sarmatianul este reprezentat numai prin Volhynian (fig. 9).

— T. BĂRBAT. — Cercetări asupra bauxitelor din Pădurea Craiului¹).

Şedința din 30 Ianuarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— I. C. MOTĂȘ. — Contribuții la cunoașterea faunei fosile dela V. Muerească (Oltenia).

In anul 1950 mi s'a dat spre determinare o faună fosilă colectată din același punct de GR. POPESCU și C. STOICA. În același an, într'o excursie făcută împreună cu GR. POPESCU, am avut ocazia să cercetez punctul fosilifer în cauză și să colectez câteva forme în plus.

¹) Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

Cuibul fosilifer cunoscut anterior dela E. HRIŞTESCU¹⁾ se găsește în V. Muereasca, situat într'un pachet de marne cenușii aşezate sub ultimele conglomerate care suportă Seria de Gura Văii. În ceeace privește poziția nivellului fosilifer în suita de depozite din profilul Văii Muereasca trimitem la descrierea făcută de GR. POPESCU²⁾.

In conglomeratele de deasupra marnelor fosilifere se găsesc blocuri rulate de calcare eocene cu Nummuliți și de gresii cretacice fosilifere.

Fauna colectată din marne se caracterizează prin abundența formelor de *Cyrena*, *Turritella* și *Pleurotoma*. Din forme colectate am determinat:

- Cyrena* sp.
- Pectunculus* sp.
- Cardita* sp.
- Dentalium seminudum* NYST.
- Dentalium sandbergeri*
- Dentalium entalis* LINNÉ
- Dentalium bouéi* DESH.
- Dentalium badense* PARTSCH
- Pleurotoma duchasteli* NYST.
- P. (Surcula) consobrina?* BELL.
- P. (Surcula) allionii* BELL.
- Bathytoma cataphracta* BROCC.
- Pleurotoma* sp.
- Voluilithes (Volutilithes) appenninica* (MICH.)
- Buccinum (Hima) notterbecki* R. H. u. AUIN.
- Nassa exculta* BELL.
- Natica* sp.
- Turritella turris* BAST.
- Turritella pythagorica* HILB.
- Turritella* sp.
- Typhis cuniculosus* (?) NYST.
- Fulguroficus burdigalensis* var. SACCO
- Aporrhais (Chenopus) callosus* R.v.T.

Dintre fosilele enumerate mai sus constatăm că se găsesc forme oligocene ca: *Aporrhais (Chenopus) callosus*, *Typhis cuniculosus*, *Pleurotoma duchasteli*, *Dentalium sandbergeri*, *D. seminudum*, *D. entalis*. Se găsesc însă și forme cunoscute deasemeni din Oligocen și Aquitanian, dar care au desvoltare mare și în Neogen: *Fulguroficus burdigalensis*, *Pleurotoma (Surcula) consobrina*, *P. (Surcula)*

¹⁾ E. HRIŞTESCU. Contribution à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Géétique. C. R. Inst. Géol. Roum. Tome XXVII (1938—1939). București, 1944.

²⁾ GR. POPESCU. Cercetări geologice în regiunea Govora — R. Vâlcea — Olănești. In volumul de față, pag. 118.



allionii, *Bathytoma cataphracta*, *Buccinum (Hima) notterbecki*, *Volutilithes (Volutilithes) appenninica* (MICHT). *Dentalium bouei*, *D. badense*, *Turritella turris*.

E. HRISTESCU citează dintre fosilele colectate din același pachet de marne numai forme oligocene:

- Isocardia cyprinoides* BRAUNN
- Pectunculus* sp.
- Dentalium kiksii* NYST.
- Pleurotoma regularis* DE KOK.
- Pleurotoma duchasteli* NYST.
- Turritella sandbergeri* MAYER
- Chenopus callosus* R.v.T.

In colecția Laboratorului de Geologie dela Facultatea de Geologie-Geografie din București se găsesc, printre fosilele culese și determinate de E. HRISTESCU, și forme necitate în lucrarea sa. Acestea sunt: *Bathytoma cataphracta*, *Volutilithes (Volutilithes) appenninica* MICHT. *Typhis schlotheimi*, Coralieri izolați, Lithothamnii, adică forme cu desvoltare mare în Neogen.

Suntem prin urmare în prezența unui amestec de forme oligocene cu forme neogene și de aceea admitem pentru fauna dela V. Muereasca o vârstă aquitaniană,

Se știe că orizontarea riguroasă a Oligocenului, ca și a Terțiului în general, se face pe baza faunelor de Mamifere. Problema faunelor de Moluște terțiere marine comportă încă și astăzi discuții, deoarece nu sunt încă pe deplin stabilite ariile de distribuție ale diferitelor grupe și nu se cunoaște complet repartitia asociațiilor de forme în diferențele basine de sedimentare.

Am admis vârsta aquitaniană pe baza amestecului de forme neogene și oligocene aşa cum se face în basinele clasice, însă nu avem încă un număr suficient de forme, ca să stabilim o proporție cât mai riguroasă între formele oligocene și cele neogene. In plus, nu avem în faună niciuna din puținele forme de fosile caracteristice Aquitanianului.

In consecință problema faunei dela V. Muereasca trebuie să rămână încă deschisă.

— R. DIMITRESCU. — Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa—Toroia.

In cadrul campaniei de lucru din vara anului 1950 am avut de efectuat cercetări geologice și petrografice detaliate în masivul eruptiv din Toroia, precum și în regiunea Șisturilor cristaline înconjurătoare. Teritoriul pe care l-am cartat în timp de două luni și jumătate se limitează aproximativ în felul următor: la Sud, de Valea Cisla, la Est, de Valea Arinieșului, la Nord, de creasta muntoasă ce desparte basinul Cislei de basinul Vaserului (Dealul Gâlul,



Lunca Ciasa și Vf. Toroia), apoi de V. Novățului, la W, de Izvorul Roșu și V. Arșița.

Cartarea a fost făcută la scara 1: 10.000, iar rezultatele, deocamdată provizorii, sunt consemnate la scara 1: 20.000.

Cursul principal de apă este V. Cisla. Afluenții din partea dreaptă ai acesteia au direcția N—S: V. Arinișului, P. Mori, V. Colbului, V. Recile, V. Secului, V. Fântânii și V. Arșița. Partea de NW a regiunii, cu V. Ursului, Izvorul Roșu, V. Cailor și V. Novățului, face parte din basinul Râului Vaser.

Istoric. Principala lucrare din secolul trecut care cuprinde și regiunea de care ne ocupăm este lucrarea lui ZAPALCWICZ¹⁾.

Cu privire la șisturile cristaline ale Carpaților orientali există cunoșcuțele lucrări ale lui I. ATANASIU, TH. KRÄUTNER, Prof. M. SAVUL și I. BĂNCILĂ. Mai sunt de menționat lucrările care se raportează la regiuni foarte apropiate de aceea care ne interesează²⁾.

In legătură cu eruptivul există și studii recente, cel al lui KAMIENSKI (Cracovia 1935) și cel al lui G. PANTÓ și ALADAR FÖLDVARI (Budapesta); nu am putut găsi nici un exemplar din primul nici la Biblioteca Comitetului Geologic, nici în altă parte.

Ing. M. SOCOLESCU a studiat deasemenea regiunea aceasta și a redactat un raport în anul 1948 și unul în 1949, fiecare din ele fiind însotit de câte o hartă 1: 20.000. Mai cităm comunicarea asupra rezultatelor din 1948³⁾:

Structura geologică. a) *Formațiunile cristaline.* Fundamentul regiunii este format din șisturi cristaline. Acestea aparțin seriei epizonale a Cristalinului Carpaților orientali. Cele mai răspândite sunt șisturile cuarțitice-sericitice și în măsură mai mică șisturile sericitice-cloritoase; ele trec pe alocuri în șisturi muscovitice. Sub microscop ele se prezintă cu structura granoblastică, uneori ușor lepidoblastică și cu textura paralelă. În compoziția rocelor predomină granule de cuarț, cu conture neregulate și cu extincție onduloasă, însiruite dealungul sistozității și ușor alungite în direcția acesteia; unele pături sau cuiburi sunt formate din granule mai larg dezvoltate. Alternând cu acestea și marcând și mai bine sistozitatea, apar pături de sericit și muscovit; foarte

¹⁾ H. ZAPALOWICZ. Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen (Viena, 1886).

²⁾ M. REINHARD u. I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, 1927.

TH. KRÄUTNER. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Maramureș. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXIII (1934—1935), 1940.

J. TOKARSKI și Z. PAZDRO. Les montagnes de Czywczin. *Ann. Soc. Géol. Pol.* X. 1934.

³⁾ M. SOCOLESCU. Asupra geologiei regiunii Băile Borșei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI (1948—1949), 1952.



rareori întâlnim și mică transversă: foișe de muscovit dispuse perpendicular pe sistozitate. Foișele de clorit apar mai rar și sunt dispuse în mod neregulat. Rare se mai întâlnesc și mici cristale de albit. Alte minerale întâlnite accidental sunt biotitul și turmalina. La gura Pârâului Morii se găsește o ivire de roce filitice, extrem de slab metamorfozate. În secțiune se observă o măsă fină, probabil cuartoasă, în care încep să apară mici zone sericitice; răspândite uniform, se găsesc numeroase cristale prismatice de rutil.

Pe Cisla, între confluențele cu V. Recile și V. Secului, apar roce dăstul de răspândite în Carpații orientali, și cunoscute în general la noi sub numele de porfirogene; în tratatele și literatura străină, inclusiv cea maghiară, privitoare la Ardeal, ele sunt numite porfiroide. Pe teren ele au fost inițial greu deosebite de șisturile sericitice-cuarțitice. Sub microscop se observă că fondul rocei este compus din granule mici de cuarț, alternând cu foișe de sericit și muscovit, mai rar de clorit; pe acest fond, apar cristale mari cu contur cristalografic propriu, ale unui plagioclaz acid, maclat.

Iviri de porfiroide se mai întâlnesc pe V. Burloaia, și este probabil că un studiu mai amănuntit ne va semnala și alte aparițiiuni.

In apropiere de Baia Borșa apare un banc de cuarțite negre care se poate urmări pe distanță de 1 km. Sub microscop, acestea apar constituite din pături de granule fine, alternând cu pături de granule de cuarț larg dezvoltate, între acestea găsindu-se foișe de sericit și muscovit. O pulbere fină de pigment negru grafitic, uneori destul de deasă, acoperă păturile fine de cuarț și urmărește ondulațiunile sistozității. O fașie de cuarțite negre, asociate cu filite negre, apare și pe Netedul din Față, între Valea Arinieșului și Pârâul Morii. Alte iviri rămân izolate, neconstituind zone care să se poată urmări.

Asociat cu cuarțitele negre din apropierea Băii Borșa apare și un afloriment de calcar cristalin, singurul cunoscut în regiune, cu excepția unor iviri cu totul neînsemnante la confluența Văii Cisla cu V. Secului, pe V. Cisla în apropierea Văii Colbu și pe V. Arinieșului. Masa predominantă este formată din cristale de calcit, maclate polisintetic, dispuse neregulat. În masa compactă de calcit se observă sporadic granule de cuarț și lamele de sericit și muscovit, dispuse subparalel.

In general, direcția șisturilor cristaline este NW—SE, caracteristică masivului Carpaților orientali. Inclinările ating uneori 50° . Se confirmă și aici faptul că filitele și cuarțitele negre, împreună cu calcarele cristaline, ocupă deobicei o poziție superioară în complexul cristalin, fără a se putea defini însă o serie cristalin-superioară.

b) *Formațiunile sedimentare.* Cele mai vechi formațiuni sedimentare de pe șisturile cristaline sunt cele depuse de transgresiunea cenomaniană. Ele sunt constituite din conglomerate cu elemente medii și mici, trecând la gresii conglomeratice și la gresii micacee cenușii. O fașie de Cenomanian apare la mar-



ginea de SW a masei cristaline, dela V. Novățului și până pe Dealul Ezerului. Un alt petec, destul de întins, apare pe creasta formată de Lunca Ciasa și de Dealul Gâlul. Se menționează în literatură că în ambele iviri s-au găsit exemplare de *Exogyra columba*. Basinul de la Gâlul este analog cu basinele de Glodu, Cârlibaba și Tibău, pentru care vârsta cenomaniană a putut fi precizată pe temeiul faunelor descoperite.

Atât peste Cenomanianul dela Gâlul, cât și direct peste șisturile cristaline, la Piatra Băiței, chiar deasupra Băii Borșa, urmează petece de calcare nummulitice și o cene, de vîrstă probabil lutejană. Aceste calcare ocupă de multe ori o poziție remarcabilă atât în regiunea noastră, cât și în regiunile învecinate (pe muntele Cearcănu sau în Basinul Tibăului), aşezându-se exact peste limita dintre Cenomanian și Cristalin; faptul a determinat pe Ing. M. Socolescu să dea o nouă interpretare stratigrafică întregii regiuni, considerând formațiunile cretacice drept eocene, deoarece, după părerea d-sale, calcarele ar sta sub aşa zisul Cenomanian.

Ocupând o poziție inferioară față de calcarele nummulitice, apar șisturi marnoase și argiloase de culoare roșie. Ele au fost considerate de vîrstă eocen-inferioară, dar se pune problema dacă nu reprezintă cumva Senonianul, cunoscut în regiuni nu prea îndepărtate.

In Basinul Borșei, după calcarele nummulitice și stratele roșii urmează o serie de șisturi argilo-marnoase cu intercalații de gresii și de calcare cenușii-vineții, cu vine albe de calcit; acestea ar putea fi continuarea seriei de Gura Fântânii, descrise de KRÄUTNER pe versantul de N al Masivului Rodnei. Eocenul superior este reprezentat prin aşa numita Gresie de Birțiu, care nu este însă prea bine desvoltată, predominând numeroase intercalații de șisturi marnoase.

In continuitate de sedimentare urmează Oligocenul inferior, reprezentat printr'un pachet de șisturi argiloase negre, cu slabe intercalații gresoase. Complexul se încheie cu o altă serie de gresii cenușii, slab micacee, în bancuri masive, alternând cu părți mai șistoase, formând aşa numita Gresie de Borșa. Aceasta a fost atribuită Oligocenului superior și Aquitanianului.

c) *Formațiunile eruptive*. Principala masă eruptivă este constituită dintr'un corp subvulcanic, de formă probabil laccolitică, intrus în șisturile cristaline. El formează întreg vîrful propriu zis al Toroiagei și o parte din cel al Picio-rului Caprei.

Acest masiv se prelungeste printr'o serie de apofize și de sill-uri care străbat șisturile cristaline și Sedimentarul. Pe văi se poate determina aproximativ direcția lor care este în general NW—SE, coincizând cu cea a Cristalinului; nu același lucru se poate face pe culmi, unde putem doar stabili succesiunea sill-urilor. Urmărirea acestora este aproape imposibilă, coastele fiind împădurite și obișnuit lipsite de deschideri.



Filoanele andezitice urmăresc șistozitatea în mod concordant dar au de multe ori un mers destul de capricios.

Masivul eruptiv este format dintr'o rocă hipoabisică pe care, în mod provizoriu, neavând analize chimice, o considerăm ca aparținând grupei de magme cuart-dioritice. Ar fi deci un porfir cuart-dioritic, cu structura intermediaрă între rocele plutonice și cele vulcanice.

Roca este de culoare cenușie, uneori mai deschisă, cu prisme caracteristice de hornblendă de până la 2–3 mm lungime; biotitul apare megascopic mai ales spre marginile masivului.

Primită în secțiuni subțiri, roca se prezintă cu structura holocristalină, pasta lipsind de multe ori cu desăvârșire. Feldspatul plagioclaz, maclat și frecvent zonat, predomină asupra celorlalte elemente. Conținutul în anortit variază între 45 și 60%. Plagioclazul este în general proaspăt, cu începuturi numai de sericitizare și calcitizare. Cuarțul este întotdeauna prezent. Constituenții melanocrați sunt hornblenda verde și biotitul; în general sunt proaspeți, dar se prezintă și cloritizați. Cristale de minereu se observă în mai toate secțiunile.

Pe alocuri, ca pe V. Novățului sau pe V. Secului, roca este un andezit cuartifer, cu proporție mai mare de pastă, obișnuit microcristalină. În secțiuni, din care unele sunt exceptional de clare, roca fiind foarte proaspătă, observăm aceiași constituenții descriși mai sus; plagioclazul andezin-labrador, larg desvoltat, maclat după legile: albit, Karlsbad, albit-Karlsbad și periclin; cuartul, întotdeauna cu conture corodate; hornblenda, în cristale lungi, cu marginile opacitizate, cu pleochroism: verde gălbui după α , verde-brun după γ ; biotitul, cu pleochroism: gălbui foarte deschis după α , brun după γ . Studiul unor secțiuni făcute la masa de integrare a dat următoarele rezultate:

	%	%	%
Pastă	46,40	38,98	42,44
Fenocristale:			
Plagioclaz	27,27	41,21	37,94
Hornblendă	16,91	13,47	11,45
Biotit	4,47	3,92	3,84
Cuart	2,88	1,80	1,44
Minereu	1,62	0,59	2,86
	99,55	99,97	99,97

Aceeași rocă, cu mai multă pastă (până la 60%), în general mai puțin proaspătă, se întâlnește spre marginile masivului, precum și în toată seria de sill-uri din jurul acestuia. Numai în apropiere de gura Văii Arinieșului mai apare un mic masiv, în care pasta alocuri dispare din nou cu totul, iar unele fenocristale sunt foarte larg desvoltate.

Pe V. Secului se trece printre o zonă în care roca de culoare albă este complet sericitizată și caolinizată, la microscop putându-se deosebi numai conturele feldspatului și ale amfibolului.



O manifestare a auto-metamorfismului datorit soluțiunilor hidrotermale reziduale este epidotizarea plagioclazului și a hornblendei; fenomenul se întâlnește atât în masivul eruptiv cât și în sill-uri și pe alocuri epidotul formează o proporție însemnată din constituția rocei (până la 16%), dându-i culoarea verzuie.

Intre Baia Borșa și Borșa apar o serie de erupții andezitice, probabil coșuri vulcanice, străbătând Eocenul și Oligocenul. În secțiuni se observă că pasta, cu structură microcristalină, reprezintă o proporție mai mare în compoziția rocei. În fenocristalele cuarțului lipsește, iar plagioclazul este mai puțin larg dezvoltat; pe lângă hornblendă apar în proporție însemnată și prisme scurte de augit, frecvent maclat după fața (100).

Roca prezintă plaje de calcit și este slab sericitizată.

Pentru toată regiunea remarcăm lipsa totală a produselor fenomenelor vulcanice propriu zise: curgeri de lave sau iviri de piroclastite.

Vârsta masivului eruptiv, judecând după erupțiunile piroxenice, este post-oligocenă.

d) *Fenomenele de contact termic.* Intruziunile au produs în formațiunile sedimentare străbătute, unele cornificări pe întinderi nu prea mari. Mai interesante sunt corneenele din Șisturile cristaline. Pe văile Secuł, Colbu și Cisla, la contactele andezit - sist cristalin, se observă roce cu aspect rubanat, datorit unor benzi de culoare mai închisă, cu nuanță uneori ușor violacee. Acțiunea contact-metamorfică nu se întinde pe distanțe mai mari de 10–15 m și ea nu este nici prea intensă. Sub microscop se observă recristalizarea în granule fine a cuarțului; benzile de culoare mai închisă sunt formate din agregații compacte de muscovit extrem de fin, în care se întâlnesc rare cristale izolate de andaluzit. Sporadic își face apariția și feldspatul.

Şedința din 6 Februarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— T. IORGULESCU. — Notă preliminară asupra datelor micropaleontologice obținute în profilul normal V. Oltului, între Fedeleșoiu și Râmnicu-Vâlcea.

In intervalul 10–22 Iunie 1950 am continuat urmărirea profilului stratigraphic deschis pe ambele maluri ale Văii Oltului, între satul Fedeleșoiu la Nord și podul de șosea dela Râmnicu-Vâlcea la S.

Au fost colectate 319 probe (1 Jo–300 Jo, 517 Jo–535 Jo) din iviri naturale, pe intervale stratigráfice de 2–3 m grosime, preferându-se materialul pelitic. Probele colectate au fost înregistrate la Laboratorul de Micropaleon-



tologie al Comitetului Geologic, unde continuă a fi supuse operațiunilor de spălare, culegere și analiză.

In cele ce urmează sunt expuse sumar datele de teren și rezultatele stratigrafico-bionomice, care au putut fi deduse din datele micropaleontologice obținute.

Succesiunea stratigrafică deschisă în iviri sporadice dealungul Văii Oltului pe ambele maluri, între Fedeleșou și Râmnicu-Vâlcea, cuprinde următoarele formații: Aquitanianul (?), Saliferul (Burdigalian-Helvetian), Tortonianul inferior, Tortonianul superior, Sarmatianul mediu.

1. Aquitanianul (?). Această formațiune este reprezentată printr'o alternanță de conglomerate, microconglomerate, gresii și argile, de culoare cenușie, în grosime de 150—200 m.

Conglomeratele, predominante în baza complexului pe o grosime stratigrafică de mai multe zeci de metri, sunt constituite din elemente poligene rotunjite, în diametru dela câțiva centimetri la mai mulți decimetri, prinse într'un ciment argilo-nisipos, de culoare cenușie, cu o nuanță ușor verzui-murdără. Ele au aspect masiv, rareori sunt dispuse în bancuri de mai mulți metri grosime, adesea cu structură încrucisată. Unele bancuri de conglomerate prezintă concrețiuni foarte mari, de forme bizare (sferoidale, lenticulare, alungite, etc.), caracteristice. În partea bazală a complexului, conglomeratele sunt asociate cu microconglomerate, gresii grosiere și argile nisipoase, având adesea blocuri diseminat și lentile de gresii și micro-conglomerate.

In partea mijlocie a complexului, materialul pelitic devine treptat mai frecvent. El este reprezentat prin argile nisipoase, de culoare cenușie-negricioasă, foarte bogat micaferă, masive, alteori bine stratificate. Argilele alternează cu gresii, mai rar cu micro-conglomerate și conglomerate.

In fine, în partea superioară a complexului, se întâlnesc pachete de argile negricioase, micacee, cu spături aşchiozse, dispuse în strate foarte subțiri, pătate de limonit și sulfati, amintind foarte deaproape disodilele; acestea alternează în proporție aproape egală cu strate de nisipuri albicioase-gălbui, groase de câțiva centimetri, deasemenea pătate de limonită.

Complexul conglomeratelor, gresiilor și argilelor de Fedeleșou este dispus transgresiv peste complexul oligocen-aquitanian al marnelor și nisipurilor de Dăești, aşa cum reiese din discordanța angulară dintre cele două formațiuni adiacente și din prezența a numeroase pungi de argile și marne din materialul complexului inferior în partea bazală a conglomeratului. La partea superioară, Complexul de Fedeleșou suportă probabil discordant conglomeratele roșii din baza Saliferului.

MURGOCI și VOIȚEȘTI au considerat acest complex litologic ca reprezentând faciesul lagunar al Saliferului, iar HRISTESCU i-a atribuit vârsta burdigaliană.



Din materialul pelitic au fost colectate pe ambele maluri ale Oltului 18 probe (334 Jo—351 Jo) în 1949 și 26 probe (517 Jo—535 Jo, 91 Jo—93 Jo, 1 Jo—4 Jo) în 1950 (vezi planșa).

Conținutul micropaleontologic al acestor probe se prezintă foarte neomogen și constă din resturi foarte alterate, aparținând la Foraminifere, Radiolari, Spongieri, Coralieri, Echinide, Brioza, Ostracode și Pești. Predomină, în special, Foraminiferele, și cu greu pot fi distinse forme aparținând genurilor de *Anomalina*, *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Cibicides*, *Discorbis*, *Eponides*, *Nodosaria*, *Globigerinoides*, *Rotalia*, *Thorammina*, *Reussella*, etc. Toate aceste resturi reprezintă în mod neîndoios remanieri pe contul formațiunilor mai vechi, de vîrstă paleogenă.

Singura excepție o constituie proba Nr. 1, ridicată din argilele disodiliforme din acoperișul complexului, care prezintă o abundență extraordinară de spiculi silicioși, subțiri, cu canal central, de Tetractinellide, cu un aspect foarte proaspăt, reprezentând desigur un conținut micropaleontologic propriu. Ceva asemănător a fost întâlnit cu câțiva ani mai înainte la niște probe din sonda 404 AR. Drăgăneasa, unde formația a fost considerată ca reprezentând partea superioară a Oligocenului.

In concluzie, conținutul micropaleontologic al Complexului de Fedeleșoiu, cuprins între depozitele Oligocen-Aquitanianului și conglomeratele roșii ale Saliferului, dintr-o succesiune stratigrafică normală, cum este aceea din V. Oltului, dovedește că mediul de sedimentare era, în general, nefavorabil desvoltării de organisme și în special de Foraminifere. De aici reiese că este foarte greu de admis că zona micropaleontologică A, corespunzătoare acestui complex litologic, să reprezinte originea acelei microfaune miocene care, în timpul Tortonianului superior — Sarmațianului inferior, atinge o culminăție în ceeace privește bogăția și variația de forme.

2. *Saliferul (Burdigalian-Helvetician)*. Complexul stratigrafic al Saliferului este reprezentat în V. Oltului printr-o alternanță de segmente litologice de culoare roșie și segmente litologice de culoare cenușie, așa încât este foarte greu să adoptăm aici împărțirea din alte regiuni, în Salifer roșu și Salifer cenușiu.

În urmărirea Saliferului din V. Oltului ne vom ocupa în mod succesiv, în ordinea ivirilor, de segmentele care pot fi deosebite pe baza însușirilor litologice și ale colorii.

Ivirea din malul stâng al Oltului, care începe după o lacună de 50 m lineară mai jos de primul pod plutitor dela Fedeleșoiu, reprezintă un segment de 10 m grosime stratigrafică, de conglomerate roșii cu elemente poligene cât pumnul, în bancuri groase-masive, dispuse în alternanță cu nisipuri grosiere de aceeași culoare. Partea inferioară a acestor conglomerate nu este descoperită, însă ele se dispun, probabil, discordant peste Complexul de Fedeleșoiu, descris.



T. IORGULESCU

PARALELIZĂRI LITOLOGICE ȘI MICROPALÆONTOLOGICE ALE MIOCENULUI DIN V. OLTULUI

SUBDIVIZIUNI STRATIGRAFICE	CODOANA STRATIGRAFICĂ A PROFILULUI V. OLTULUI (FEDELEŞOIU-R. VALCEA)		SEGMENTE LITOLOGICE	CARACTERIZĂRI LITOLOGICE ȘI MICROPALÆONTOLOGICE	CARACTERIZĂRI MICROPALÆONTOLOGICE
	SCARA 1:15.000				
SARMATIAN MEDIU	MALUL STÂNG	MALUL DREPT			
	73/0.-78/0.	73/0.-78/0.		Marne albastriu, fine cu dungi galbene paralele, foarte bine stratificate.	
	279/0.-292/0.	288/0.-292/0.		Marne și gresii cu Cardiacee, Macriferi, Hydrobi, Melanopsis, etc.	
		279/0.-287/0.		Marne albastriu, nisipoase, stratificate, în alternanță cu nisipuri.	
	247/0.-278/0.	Segmentul 247/0.-278/0.		Marne cenușii-albastriu, galbui și negricioase, nisipoase, bine stratificate, în alternanță cu nisipuri cenușii-roșcate; frecvenți resturi de plante pe suprafețele de strat.	S2
	205/0.-246/0.	244/0.-246/0. 242/0.-243/0. 237/0.-241/0. 233/0.-236/0. 239/0.-232/0. 214/0.-228/0. 205/0.-213/0.		Tuf decicic alb deranjat tectonic, eluncat (?) Marne cenușii-albastriu deranjate tectonic. Marne cenușii, fin până la nisipoase. Tuf decicic alb, masiv. Marne și nisipuri galbene, negricioase. Tuf decicic alb-cenușiu deschis, fin la bob, compact, masiv. Marne cenușii-albastriu și negricioase predominante, intercalăriuni de gresii de 2-4 m grosime în bancului.	S2-S3 (TRANSIȚIE)
	69/0.-72/0.	Segmentul 193/0.-204/0.		Marne albastriu, fine, cu spărtură concoidală	
	168/0.-204/0	Segmentul 173/0.-192/0.		Gresii massive în bază, în stări subțiri către partea superioară; pachete de marne cenușii-albastriu predominante; la partea superioară segmentului un nisip de mai mulți metri grosime.	T2 a
	67/0.-68/0.	Segmentul 168/0.-172/0. Segmentul 67/0.-68/0.		Marne cenușii albastriu, bine stratificate, alternând cu nisipuri subțiri fine la bob. Tufuri massive verzi, local slab stratificate, cu abundență de Globigerinide mari.	H7
TORTONIAN INFERIOR	5/0.-66/0.	Segmentul 23/0.-66/0.		Marne fine, cenușii, spărtură curbicorticală, bine stratificate; rari intercalăriuni de marne palid roșcate; rari intercalăriuni de gresii de 5-15 cm.	H2 b
		Segmentul 5/0.-28/0.		Alternanță de gresii cenușii verzu, în bancuri de 1-3 m; conglomerate cu elemente poligene și punți rulare de material roșu, de 5-15 cm diametru; nisipuri massive predominant partea superioară segmentului; argile și marne roșii și cenușii albastriu, cu elemente diseminante, subordonate.	H2 a
		Segmentul 150/0.-167/0.		Marne cenușii închis, fine, spărtură neregulată bine stratificate până la fibroase, cu rare intercalăriuni de nisip.	H1 b
		Segmentul 113/0.-143/0.		Predominanță materialului grosier; gresii cenușii închise, aspect microcangioneric, de 4-5 m. bancul; pietrisuri și conglomerate în bancuri groase; marne nisipoase cenușii și roșii intens; un banc de tuf la partea superioară a primei jumătăți a segmentului.	H1 a
		Segmentul 103/0.-112/0.		Gresii și marne cenușii, fără intercalăriuni de culoare roșie.	
		Segmentul 94/0.-102/0.		Marne și argile roșii și cenușii verzu, alternând cu gresii fine, verzu, massive, predominant către partea superioară.	
		Segment bazal		Conglomerate roșii și nisipuri, lipsite de material petitic; probabil transgresive.	
	1/0.-4/0.	Segment superior		Pachete de argile negricioase disodiforme, micacee, cu pete de limonit și sulfati de fier; nisipuri albicioase galbui deosebit de lină; local bancuri de conglomerate.	
	91/0.-93/0.	Segment mediu		Alternanță de gresii și argile nisipoase comparate de culoarea cenușie; local se intercalează conglomerate și microconglomerate.	A
	333/0.-351/0.	Segment basal		Conglomerate predominante, în alternanță cu microconglomerate, gresii, argile nisipoase negricioase, ca intercalăriuni.	

anterior. Întrucât conglomeratele și nisipurile nu prezintă și intercalăriuni pelitice, nu au fost ridicate probe din acest segment.

Ivirea a două de Salifer este situată pe malul drept al Oltului, cu 500 m mai jos de podul plutitor și arată următoarea alcătuire litologică:

Un segment de bază (94 Jo—102 Jo), de 20 m grosime stratigrafică, constă din marne și argile de culoare roșie și cenușie-verzui, în alternanță cu gresii fine, micacee, verzui, masive, cu exfoliere neregulată, care devin predominante către partea superioară a segmentului.

Segmentul următor (103 Jo—112 Jo), de 30 m grosime, este alcătuit exclusiv din gresii și marne cenușii, fără nici o intercalărie de culoare roșie.

Segmentul 113 Jo—149 Jo, gros de 130 m, se caracterizează prin predominanța materialului grosier; nisipurile cenușiu-închise, adesea de aspect microconglomeratic, ating grosimi de banc de 4—5 m; la partea superioară a segmentului se semnalează prezența câtorva bancuri de pietrișuri și conglomerate, deasemenea de mai mulți metri grosimi; marne nisipoase cenușii și roșii intens se intercalează subordonat printre nisipuri, pietrișuri și conglomerate; se semnalează, către partea superioară a primei jumătăți a segmentului, prezența unui banc de tuf dacitic alb, fin la bob, de peste un metru grosime, dispus între gresii friabile grosiere-microconglomeratice (foarte asemănătoare gresiilor cu Pecteni dela Schiulești-Prahova).

In fine, ultimul segment al ivirii (150 Jo—167 Jo), gros de 45 metri, este constituit exclusiv din marne cenușiu-închise, fine, cu spărtură neregulată, bine stratificate până la foioase, având îci-colo rare intercalăriuni de nisip.

Din examinarea celor 73 probe luate dealungul acestei iviri din dreapta Oltului (94 Jo—167 Jo), constatăm existența a două zone micropaleontologice diferite între ele.

Zona micropaleontologică MIA, (94 Jo—122 Jo), care corespunde primelor trei segmente litologice descrise mai sus, cuprinde o alternanță de probe sterile și probe arătând un conținut micropaleontologic neomogen și sărac atât calitativ cât și cantitativ. El cuprinde resturi de Foraminifere, Bryozoare, Lamellibranchiate, Pești și Plante superioare, după cum urmează:

Foraminifere: *Globigerina bulloides* D'ORB.

Globorotalites michelianus (D'ORB.)

Rotalia beccarii (LINNÉ)

Anomalina grosserugosa (GÜMBEL)

Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)

Cibicides conoideus (CŽJŽEK)

Asterigerina carinata D'ORB.

Eponides pygmaeus (CŽJŽEK)

Robulus limbatus BORNEMANN

Bryozoare: *Crisia* sp.



Lamellibranchiate: resturi sporadice indeterminabile

Pești: dinți triunghiulari lății

Formele care dă notă caracteristică, prin frecvența lor, acestei zone micro-paleontologice sunt:

Globigerina bulloides D'ORB.

Rotalia beccarii (LINNÉ)

Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)

Zona micropaleontologică adiacentă superioară H_b, (150 Jo—167 Jo), corespunzătoare segmentului final al ivirii, constituie exclusiv din material cenușiu, arată, spre deosebire de zonă precedentă, un conținut micropaleontologic diferit și comparativ foarte bogat în indivizi. El este alcătuit din resturi de Foraminifere, Gasteropode, Ostracode și Alge.

Foraminifere: *Quinqueloculina vulgaris* D'ORB.

Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL).

Nonion granosum (D'ORB.)

Globigerina bulloides D'ORB.

Globigerinoides rubrus (D'ORB.).

Globorotalia scitula (H. B. BRADY)

Asterigerina planorbis (D'ORB.)

Bolivina danvillensis HOWE și WALLACE

Cibicides lobatulus (WALKER și JACOB)

Uvigerina asperula CŽJŽEK

Dentalina consobrina D'ORB.

Candorbulina universa JEDLITSCHKA

Rotalia beccarii (LINNÉ)

Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Gasteropode: *Hydrobia* aff. *immutata* FRAUENF.

Hydrobia punctum EICHW.

Teinostoma woodi M. HOERN.

Ostracode: *Cytherella*

Cythere

Cypridina

Alge: *Coscinodiscus* (forme lenticulare turtite și piritizate)

Asociația caracteristică a acestei zone o constituie formele de Ostracode și Gasteropode menționate mai sus și *Quinqueloculina vulgaris*, care împreună arată o abundență extraordinară la diferite nivele ale acestui segment stratigrafic.

Pe malul stâng al Văii Oltului, spre aval de confluența cu V. Satului, care trece pe lângă biserică din Fedeleșoiu, apare o altă ivire importantă din care au



fost ridicate probele 5 Jo — 66 Jo, în care se pot deosebi clar două segmente litologice:

Segmentul din baza ivirii (5 Jo — 28 Jo), gros de 50 — 55 m, alcătuit dintr-o alternanță de gresii cenușii-verzui, în bancuri groase de 1—3 m; conglomerate cu elemente poligene, printre care și pungi rulate de material pelitic roșu, cu diametrul de 5—15 cm; nisipuri masive care devin predominante spre partea superioară a segmentului; în fine, argile și marne roșii și cenușii-albăstrui, adesea cu elemente diseminate, dispuse subordonat ca intercalațiuni printre celelalte componente ale segmentului.

Segmentul din partea superioară a ivirii (29 Jo—66 Jo), gros de 80 m, alcătuit predominant din marne fine cenușii, cu spărtură curbicorticală sau solzoasă, bine stratificate, având ici-colo rare intercalațiuni de marne roșcate palide și gresii fine de 5—15 cm grosime.

Analiza micropaleontologică a celor 62 probe (5 Jo—66 Jo) ridicate de-a lungul acestei iviri indică existența a două zone distincte:

Zona micropaleontologică H₂a (5 Jo—28 Jo), care corespunde segmentului inferior al ivirii și cuprinde o microfaună săracă, cu puține resturi aparținând exclusiv Foraminiferelor, printre care:

- Globigerina bulloides* D'ORB.
- Globigerina concinna* (REUSS)
- Rotalia beccarii* (LINNÉ)
- Asterigerina planorbis* (D'ORB.)
- Globorotalia scitula* (H. B. BRADY)
- Quinqueloculina laevigata* D'ORB.

Zona micropaleontologică de deasupra, H₂b, (29 Jo—66 Jo), care se deosește net de toate zonele precedente, corespunzând Saliferului. Conținutul său cuprinde resturi de animale și plante aparținând la Foraminifere, Gasteropode, Ostracode și Diatomee:

- Foraminifere: *Quinqueloculina oblonga* (MONTAGU)
Quinqueloculina laevigata D'ORB.
Globigerina bulloides D'ORB.
Globorotalia scitula (H. B. BRADY)
Globigerinoides rubrus (D'ORB.)
Candorbulina universa JEDLITSCHKA
Cibicides conoideus (ČŽJŽEK)
Nonion granosum (D'ORB.).
- Gasteropode: *Hydrobia punctum* EICHW.
Teinostoma woodi M. HOERN.
- Ostracode: *Cytherella*
Cythere
- Diatomee: *Bidulphia*



Asociația caracteristică a acestei zone o formează:

Quinqueloculina laevigata D'ORB.

Teinostoma woodi M. HOERN.

Cytherella

Cythere

Toate aceste forme ating frecvențe maximale începând chiar la prima probă a acestei zone. Local, *Bidulphia* arată deasemenea mari abundențe.

Din datele micropaleontologice obținute din examinarea depozitelor salifere deschise în V. Oltului, delimitate de baza conglomeratelor roșii la partea inferioară și marnele cenușii de sub tufurile cu *Globigerinidae*, la partea superioară, se pot deduce următoarele concluziuni:

Segmentele în care predomină culoarea roșie, indiferent de nivelul stratigraphic la care sunt situate, se prezintă sterile sau conțin o microfaună foarte săracă atât calitativ cât și cantitativ, ca urmare a unor condiții bionomice foarte puțin favorabile (Zonele micropaleontologice H₁a și H₂a).

Conținutul micropaleontologic, atât de sărac, al acestor segmente roșii cuprinde deopotrivă forme bentonice și forme pelagice, caracterizate prin talia lor redusă, zidul subțire și o stare de bună conservare, ceea ce indică pe deosebit o origine *in situ* a acestor forme, iar pe de altă parte că condiții bionomice similare erau atât la suprafață cât și pe fundul basinului de sedimentare.

Raritatea *Globigerinidae*lor și a altor forme pelagice ar indica o lipsă de curenți care să fi favorizat îngrămadirea de cochlili transportate din afara ariei de depunere a sedimentelor roșii.

Lipsa totală în depozitele roșii ale Saliferului din V. Oltului a unor forme de *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Pseudotextularia*, *Ventilabrella*, etc., care erau extraordinar de frecvente în depozitele Saliferului Roșu din Muntenia de E, demonstrează încă odată concluzia trasă de noi anterior că aceste forme aparțin Cretacicului superior expus în zona de țărm, de unde ele au fost remaniate ulterior în depozitele Saliferului roșu.

Microfauna, relativ foarte bogată atât ca număr de specii cât și ca număr de indivizi, a segmentelor predominant pelitice și de culoare cenușie, fie că acestea sunt dispuse ca intercalări, fie că reprezintă termenul final al Saliferului, indică intervenția de schimbări brusă și foarte importante în condițiile bionomice ale basinului sedimentar salifer, schimbări care s-au repetat de cel puțin două ori (Zonele H₁b și H₂b).

Intrucât aporturile și disparițiile repetitive de forme nu privesc totdeauna aceleași specii, genuri și chiar grupuri sistematice mai mari, diferențele rezultate în alcătuirea asociațiilor micropaleontologice ale diferitelor segmente ale Saliferului pot fi folosite, în scopuri stratigrafice, la stabilirea de corelații locale, utile atât în lucrările geologice de suprafață (cartări, etc.), cât și în eventuale lucrări de adâncime (explorări și exploatare).



3. *Tortonianul inferior*. După o întrerupere de 60 m lineari față de ivirea precedentă a Saliferului, apare, în malul stâng al Oltului, complexul de tufuri de culoare verzuie, slab micacee, cu aspect masiv și o slabă urmă de stratificație, menifestând o extraordinară abundență de *Globigerinidae* vizibile chiar cu ochiul liber. Din acest complex, deschis numai pe câțiva metri grosime, au fost colectate probele 67 Jo — 68 Jo care, analizate, arată următoarele specii:

Globigerinoides rubrus (D'ORB.)

Candorbolina universa JEDLITSCHKA

Globorotalia scitula (H. B. BRADY)

Acest conținut micropaleontologic ne este cunoscut din Tortonianul inferior, studiat în numeroase profile din Muntenia de E, zona micropaleontologică HT. El se caracterizează prin numărul redus de specii, abundența extraordinară în specimene, talia gigantică a acestora și o grosime excepțională a zidului; deosemenea trebuie remarcată lipsa formelor bentonice cât și a formelor remaniate pe contul formațiunilor mai vechi. Condițiunile bionomice ale Tortonianului inferior au fost mult mai favorabile decât acele ale Helvetianului, probabil ca o consecință a stabilirii de legături între laguna helvetică și marea de condițiuni normale. Lipsa formelor bentonice arată că pe fund condițiunile bionomice continuau să fie nefavorabile, fapt care s-ar explica prin caracterul temporar și oscilant al acestor legături. Din neînricire, lipsa unei deschideri mai extinse împiedică stabilirea raporturilor acestei zone micropaleontologice cu zonele adiacente.

4. *Tortonianul superior — Sarmatianul mediu*. Cu 70 metri lineari mai jos de tufurile verzi ale Tortonianului inferior apare, pe malul drept al Oltului, o deschidere în care se observă următoarea succesiune litologică:

Un segment de bază (168 Jo — 172 Jo), gros de 10 m, alcătuit predominant din marne cenușii-albăstrui, ușor nisipoase, micacee, bine stratificate, în alternanță cu nisipuri cenușii, fine la bob, în strate subțiri;

Un segment mijlociu (173 Jo — 192 Jo), gros de 45—50 m, constând din gresii masive în bază și strate subțiri către partea superioară, fine la bob, cenușii, friabile, cu concrețiuni de diferite forme, în alternanță cu pachete de marne cenușii-albăstrui, în proporții variabile, local predominante; la partea superioară a segmentului se află un nisip de mai mulți metri grosime;

In fine, segmentul dela partea superioară a ivirii (193 Jo — 204 Jo), de 50 m grosime, alcătuit exclusiv din marne albăstrui, fine, cu spărtură concoidală.

Conținutul micropaleontologic al tuturor acestor trei segmente aparține unitar și cuprinde un număr important de forme aparținând la Foraminifere și Diatomee.

Foraminifere: *Spiroloculina tenuis* CŽJŽEK
Triloculina oblonga (MONTAGU)
Quinqueloculina laevigata D'ORB.
Globulina gibba D'ORB.
Lagena elongata EHRENB.
Robulus limbatus (BORNEMANN)
Nodosaria longiscata D'ORB.
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerinoides conglobatus (BRADY)
Globigerinoides rubrus (D'ORB.)
Candorbulina universa JEDLITSCHKA
Globorotalia scitula (H. B. BRADY)
Cassidulina subglobosa HANTKEN
Cassidulina laevigata D'ORB. var. *carinata* CUSHMAN
Bulimina aculeata D'ORB.
Bulimina inflata SEGUENZA
Bulimina pyrula D'ORB.
Bolivina spathulata (WILLIAMSON)
Bolivina gracilis CUSHMAN și APPLIN
Bolivina danvillensis HOWE și WALLACE
Haplophragmoides scitulus (H. B. BRADY)
Rhabdammina abyssorum (H. B. BRADY)
Asterigerina planorbis (D'ORB.)
Valvulareria saulci (D'ORB.)
Gyroidina soldanii (D'ORB.)
Chilostomella ovoidea REUSS
Sphaeroidina bulloides D'ORB.
Nonion pompilioides (FICHTEL și MOLL)
Nonion commune (D'ORB.)
Nonion granosum (D'ORB.)
Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)
Cibicides pseudoungerianus CUSHMAN
Diatomee: *Coscinodiscus* (forme lenticulare)

Conținutul micropaleontologic de mai sus este adesea însoțit de numeroase concrețiuni alungite de pirită.

Asociația constituită din:

Spiroloculina tenuis CŽJŽEK
Globulina gibba D'ORB.
Cassidulina laevigata var. *carinata* CUSHMAN
Bulimina pyrula D'ORB.
Bolivina spathulata WILLIAMSON



- Valvularia saulcii* D'ORB.
Sphaeroidina bulloides D'ORB.
Nonion pomphiloides (FICHTEL și MOLL)
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

permite paraleлизarea depozitelor acestor segmente litologice cu zona T_2 a, care corespunde în Muntenia de E, părții superioare a primei jumătăți a Tortonianului superior. În situația aceasta trebuie să conchidem că din succesiunea normală a Tortonianului superior lipsesc, în V. Oltului, zonele micropaleontologice T_1 și $T_2 R_1$, care, în Muntenia de E, corespundea respectiv complexului breciei tortoniene și complexului inferior cu Radiolari.

Pe malul drept al Oltului, începând dela cotul mare dela Malul Alb, unde se află confluența Văii Bujoreanca, spre aval, există o altă ivire importantă, dealungul căreia se observă următoarele segmente litologice:

Segmentul bazal (205 Jo — 213 Jo), gros de 20 m, constituie din marne cenușii-albăstrui și negricioase, fine până la nisipoase, predominante, având rare intercalări de gresii friabile cenușii, fine, mijlocii la bob, în bancuri de 2—4 m grosime;

Segmentul 214 Jo — 228 Jo, gros de 30 m, constituie din tuf dacitic alb-cenușiu deschis, fin la bob, compact, masiv, cu spărtură prismatică neregulată;

Segmentul 229 Jo — 232 Jo, gros de 8 m și format din marne cenușii, fine-nisipoase, în alternanță cu nisipuri galbene-feruginoase în bancuri de 4—5 m;

Segmentul 233 Jo — 236 Jo, în grosime de 8 m, alcătuit din tufuri albe masive;

Segmentul 237 Jo — 241 Jo, gros de 10 m, care se întinde până în creasta anticinalului și cuprinde marne cenușii, fine până la nisipoase;

Segmentul 242 Jo — 243 Jo, gros de 2—3 m, care corespunde unei zone ondulate și deranjate tectonice; el este format din marne cenușii și albastre, fine;

Segmentul 244 Jo — 246 Jo, gros de 4—5 m, reprezentat prin tufuri dacitice albe, deranjate tectonic, posibil și alunecate, dela baza căror a fost ridicată proba 246 Jo;

Segmentul 247 Jo — 287 Jo, care urmează peste tuful precedent, gros de 10 m, format din marne cenușii-albăstrui, nisipoase, bine stratificate, în alternanță cu nisipuri roșcate, marne galbene, marne negricioase, dintre care unele au frecvențe resturi de plante pe suprafața stratului;

Segmentul 288 Jo — 292 Jo, gros de 10 m, care cuprinde marne cenușii asemenea celor din segmentul precedent, în care se intercalează gresii bogate în resturi de Cardiacee, Mactre, Hydrobii, Melanopside, etc.

Conținutul micropaleontologic al probelor 205 Jo – 292 Jo, colectate dealungul acestei iviri, indică existența a trei zone micropaleontologice.

Zona 205 Jo – 246 Jo, corespunzătoare primelor 8 segmente litologice enumerate mai sus, conține o microfaună bogată, alcătuită din Foraminifere, Echinide, Bryozoare și Pești, cu excepția tufurilor, care sunt cu totul sterile.

Foraminifere: *Quinqueloculina laevigata* d'ORB.

Lagena emaciata REUSS

Nodosaria longiscata d'ORB.

Dentalina consobrina d'ORB.

Reussella spinulosa (REUSS)

Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)

Allomorphina macrostoma KARRER

Sphaeroidina bulloides d'ORB.

Gyroidina soldanii (d'ORB.)

Gyroidina danvillensis HOWE și WALLACE

Rotalia beccarii (LINNÉ)

Eponides tenera (H. B. BRADY)

Valvularia saulii (d'ORB.)

Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Planulina wuellerstorfi (SCHWAGER)

Asterigerina planorbis L'ORB.

Nonion commune (d'ORB.)

Nonion granosum (d'ORB.)

Nonion pompilioides (FICHTEL și MOLL)

Elphidium laminatum (TERQUEM)

Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)

Echinide: Spiculi cu striații longitudinale

Bryozoare: *Crisia*

Ostracode: *Cytherella* (fragmente)

Pești: fragmente de oase și dinți

Dintre formațiunile minerale care însotesc frecvent conținutul micropaleontologic de mai sus, menționăm concrețiuni alungite și möruloide de pirită, dintre care primele sunt foarte abundente.

Asociația diagnostică ce se desprinde din acest conținut micropaleontologic arată că zona micropaleontologică corespunzătoare părții inferioare a acestei iviri reprezintă continuarea părții superioare a primei jumătăți din Tortonianul superior, întâlnit în segmentul final al ivirii precedente, zona T_{2a}.

Segmentul 247 Jo – 278 Jo are un conținut foarte bogat, diferit de acela al zonei precedente, în care sunt reprezentate numeroase forme de Foraminifere, Radiolari, Bryozoare, Lamellibranchiate, Gasteropode, Ostracode și Pești.



- Foraminifere:** *Lagena emaciata* REUSS
Articulina majori CUSHMAN
Quinqueloculina subrotunda (MONTAGU)
Triloculina oblonga (MONTAGU)
Pullenia bulloides (D'ORB.)
Nonion granosum (D'ORB.)
Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)
Elphidium minutum (REUSS)
Elphidium crispum (LINNÉ)
Sphaeridia papillata HERO ALLEN și EARLAND
Globigerinoides rubrus (D'ORB.)
Candorbulina universa JEDLITSCHKA
Globorotalia scitula (H. B. BRADY)
Rotalia beccarii (LINNÉ)
Uvigerina pygmaea D'ORB.
Bulimnia aculeata D'ORB.
Cibicides variabilis (D'ORB.)
Cibicides lobatulus (WALKER și JACOB)
Cassidulina subglobosa H. B. BRADY
Discorbis villardeboana (D'ORB.)
Valvularia saulcii (D'ORB.)
- Radiolari:** *Cenosphaera favosa* HAECKEL
Cenosphaera reticulata HAECKEL
Spongurus stuparius HAECKEL
Sethocapsa pyriformis HAECKEL
- Bryozoare:** *Crisia*
- Lamellibranchiate:** *Spaniodontella intermedia* (ANDRUSSOW)
- Gasteropode:** *Teinostoma woodi* M. HÖRNES
Vermetus sp.
- Ostracode:** *Cytheridea perforata* RÖMER

Conținutul micropaleontologic de mai sus se caracterizează prin abundență enormă a speciei *Articulina majori* care, în associație cu *Quinqueloculina subrotunda*, *Triloculina oblonga*, *Sphaeridia papillata*, *Cibicides lobatulus*, etc., indică vârsta Sarmățianului mediu, zona micropaleontologică S_2 .

Pozitia stratigrafică a segmentului litologic corespunzător acestei zone trebuie interpretată ca reprezentând o transgresiune a Sarmățianului mediu peste segmentele precedente ale Tortonianului superior, deoarece pe de o parte lipsește zona S_1 , care corespunde complexului marnelor cu *Ervilia* din Sarmățianul inferior, iar pe de altă parte lipsesc zonele T_2R_2 și T_2b , reprezentând complexul superior cu Radiolari și complexul marnelor cu *Spirialis*, termenii finali ai Tortonianului superior.



Segmentul următor (279 Jo — 292 Jo) are un conținut micropaleontologic cu un aspect net diferit de acela al zonei precedente. El constă din resturi de Foraminifere, Radiolari, Gasteropode și Ostracode.

- Foraminifere:** *Articulina mayori* CUSHMAN
Quinqueloculina oblonga (MONTAGU)
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerinoides conglobatus (H. B. BRADY)
Globigerinoides rubrus (D'ORB.)
Globorotalia scitula (H. B. BRADY)
Rotalia beccarii (LINNÉ)
Asterigerina planorbis (D'ORB.)
Valvularia saulcii (D'ORB.)
Gyroidina soldanii (D'ORB.)
Gyroidina danvillensis HOWE și WALLACE
Uvigerina pygmaea D'ORB.
Bolivina spathulata (WILLIAMSON)
Bolivina danvillensis HOWE și WALLACE
Bolivina punctata D'ORB.
Bulimina aculeata D'ORB.
Bulimina marginata D'ORB.
Sphaeridium papillata HERON ALLEN și EARLAND
Nonion granosum (D'ORB.)
Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)
Elphidium minutum (REUSS)
Cibicides lobatulus (WALKER și JACOB)
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Cassidulina subglobosa H. B. BRADY
- Radiolari:** *Cenosphaera favosa* HAECKEL
Cenosphaera reticulata HAECKEL
Dictyocoryne pentagona STÖHR
Halicapsa papillata HAECKEL
Rhopalodictyum subacutum EHRENB.
Spongurus stuparius HAECKEL
Sethocapsa pyriformis HAECKEL
- Gasteropode:** *Adeorbis* sp.
- Ostracode:** *Cythere* (diferite specii)

Încetarea bruscă a erupției de *Articulina mayori* și diminuarea frecvenței formelor asociației caracteristice zonei precedente, importanța cantitativ sporită a formelor de *Elphidium macellum*, *E. minutum*, *Rotalia beccarii* și *Nonion granosum*, ca și remanierea unui mare număr de Foraminifere și Radiolari aparținând Tortonianului, indică existența unei transiții gradate către zona S_3 , core-



spunzătoare Sarmațianului superior din Muntenia de E. Noi am denumit-o zona micropaleontologică S₂—S₃; ea indică continuarea transgresiunii mării sarmațiene peste diferiți termeni ai Tortonianului superior.

Pe malul stâng al Oltului, cu 120 m linearî mai jos de confluența Văii Stăncioiu, apare o ivire în albia Oltului din care s'au luat probele 73 Jo — 78 Jo. Acest segment stratigrafic, gros de 12—15 m, este alcătuit din marne cenușii ușor albăstrui, fine și nisipoase, micacee, cu dungi galbene, fine, paralele, foarte bine stratificate. Acestea sunt ultimele depozite în V. Oltului, pe aripa nordică a unui sinclinal al cărui ax este situat cu peste 100 m mai la S de ivire.

Analiza micropaleontologică a acestor probe arată următorul conținut:

Foraminifere: *Articulina majori* CUSHMAN

Quinqueloculina subrotunda (MONTAGU)

Quinqueloculina oblonga (MONTAGU)

Triloculina oblonga (MONTAGU)

Spiroloculina tenuis ČJŽEK

Globigerina bulloides D'ORB.

Globigerina concinna REUSS

Globigerinoides rubrus (D'ORB.)

Candorbulina universa JEDLITSCHKA

Globorotalia scitula (H. B. BRADY)

Asterigerina planorbis D'ORB.

Rotalia beccariei (LINNÉ)

Nonion pomphiloides (FICHTEL și MOLL)

Nonion granosum (D'ORB.)

Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)

Cibicides lobatulus (WALKER și JACOB)

Cibicides conoideus (ČJŽEK)

Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Radiolari: *Rhopalodictyum subacutum* EHRENB.

Spongodiscus mediterraneus HAECKEL

Cenosphaera favosa HAECKEL

Spongurus stuparius HAECKEL

Gasteropode: *Hydrobia immutata* FRAUENFELD

Ostracode : *Cytherella* sp.

Cypris sp.

Pești: Otolite.

Acetă conținut micropaleontologic poate fi considerat asemănător aceluia al zonei precedente, întâlnite în capătul sudic al ivirii analizate anterior pe malul drept al Oltului. El reprezintă, după cum am văzut, transiția dela Sarmațianul mediu la Sarmațianul superior, adică zona micropaleontologică S₂—S₃.



— E. LITEANU. — 1. Geologia ținutului de Câmpie din Basinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării ¹⁾. 2. Procese morfogenetice holocene în Basinul inferior al Argeșului ¹⁾.

— V. MANILICI și N. LUPEI. — Studiul geologic al sectorului Baia Sprie — Capnic (Reg. Baia Mare).

Sedimentarul. Sectorul Baia Sprie—Capnic din regiunea Baia Mare face parte, împreună cu întreaga regiune, dintr'un golf sau bazin de sedimentare de vîrstă terțiарă, desvoltat dinspre Marea Pannonică și cuprins între Cristalinul carpatic și cel al Munților Apuseni.

Sedimentele cele mai vechi aparțin Paleogenului, peste care se află pături mai noi, depuse din timpul Mediteraneanului, cu mici întreruperi până în Ponțian. Sunt depuneri psefito-pelitice de origină detritică într'o deasă alternanță și având intercalații cineritice.

Faciesul de Fliș al Paleogenului trece în cel flișoid al Mediteraneanului inferior și în cele din urmă la faciesul cu tendințe de îndulcire al Sarmațianului și Pliocenului.

Ca poziție tectonică, sedimentele, afară de Paleogen, prezintă o ușoară ondulație, reflex al cutărilor zonei valahe din exteriorul Carpaților. Acolo unde apare un deranjament mai mare aceasta este consecința punerii în loc a maselor magmatische, aşa de larg răspândite în regiune. Într'adevăr, în cuprinsul acestei cuvete apar numeroase îngrămadiri de lave, puse în loc după o direcție NW—SE care, sub forma unor coloane de ascensiune, ciuruesc sedimentele amintite, acoperindu-le apoi, în cea mai mare parte, cu întinse curgeri de lave sau cu produse piroclastice.

In cele ce urmează vom analiza, în limita datelor pe care le avem din anii 1950—1951, formațiunile amintite mai sus, cuprinse la W și la NW între V. Borcutului și V. Izvorul Negru, la NE și E între V. Izvorul Alb și V. Gutăiului, iar la S între V. Săsar și șoseaua Baia Sprie — Capnic.

Vom analiza în primul rând Sedimentarul, apoi Eruptivul.

Paleogenul s'a desvoltat în urma unei puternice transgresiuni, în tot sectorul carpatic, dând depuneri litoral-neritice și neritic-bathiale de mică adâncime. In sectorul nostru nu am putut urmări relațiile lui cu formațiunile anterioare. Posibil să se suprapună direct pe Cristalinul scufundat pe arii întinse în Nordul și în Nord-Estul Transilvaniei. L-am aflat la N de Măgura și Gutăiul, mai ales pe dreapta Văii Izvorul Alb, în cursul inferior al acestuia, la confluența lui cu V. Izvorul Negru, cum și în cursul acestuia din urmă.

¹⁾ A apărut în publicația Comitetului Geologic: *Studii Techn. și Econ.* Seria E, Nr. 2. București, 1953.



Eocenul pare a fi reprezentat prin gresiile calcaroase foarte bogate în calcar, aflate pe stânga Văii Izvorul Alb, pe drumul Crăcești—Capnic, la N de Vf. Măgura. Aici apare o gresie calcaroasă, de culoare cenușiu-albă până la cenușiu-închisă. Se află la suprafață, în grosime ce nu s'a putut stabili, cu toate săpaturile făcute de localnici care o extrag pentru prepararea varului.

Oligocenul este reprezentat prin depozite groase de gresii grosiere și gresii fine, cuartos-calcaroase, alternând între ele și având intercalări de marnă. La partea inferioară se află marnă și șisturi argiloase, probabil Stratele de Illeanda Mare, iar în partea superioară se află gresii compacte cu hieroglife și marne. Posibil să fie Strate de Ticu.

N e o g e n u l . Mediteraneanul îl aflăm în partea mijlocie a Văii Tulpure, în sus de zona dacilor, unde ieșe de sub o pânză de tufuri andezitice vechi. De aici se întinde, sub forma unei fașii, de o parte și de alta a canalului Pea, apoi în porțiunea mijlocie și superioară a Văii Limpede. În legătură cu aceasta mai apare sub învelișul bogat al produselor vulcanice, ca în P. Urzicelor, și o mică insulă în Valea Gutăi, la S de muntele Gutăi.

Se prezintă sub forma unui facies litoral gresos, adesea torențial, cu conținut cuartos-calcaros, având și elemente detritice de tip eruptiv, în parte alterate (cloritizate, caolinizate). Roca este slab împregnată și cu pirită, care, prin alterare, imprimă roaci colorația galben-roșiatică a oxizilor de fer. Caracterul litoral al formațiunii este arătat și de depunerile argiloase în care se află și resturi vegetale incarbonizate, în grosime de câțiva mm. Această formăție corespunde Stratelor de Sân Mihai.

Gresia apare cu diaclaze umplute cu calcit, până la 5—7 cm grosime; alteori în diaclaze se află numai cruste subțiri de calcit.

Peste faciesul descris apare, în partea superioară a văii, într'o mică deschidere, o alternanță de marne și gresii care, la partea superioară, trec la gresii cu un slab conținut de nisip și mică. Atât marnele cât și gresiile conțin urme de plante incarbonizate, în grosimi de 12—20 mm, ceea ce arată un aport al apelor dulci.

In V. Limpede, Mediteraneanul este reprezentat printr'o alternanță deasă de marne, argile și gresii calcaroase micacee. Marnele au aspect șistos și o culoare albăstrui-închisă, acoperite fiind cu un pachet de argile de cca 1 m grosime. Peste acestea se află gresii fin micacee, vărgate, cu intercalări cărbunoase. Gresiile sunt compacte însă reduse ca grosime. Alternanța dintre marne, gresii, pietrișuri și argile, se repetă de vreo 8—10 ori, ceea ce arată un caracter litoral, torențial, cu dese fluctuații în sedimentare. Sedimentele pelitice au pe alocuirea aspect șistos, iar gresiile au variații dela conținutul grosier, la unul fin granulat.



Insula de sedimente mediteraneene din partea superioară a Văii Capnic, în suprafață foarte redusă, cu un conținut marnos-gresos, pare a fi pensată și ridicată din culcușul ei primar de către coloanele eruptive.

In general, Mediteraneanul este foarte liniștit, având poziția aproape orizontală.

Determinarea stratigrafică, din lipsă de fosile, s'a făcut pe bază litologică și în comparație cu zonele de erupțiune din regiune.

Sarmatianul apare în partea sudică a acestui sector și anume în jurul Dealului Ascuțit pe P. Ciontolanul, P. Puiului și P. Herteș, la N și la NE de comuna Negreia, apoi în cursul inferior al pârâului dela Poiana Racoș, aproape de Capnic.

Nu cunoaștem raporturile cu celelalte formațiuni, nefiind deschideri suficiente și în același timp sedimentele sarmatiene fiind mult acoperite de produse vulcanice. Nu am aflat nici puncte fosilifere, așa că determinarea și limitarea s'a făcut mai mult litologic.

In general, Sarmatianul este monoton, reprezentat printr'un facies litoral neritic-gresos și un facies mai desvoltat marno-argilos cu Ostracode.

In P. Ciontolanului și anume în partea lui inferioară, apare un pachet de marne de culoare brun-negricioasă, satinate, șistoase, cu spărtură în plăci, nefosilifere, acoperite în cursul mijlociu al pârâului cu marne de culoare cenușie, satinate, iar în partea superioară întregul pachet este acoperit cu marne de culoare vinețiu-cenușie, cu conținut de mică în fluturași mărunți, fără stratificație aparentă și cu o bogată faună de Ostracode (*Cyterideis perangusta*)¹⁾. In pachetul de sedimente arătat mai sus se află și tufuri dacitice cu biotit, reprezentând piroclastite ale unor erupțiuni dacitice de vîrstă sarmatiană, și care pot fi atribuite erupțiunilor dacitice de tip Piscuiatu, din regiunea Băița-Nistru.

In P. Puiului, la W de Coasta Luminoasă, Sarmatianul este format din argile și marne negricioase, acoperite cu argile gălbui, iar în P. Herteș, tot acest sector, se află o alternanță de argile marnoase, gresii, argile micacee, argile vărgate, piroclastite, argile micacee, gresii și marne. Același material a fost aflat și în V. Izvorul Neted (în hartă Valea Știrbă) din com. Negreia.

In V. Șuiorul Capnic apare pe o suprafață foarte redusă, sub forma unor depozite marnoase, coapte, pensate între masele de lave.

In cursul inferior al pârâului dela Poiana Racoș (Capnic) apare de sub Eruptiv un pachet de sedimente în grosime de câteva zeci de metri. La bază se află gresii compacte, de culoare galben-roșiatică, cu direcție N 60° W și înclinare spre NE. Peste gresii se află marne negricioase, argile gălbui și la partea superioară argile brun-închise, prinse sub curgeri de lave andezitice.

¹⁾ E. JEKELIUS. Sarmat und Pont von Soceni. Mem. Inst. Geol. Rom. Vol. V. București, 1944.



In rezumat, Sarmațianul apare aici cu un facies litoral transgresiv, gresos, și cu un facies mai de adâncime, marnos-argilos. In partea superioară conține intercalări de tufuri dacitice.

Pliocenul (Pontianul). La finele Sarmațianului și în Meotian se petrece un fenomen de exondare cu instalarea, în regiune, a unui regim continental, care a înlesnit largi procese de eroziune, în urma căror unele dintre sedimentele anterioare au fost înălțurate.

In Pontian se petrece o nouă transgresiune marină, în urma căreia se depun o serie de strate pe care le întâlnim atât în partea de Sud cât și în cea de Nord din acest sector. In partea sudică, se află în vatra comunei Baia Sprie (M. PAUCĂ¹), apoi la Negreia, în jurul Dealului Crucii, și la N de Dâmburile Lupului și V. Capnic (T. IORGULESCU²). La N se află între D. Măgura, Izvorul Alb și Izvorul Negru. In vatra comunei Baia Sprie îl aflăm din cursul inferior al Văii Tulbure, și anume dela ultimul afluent pe dreapta, de unde continuă, sub pornituri venite din D. Minei, în vatra comunei, unde aflorează în V. Săsar și în V. Borcutului aproape de confluența cu V. Săsar..

Sedimentele pliocene reprezintă în regiune trei faciesuri: un Fliș litoral, marnos-gresos, cu faună salmastră de *Congeria*, *Limnocardium* și *Hydrobia*³), un facies litoral marnos-turbos și gresos-turbos cu Plante și Animale de apă dulce (*Planorbis*) și un facies neritic salmastru, cu marne albastre-cenușii, bogate în *Congeria*, *Limnocardium*, *Ostracoda*.

In vatra comunei Baia Sprie, la confluența Văii Borcutului cu V. Săsar, aflăm numai marne negre, compacte, fără stratificație vizibilă, cu un conținut de nisip și mică, fără fosile. In sus, pe V. Săsar, apar marne de culoare cenușiu-vineție, deschisă, cu stratificație netă care merge până la aspect șistos și cu Ostracee (*Pontocipris*?). Sub același aspect se prezintă și formațiunile aflate în cursul inferior al Văii Tulbure.

Mai variat și mai caracteristic este Pontianul din partea nordică, cuprins între văile Izvorul Alb și Izvorul Negru, limitat la N de către Oligocen, din detritusul căruia a și luat naștere; la S se pierde sub porniturile și materialul rulat din predatele vulcanice.

In malul Văii Izvorul Alb, Pontianul începe cu marne gresoase micacee, în contact cu Oligocenul. Peste acestea urmează marne fin nisipo-micacee, gresii fine friabile, gresii vărgate, marne micacee și spre izvor marne fine compacte. In general este un facies litoral.

¹) M. PAUCĂ. Sedimentarul din Masivul eruptiv dela N de Baia Mare. Comunicare la Comit. Geol., ședința din 8.II.1952.

²) T. IORGULESCU. Microfauna din Sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. Comunicare la Comit. Geol., ședința din 8.II.1952.

³) S. GILLET. Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. Mem. Inst. Geol. Rom. Vol. IV. București, 1943.

Tot astfel de formațiuni se află în P. Mihaiul Dochiței.

In P. Tufelor seria de mai sus începe cu marne nisipoase-micacee, cu urme de Plante, peste care urmează strate de marne calcaroase și gresii calcaroase consistente, acoperite la rândul lor de marne mai friabi.e, care se întăresc la partea superioară. Alte strate, în grosime de 2—4 m, formate din marne gresoase-calcaroase și gresii calcaroase, acoperite de marne tipice, completează seria de mai sus, care în general are un caracter litoral neritic.

In câteva locuri (P. Târșitelor și în partea de mijloc a Văii Izvorul Negru), la partea superioară a acestor formațiuni apare o alternanță de sedimente psamito-pelitice, cu caracter neritic, conținând o faună de Moluște în general de talie mică, cu cochilia subțire, specii bentonice, care își duceau existența în mălul și nisipul fin de pe fundul golfului pliocén.

Astfel, în coloana de sedimente aflate pe P. Târșitelor la N de D. Măgura, aflăm următoarea succesiune:

La bază se află marne micacee, acoperite de gresii vineții, apoi gresii micacee feruginoase, friabile, de culoare gălbuiie, având strate de Plante incarbonizate, în grosime de 5—7 cm și cu o faună bogată în *Cardium* și *Congeria*. Peste acestea se află o pătură subțire de argilă, apoi marne vineții gresoase-micacee, cu urme de Plante incarbonizate. Sunt mai bogate în mică și mai puțin fosilifere.

In partea superioară urmează marne fine negricioase, bogate în fosile, apoi un nou strat gresos, subțire, bogat în *Hydrobia* și seria se termină cu marne de culoare închisă, bogate în *Cardiacee* și *Hydrobia*.

Sedimentele de mai sus au direcția N 25° W și înclinarea 12° SW.

In porțiunea mijlocie a Văii Izvorul Negru, seria fosiliferă este formată din gresii dure cu *Limnocardium* și nisipuri calcaroase, slab cimentate, cu *Hydrobia*.

Fosilele aflate și care au putut fi determinate sunt: *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Congeria partschi* CŽJZEK, *Congeria* sp., *Dreissensia polymorpha*, *Monodacna* sp., *Limnocardium promultistratum*, *Limnocardium humili costatum*, *Limnocardium* sp., *Hydrobia vitrella*, *Valvata (Cincinnna)* sp., *Orygoceras* sp., *Pontocypris* (?)).

¹⁾ G. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice asupra unor teramuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. Geol. ale Școalei Milit. din Iași*. București, 1883.

E. JEKELIUS. Fauna neogenă a României. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. București, 1932.

G. MACOVEI. Curs de geologie stratigrafică. București, 1949.

M. PAUCĂ. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. 1932.

— Op. cit. Sedimentarul din....

I. SIMIONESCU și I. Z. BARBU. La faune sarmatiennes de Roumaine. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București, 1940.

SABBA ȘTEFĂNESCU. Études sur les terrains tertiaires de la Roumaine. *Mém. Soc. Géol. Fr.* Paris, 1896.



Dintre formele de mai sus, numai primele două au talia mare, restul sunt forme sub 1 cm, cu cochilia foarte subțire și friabilă sau lăsând numai tipare în rocă.

Eruptivul. Faza I-a. *Tufurile andezitice* au o importantă desvoltare între formațiunile primei faze eruptive, fiind probabil cele mai vechi erupțiuni din regiune. Ele acoperă o suprafață întinsă la N de Baia Sprie, urmărindu-se pe cuprinsul mijlociu și superior al pâraielor Tulbure și Limpede, apoi spre E pe ambele maluri ale Văii Săsarului până în V. Șuiorul Băii Sprie, la N de Lacul Zânelor (Lacul Bodii). Ele reapar din nou spre obârșia Șuiorului până în drumul Cărbunarilor, urmărindu-se spre partea inferioară a Văii Șuiorul Capnicului și V. Mleșniței. Sub forma unor petece mai restrânse, le întâlnim mai sus de Lacul Zânelor, iar la obârșia Văii Borcutului par a avea deasemenea o extindere mai importantă. Pe toată suprafața acoperită, tuful are culoarea albicioasă, fiind parțial caolinizat, iar caolinizările mai importante din partea de SE a Dealului Băilor par să fie formate deasemeni pe seama unor tufuri. În favoarea acestei origini pledează și conținutul de montmorillonit al maselor caolinoase. Pe creasta dintre Șuiorul Băii și Șuiorul Capnicului tufurile andezitice apar puternic silicificate, ducând la formarea unor importante mase de cremene.

La microscop roca silicioasă apare alcătuită dintr'un agregat microcristalin de cuart granular, deseori cu extincție ondulatorie.

Tufurile andezitice caolinizate acoperă formațiunile mediteraneene din porțiunea mijlocie a văilor Tulbure și Limpede, iar spre creste ele sunt prezentindeni acoperite de lave andezit-piroxenice. Aceleași tufuri le întâlnim însă intercalate între stratele de sedimente mediteraneene, pe cele două pâraie la NE de Baia Sprie. După acest considerent, se pare că ele, au fost puse în loc către sfârșitul Mediteraneanului (Tortonian?).

Andezite cu amfiboli și piroxen. Lave andezitice cu amfiboli și piroxen cât și brecii cu aceeași parageneză se întâlnesc la N de Baia Sprie, formând culmea denumită Dealul Băilor (Mons Medius), pe flancul nordic al Dealului Ciurca, la W de Coasta Luminoasă, ca și pe V. Săsarului, aproape de drumul ce urcă spre Lacul Zânelor. Sub forma unor petece mai mici ele acoperă formațiunile mediteraneene depe V. Limpede. Raportul lor cu sedimentele sarmatiene din sectorul Baia Sprie sunt destul de greu de lămurit, întrucât în partea de jos a Văii Tulbure, lavele andezitice acoperă marnele sarmatiene, pe când la NE de Baia Sprie Sedimentarul pare să acopere lavele andezitice.

Atât sedimentele sarmatiene cât și andezitele amfibolice de la N de Baia Sprie apar afectate de falii orientate E-W, care probabil au adus aceste formațiuni în raporturi anormale, ca cele depe Valea Tulbure.



Roca are de regulă culoarea cenușiu-deschisă, adesea cu nuanță ușor violacee, alteori cenușiu-închisă până la verde închis. Astfel, la N de Baia Sprie, întâlnim adezite și brecii andezitice caolinizate și silicificate, de culoare albicioasă, putând fi confundate cu un riolit. Aceleasi roce se întâlnesc și pe V. Săsarului, la poalele Dealului Ascuțit, unde apar atât andezite caolinizate cât și andezite propilitizate, la gura Văii Ciontolanului. Pe măsură ce ne depărtăm de zonele de fracturi, rocele acestei serii prezintă un stadiu de alterație mai puțin avansat, fapt care explică dece la cariera de pe V. Ciurca și km 51/52 de pe șoseaua Baia Mare—Sighet rocele aceleiasi serii efuzive sunt numai propilitizate. În aceste din urmă cazuri sporadicele fenocristale de feldspat plagioclas își păstrează luciul lor specific, în timp ce compozițile melanocrate sunt în întregime cloritizate.

O rocă cu aspect asemănător acoperă formațiunile mediteraneene dela confluența celor două izvoare principale ale Văii Limpede. Ea este de culoare neagră sau cenușiu-închisă, porfirică, prima generație fiind reprezentată prin feldspat plagioclas de 0,5—2 mm lungime și hornblendă verde ce atinge 5 mm. La unele eșantioane se remarcă o slabă sericitizare a feldspațiilor.

Caracterul porfiric al acestei serii variază în limite largi, din care cauză pe porțiunea inferioară a Văii Vețelului aflorează andezite feldspatice conținând peste 50% fenocristale, pe când în andezitul dela gura Văii Limpede acestea sunt cu totul sporadice.

Textura roci este de regulă compactă, uneori ușor cavernoasă.

La microscop andezitul apare format din fenocristale de albit cu 6—10% An, ce plutesc într-o pastă vitroasă sau criptocristalină. Componentele melanocrate nu apar niciodată proaspete, fiind pseudomorfozate de quart, siderit sau clorit. Între aceste pseudomorfoze se recunosc frecvent conture de amfibol, mai rar de piroxen, atât în cele caolinizate cât și în cele cu un stadiu de alterație mai puțin avansat.

Studiul microscopic al acestor andezite scoate în evidență importante procese de alterație: silificiere, carbonatare, sericitizare, caolinizare, decalcificiere și cloritizare.

Procesele de silificiere afectează aproape întreaga masă andezitică dela N de Baia Sprie, fiind mai intense la E de D. Băilor. Soluțiunile silicioase care au produs aceste silificieri au determinat o înlocuire treptată a componentelor roci inițiale, prin quart granulat, pe care-l găsim în pastă cât și în fenocristale.

Inlocuirea feldspatului plagioclas începe de regulă din zonele mai calcice, interioare sau intermediare, propagându-se apoi în restul cristalelor. În rocele cu o silificiere avansată, înlocuirea este aproape completă, rămnând numai un înveliș periferic foarte subțire.

In afară de quartul granular ce invadează roca, în câteva cazuri s'au întâlnit, în pasta roci, depuneri fibroase de calcedonie cu dispoziție radiară în jurul fenocristalelor feldspatice sau al quartului granular.



Andezitele silicificate, sărace în componente melanocrate, ce formează masivul Dealul Băilor dela N de Baia Sprie, au fost descrise anterior de M. PÁLFY¹⁾ drept riolite. La examinarea numeroaselor secțiuni din acest masiv nu am întâlnit cuarț de parogeneză primară caracteristic riolitelor, ci numai cuarț secundar, care pseudomorfozează diferențele componente ale rorei.

Conținutul foarte scăzut în componente melanocrate pare să fie datorit de- asemenei procesului de silicifiere, după cum arată prezența pseudomorfozelor cuarțoase după amfiboli și piroxeni. Aceleași soluțiuni silicioase care au determinat decalcificarea feldspatului plagioclas, au levigat probabil și elementele fero-magneziene, înlocuindu-le pe cale metasomatică prin SiO_2 . În felul acesta roca inițială și-a schimbat complet aspectul, putând fi confundată în stadiul actual cu un riolit. Pe de altă parte însă frecvența fenocristalelor feldspatice, ca și conținutul redus în pseudomorfoze după mineralele melanocrate, arată că lava inițială a fost săracă în fenocristale de acest fel și bogată în feldspat.

In același timp roca apare deseori impregnată cu sideroză sau calcit, ce pseudomorfozează în special amfibolii și piroxenii sau formează plaje neregulate, însoțind cloritul ori cuarțul.

Pasta roei are culoarea brun-deschisă, de cele mai multe ori însă este incoloră.

Riolitele aflorează între Piatra Albă și D. Băilor, acoperind o suprafață de aproximativ 1,5/1 km și două insule mai mici la E de Piatra Albă. Aceste iviri par acoperite, ca și produsele eruptiunilor anterioare, de lavele piroxen-andezitice de culoare neagră.

O ivire filoniană de riolit asemănător cu cel dela Piatra Albă, se întâlnește pe izvorul nordic al Șuierului Băii Sprie. Acest filon străbate tufurile andezitice caolinizate, având direcția N 70° W, grosimea aproximativ 20 m și poate fi urmărit pe distanță de cca 300 m.

Roca are culoare albicioasă, structura porfirică uneori destul de pronunțată, în care fenocristalele sunt reprezentate prin cuarț de 0,5–2 mm, atingând foarte rar 3 mm, și sporadice cristale de feldspat, de același ordin de mărime.

Riolitul dela Piatra Albă este deobicei cavernos, cu frecvențe goluri alungite și orientate după direcționi paralele, mai rar compact. Aceste goluri sunt căptușite cu pelicule subțiri de limonit care imprimă roci o culoare roșcată.

Intr'o deschidere dela E de Piatra Albă aflorează tufuri riolitice conținând blocuri de dimensiuni importante de riolit compact sau cavernos. Se pare

¹⁾ M. PÁLFY. Az arany előfordulásza visszonyairól az erdélyrészti Érchegységen (Munții Metaliferi) és Nagybánya (Baia Mare) környékén. *Math. és. Term. Tud. Értesítő* XXXIV. 1916.



că aceste produse reprezintă rezultatul unor explozii puternice locale sau foarte apropiate.

Riolitul de pe V. Șuiorului, spre deosebire de cel dela Piatra Albă, are un caracter pofiric mai slab și textură compactă.

La microscop roca are structură ușor porfirică, în care faza cristalizată este reprezentată prin cuarț prismatic sau bipiramidal. Fenocristalele prezintă frecvente fenomene de coroziune magmatică, spațiile respective ca și crăpăturile rocei fiind umplute cu sticlă sau cuarț secundar. Pasta vitroasă a rocei, incoloră sau brună, apare uneori divizată în fragmente rotunjite, cimentate cu cuarț microgranular. Alteori însă aureolele de cuarț granular care înconjoară globulele vitroase apar înconjurate de noi învelișuri de lavă brun-deschisă, ce mulează edificiile precedente.

Nu este exclus ca depunerile de cuarț secundar din masa riolitelor să fie legate de fenomenele de silicifiere ale tufurilor și lavelor andezitice, cu toate că în cazul riolitelor nu se remarcă depuneri de minerale opace ca în cele precedente.

Toate aceste erupțiuni reprezentate prin tufuri andezitice, andezite cu amfiboli și piroxeni și riolitele din sectorul cercetat, se înglobează în prima fază de erupțiuni, separată de profesorul D. GIUȘCĂ). Ele se localizează între Mării și Marea Neagră înaintea Sarmățianului.

Faza a II-a nu apare în sectorul cercetat.

Faza a III-a (Erupțiuni dacitice). Erupțiunile dacitice, reprezentate prin tufuri, aglomerate și lave dacitice, încep din timpul Sarmățianului și continuă după această vârstă, constituind faza a treia de erupție. Ele sunt bine reprezentate în sectorul Băița—Muntele Piscuiatul.

In sectorul cercetat, ele au o extindere redusă la E de Baia Sprie pe P. Ciontolanului, la S de Dealul Ascuțit și în câteva insule acoperind tufurile andezitice. Lavele dacitice au o dezvoltare restrânsă la E de Baia Sprie, în schimb lavele dacitice de tip Piscuiatul acoperă suprafete importante în sectorul Capnic.

Tufuri dacitice. Ca poziție stratigrafică tufurile dacitice se găsesc intercalate între depozitele de marne sarmatiene de pe cursul mijlociu și superior al Pârâului Ciontolanului, dela E de D. Ascuțit, cât și pe V. Săsarului, unde ele aflorează pe firul apei la gura Văii Tulbure și la peretele unui coș de andezit piroxenic dela marginea de E a comunei Sprie. Intercalațiuni ascimănatore găsim și pe V. Borcutului, aproape de revărsarea în aceleși sedimente.

¹⁾ D. GIUȘCĂ. Studiul geologic al regiunii Baia Mare. Comunicare la Comit. Geol., ședința din 4.I.1951.



Tufuri dacitice de aceeași natură acoperă suprafețe ceva mai importante la NW de Piatra Albă, cu excepția Blidarului care este alcătuit din tuf andezitic caolinizat și la SW de Muntele Gutăi, pe V. Mleșniței, P. Roșului și Izvoarele Șuiorului (Capnic).

Roca este de culoare cenușiu-albicioasă, cu o nuanță ușor verzuie, conținând frecvente lamele de biotit cu un diametru de 1–2 mm. În tufurile dela Piatra Albă se remarcă numeroase fragmente de cuarț, pe când în celelalte acesta este foarte rar. Ca și cele andezitice, ele sunt în mare parte caolinițate, din care cauză separarea lor pe hartă este foarte anevoieoașă.

Tufurile de pe cursul superior al Pârâului Șuior (B. Sprie) ar putea fi socruite, după apariția cuarțului, tot ca tufuri dacitice, deosebindu-se însă prin lipsa biotitului.

Procesele de silicifiere dela Valea Cremenei afectează în parte și aceste tufuri.

Tufuri dacitice de culoare verzuie se întâlnesc pe cursul inferior al Văii Gutăiului și pe cursul inferior al Pârâului Racoșului, continuându-se apoi pe V. Șuiorului; acestea din urmă însă par a fi intercalate între lavele dacitice.

In sectorul Baia Sprie, la S de P. Ascuțit, alternanțele de marne și tufuri dacitice sunt acoperite la rândul lor de aglomerate dacitice de tip Piscuiatul.

Dacitele de Piscuiatul. Lavele efuziunilor dacitice de tip Piscuiatul acoperă o suprafață întinsă îla W de com. Capnic. Ele se urmăresc pe V. Capnicului, pe ambele maluri, până mai jos de confluența cu P. Gutăiului. Limita lor nordică trece pe la S de cotul Văii Gutăiului, pe la N de D. Racoș, prin partea superioară a Văii Șuiorului, pe la S de Poiana Cremenei, urmărindu-se până la confluența pâraelor principale ale Șuiorului Băii Sprie. Limita lor sud-vestică se urmărește pe tot cursul Pârâului Bervincioara până aproape de confluența cu P. Capnicului. Pe malul stâng al Văii Capnicului ele au o extindere restrânsă.

In cursul superior al affluentului din stânga al Văii Șuiorului, dela E de Lacul Zânelor, aglomerate asemănătoare cu cele dela S de D. Ascuțit acoperă o mică insulă de sedimente sarmațiene, iar spre creastă acestea suportă pânzele de lavă dacitică. Pe V. Mleșniței, ca și la obîrșia Văii Șuiorului (Capnic), lavele dacitice acoperă tufurile andezitice și dacitice, iar în restul limitelor ele sunt acoperite de lave andezit-piroxenice, în afară de porțiunea dintre Bervincioara și gura Văii Hamerului, unde ele suportă depozite pliocene.

Pe creasta dintre V. Șuiorului și V. Hamerului dacitul suportă o mică insulă de andezit piroxenic, relict al eroziunii.

Lavele dacitice din sectorul Capnic ating grosimi maxime de cca 2–300 m în zona V. Șuior—Bervincioara, subțîndu-se spre NW. Aceste cantități importante de lave au ajuns la suprafață printr'o serie de coșuri ce se recunosc pe malul drept al Văii Capnicului, pe cursul inferior al Șuiorului cât și la

NW de creasta dintre D. Negru și Muntele Gutăi. În masa acestora se întâlnesc frecvente enclave de andezit propilitizat, provenit din erupțiunile precedente.

Pe toată întinderea roca este destul de omogenă ca aspect, având culoarea neagră în stare proaspătă, devenind însă verzuie prin alterație din cauza apariției cloritului, și albicioasă într'un stadiu mai avansat.

Structura porfirică este relevată prin prezența fenocristalelor de hornblendă verde, feldspat plagioclás, ambele idiomorfice, și cuarț rotunjit, prezentând uneori fenomene de coroziune magmatică. Mărimea cristalelor de plagioclás și hornblendă variază între 1–5 mm, atingând foarte rar 1 cm, în timp ce cuarțul depășește numai excepțional 3 mm. Maclele polisintetice ale plagioclásului sunt bine vizibile cu ochiul liber.

Pe creasta dintre V. Hamerului și V. Șuiorului, mai sus de insula andezitică, se întâlnește pe o mică suprafață un dacit biotitic, care se deosebește de celelalte printr-un conținut mai ridicat în feldspat plagioclás. Lamelele sale de biotit au un diametru de 1–2 mm, după culoare însă această rocă cu greu se poate deosebi de dacitele amfibolice.

O caracteristică a Dacitelor de Capnic este frecvența fenocristalelor de hornblendă verde care se asociază cu augit, cât și lipsa biotitului.

La microscop roca apare alcătuită din feldspat plagioclás, hornblendă verde, cuarț și augit, ca fenocristale ce plutesc într-o pastă alcătuită din plagioclás, augit, clorit, magnetit, la care se adaugă de regulă, în cantități variabile, sticla brună sau ușor verzuie. În ansamblu, roca are un caracter porfiric pronunțat, în care prima generație formează 40–50% din masa totală, iar după Iu. Ir. POLOVINKINA, E. N. EGOROVA, N. F. ANIKEEVA și A. E. KOMAROVA¹⁾ are o structură microlitică, hialopolitică sau criptocristalin-alotriomorfă. Primul tip structural este mai puțin frecvent, pe când ultimele sunt mai răspândite.

Variația compozitiei mineralogice a acestor roce este redată în tabloul următor:

Componente	Variația %	Media % la majoritatea secțiunilor
Feldspat plagioclás	21–28	25
Hornblendă	6–12	8
Augit	0,5– 6	4
Cuarț	4–10	7
Minerale opace	1– 2	1
Pastă	50–60	56

Feldspatul plagioclás, care formează cea mai mare parte a roci, apare de regulă nealterat, perfect idiomorf, maclând după legea Albit sau complex Albit-Karlsbad, mai rar după legea Periclin.

¹⁾ Iu. Ir. POLOVINKINA, E. N. EGOROVA, N. F. ANIKEEVA, A. E. KOMAROVA. Struc-tura rocelor, Vol. I. Moscova, 1948, Leningrad.



Determinarea cu ajutorul metodei universale FEDOROV-NIKITIN¹⁾ arată un conținut de 45—50% An, iar la tipurile slab cuarțifere, care pot fi considerate ca andezite cuarțifere, plagioclasul conține chiar peste 60% An. Dealtfel aceste roce arată totodată un conținut mai ridicat în augit. Astfel de tipuri se întâlnesc în sectorul superior al Văii Șuilorului cât și pe V. Bervincioarei.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz prezintă totdeauna frumoase structuri zonare, fie cu succesiune progresivă, fie recurrentă. În acest din urmă caz se observă o alternanță largă de zone cu unghiuri de extincție diferite, corespunzând la o variație a proporției de Ab și An. În numeroase cazuri se constată următoarea succesiune dela centrul cristalelor spre periferie:

(010): n _s	An%	(010)': n _s	An%
22°	42	20°	39
30°	52	27°	48
20°	39	20°	39
26°	47	27°	48
20°	39	20°	39
26°	47	30°	53
20°	39	20°	39
16°	35	16°	35

Hornblenda verde apare rareori în stare proaspătă, în majoritatea cazurilor ea este opacizată sau cloritizată, putându-se recunoaște numai după pseudomorfoze.

Augitul, deobicei proaspăt, este relativ rar în fenocristale și mai frecvent în pastă, iar cuartul, cu conture rotunjite și frecvențe corziuni magmatische, apare exclusiv în fenocristale. În pastă el nu poate fi recunoscut din cauza dimensiunilor reduse ale cristalelor. În pastă roței se recunosc microlite de feldspat plagioclaz, de regulă nemaclat, augit, magnetit și clorit. În cazul preponderenței microlitelor feldspatic se învederează o textură fluidală care se șterge la tipurile cu structură hialopelitică.

Faza a IV-a (Dacitele din sectorul Baia Sprie și Mălässini). Aceste roce par, după toate probabilitățile, mai noi decât cele dela Capnic, deosebindu-se de acestea din punct de vedere petrografic. După D. GIUȘCĂ²⁾, se înglobează în cortegiul erupțiunilor fazei a patra.

Ele se urmăresc de pe malul drept al Văii Tulbure, pe la S de Dealul Feciorului până la E de obârșia Pârâului Vețelului. Sub forma unor insule mai mici se întâlnesc pe V. Săcădașului, unde apar în fereastră de sub lavele andezit-piroxenice, și într'un filon orientat NE—SW pe cursul superior al

¹⁾ W. W. NICHITIN. La méthode universelle de Fedorov. Traduction française par L. Duparc et Vera D. Dervies. Genève, 1914.

²⁾ D. GIUȘCĂ. Op. cit.

Borcutului. Acesta din urmă străbate tufurile andezitice și dacitice, fiind limitat în partea sud-estică de gresii mediteraneene asemănătoare cu cele de pe V. Tulbure și Limpede.

Raportul dacitului cu celelalte produse vulcanice este concludent mai ales pe P. Vețelului, unde el se reazimă pe tufurile andezitice caolinizate și este acoperit spre obârșie de lavele andezitice cu piroxen. Aceleași lave andezitice provenite din coșul vulcanic din D. Feciorului îl acoperă pe flancul sudic, întrerupând urmărirea lui între V. Tulbure și V. Limpede. Pe malul drept al Văii Săsarului, la Sud de Dealul Feciorului, dacitul acoperă tufurile dacitice.

O altă ivire dacitică apare pe malul stâng al Văii Crișului, la locul numit La Mălaşini. Natura petrografică a acestor iviri este diferită.

In dacitele ce umplu coșul vulcanic de pe V. Tulbure, singurul care a putut fi recunoscut în această parte, se găsesc numeroase enclave de andezit compact, având culoare mai deschisă decât roca-gazdă. Aceste enclave aparțin erupțiunilor andezitice mai vechi.

Dacitul dela Baia Sprie este de culoare cenușie, alteori violacee cu pete albe, culoare legată de gradul de alterație. Astfel, pe V. Tulbure, roca apare propililitată, feldspatul plagioclas păstrându-și luciul caracteristic, iar pe V. Limpede și V. Vețelului procesul de alterare este ceva mai avansat, afectând și feldspații, care apar uneori complet sericitizați.

Structura roci este ușor porfirică, fenocristalele de cuarț incolore sau roșcate de 1–2 mm au conture rotunjite, iar feldspatul plagioclas, atingând uneori 3 mm lungime, este perfect idiomorf. Componența melanocrată, reprezentată prin hornblendă, este în majoritatea cazurilor opacitizată.

Dacitul dela Mălaşini are culoarea cenușiu-deschisă, cu structură porfirică pronunțată, prima generație formând peste 40% din masa roci. Fenocristalele de feldspat plagioclas idiomorf apar turtite după (010), maclate polisintetic sau după legea Karlsbad, lungimea lor variind între 5 mm–1 cm, uneori însă atingând chiar 6 cm. Cuarțul, uneori bipiramidal, are colțurile rotunjite, atingând 1 cm lungime. Deobicei el este incolor, căteodată însă ușor roz.

Alte minerale ce pot fi recunoscute cu ochiul liber sunt hornblenda verde și biotitul, ale căror dimensiuni nu depășesc 5 mm. Cantitativ ele sunt subordonate primelor două, biotitul fiind mai puțin frecvent. Cristalele prismatice de hornblendă au raporturile lungimilor 5/2/1.

In ansamblu, roca este neomogenă, conținând numeroase enclave dintr-o rocă amfibolică, în care hornblenda aciculară depășește 50% din masa totală.

O altă caracteristică a Dacitului de Mălaşini este alterația zeolitică ce se observă mai cu seamă pe diaclazele roci. Mineralul de neoformare, probabil desmin, formează agregate radiare ce umplu crăpăturile, alteori se desvoltă pe seama cristalelor de feldspat. Ca și celelalte dacite, ele apar acoperite de lavele andezitice cu piroxen.



La microscop roca prezintă structuri asemănătoare cu ale celor din sectorul Capnic, parageneza fiind întrucâtva diferită, după cum reiese din datele de mai jos:

Componente	Dacite B. Sprie	Media %	Dacite Mălașini	Media %
Feldspat plagioclas	20—34%	.30	18—39%	35
Amfibol	4—11%	10	4— 9%	8
Augit	0—05%	—	1— 5%	2
Cuarț	6—11%	8	2—12%	10
Biotit	—	—	1— 5%	3
Minerale opace	1— 4%	2	1— 2%	1
Pastă	50—56%	55	43—60%	60

Comparând dacitele dela Baia Sprie și Mălașini cu cele dela Capnic se constată că primele sunt mai feldspatice. Pe de altă parte, dacitele dela Baia Sprie se remarcă prin lipsa aproape totală a piroxenilor și totală a biotitului, care apar în schimb la Mălașini, asociindu-se cu amfibol și piroxen. Acest din urmă tip se apropie întrucâtva de cel dela Capnic, însă nu apare nici odată colorat în negru. Dimensiunile impresionante ale fenocristalelor de feldspat îl caracterizează însă ca tip aparte.

Feldspatul plagioclas al acestor dacite este un andezin cu 42—46% An, mai rar un labrador cu 50—52% An, care prezintă frecvente structuri zonare. Fenomene de sericitizare nu se întâlnesc decât la dacitul dela Baia Sprie.

Din componentele melanocrate, hornblenda verde apare foarte proaspătă, fiind deobicei opacitizată sau cloritizată. Biotitul intens pleocroic, caracterizat prin: n_g = brun deschis - negru, m_m = brun închis, n_p = brun gălbui, apare înconjurat de aureolă groasă de opacit, pe când augitul apare de regulă fără urme de alterație.

In jurul cuarțului colorat ce intră în componența Dacitului de Mălașini se remarcă aureole înguste, alcătuite în cea mai mare parte din microlite feldspatice care par a fi rezultatul unor reacțiuni magmatice.

Faza a V-a. Andezite cu augit și hipersten. Lavele andezitelor piroxenice, care marchează începutul ultimei faze eruptive (a V-a) din lanțul Țărișoara—Gutăi—Tibleș, se urmăresc pe suprafețe întinse, acoperind toate celelalte erupțiuni descrise până acum, cât și sedimentele sarmațiene dintre B. Sprie și Negreia. Singurele erupțiuni pe care le suportă sunt andezitele cu augit și biotit din regiunea Muntelui Gutăi, care sunt incontestabil mai tinere.

Grosimea lor variază între 150 m la obârșia văilor Limpede și Tulbure și cca 350 m pe creasta dintre Maramureș și Bazinul Băii Mari, iar în regiunea D. Negru ele depășesc probabil chiar 400 m. În aceste formațiuni au fost separate, după modul de prezentare al rocelor cât și după morfologia terenului, coșuri de lave, aceste din urmă alternând uneori cu aglomerate asemănătoare.



După natura mineralelor componente, deosebim următoarele tipuri de roce: andezite cu augit, andezite cu augit și hipersten și andezite cu augit cuartifere. Dintre acestea, primele au răspândirea cea mai largă, pe când ultimele se întâlnesc cu totul sporadic.

Andezitele piroxenice de culoare neagră au structura ușor porfirică, fenocristalele fiind reprezentate preponderent fie prin feldspat plagioclás în cristale idiomorfe de 0,5—5 mm, fie prin augit, mai rar hipersten, ultimele în prisme alungite, atingând chiar 1 cm lungime. Roca este în genere compactă, uneori însă cu textură cavernoasă destul de pronunțată.

Intre V. Borcutului și V. Tulbure andezitul negru compact este preponderent feldspatic. Hiperstenul apare foarte rar și subordonat față de augit. Astfel, în coșul andezitic dela Piatra Albă, cât și în curgerile de lavă ale acestuia, care se urmăresc spre SE, au un caracter porfiric accentuat, fenocristalele de feldspat plagioclás formând aproximativ 40% din masa rocei, în timp ce augitul este cu totul subordonat.

Lavele provenite din aparatul vulcanic ce formează înălțimea dela NNW de D. Băilor sunt mai slab porfirice iar feldspatul este subordonat cantitativ piroxenului. Augitul este semnalat cu totul sporadic iar hiperstenul este destul de frecvent. Coșul vulcanic deschis pe firul Văii Tulbure este asemănător cu cel dela Piatra Albă, în care se recunoaște și ceva hipersten.

Pe D. Feciorului se remarcă deasemeni un coș andezitic ce străbate dacitul dela Baia Sprie și ale cărui lave acoperă flancul sudic al dealului. Roca este porfiric-feldspatică, fenocristalele de plagioclás maclate polisintetic ating 8 mm lungime, iar augitul nu se remarcă decât foarte rar. Lava dela aceeași sursă, ce aflorează pe V. Limpede aproape de revărsare, este mai alterată, roca prezentând în ansamblu nuanțe ușor verzui. Pe V. Feciorului aceste lave includ fragmente de gresii mediteraneene.

La E de Baia Sprie se întâlnesc patru coșuri mai importante: D. Ascuțit, unul la confluența dintre V. Tulbure cu V. Săsarului și două mai mici la marginea de Est a comunei. Roca acestora este mai slab porfirică decât cea precedentă, iar augitul deasemeni foarte rar. O caracteristică a lor este ușoara impregnare cu pirită, la coșul dela V. Tulbure observându-se și zone de propilitezare. La D. Ascuțit fenocristalele de feldspat plagioclás sunt deseori pseudomorfozate de pirită, cu toate că în restul rocei pirita este foarte rară. Acest fenomen pare a fi datorit unui proces de autometamorfism. Insulele de andezit negru întâlnite în vatra comunei Baia Sprie, ce stau peste andezitele mai vechi și formațiunile sarmațiene, sunt resturi ale curgerilor provenite din aceste conuri vulcanice.

Spre E, în partea superioară a Văii Săsarului până la Măgura, ca și pe versantul nordic al crestei dintre Dealul Negru și D. Hust, predomină andezite negre cu augit. Aceleși roce se întâlnesc și pe versantul maramureșan, în cursul mijlociu al Izvorului Negru.



Roca are caracter slab porfiric, fenocristalele de 0,5—3 mm formează numai rareori peste 30% din masa roei. În prima generație predomină deobicei feldspatul plagioclas, mai rar augit în cristale izolate sau maclate după (101). Rareori se observă aglomerări locale de augit cu dispoziție neregulată.

Andezitul ce alcătuiește D. Măgura prezintă proprietăți magnetice, provocând devierea acului magnetic până la 40°. Pe flancurile dealului însă roca nu mai este magnetică sau produce devieri imperceptibile.

Andezitele negre din regiunea Capnicului au uneori nuanță verzuie, datorită cloritizării parțiale a componentelor colorate. Ele sunt mai slab porfirice decât celelalte fenocristale de feldspat plagioclas, formând abia 10%.

Pe creasta dela W de V. Șuiorului (Capnic), la obârșia Pârâului Bervincioara, se întâlnește un andezit cuarțifer cu fenocristale de plagioclas, hornblendă și augit, uneori chiar hipersten subordonat augitului. Cuarțul apare în cristale mărunte, vizibile cu lupa, dar foarte rare.

La microscop această rocă se deosebește de andezitele cu augit și hipersten prin preponderența amfibolului asupra celorlalte componente, conținând:

Componente	Conținutul %
Feldspat plagioclas	28
Hornblendă	12
Augit	5
Cuarț	2
Minerale opace	2
Hipersten	1
Pastă	50

Andezite piroxenice negre sau cenușii, conținând enclave de cuarț larg cristalizat, aflorează pe versantul maramureșean aproape de creastă, la W de Măgura și pe creasta dintre V. Săcădașului și V. Crișului, la S de Coasta Crișului. În această rocă cuarțul apare în fragmente de cristale de 1—8 mm, având contur rotunjite, alteori însă este colțuros, provenind probabil din gresiile mediteraneene ce formează subasmentul regiunii. Aceste enclave l-au determinat pe M. PÁLFY¹⁾ să separe între Măgura și șoseaua dela Baia Sprie spre Sighet o zonă de dacite.

Andezite cuarțifere de culoare neagră se mai întâlnesc și la W de insula dacitică dela Mălaşini, sub forma unei zone înguste.

Andezitele descrise mai sus sunt acoperite pe creasta dintre Coasta Crișului, Scutul Mare și Piatra Rea, de lave andezitice cu hipersten, în care fenocristalele sunt reprezentate prin feldspat plagioclas și hipersten de 1—5 mm lungime.

Roca este de culoare cenușie, cu un caracter porfiric mai pronunțat, feno-

¹⁾ M. PÁLFY. Op. cit.

cristalele formând uneori peste 50% din masa rocelor. Textura este ușor scoriacee, spre deosebire de a celor augitice care este compactă.

Lave andezitice, deosebite ca înfățișare exterioară, formează cea mai mare parte a complexului vulcanic D. Negru. Andezitul de D. Negru este de culoare cenușiu-închisă sau deschisă, uneori cu nuanțe violacee și cu structură porfirică destul de accentuată. În prima generație, ce reprezintă aproximativ 30–40%, se remarcă frecvențe cristale de augit, a căror lungime variază între 2–10 mm sau chiar mai mult. Hiperstenul a fost întâlnit în câteva eșantioane pe flancul nordic, mai sus de Lacul Zânelor.

Pe versantul sudic și sud-estic lavele au textură scoriacee pronunțată, ceea ce indică un conținut bogat în gaze. Aceste lave alternează cu aglomerate ce conțin blocuri din același material sau lave augitice care formează în special primele curgeri. În profilul dela D. Ilinchii se urmărească patru astfel de alternanțe, desemnându-se un stratovulcan. Pe versantul nordic aceste alternanțe sunt acoperite de curgerile mai noi de lave ale aceleiași serii.

La NE de Dâmburile Lupului aceste aglomerate stau pe tufuri andezitice.

La E de D. Ilinchii, la schimbarea de pantă, se dezvoltă o zonă îngustă de brecii, lava scoriacee înglobând blocuri de diferite dimensiuni de aceeași natură sau lave compacte mai vechi.

La Piatra Roșie, alături de aceste aglomerate se găsesc blocuri impresionante de andezit negru bazaltic, care se desprind în coloane hexagonale sau pentagonale, având uneori dispoziție radiară în spațiu. Diametrul acestor coloane este de aproximativ 20 cm.

Alternanță asemănătoare de lave cu aglomerate se întâlnesc pe V. Săcădașului și pe V. Buda. Atât lavele cât și elementele din aglomerate sunt augitice, conținând uneori și hipersten. Pe crestele ce separă V. Limpede de V. Săcădașului, ca și pe cea dintre V. Crișului și V. Săcădașului aceste alternanțe sunt acoperite de lave mai tinere cu hipersten. Aglomeratele andezitice înglobând uneori și elemente dacitice, au o dezvoltare mai importantă la E de Șoseaua Baia Sprie–Sighet, pe ambele flancuri ale crestei. Centrul eruptiv al acestor manifestații vulcanice este foarte greu de precizat; unul dintre ele pare a fi probabil V. Măgura iar altul Sârmașul Mare.

Pe affluentul vestic al Văii Bérvincioara întâlnim, sub forma de material rulat, andezite amfibolice aparținând foarte probabil aceleiași serii efuzive. Roca de culoare cenușie conține frecvențe cristale aciculare de hornblendă, alături de feldspat plagioclas, ceea ce o deosebește net de celelalte roce.

La microscop, în seria andezitelor piroxenice se remarcă două tipuri structurale distincte: unul cu pasta hialopilitică, ce caracterizează curgerile de lavă, și altul microlitic sau criptocristalin, întâlnit la rocele ce alcătuiesc coșurile vulcanice, indicând un proces de consolidare subcrustal.



Componente	Conținutul %	Media % la majoritatea secțiunilor
Feldspat plagioclas	37—74	40
Augit	5—12	8
Hipersten	1— 6	3
Minerale opace	1— 4	2
Pastă	15—49	41

Caracterul porfiric, precum și compoziția mineralogică a acestei serii, variază în limite foarte largi, după cum arată frecvența lineară a componentelor.

Examinând compoziția mineralogică a celor mai comune andezite piroxenice ne dăm seama că acestea pot varia pe scară destul de largă, întâlnindu-se tipuri foarte deosebite.

Pe tot întinsul sectorului cercetat roca apare proaspătă, cu excepția câtorva aflorimente depe V. Gutaiului și versantul sudic al Dealului Negru, unde andezitul apare afectat de procese de propilitizare, sericitizare sau chiar caolinizare.

In afara de andezitele feldspatiche, în care plagioclasul predomină asupra componentelor femice, se întâlnesc și tipuri foarte slab porfirice, în care augitul, singurul reprezentant al piroxenilor, predomină asupra feldspatului.

Feldspatul plagioclas, un labrador cu 55—65% An, perfect idiomorf, apare maclat polisintetic după legea albit sau periclin, deseori complex Albit-Karlsbad¹⁾). Uneori însă proporția de anortit este mai scăzută, corespunzând unui andezin cu 41% An. Asemenea cazuri se întâlnesc mai cu seamă la cristalele cu structură zonală, înregistrând dese recurențe în care proporția de albit și anortit variază între limitele arătate mai sus.

Augitul idiomorf prezintă frecvențe macle polisintetice după (100) sau (101) și se întâlnește atât în fenocristale cât și în pastă sub formă granulară, în timp ce hiperstenul se întâlnește deobicei în prima generație. Aceste două minerale se asociază foarte des, formând concreșteri paralele. Uneori hiperstenul idiomorf formează sâmburele interior în jurul căruia s'a desvoltat cristalul de augit până la dimensiuni de câțiva mm, alteori această asociere se realizează mai târziu, după ce hiperstenul a atins 0,5—2 mm lungime. În acest din urmă caz, augitul, care deasemeni continuă să se desvolte în continuarea hiperstenului, formează un înveliș periferic de 0,002—0,7 mm grosime. Aceeași asociere se remarcă și în cazul unor sisteme maclate. Spre deosebire de hipersten, care apare numai în cristale izolate, augitul formează foarte des acumulări locale de cristale, datorită probabil unor cauze gravitaționale.

¹⁾ A. G. BETEHTIN. Mineralogia. Moscova, 1950.



Dintre mineralele accesorii, cele mai frecvente sunt pirita și magnetitul care apar incluse în mineralele precedente; cu totul sporadic se întâlnescă însă și zircon care în plajele cloritoase produce o îngustă aureolă policroică. Tot ca mineral accesoriu se întâlnește uneori și cuarțul în cristale izolate.

Pasta rocei este alcătuită în proporții variabile din sticlă brună sau brun-roșcată, alteori verzuie, ce înglobează microlite feldspatice, cristale fine de augit și granule de minerale opace. Foarte rar se remarcă impregnații cloritoase.

Andezite cu augit și biotit. Andezitele cu augit și biotit reprezintă ultimele manifestații vulcanice din sectorul cercetat, localizându-se exclusiv în regiunea Munții Gutăi. Curgerile lavelor de acest tip acoperă andezitele negre cu augit și hipersten, urmărindu-se la poalele Gutăiului la altitudinea de 980—1000 m; pe V. Mărișniței aceste lave acoperă direct tufurile andezitice caolinizate. Spre N lavele de tip Gutăi suportă marnele pliocene dela obârșia Izvorului Alb, totuși blocuri andezitice cu augit și biotit, uneori de dimensiuni impresionante, se întâlnesc până în cursul inferior al acestui pârâu. După M. PAUCĂ¹⁾, acest fenomen s'ar datora unei ridicări pe verticală a formațiunilor pliocene de pe versantul maramureșan.

În porțiunea acoperită de andezitul biotitic, probabil destul de subțire, se remarcă la NE de Poiana Cuștedia două pete de andezit cu augit și hipersten, iar la poalele înălțimii Vf. Secătura se găsește enclave de andezit negru piroxenic în cel biotitic, fapt care lămuște pe deplin raportul acestor două roce. În lumina acestor date, andezitul de tip Gutăi apare mai Tânăr decât cel cu augit și hipersten.

Roca are culoare cenușie, uneori închisă sau chiar neagră. Fenocristalele sunt reprezentate prin feldspat plagioclas, augit și biotit, proporția dintre componentele melanocrate fiind variabilă și remarcându-se uneori preponderența augitului, alteori a biotitului. Mărimea lor nu depășește decât foarte rar 3 mm. Textura este compactă, câteodată ușor cavernoasă.

În partea de NW a masivului apar în relief, sub forma unei creste de cocoș, stânci de andezit preponderent augitic, puternic diaclazate, în care biotitul este subordonat augitului. Pe șeaua dintre cotele vestice mai proeminente roca are culoare cenușiu-închisă și un caracter porfiric mai pronunțat decât cea precedentă, deosebindu-se de roca preponderentă în restul masivului și prin faptul că biotitul apare în cantitate aproape egală cu feldspatul plagioclas, iar augitul este aproape inexistent.

La Vf. Secătura roca este cenușiu-roșiatică, fiind desemnătă augitică iar biotitul este subordonat augitului. Își aici se constată prezența enclavelor de andezit cu augit și hipersten.

¹⁾ M. PAUCĂ. Op. cit. Sedimentarul din...



Atât roca dela cota ce domină obârșia V. Negrii cât și cea dela Vf. Secătura produc importante devieri ale acului magnetic, observate cu ocazia măsurării poziției diaclazelor. Valoarea deviației dela poziția meridianului magnetic este uneori chiar de 90° deasupra Văii Negrii. Deviații mai slabe se remarcă și pe versantul sudic al înălțimilor, aproape de poalele Muntelui Gutăi. Aceste fenomene vor forma obiectul altei comunicări.

Datorită deosebirilor destul de importante în ce privește compoziția mineralogică a rocelor constituind cele patru cote principale ale Masivului Gutăi se pare că suntem în prezență unui sistem de coșuri vulcanice și nu a unui singur coș, cum opinia prof. I. ATANASIU).

La obârșia Izvorului Mleșniței, în afară de lave andezitice cenușii, se întâlnesc și lave biotitice vitroase de culoare neagră, în care augitul este cu totul subordonat biotitului, iar roca conține frecvente enclave de andezite vechi, chiar din seria amfibol-augit.

Pe povârnișurile abrupte dela NW și S ale portiunii vestice a Masivului Gutăi, ies în relief brecii eruptive ce formaează stânci impresionante. În aceste brecii se identifică atât elemente andezitice vechi cât și dacitice, scoase la zi prin eruptionsile andezitului biotitic.

La microscop roca se caracterizează printr'un conținut mai slab în fenocristale decât celelalte roce, pasta având structura vitroasă sau hialopelitică²⁾.

Componentele rocei participă în următoarele proporții:

Componente	Conținut %	Media % la majoritatea secțiunilor
Feldspat plagioclas	24—27	25
Augit	3—10	5
Biotit	1—12	3
Hornblendă	0—3	1
Minerale opace	1—2	1
Pastă	61—68	61

Comparând andezitele de tip Gutăi cu cele augit-hiperstenice, se evidențiază deosebiri importante. Andezitul biotitic se remarcă printr'un conținut scăzut de feldspat plagioclas, care uneori ajunge abia la o treime din al celui cu augit și hipersten, în schimb conținutul de pastă se dublează. De regulă augitul predomină asupra biotitului, iar hornblenda depășește numai rareori un procent.

In același masiv întâlnim însă și roce cu parageneză mai complexă, în care, pe lângă mineralele de mai sus, apare și hiperstenul.

¹⁾ I. ATANASIU. Fenomene magmatice, curs 1945—1946. București.

²⁾ IU. IT. POLOVINKINA. Op. cit.



Analiza planimetrică a unei asemenea roce a dat:

Componente	Conținut %
Feldspat plagioclas	27
Augit	8
Hipersten	3
Biotit	2
Hornblendă	1
Minerale opace	1
Pastă	58
	100 %

După compoziția mineralologică, acest tip de rocă ocupă o poziție intermedieră între andezitele cu augit și hipersten și cele cu augit și biotit de tip Gutăi. Ea reprezintă foarte probabil rezultatul unui proces de diferențiere magmatică, în care acumularea de cristale sub acțiunea gravitației a jucat un rol hotărîtor.

Feldspatul plagioclas ce intră în componența roci este un labrador ca și la celelalte andezite, conținând 55–65% An, cu slabe urme de sericitizare. Augitul ca și hiperstenul sunt nealterate, întâlnindu-se ca fenocristale, mai rar în pastă. Amfibolul este complet opacitizat, iar biotitul apare mai întotdeauna încunjurat de o dungă de magnetit. Este foarte probabil că proprietățile magnetice ale andezitelor din Masivul Gutăi sunt datorite, cel puțin în parte, acestui produs de transformare al componentelor melanocrate¹⁾.

Pasta rociei, de culoare brună, conține de cele mai multe ori microlite de feldspat nemaclat, piroxen sau granule de minerale opace.

Concluzii. Formațiunile cele mai vechi aparțin Paleogenului și Mediteraneanului, în care apar și pirolastite din faza întâia de erupții din regiune.

In această fază apar tufuri și aglomerate vulcanice, andezite cu hornblendă și piroxen, precum și riolitele de Piatra Albă.

Faza a doua de erupție lipsește în acest sector.

Produsele primelor două faze eruptive sunt acoperite de sedimentele sarmațiene. În timpul Sarmățianului, pe lângă fenomenele de eroziune și sedimentare, se petrec ample erupții vulcanice, cu revârsări întinse de lave grupate în jurul coșurilor, alternanțe bogate de lave și pirolastite caracterizând stratovulcanii.

In procesul de diferențiere magmatică din regiune, după andezitele amfibol-piroxenice și riolitele fazei întâia de erupție din Mediteranean, se succed fracțiunile de diferențiere reprezentate prin Dacitele de Piscuiatul—Capnic din faza a treia de erupție, dacitele dela Baia Sprie din faza a patra de erupție și urmează faza a cincia cu lave bazice în următoarea succesiune: andezitele

¹⁾ V. I. LUCIȚCHI. Petrografia. Vol. II. Moscova, 1949, Leningrad.



cu augit și hipersten, foarte întinse în întreg sectorul cercetat și andezitele cu piroxen și biotit din cupola vulcanică a Muntelui Gutăi.

La sfârșitul Sarmațianului se închiește ciclul de erupțiuni vulcanice și urmează sedimentele pontiene, după care bazinul de sedimentare este colmatat și se stabilește în sector un regim continental.)

Ședința din 13 Februarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— M. G. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC. — Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason-Tușnad. (Comunicare preliminară).

Introducere. În vederea lămuririi unei probleme stratigrafice mult desbatută, acea a vârstei Șisturilor negre, am reluat un studiu început de unul dintre noi încă din anul 1936¹⁾.

Lucrările au început între V. Covasna și V. Zagonului, unde doi dintre noi (I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC), au lucrat ca practicanți. Am extins apoi aceste lucrări în afara limitelor menționate și anume:

La N de V. Covasna, până în linia Cason-Tușnad, a lucrat M. FILIPESCU, iar regiunea situată între V. Zagonului și V. Buzăului a fost împărțită în părți egale, între I. DRĂGHINDĂ la Nord și V. MUTIHAC la Sud.

După cum s'a arătat la început, obiectivul principal al acestor cercetări a fost orizontarea și stabilirea vârstei Șisturilor negre și apoi cercetarea altor probleme puse de celelalte formațiuni geologice din regiune.

I. Seria Șisturilor negre. *Evoluția ideilor asupra Șisturilor negre.* În literatură geologică asupra țării noastre, formațiunea geologică cunoscută astăzi sub numele de Șisturi negre, a format obiectul a numeroase discuții începând încă din 1876. De atunci și până astăzi, numele acestei formațiuni și vârsta ce i-a fost atribuită au fost diferite.

In anul 1876, K. PAUL²⁾ denumește această formațiune « Strate de Șipote » și-i atribue vârsta paleogenă.

FR. HERBICH³⁾, în 1878, cercetând Șisturile negre dintre Valea Covasnei și V. Uzului, recoltează din aceste depozite două exemplare de Ammoniti și anume: *Neocomites neocomiensis* d'ORB, la Covasna, și *Hoplites (Leopoldia)*

¹⁾ FILIPESCU M. G. Contribution à l'étude du Flysch interne compris entre le Râu Crasna-Teleajen et le Râul Negru. *Bul. Lab. Min., Gen. Univ. București.* Vol. II, pg. 122—123. București, 1937.

²⁾ PAUL K. Geologie der Bukowina. *Jahrb. k. k. geol. R.—A.* Bd. 26, p. 312—325. 1876.

³⁾ HERBICH FR. Das Szeklerland. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. V. 1878.



castelanensis d'ORB. la V. Seacă (N de Tg. Săcuiesc). Pe baza acestor Ammoniți se atribue acestei formațiuni vârsta barremiană.

Treizeci de ani mai târziu, SAVA ATHANASIU¹⁾, cercetând și el Șisturile negre și Basinul Văii Bistrița, la Audia, dă acestei formațiuni numele de « Strate de Audia » și revine la vârsta paleogenă, atribuită de PAUL.

In anul 1920, Prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU²⁾, făcând studii în Flișul din V. Bistriței, în legătură cu lucrările pentru un proiect de baraj, au introdus pentru această formațiune numele de « Șisturi negre ».

Bazați pe datele paleontologice ale cercetătorilor polonezi (WISSNIOWSKI), furnizate de Seria de Dobromil, echivalentă cu seria Șisturilor negre, și pe datele lui HERBICH, preeum și pe considerațiuni de ordin stratigrafic, acești cercetători atribuie seriei Șisturilor negre vârsta barremiană.

D. PREDA și I. BĂNCILĂ³⁾ în 1934 și D. PREDA⁴⁾ singur în 1936, bazându-se pe raporturile care există între Șisturile negre și Eocenul de Tarcău, atribuie Șisturilor negre vârsta senoniană.

In anul 1935, M. FILIPESCU⁵⁾, găsind pe Valea Dămăcușa, la Zagon, în depozitele din seria Șisturilor negre, intercalări de gresii grosiere cu feldspat roșu, asemenea celor întâlnite în Senonianul dintre V. Teleajenului și V. Prahovei, iar în depozitele din aceeași serie, din regiunea Covasna, întâlnind în secțiuni subțiri Globotruncane monocarenate, se raliază la părerea că seria Șisturilor negre aparține Senonianului.

Cu ocazia unei reuniuni geologice, ce a avut loc în 1935 în Bucovina, D. ȘTEFĂNESCU⁶⁾, bazat pe argumente de ordin stratigrafic, atribuie Șisturilor negre vârsta albian-cenomaniană.

In legenda hărții geologice a României, la scara 1: 500.000, foaia a 4-a, apărută în anul 1941 sub îngrijirea Prof. G. MACOVEI, este menținută ideea că Șisturile negre aparțin Barremianului.

G. CERNEA⁷⁾ în 1949, bazat pe argumente paleontologice furnizate de cercetătorii polonezi (N. STIRNALOVNA) din Seria de Spas, echivalentă cu seria Șisturilor negre, și pe raporturi stratigrafice, atribuie Șisturilor negre din regiunea dintre V. Bistriței și V. Moldovei, vârsta cenomanian-turoniană.

¹⁾ ATHANASIUS SAVA. Raport asupra lucrărilor Institutului Geologic. 1908.

²⁾ MACOVEI G. și ATANASIU I. Structura geologică a Văii Bistrița între Pângărați și Bistrițioara. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. 1920.

³⁾ PREDA D. și BĂNCILĂ I. L'âge des Schistes noirs dans le bassin du Trotuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.* T. III, 1934.

⁴⁾ — Le problème des Schistes noirs dans les Carpates orientales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1936.

⁵⁾ FILIPESCU M. Op. cit.

⁶⁾ ȘTEFĂNESCU D. La zone du Flysch carpatique en Bucovine, entre Păltinoasa et Câmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, 1937.

⁷⁾ CERNEA G. Zona internă a Flișului dintre V. Moldovei și Valea Bistriței. Va apărea în *An Comit. Geol.*, Vol. XXIV.



Din cele expuse, rezultă că seria Șisturilor negre din Carpații orientali din țara noastră este cunoscută în literatura geologică sub diferite denumiri, atribuindu-i-se vârste diferite, dela Paleogen până la Barremian.

Cercetătorii polonezi (HOHENCER, NIEDZWIEDZKI, DUNIKOWSKI, WISNIOWSKI, STIRNALOVNA, NOVAK, SWIDERSKI, SWIDZINSKI, SUJKOWSKI, KOKOSZYNSKA, etc.), care au cercetat seria Șisturilor negre în Carpații orientali din Polonia și Rusia Subcarpatică între 1861 și 1949, au dat acestei serii numiri diferite, ca: Strate de Șipote, Strate de Spas, Strate de Dobromil, etc. și i-au atribuit vârste dela Oligocen până la Barremian.

Dintre lucrările acestor cercetători, este necesar a fi cercetate mai îndeaproape acele ale lui Zb. SUJKOWSKI și B. KOKOSZYNSKA.

În lucrarea sa apărută în 1938, Zb. SUJKOWSKI¹⁾, cercetând Șisturile negre dintre V. Prutului și V. Ceremușului, dă acestei formațiuni numirea de Strate de Șipote.

SUJKOWSKI separă în această formațiune 4 serii:

Seria inferioară (Prima serie de Șipote), formată din șisturi negre cu sferosiderite;

A doua serie de Șipote care cuprinde gresii silicioase compacte;

A treia serie de Șipote care se caracterizează prin șisturi roșii și spongolite;

Seria superioară (a patra serie de Șipote) care este alcătuită din șisturi cenușii.

Prima serie de Șipote este atribuită de SUJKOWSKI Barremianului, iar cele-lalte trei Aptianului.

B. KOKOSZYNSKA²⁾, studiind Șisturile negre din regiunea Spas—Dobromil, dă acestei formațiuni numele de Strate de Spas. Pe baza caracterelor litologice și paleontologice, această cercetătoare separă în Formațiunea de Spas două complexe:

Complexul inferior, constituit din șisturi marnoase negre cu sferosiderite, din care a descris formele *Parahoplites borovae* UHL. și *Cardita brouzetensis* COSM., forme tipice pentru Barremian;

Complexul superior, în care separă o serie inferioară, formată din șisturi negre silicioase, gresii vărgate, accidente silicioase și gresii negre, căreia, pe baze paleontologice, îi atribue vârsta aptiană, și o serie superioară, formată din gresii silicificate sticloase, șisturi negre și verzi, depozite care conțin *Neohibolites minimus* LISTER, pe baza căruia atribuie seriei vârsta aptian-albiană.

Așa dar, după cei doi cercetători polonezi, Șisturile negre reprezintă o serie comprehensivă dela Barremian la Aptian sau Albian.

¹⁾ SUJKOWSKI ZB. Serie Szypotkie na Huculszczyne Prace Panslowowego. Inst. Geol. T. III. 1938.

²⁾ KOKOSZYNSKA B. Stratigrafia dolnej Kredy Poloknych Karpat Flyszowych. Prace Pansl. Inst. Geol. T. VI. 1949.



Orizontarea Șisturilor negre dintre V. Buzăului și Linia Cason-Tușnad.
Pe baza caracterelor petrografice și paleontologice ale depozitelor ce alcătuiesc seria Șisurilor negre, se pot separa în această serie următoarele complexe:

a) Complexul sferosideritic, constituit din marno-calcare cenușii șistoase; șisturi negre cu intercalări de marno-calcare feruginoase (sferosiderite) în strate sau lățile al căror diametru nu trece de 0,60 m; șisturi verzui, alternând cu șisturi negre; marno-calcare cenușii în placete; marno-calcare nisipoase silicificate; jaspuri negre. Acest complex, caracterizat prin prezența sferosideritelor, are o grosime totală de cca 70 m.

b) Complexul gresiilor glauconitice silicificate. Acest complex este format din gresii silicificate, de culoare cenușie sau negricioasă, cu spărtură curbicorticală, cu aspect sticlos, în strate groase dela câțiva centimetri până la 2 m.

Stratele groase de gresii se caracterizează printr'o silicifiere accentuată la partea inferioară, în timp ce la partea superioară acest fenomen este foarte redus. Partea inferioară a stratelor prezintă hieroglife foarte pronunțate uneori, în timp ce partea superioară are un caracter breciform accentuat. Aceste gresii alternează cu pachete de șisturi negre și verzui, de grosime ce variază între 0,5—3 m.

Grosimea totală a acestui complex este de cca 100 m.

c) Complexul șistos, cu intercalări de brecii cu Bellemniti și brecii cu feldspat roșu sau cenușiu. În componența acestui complex intră: șisturi negre foioase sau în placete, cu spărtură neregulată sau paralelipipedică; șisturi cenușii-verzui, alternând cu șisturi negre; șisturi brune negricioase bituminoase; marno-calcare cenușii; marno-calcare negre silicificate, aproape jaspuri; tufuri albicioase; gresii feruginoase; gresii cenușii-verzui, negricioase; gresii vărgate.

Spre partea sa mijlocie, complexul conține o intercalație de brecie cu feldspat roșu sau cenușiu, care cuprinde resturi de Inocerami și de Neohiboliți mari, iar spre partea superioară se întâlnește un strat de brecie cu Neohiboliți mici, aparținând speciilor *N. minimus* și *N. minor*, care deasemenea sunt asociați cu resturi de Inocerami.

Această brecie suportă un banc de gresie cu spărtură neregulată, care începe la bază printr-un strat de 5—10 cm de gresie silicificată feruginoasă, cu resturi de Echinizi și cu Inocerami mici.

Grosimea acestui complex este de cca 120 m.

d) Complexul șisturilor marno-calcaroase, constituit din șisturi marno-calcaroase cenușii cu Fucoide, șisturi negre și cu intercalări de sferosiderite.

e) Complexul marnos cenușiu și roșu cu intercalări de arcoze cu feldspat roșu. Acest complex este format din marne și gresii marnoase micacee cenușii-verzui; marno-calcare silicificate



cenușii-verzui; marno-calcare albicioase; marne roșii; șisturi negre; intercalări de arcoze care conțin frecvente resturi de Inocerami.

Vârsta complexelor din seria Șisturilor negre. Pe baza cătorva resturi fosile întâlnite în complexele descrise și prin analogie cu cele stabilite în literatura poloneză, s'a încercat a se stabili o oarecare precizare asupra vârstei acestor complexe. Cercetările ce vor urma au menirea de a confirma sau infirma aceste încercări.

Complexul sferosideritic, după caracterele arătate, pare a fi analog cu prima Serie de Șipote a lui SUJKOWSKI și cu complexul sferosideritic separat de B. KOKOSZYN SKA în regiunea Stary Sambor.

Cei doi cercetători polonezi, bazați pe criterii stratigrafice (SUJKOWSKI) sau paleontologice (KOKOSZYN SKA), au ajuns la aceleași concluzii în privința vârstei depozitelor corespunzătoare studiate de ei și anume, că ele aparțin Barremianului.

Fauna determinată de KOKOSZYN SKA cuprinde între altele și formele *Parahoplites borovae* UHL. *Costidiscus recticostatus* D'ORB., *Desmoceras difficile* D'ORB. etc., care pledează pentru vârsta barremiană a acestui complex.

In V. Covasna, acest complex este bine deschis în dreptul Dealului Kop.cs (Dealul Gol). In acest loc a găsit HERBICH¹⁾ forma *Hoplites (Neocomites) neocomensis* D'ORB., care este barremiană și pe baza căreia s'a atribuit la noi întregii serii a Șisturilor negre această vârstă.

Pe baza acestor considerente complexul sferosideritic din seria Șisturilor negre trebuie plasat în Barremian.

Complexul gresiilor glauconitice silicificate nu a furnizat până în prezent nici în regiunea care face obiectul acestei lucrări, nici în alte părți, fosile caracteristice, care să permită a-i atribui o vârstă pe baze paleontologice.

Acest complex pare a fi corespondentul Seriei a II-a de Șipote a lui SUJKOWSKI, pusă de acest autor, după cum s'a arătat, în Aptian.

Intruță, în regiunea de care ne ocupăm, nu s'a putut stabili până în prezent raporturile stratigrafice ale acestui complex al seriei Șisturilor negre, cù celelalte, îi atribuim provizoriu vârsta aptiană, pe care a dat-o SUJKOWSKI depozitelor corespondență dintr-o V. Prutului și V. Ceremușului.

Complexul șistos, cuprinzând în el brecia cu feldspat roșu cu Inocerami și brecia cu *Neohibolites minimus* LIST. și *Neohibolites minor* STOLL., adică cu forme caracteristice pentru Albian, se situează în acest etaj geologic.

Complexul șisturilor marno-calcaroase nu a furnizat până în prezent decât numeroase impresiuni de Fucoide mari și mici, care

¹⁾ HERBICH FR. Op. cit.

nu pot da indicațiuni precise asupra vârstei complexului. Acestui complex pare să-i apartină niște gresii verzui-negricioase, în care s'a constatat prezența formei *Globotruncana stuarti* J. D. LAPP.

Dacă aceste organisme nu pot da indicațiuni precise asupra etajului în care s'ar putea localiza acest complex, ele reprezentă însă o indicație destul de serioasă că complexul șisturilor marno-calcaroase aparține Cretacicului superior. Aceasta concordă de altfel cu situația stratigrafică a complexului, care este cuprins între complexul precedent, despre care am arătat că ar aparține Albianului, și complexul marnos cenușiu-verzui și roșu cu arcoze care, după cum se va arăta mai jos, aparține Senonianului.

Pe baza acestei situații stratigrafice, complexul șisturilor marno-calcaroase pare a se situa în Cenomanian-Turonian.

C o m p l e x u l m a r n o s c e n u ș i u - v e r z u i - r o ș u, caracterizat prin intercalațiile de arcoze cu feldspat roșu, pare a se situa în Senonian.

In sprijinul acestei păreri stau următoarele fapte:

1. In intercalațiile de arcoze au fost întâlnite frecvente resturi de Inocerami și numeroase exemplare de *Globotruncana linnéi* D'ORB., formă considerată a caracteriza Senonianul.

2. In Senonianul roșu din zona de solzi dintre V. Prahovei și V. Buzăului, arcozele cu feldspat roșu reprezentă un element caracteristic.

In concluzie, atribuind seriei Șisturilor negre toate complexele dela cel sferosideritic până la cel roșu-verzui-cenușiu, cu arcoze, aceasta pe criteriu de ordin lithologic, seria Șisturilor negre, astfel concepută, se situează între Hauerivian și Senonianul superior.

II. Formațiunile geologice care vin în contact cu zona Șisturilor negre. La W de zona Șisturilor negre dintre V. Buzăului și Cason se întâlnesc depozite cretace, reprezentate prin Strate de Bistra, Strate de Comarnic, seria marno-gresoasă-conglomeratică.

S tr a t e l e d e B i s t r a au fost întâlnite în stânga Oltului, la S de Malnaș, reprezentând continuarea celor ce apar la Sfântul Gheorghe și din care VADÁSZ¹⁾ a descris o faună tipic barremiană.

S tr a t e l e d e C o m a r n i c au fost întâlnite în Culmea Vârșaile la W de Intorsura Buzăului, unde sunt reprezentate prin marno-calcare cu Orbitoline, ce trec în calcare tipice care amintesc faciesul urgonian. Vârsta acestei formațiuni, stabilită pe baze paleontologice, este barremian-apitană.

S eria m a r n o - g r e s o a s ă - c o n g l o m e r a t i c ă, ce stă peste Stratele de Comarnic și care este continuarea celei bine individualizată între

¹⁾ VADÁSZ. M. E. Petrefakten der Barreme-Stufe aus Erdely. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 6. Stuttgart, 1911.



V. Prahovei și V. Buzăului, se întâlnește în regiunea cercetată, la fel de bine desvoltată. Pe baza datelor paleontologice, pe care această serie le-a furnizat la W. de V. Buzăului, ea a fost atribuită Vraconianului.

Din cele arătate, se poate constata că seria Șisturilor negre, compusă din depozite baremian-senoniene, vine la W în contact cu o zonă alcătuită din depozite cretacice de aceeași vîrstă, însă reprezentată prin faciesuri deosebite.

III. Zona marnelor roșii senoniene Teliu — Reci — Toria. Tot la W de seria Șisturilor negre, în cuprinsul seriei marno-gresoasă-conglomeratică, vraconiană, apare o fâsie de depozite reprezentată prin marne roșii, verzi, negre, cu Globotruncane. Această serie se întinde neîntrerupt din V. Râului Negru (Reci) și până la Toria, trecând pe la Moacșa—Dalnic, Cernat. Ea reprezintă continuarea zonei de depozite senoniene ce începe din V. Crasna (Vf. Nebunul Sterp) și ajunge până la Teliu și Măgheruș.

IV. Depozitele paleogene dela W de seria Șisturilor negre și de pe cuprinsul acestei zone. În această serie de depozite se pot separa două complexe: complexul șistos cu intercalații de Gresie de Tarcău și complexul Gresiei de Tarcău masive.

Primul complex este constituit din șisturi negre și brune, foioase, în pachete de grosimi diferite și în care se intercalează: marne roșii, marno-calcare cenușii, negrioase, gresii silicificate, în strate subțiri, gresii marnoase, micacee, cu spărtură curbicorticală, marno-calcare feruginoase și mai ales bancuri groase de 1—10 m de gresie de tip Tarcău. La începutul complexului, intercalațiile de gresie de tip Tarcău sunt rare și treptat ele se îndesesc, trecând la Gresia de Tarcău masivă.

Cel de al doilea complex este constituit de Gresia de Tarcău tipică, uneori grosieră, în bancuri de 5—10 m. Din loc în loc, acest complex conține slabe intercalații de gresii micacee cenușii, cu spărtură curbicorticală și cu hieroglife și intercalații de șisturi argiloase micacee de culoare roșie sau verzuie.

În ceeace privește vîrstă, se pare că complexul șistos cu intercalații de gresii de tip Tarcău ar apartine unui orizont superior al Eocenului, în timp ce complexul Gresiei de Tarcău masivă ar apartine unui orizont inferior al acestui etaj.

Depozitele paleogene descrise se întâlnesc în regiunea studiată, într'o zonă continuă situată la E de zona Șisturilor negre și într'o serie de lambouri care stau peste depozitele acestei zone. Intre aceste lambouri sunt de menționat acele dintre V. Buzăului și V. Botei, ce reprezintă continuarea Eocenului din Muntele Siriu; acelea dela N de V. Botei, care alcătuiesc dealurile Briceagul, Găvanele, Ingovani, Tistași, etc.; acelea din fâșia îngustă dintre V. Păpăuți și V. Chiruș și mai ales acelea care formează zona largă ce se

întinde dela N de V. Covasna și care se reazimă pe ambele aripi pe Șisturi negre.

V. Structura zonei Șisturilor negre și relațiile ei cu celelalte zone. Zona complexelor cretacice, caracterizată prin Șisturi negre, este intens cutată, prezentând aspecte structurale diferite, care permit ca între V. Buzăului și V. Brețcului să se separe patru sectoare distințe.

Sectorul dintre V. Buzăului și V. Zăbrătăului se caracterizează prin dispunerea depozitelor cretacice în cute strânse, care merg până la solzi tipici. Peste acești solzi stau sinclinale largi de Gresii de Tarcău, cum sunt acelea din Dealul Zimborului și din Dâlma Crasnei.

Sectorul dintre V. Zăbrătăului și V. Delțegului prezintă uneori anticlinale strânse, în axul cărora apar depozite cretacice, începând dela complexul aptian în sus. Între aceste cute apar zone sinclinale desvoltate, alcătuite din Gresie de Tarcău.

Între V. Delțegului Mare și V. Covasna, depozitele cretacice aparținând tuturor complexelor de șisturi negre descrise, sunt dispuse în cute strânse, uneori cu caracter de solzi. O singură cută este ceva mai largă și anume aceea dintre V. Păpușilor și V. Chirușului, în care este cuprinsă fâșia îngustă de Gresie de Tarcău.

Sectorul dintre V. Covasna și V. Brețcului se caracterizează prin masarea aproape totală a depozitelor cretacice sub un înveliș desvoltat de Gresie de Tarcău, dispusă în cute largi.

Din analiza caracterelor structurale ale zonei Șisturilor negre reiese că în jungul ei, această zonă prezintă un sector de ridicare maximă, acel cuprins între V. Delțegului și V. Covasna. La N și la S de acest sector, zona Șisturilor negre se afundă. Judecând după gradul de păstrare a Gresiei de Tarcău, rezultă că afundarea cea mai accentuată are loc la N de V. Covasna.

Depozitele cretacice situate la W de zona Șisturilor negre prezintă următoarele caractere structurale:

Depozitele barremiene și aptiene (Stratele de Comarnic și de Teliu) sunt dispuse în cute strânse, drepte, aplecate sau chiar culcate, afectate uneori de falii accentuate.

Depozitele senoniene din fâșia Teliu—Reci—Cernat—Toria sunt dispuse într-o serie monoclinală, cu căderi vestice. Disparația acestei fâșii, spre N de V. Toria, este urmată de o serie de izvoare sulfuroase și de degajări de H_2S și CO_2 care se eşalonă în direcția NNE până la Lăzărești. Acest fapt ar putea fi pus în legătură cu existența unei fracturi, în lungul căreia au dispărut depozitele senoniene, fractură care permite degajările sulfuriene și mofetice menționate, legate de vulcanismul din Hărghita.

Depozitele paleogene situate la E de zona Șisturilor negre sunt dispuse într-un sistem de cute, când culcate spre exterior, când larg desvoltate.



VI. Raporturile structurale dintre zone. Intre cele patru zone distincte, care se pot separa în regiunea cercetată, există următoarele raporturi:

Înănd seama de faptul că în zona de solzi constituită din șisturi negre apar sinclinal de Paleogen reprezentat prin Gresia de Tarcău, iar în cuprinsul zonei masive de Gresie de Tarcău apar iviri de șisturi negre ca acele de pe V. Hanco, se poate conchide că cele două zone aparțin aceleiași unități.

Contactul dintre cele două zone este ezitant: când depozitele din diferite complexe ale seriei Șisturilor negre stau anormal peste Eocen, când contactul dintre cele două zone este reprezentat printr'un plan vertical, când Eocenul stă normal peste depozitele senoniene ce apar sporadic la marginea estică a zonei de solzi.

Între zona depozitelor cretacice, situată la W de zona de solzi, și această zonă raporturile sunt anormale.

Depozitele apțiene din zonă situată la W de zona Șisturilor negre, începând din V. Buzăului și până în V. Casonului, stau anormal peste depozite aparținând diferitelor complexe, când peste Turon—Cenomanian, când peste depozite albiene sau chiar apțiene.

Înănd seama că depozitele cretacice din cele două zone ce vin în contact anormal, sunt de aceeași vîrstă, barremian-senoniană, însă de faciesuri diferite, rezultă că ele aparțin unor unități tectonice diferite și anume: Pânza internă a Flișului la W și Pânza mediană a Flișului, din care face parte zona de solzi și zona masivă paleogenă.

In ceea ce privește raporturile dintre zona cretică de W și zona senoniană Teliu—Reci—Cernat—Toria, raporturile sunt discutabile.

Pe baza faptului că în unele puncte, cum este la Nebunul Sterp și Teliu, Senonianul pare a fi acoperit de depozite barremian-apțiene, s'a conchis că această zonă de depozite senoniene ar fi încălecată de Flișul intern și că ar apartine tot zonei mediane a Flișului.

Datorită faptului că această zonă de depozite senoniene apare aproape continuu pe o lungime de cca 100 km, urmând aproximativ direcția marilor unități, se naște bănuiala asupra caracterului de fereastră, ce s'a atribuit acestei zone. Această situație pledează mai mult pentru caracterul de cută culcată anticlinală sau sinclinală.

In cazul când această zonă s-ar prezenta ca o cută anticlinală culcată, atunci raporturile tectonice între cele două zone rămân acele expuse mai sus, adică raporturi de șariaj; în caz contrar, zona Teliu—Reci—Cernat—Lăzărești aparține Flișului intern.

Chestiunea rămâne deschisă și cu ocazia continuării cercetărilor în anii următori se va căuta a se elucida această probemă.

VII. Concluziuni. Din datele expuse până acum se pot trage următoarele concluziuni:



1. Seria Șisturilor negre atribuită Barremianului, Senonianului sau Paleogenului, este constituită dintr-o serie de complexe de vârste diferite, dela Barremian până la Eocen.

2. În zona Eocenului de Tarcău se disting două complexe, unul șistos la bază, altul gresos la partea superioară.

3. În regiunea cercetată se disting două unități tectonice: Flișul median, reprezentat prin zonă Paleogenului de Tarcău, zona de solzi și poate și prin zonă senoniană Teliu—Reci—Cernat—Toria, și Flișul intern, constituit din depozite barremian-apțian-cenomaniene. Între aceste unități există raporturi anormale: Flișul intern încalcă peste Flișul median.

— AL. SEMAKA. — Geologia regiunii Dorna-Cîndreni — Coșna.

Regiunea studiată de noi în vara anului 1950 se situează la cca 10 km W de Vatra Dornei; ea face parte din sectorul cel mai răsăritean al Sedimentarului Bârgăului.

Regiunea a fost studiată în trecut de TH. KRÄUTNER¹⁾, cu care ocazie s-au executat o serie de recunoașteri regionale referitoare la Sedimentarul Bârgăului, cât și la Eruptivul care îl străpunge. Rezultatele acestor cercetări (1921—1925) le-a publicat în câteva comunicări făcute la Institutul Geologic.

A doua lucrare se datorește lui M. SAVUL²⁾, care a studiat masivele eruptive dintre Poiana Negrii și Păltiniș. Aceasta este singura publicație însotită de o hartă la scara 1: 150.000.

Geologia regiunii. Sedimentarul Bârgăului reprezintă un basin legat structural și genetic de acel al Maramureșului, ale cărui depozite au transgresat cu intermitență între Cretacic și Aquitanian peste Cristalinul Rodnei și al Dornei. Acest Cristalin este reprezentat în regiunea Vatra Dornei prin șisturi mai mult sau mai puțin micacee, de culoare verzuie, calcare cristaline adesea șistoase și cuartite aparținând seriei epizonale.

Sedimentarul este reprezentat prin depozite cretacice, eocene, oligocene, aquitaniene și cuaternare.

Cenomanianul. Transgresiunea Cenomaniană a început printr'un conglomerat grosier, cu ciment calcaros, care aflorează ca o zonă îngustă aproape fără întrerupere dealungul ramei cristaline. Din punct de vedere litologic,

¹⁾) KRÄUTNER TH. Observații geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIV. București, 1930.

— Studii geologice în Munții Rodnei. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XIII. București, 1930.

²⁾) SAVUL M. Șisturile cristaline și zăcămintele de manganez din regiunea Șarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII. București, 1927.



acest conglomerat se compune din elemente mai mult sau mai puțin rulate, constituite în special din șisturi epizonale verzi, calcare cristaline și uneori cuarțite. Mai rar, se întâlnesc șisturi negre sau roce manganifere. Dimensiunea elementelor variază între 2—7 cm diametru. Cimentul, mai mult sau mai puțin calcaros, este alb-cenușiu, uneori neomogen, de culoare adesea roșie-ruginie, cu numeroase diaclaze de calcit. În malul drept al Dornei, la «Vlejeni», unde se desvoltă în plăci groase de 5—15 cm, este constituit din elemente mai fine, ale căror dimensiuni nu trec de 3 cm diametru. Acest conglomerat apare în toată partea de E a regiunii ca fiind foarte subțire, numai la Măgura Coșnei, unde ocupă zona cea mai largă, grosimea sa pare a atinge 250—300 m.

Din cauza lipsei de fosile vârsta sa nu a putut fi stabilită cu precizie. SAVA ATHANASIU¹⁾ îl descrie la Glodul și, cu toate că este nefosilifer, îi atribue o vârstă cenomanian-turoniană. KRÄUTNER îl descrie în Sinclinalul Rotunda, spunând că «este o formațiune căreia i-a precedat în timp o alterație lateritică a Cristalinului» și îi atribue o vârstă cretacic-medie sau mai veche.

Turonianul ne apare cu o mică discordanță unghiulară peste conglomeratul bazal, ca o zonă perfect continuă dealungul întregii margini a basinului. Noi am definit această gresie grosieră în felul următor: gresie puternic micacee, cu multe elemente silicioase rulate, a căror mărime ajunge până la 6 mm diametru, de culoare verzuie sau mai adesea roșietică-ruginie până la brună-ruginie, de multe ori cu granule de glauconit, căpătând prin alterație adesea un aspect poros-vacuolar. Această gresie transgresează puternic peste conglomerat și Cristalin la «Vlejeni», iar la Dealul Cândrenilor formează în zona Cristalinului o insulă de eroziune. La Măgura Coșnei ocupă zona cea mai largă, unde am putut aprecia o grosime de cca 700 m. La Vf. Fetei se observă iarăși transgresiunea ei peste Cristalin, pe care KRÄUTNER o consideră numai aparentă și o explică prin intervenția unor linii de fractură.

Am reîntâlnit această gresie la N de Pripor (Poiana Negrii) în centrul zonei de calcar, unde are o culoare pronunțată ruginie-brună și este foarte bogată în elemente silicioase.

Din cauza lipsei complete de fosile, cât și a rezultatelor negative ale analizelor de microfaună, vârsta ei nu poate fi bine precizată. Prin analogie cu formațiunile litologic identice dela Glodul, în care SAVA ATHANASIU găsește Exogyre, credem că îi putem atribui o vârstă turoniană.

Eocenul. Calcarele nummulitice formează o zonă largă, în care am putut deosebi două serii: una a conglomeratelor cu Nummuliți și una a calcarelor nummulitice propriu zise.

¹⁾ ATHANASIU S. Studii geologice în districtul Suceava. Depozitele cretacice dela Glodul. *Bul. Soc. de Științe*. Vol. VII. București, 1898.



C o n g l o m e r a t u l eocen formează partea bazală a depozitelor paleogene din regiune. El este constituit dintr'un calcar cu multe elemente de șisturi verzi epizonale, cuarțite etc., slab rulate, cu dimensiuni variind între 0,2—25 cm diametru. Cimentul calcaros este de culoare albă-cenușie și este foarte bogat în Nummuliti de talie mică, Ostreide mari, șdesea cu puternice diaclaze de calcit și uneori cu resturi de Briozoare. El formează o zonă continuă din Poiana Moara Dracului, V. Secul, unde se desvoltă sub forma unui anticlinal bine deschis, apoi pe versantul de E al Oușorului, pe Măgura Coșnei (versantul sudic), până sub Vf. Fetei. Acest facies litoral detritic reprezintă fruntea transgresiunii eocene.

C a l c a r e l e n u m m u l i t i c e propriu zise reprezintă deasemenea o parte din faciesul de țărm al Eocenului. Ele au o culoare albă-cenușie, trecând prin alterație spre un galben-brun deschis, sunt extrem de bogate în Nummuliti de talie mică și mijlocie, mai rar de talie mare, Seișulide, Br.ozcare, Alge calcaroase și Pectenide. VUTSKITS¹⁾ descrie din aceste calcară o faună descoperită de J. GRIMM (1834) la Rodna Veche, în care predomină: *Nummulites complanata* LAMK., *N. tchichatschewi* D'ARC., *N. perforata* D'ORB., *N. lucasana* D'ORB., *N. cf. contorta* DESH., *N. exponens* Sow., *N. mammilata* D'ARCH., *N. spira* DE ROISSY și *Serpula spirulea* LAMK., care indică indiscutabil o vârstă lutejană.

In această serie de vârstă lutejană am putut deosebi trei zone cu aspecte recifale, foarte bogate în Alge calcaroase. O delimitare a lor este însă imposibilă din cauza lipsei de deschideri cauzată de puternica împădurire a regiunii.

Aceste calcară și conglomerate nummulitice mulțăză formățiunile mai vechi și se pot studia bine la Poiana Negrii—Oușorul—Bârca Livezii, unde ocupă zona cea mai întinsă. Ele reapar bine desvoltate și în regiunea Vf. Fetii, unde sunt ridicate dealungul a două linii de fractură. Tot pe linii de falie se întâlnesc, de data aceasta sub formă de klippe, la D. Bârcau și în mijlocul depozitelor oligocene, și la D. Cișira, cuprinse între Oligocen și argilo-calcarele eocene.

Gresiile cu șisturi argiloase. In regiunea D. Smizilor—D. Toila apare Eocenul în facies neritic, format dintr-o alternanță de gresii calcaroase de culoare cenușiu-închisă până la neagră, cu alterații albicioase datorite sărurilor de calciu. Acest orizont se găsește sporadic în câteva locuri și pare că ar reprezenta un echivalent al Gresiei de Birju.

Gresia de Obcina. Deasupra calcarelor lutejene, dar discordant cu ele, ne apare în partea de miazăzi a dealurilor Obcina și Opcina o gresie de compoziție foarte variată din punct de vedere petrografic. In general, ea se prezintă ca fiind puțin grosieră, slab calcaroasă, dar străbătută de puternice

¹⁾ VUTSKITS. A nummulitekröl általában Különös tekintettel Erdély nummulitjaira. Cluj-Kolozsvár, 1883.



diaclaze de calcit, de culoare brun-deschisă până la gălbui. M. SAVUL, care o descrie pentru prima oară, crede că ar fi de vîrstă bartoniană sau că ar reprezenta o serie de tranziție între Eocen și Oligocen. Noi credem că este sincronă cu seria de șisturi argiloase și gresii descrisă mai sus, reprezentând un facies lateral al acesteia.

Oligocenul. Transgresiv și discordant peste calcar, în unele locuri și peste șisturile argiloase interstratificate cu gresii, ne apare un complex foarte gros de argile și gresii. Acest complex îl găsim la W de o linie ce unește Poiana Coșnii cu Podul Coșnii—V. Dornii. La E de această linie găsim unele apariții mai mici, situate dealungul unor linii de fractură. Cercetând mai îndepărtate așezarea acestui complex, care ocupă toată partea de mijloc și de W a basinului sedimentar dela E de linia de falie Poiana Stampii—Grădinița—Rodna, am putut deosebi două orizonturi.

Orizontul inferior, format dintr-un complex gros de argile și stisoase, de culoare cafenie-negricioasă până la neagră-cenușie, foarte fin stratificate în plăci a căror grosime este mai mică de 2 cm. Aceste argile le întâlnim într-o zonă sinclinală largă ce se întinde la W de limita calcarelor. Afără de aceasta ele nu apar și la E, pe versantul estic al Dealului Toila, unde se situează dealungul unei linii de falie. Pe versantul apusean al aceluiși deal, ele apar dealungul mai multor linii de falie de sub aglomeratele vulcanice.

Grosimea acestui complex variază între 300—500 m. O determinare mai precisă este greu de făcut din cauza numeroaselor linii de falie care îl străbat. Partea lor superioară (orizontul-limită) este formată din aceleași argile, între care se insinuează (P. lui Găleată) un strat subțire de cărbuni (2 cm) ce capătă adesea un aspect lentiliform.

Orizontul superior. Peste argilele descrise se situează concordant o serie groasă (800—900 m) de argile negre-cenușii cu intercalări de gresii fin micacee cu ciment slab calcaros. Aceste gresii sunt bogate în mică, grăunțe rotunjite de silice și oxizi de fer. În partea inferioară a acestui complex, gresile au adesea multe resturi de plante incarbonizate și nu depășesc decât rareori o grosime de 10—15 cm.

Pe măsură ce ne apropiem de partea superioară a complexului, grosimea gresiilor crește treptat, astfel încât în partea sa superioară (Paluta) întâlnim bancuri groase de 50—100 cm.

Este de remarcat că în aceeași măsură în care se îngroașă bancurile de gresie, se subțiază intercalării argiloase. Astfel, în toată zona dintre Preluca Umlului și Paluta și anume pe toate văile ce pornesc spre N și S de pe această creastă, nu întâlnim argile decât în proporție de 5—15%.

Această serie este complet lipsită de macrofaună, fapt ce a constituit în permanență un obiect de discuție în ceeace privește vîrsta ei. KRÄUTNER, în



lucrarea sa asupra Cristalinului Rodnei, ii atribue o vîrstă oligocen-aquitaniană; această afirmație a făcut-o bazându-se pe studiul depozitelor din basinul Borșei, unde, deasupra șisturilor argiloase cu solzi de Pești (Oligocen mediu), urmează o gresie cenușie micacee cu frecvențe intercalări argiloase (Gresia de Borșa), pe care ZAPALOWICZ o consideră oligocen-superioară. KOCH, în schimb, crede că ele aparțin Aquitanianului; probabil că și KRÄUTNER a fost influențat în unele lucrări ale sale de această părere.

Noi am cules o serie de probe, pe care TH. IORGULESCU le-a cercetat micropaleontologic și din care a determinat următoarele: *Bathysyphon*, *Elphydium*, *Frondicularia*, *Globigerina*, *Diatomee (Coscinodiscus)*, Bryozoare, fructificații incarbonizate, concrețiuni sferoidale de pirită, concrețiuni alungite de limonit, precum și aciculi de gips. Această asociatie ar indica o vîrstă oligocenă (eventual oligocen-medie), cu forme eocene remaniate. Analizele sporadice de microfaună nu indică cu precizie în această regiune anumite particularități de vîrstă, deoarece nu se cunosc profile-tip decât la mari depărtări, iar comparația rezultatelor micropaleontologice în asemenea condiții nu prezintă certitudine.

Noi credem că avem de aface cu două complexe distincte: unul inferior, probabil de vîrstă oligocen-medie, reprezentat prin complexul de gresii cu argile, și unul superior, corespunzând Gresiei de Borșa. Rezolvarea acestei probleme rămâne deschisă până la obținerea de rezultate noi din profile regionale de extensiune mai mare.

Cuaternarul este reprezentat în regiunea noastră printr-o serie de terase bine desvoltate. Ele caracterizează în special cursurile râurilor Dorna, Neagra, Coșna și Teșna.

Turbăriile sunt o altă formație cuaternară ce acoperă suprafețe foarte mari. Acestea, denumite local « tinoave », fac parte din categoria turbierelor înalte și sunt localizate în cea mai mare parte pe terase.

Andezitele. Sedimentarul din golful Bârgăului a fost străpuns și dislocat în Neogen de numeroase veniri magmatice, care pe de o parte s-au conservat sub formă de dyke-uri și stock-uri, iar pe de altă parte sunt reprezentate prin imense curgeri de lave. În afară de masele vulcanice propriu zise, mai întâlnim în regiunea noastră numeroase aglomerate cât și o întreagă serie de fenomene post-vulcanice.

Corpurile intrusive din regiune sunt cele de mai jos.

Poiana Negrii. La S de biserică satului Poiana Negrii se găsește un dyke de andezit cu hornblendă, orientat N-S. În regiunea noastră, unde apare numai capătul nordic al acestui dyke, el este puternic alterat și nu permite o cercetare microscopică. Macroscopic acest eruptiv apare ca un andezit cu hornblendă aciculară de 3-4 mm, cu feldspat zonar în fenocristale trans-



parente, lungi de 1–2 mm; se observă de asemenea și feldspat microlitic, incluziuni de sticlă și hornblendă comună fenocristalină. Reprezintă un andezit leucocrat cu treceri spre tipul dacitic.

Priporul (Bâtca Priporului). Aici se găsește un stock de andezit cu hornblendă, de aceeași factură ca și precedentul. În partea de E am putut distinge o a doua venire de bazalt-andezite ce au o constituiție identică cu a celor dela Vf. Pietrii—Obcina. Este interesant de remarcat că M. SAVUL descrie acest stock ca fiind un rest de eroziune, materialul de aici făcând parte din « pânză » de lave dela S.

Vârful Pietrii—Obcina. La miazăzi de Obcina, pe o întindere de cca 4–5 km, se situează o masă de bazalt-andezite, cu rare fenocristale de feldspați zonari, cu feldspați microlitici, cu numeroși hipersteni microlitici, cu magnetit granular și multă sticlă.

M. SAVUL, care a văzut și studiat acest eruptiv, îl consideră ca fiind într'o « pânză », a cărei legătură cu locul de erupție (Măgura) a fost distrusă prin eroziune. Noi credem însă că aceste bazalt-andezite au venit pe o falie ce desparte calcarele lutetiene de gresiile priaboniene, falie acoperită de Eruptiv în locul intruziunii, dar care se poate observa destul de bine pe V. Sărișorului.

Fântâna Borcutului. Pe teritoriul comunei Coșna, pe drumul ce duce spre Șanț, apare un stock de lave ce nu au fost încă studiate mai îndeaproape. Se pare că este vorba de un andezit cu hornblendă.

Poiana Coșnei. La W de Măgura Coșnei, în valea cu același nume, apare o rocă andezitică a cărei compoziție și situație în spațiu nu a putut fi încă studiată. S-ar putea să reprezinte însă dopul de lave al unui crater exploziv.

Aglomeratele vulcanice se dezvoltă în regiunile care urmează.

Picioarul Gavrilenilor. Între Obcina și Pripor ne apare o placă groasă de aglomerate, de cca 4 km², ce acoperă formațiunile sedimentare peste care se situează. Aglomeratul este format dintr'un material exclusiv bazalt-andezitic adus din masivul dela Obcina.

D. Toila. Culmea cu acest nume, care se întinde pe o direcție N–S dela Poiana Negrii până la Floreni, este acoperită de o placă de aglomerate groasă de 30–60 m. Materialul constitutiv este extrem de heterogen, găsindu-se între altele: bazalt-andezite, andezite cu hornblendă, andezite cu augit etc., etc. Noi credem că acest loc este albia unei vechi văi (precuaternară?), în care au fost depozitate aceste materiale. Direcția de curgere este S–N, iar începutul se înrădăcinează la S, dincolo de Măgura Negrii. Ceeace ne sprijină în această ipoteză este faptul că terasele Dornei, în aval de Floreni, încep a conține foarte numeroase resturi de roci eruptive.

Fenomenele post-vulcanice din regiune sunt emanațiunile de gaze și izvoarele minerale.



In Măgura Coșnii se găsește o viroagă în care se manifestă puternice emanațiuni de oxid de carbon. În V. Coșnii, imediat la N de acest loc (« Castelul »), se află în talvegul văii o puternică emanație de hidrogen sulfurat.

Strâns legate de eruptivul neogen întâlnim în regiune o întreagă serie de izvoare minerale carbonatate și feruginoase; aşa sunt:

Poiana Negrii, un izvor situat pe teritoriul comunei cu același nume, în apropiere de V. Negrii, pe o falie dirijată NNW—SSE, care ține de dyke-ul din localitate și care se pierde sub aglomeratele din Toila.

În apropierea șoselei Dorna—Bistrița se găsesc în regiunea denumită Podul Coșnei 2—3 fântâni primitive de apă bicarbonată, întrebuințată de localnici.

În imediata apropiere a stock-ului andezitic Fântâna Borcutului se găsește un alt izvor de apă minerală puternic carbonată.

La Poiana Coșnei, în locul denumit « Castelul », se află un izvor de apă minerală, de același tip carbonat-feruginos.

Tectonica. Printre deformările tectonice descifrate de noi în regiunea cercetată, am distins, până în prezent, accidente marginale și accidente interne.

Accidente marginale dirijate NNW—SSE. a) Sinclinalul marginal Picioarul Mare (Oușorul) este constituit din calcare eocene.

b) Anticlinalul Priporului, paralel cu Izvorul Alb, se pierde sub terasele Dornei, spre a reapărea la N de ele, la punctele 1003—1174 m.

c) Sinclinalul Vf. Pietrii—Poiana Negrii are flancul nordic format din gresii eocene.

d) Faliiile Borcutului, denumire sub care cuprindem sistemul de falii dirijate NNW—SSE, desvoltate între Măgura Coșnii și dyke-ul Poiana Negrii. Dealungul acestor dislocații, compartimentul răsăritean s'a scufundat, astfel încât întâlnim în zona calcarelor eocene seria Oligocenului mediu (orizontul inferior al seriei de gresii și argile).

e) Faliiile dela Vf. Fetei, dealungul cărora calcarele eocene au fost ridicate pe verticală, dând impresia unei transgresiuni.

Accidente interne, dirijate NWN—ESE. a) Anticlinalul Struneul Popii (1120—1174 m) reprezintă o ușoară boltire a complexului de argile cu gresii subordonate.

b) Anticlinalul Tătarului (950—1014 m) produce a două boltire a aceluiași complex.

c) Linia de fractură D. Bătuții, dealungul căreia a fost ridicată insula de calcare din acest loc.



d) Ca o continuare a acestei linii, putem considera calcarale din D. Cișira, cât și calcarale dela V. Vedrei—Grădinița, ce închid partea răsăriteană a golfului Bârgăului, dealungul unei linii ce se poate urmări până la Cristalinul Rodnei.

— LAZĂR ATANASIU. — Geologia regiunii Șarul Dornei (Câmpulung)—Măgura Calului (Năsăud).

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor din campania anului 1950, se află situată la aproximativ 6 km W de localitatea Vatra Dornei.

Ea se limitează la N cu regiunea cercetată de colegul AL. SEMAKA, printre linie dreaptă ce trece prin P. Roșu—Vf. Pietrei—Comuna Poiana Negrei—D. Bătuței—Comuna Poiana Stampei—D. Căsoilor—D. Frâu, la S cu Eruptivul Călimanilor, la E cu Cristalinul Dornei, iar la W cu o linie dreaptă ce trece prin Măgura Calului—Plaiul Șândroaiei—Poiana Prelucilor—Piciorul Colbului.

Din punct de vedere morfologic se încadrează în regiunea Munților Mijlocii (după cum o numește TH. KRÄUTNER), cu altitudini variind între 900—1300 m.

Rețeaua hidrografică în evantai se acumulează în R. Dorna, care formează basinul principal. La aceasta se adaugă P. Dornișoara, care se unește cu Dorna în dreptul comunei Poiana Stampei și P. Neagra, cu care se unește în dreptul comunei Dorna-Cândreni.

Se constată că, în general, afluenții principali urmează ca și R. Dorna un curs S—N, după care fac o inflexiune spre E.

Studii geologice mai vechi nu se cunosc în regiune, ci numai date de călătorie sau profile informative.

Primele date le avem dela F. S. BEUDANT¹⁾.

Ulterior, între anii 1923—1925, TH. KRÄUTNER²⁾ fiind însărcinat cu cartarea Munților Rodnei, în vederea întocmirii hărții geologice la scara 1: 1.500.000, face câteva excursii de recunoaștere și prin această regiune, cu care ocazie dă date prețioase în privința stratografiei și tectonicii.

¹⁾ F. S. BEUDANT. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie (1818). Paris, 1822.

²⁾ TH. KRÄUTNER. Câteva date asupra geologiei Munților Rodnei și Bârgăului, cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII. București, 1939.

— Studii geologice în Munții Rodnei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII. București, 1930.

— Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIV. București, 1930.

— Geologia regiunii cursului inferior al Bistriței Aurii, Văii Tibăului și Cârlibaba. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XV. București, 1930.



In anul 1931, Prof. M. SAVUL¹⁾, studiind marginea nordică a Eruptivului Călimanilor, publică o hartă de ansamblu la scara 1: 150.000, în care dă date noi în ceea ce privește geologia regiunii cuprinsă între Șarul Dornei — Poiana Negrei.

Stratigrafia. Formațiunile ce iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Cristalinului, Sedimentarului și Eruptivului.

Cristalinul apare pe o linie orientată NNW — SSE și reprezintă partea cea mai vestică a Cristalinului Dornei. El începe dela confluența celor două pârâiașe ce se unesc pentru a forma P. Roșu, face un intrând spre E, trece pe la 400 m W de Pietrele Arse, apoi urmează o linie aproape N—S și se întrerupe fiind mascat de aluviunile Pârâului Serișorul Mic, pentru ca să reapară în D. Boambei, după care se pierde sub terasa Pârâului Serișorul de Mijloc.

Cristalinul este alcătuit din șisturi cu caracter epizonal (șisturi cuartoase-sericitoase, șisturi sericitoase, epigneisuri, șisturi manganifere). La D. Boambei se întâlnesc calcare cristaline alb-lăptoase.

Cu totul izolat, mai apare un limb de Cristaliș în zona dela N de Buza Șerbei, fiind limitat la E de o linie de ruptură, ce începe de sub Picioară Șerbei—Vlădeni, până la punctul denumit Fundul Izvorului, urmând apoi o linie paralelă cu P. Piatra, după care se pierde sub terasa Pârâului Neagra. În partea de W ieșe de sub aglomeratele andezitice de sub Buza Șerbei, trece pe la 250 m W de Preluca Buza, după care se pierde sub calcarele eocene. Componența sa petrografică indică un facies de epizonă.

Sedimentarul. Depozitele sedimentare aparțin Cretacicului, Paleogenului și Cuaternarului.

Cretacicul (Cenomanian-Senonian). Primele depozite sedimentare ce se întâlnesc în regiunea cercetată aparțin Cretacicului, care stă transgresiv peste Cristalin.

Alcătuit în bază dintr'un conglomerat cuarțos, cu resturi de Cristalin, cu elemente componente al căror diametru variază între 2—5 mm, peste care urmează gresii micacee, brune-roșcate, vacuolare, sfărâmicioase, apare pe o zonă îngustă, cu o lățime maximă de 400 m, la contactul cu calcarele cristaline din D. Boambei la E., după care se pierde spre N, la cca 300 m de Pârâul Serișorul Mic, sub calcarele eocene, cu care se limitează și în partea de W. La S el se pierde sub terasa Pârâului Serișorul de Mijloc.

¹⁾ M. SAVUL. La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, București, 1938.



Macrofosilele lipsesc, aşa că o vîrstă sigură este greu de stabilit. Prin analogie cu sedimentele asemănătoare, descrise de S. ATHANASIU la Glodul¹⁾, în care s'au găsit fosile, aceste sedimente ar putea avea o vîrstă cenomaniană.

TH. KRÄUTNER²⁾ găsește în regiunea Rodna Nouă sedimente asemănătoare, dar nefosilifere, cărora le atribue o vîrstă cenomaniană.

In anul 1924, Prof. M. SAVUL³⁾, studiind Șisturile cristaline din regiunea Șarul Dornei, găsește pe creasta Dealului Boambei, în conglomerat, resturi fosile în care VĂSCĂUȚEANU a determinat un *Inoceramus* și o *Plicatula*. Ulterior, în anul 1931, d-sa⁴⁾ găsește în gresiile cretacice ce apar pe malul stâng al Pârâului Serișorul Mic, în dreptul Dealului Boambei, o slabă intercalație de marne roșii, în care Prof. G. MURGEANU a determinat *Globotruncana linnéi*, care ar indica o vîrstă senoniană.

Aceste marne roșii noi nu le-am întâlnit; deasemeni nici nu am găsit fosile în conglomerat, după cum nici Prof. M. SAVUL nu le-a mai găsit în anul 1931.

In argilele paleogene ce au fost analizate în laboratorul micropaleontologic de către T. IORGULESCU, se găsesc remaniate Globotruncane unicarenate, forme caracteristice Cretacicului superior.

Pe baza celor expuse mai sus, dăm acestor sedimente o vîrstă cretacic-superioară (Cenomanian-Senonian).

Mai la W, la cca 4 km, la punctul denumit Preluca după Piatră, apare pe o linie de fractură o a doua zonă de Cretacic având o lungime de 900 m și o lățime de 200 m, identic cu cel ce apare la D. Boambei, fiind scos tectonic de sub gresiile eocene.

O a treia zonă de Cretacic, cea mai vestică, apare la contactul cu limbul de Cristalin de sub Buza Șerbei la E și cu calcarele eocene la W, aflorând pe o lungime de 2 km și o lățime de cca 400 m.

Acest Cretacic este alcătuit dintr'un conglomerat grosier, vacuolar, sfărâmicios, în care predomină resturi de Cristalin rulat, peste care urmează gresii micacee brune-roșcate, vacuolare, sfărâmicioase.

Paleogenul este reprezentat prin Eocen și Oligocen-Aquitanian.

Eocenul apare transgresiv direct peste Cristalin, ceeace denotă că transgresiunea eocenă a fost cu mult mai mare decât transgresiunea Cretacicului. Se disting două zone: una estică și una vestică.

Eocenul este alcătuit în bază dintr'un conglomerat grosier calcaros, cu resturi de Cristalin, elementele componente având un diametru ce ajunge

¹⁾ S. ATHANASIU. Studii geologice în districtul Suceava. I. Depozitele cretacice sup. dela Glodul. *Bul. Soc. de Șt. București*. An. VII. București, 1898.

²⁾ TH. KRÄUTNER. Op. cit.

³⁾ M. SAVUL. Șisturile cristaline și zăcămintele de manganez din regiunea Șarul Dornei. District. Câmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. București, 1927.

⁴⁾ —— Op. cit. (La bordure orientale.....):



până la 25 mm, cu Nummuliți mici. Grosimea acestui orizont este de cca 50 m.

Peste acesta urmează un orizont nefosilifer, de calcare cenușiu-închis, compacte, cu puternice diaclaze de calcit, cu o grosime de cca 100 m, peste care urmează calcare bogate în resturi de Nummuliți, de cca 200 m grosime. La partea superioară a acestor calcare se găsesc uneori intercalații de argile verzi de 1–5 m și de marno-calcare.

Concordant peste calcare urmează gresii, în gosime de cca 400 m, foarte variate atât din punct de vedere al componentei petrografice cât și al colorii. Orizontul gresos începe cu bancuri puternice de gresii calcaroase gri-deschise, cu puternice diaclaze de calcit, urmând apoi o trecere gradată în ceeace privește culoarea și compoziția lor. Ajung până la gresii brune-roșcate, micacee, fin stratificate, ce se desfăc în plăci, uneori cu slabe intercalații de argile verzi. Dela compacte și masive, gresiile ajung în partea superioară ușor friabile, curbicorticale, uneori cu hieroglife.

Această descriere privește Eocenul din E, dela contactul său cu Cristalinul Dornei și până la o linie ce merge dela Buza Șerbei până la confluența Pârâului Piatra cu P. Neagra.

Dela această linie spre W apar, în mod cu totul izolat, mici insule de calcare eocene de culoare gri închis, foarte bogate în resturi fosile (Nummuliți, Pepte-nide), ajungând până la marno-calcare de culoare cenușiu-închisă, în care predomină Bryozoarele, Nummuliții fiind din ce în ce mai rari. Se găsesc deasemeni Lamellibranchiate mari.

Acest orizont al marno-calcarelor apare în partea cea mai vestică a regiunii, la Poiana Stampei, la S de D. Căsoilor, aflorând ca o mică insulă în malul stâng al Pârâului Dornișoara.

Din lipsa unui profil bine deschis și datorită tectonicii ce a afectat regiunea, o coloană stratigrafică este greu de alcătuit.

Se distinge în partea estică o zonă compactă de calcare, având o lungime de 4,5 km și o lățime ce ajunge până la 2 km, care se pierde sub masa eruptivă de bazalt-andezite din regiunea Paltin—Poiară Spânzului. Calcarele mai apar fie la contactul lor cu masa eruptivă (Piciorul Șerbei și Vf. Pietrei), fie scoase tectonic, cum este cazul la Vlădeni sau D. Obcina.

In rest predomină gresiile.

In partea vestică, cu excepția unei zone înguste de cca 400 m și lungă de 2,5 km, situată la contactul cu masa eruptivă a Muntelui Măgura, calcarele apar ca mici insule la D. Bătușei, l. D. Lat de sub aglomeratele andesitice, la W de Fătuica, în malul stâng al Pârâului Dornișoara la S de D. Căsoilor, la Poiana Prajii, cât și la S, în D. Ascuții.

Fosilele găsite în complexul calcarelor, deși în număr mic și extrem de prost conservate, indică o vîrstă lutețian-auversiană. Am putut determina următoarele fosile:



- Nummulites* cf. *gizehensis* FORSKAL
Nummulites cf. *globulus* LEYMERIE
Chlamys (Aequipecten) subtripartita D'ARCHIAC
Chlamys (Propeamussium) paueri FRAUSCHER
Spondylus cf. *palareansis* BOUSSAC
Spondylus sp.
Ostrea sp.
Serpula sp.,
Bryozoare și Corali (resturi)

Din intercalațiile argiloase ce se găsesc în partea superioară a gresiilor, T. IORGULESCU a determinat o microfaună ce indică o vârstă sigur eocenă.

Considerăm că orizontul gresos reprezintă dacă nu tot, cel puțin o parte a Priabonianului.

Oligocen - Aquitanian. Discordant peste calcarale eocene din zona vestică se aşterne un complex de strate, în grosime de 1500—2000 m.

El începe printr'un pachet de șisturi argiloase, gros de cca 500 m, de culoare cafenie-gălbui, mergând gradat până la argile negre, cu intercalații de gresii silicioase cu ciment calcaros de culoare gri, în bancuri de 0,50—5 m.

Treptat, treptat, gresiile devin din ce în ce mai masive, foarte variate atât din punct de vedere al componentelor petrografice, cât și al culorilor, luând locul argilelor. Dela gresii cu aspect microconglomeratic, cu elemente componente al căror diametru ajunge uneori la 3 mm, se trece la gresii masive, la gresii foarte fine, nisipoase, micacee. Aceeași variabilitate se observă și în ceea ce privește culoarea: dela gresii gri, se trece la gresii cenușii-verzui, gălbui și apoi la gresii brun-roșcate foarte alterate. În tot acest complex gresos se întâlnesc intercalații de argile, în bancuri ce nu depășesc 5 m grosime, colorate dela cafeniu deschis până la verzui. Uneori, când gresiile sunt mai friabile, conțin resturi de plante incarbonizate nedeterminabile.

Privite la microscop aceste gresii sunt alcătuite din grăunțe de aceeași mărime, rotunjite, de cuarț care predomină, biotit, muscovit, oxizi de fer, și au un ciment calcaros.

In comparație cu gresiile eocene există o deosebire; la acestea biotitul și muscovitul aproape lipsesc. Grăunțele de cuarț sunt mult mai mari și angulare, cu ciment calcaros mai abundant.

Analiza micropaleontologică a intercalațiilor argiloase, deși făcută fără a avea un profil continuu indică o asociatie faunistică oligocenă, la care se asociază microfosile eocene remaniate, ceea ce confirmă părerea noastră asupra vârstei acestui complex.

Deoarece macrofosile nu se întâlnesc și nici nu am putut detecta deocamdată un orizont-reper, înglobăm acest complex la Oligocen-Aquitanian.

Oligocenul nu este reprezentat în întregime, ci numai prin partea sa medie și prin cea superioară; partea inferioară lipsește datorită unei lacune stratigrafice.

Acest complex, considerat de noi Oligocen-Aquitanian, este un echivalent al Gresiei de Borșa.

Cuaternarul este reprezentat prin terase și aluviuni.

Dela Dorna-Borcut până la confluența Pârâului Dornișoara cu R. Dorna, pe terasile acestora se află situată turbăria dela Poiana Stampei; ea este o turbărie înaltă, ocupând o suprafață de 5 km².

Eruptivul prezintă aproape toată gama de manifestări, dela curgeri de lavă, dyke-uri, filoane-strat, corpuri intrusive și aglomerate până la manifestări post-vulcanice — izvoare minerale — pe care localnicii le denumesc « borcuturi ».

Se pot distinge patru varietăți de roce:

Andezitele cu piroxen, venite sub formă de curgeri și care alcătuiesc porțiunea cuprinsă între V. Pintii—Dornișoara;

Andezitele cu hipersten și augit, care se găsesc cantonate între Picioarul Buzei—Piatra Jungan și formează Muntele Buza Șerbei, ce constituie partea cea mai nordică a curgerilor de lavă ale Călimanilor;

Andezitele cu hornblendă, venite sub forma de curgeri de lave ce se pot îngloba în această grupă, după cum reiese din cercetările prof. O. NICHTA¹⁾ și care ocupă porțiunea dela Dornișoara spre W și SW, până la Vf. Dălbidanului—Picioarul Zuzurgeu.

In această varietate mai trebuie înglobate:

Dyke-ul din com. Poiana Negrii, orientat N—S, având o lungime de 1,5 km și o lățime de 400 m, a cărui rocă este extrem de alterată;

Dyke-ul dela Dorna—Borcut, regiunea D. Prazii—Bârca lui Ieremie, lung de 1,7 km și lat de 200—500 m, situat în axul unui anticlinal de depozite oligocene pe care îl străpunge;

Dyke-ul dela Măgura Calului, pe șoseaua Vatra Dornei—Bistrița, de aceeași lungime dar având o lățime maximă de 300 m, care străbate, ca și precedentul, aceleași depozite.

Bazalt-andezitele dela NW Șarul Dornei, care apar între Poiana Moara Dracului—Poiana Spânzului—Paltin și se continuă spre N până la Vf. Opicina, pe cca 4 km lungime și 1 km lățime, cu o direcție NW—SE. Prof. M. SAVUL²⁾ menționează aci o placă de bazalt-andezite.

¹⁾ O. NICHTA. Petrografia părții de N și W a Masivului Călimani și mineralizările din regiunea Colibîa (Năsăud). Raport, Iași, 1948.

²⁾ M. SAVUL. Op. cit. (La bordure orientale...).



Noi considerăm aceste bazalt-andezite nu ca o pânză de lave, cum spune d-sa, ci ca fiind venite pe o linie de slabă rezistență, care ar corespunde cu limita calcare-gresii eocene, orientată NNW—SSE, și care ar merge dela Vf. Opcinei—Poiana Spânzului spre E, până aproape de Poiana Moara Dracului.

Considerăm că avem de afacere cu o venire pe o linie de slabă rezistență, deoarece la contactul bazalt-andezitelor cu gresii eocene la punctul denumit Poiana Spânzului, pe o distanță de circa 150 m lungime și 20 m lățime, se găsesc resturi de Cristalin, uneori cu un diametru de 15 cm, calcar și conglomerate cretacice. La S, pe aceeași direcție, se găsește un mic filon ce străbate calcarele eocene dela W de D. Boambei.

Mai la W, la cca 400 m de această zonă, la Vf. Pietrei, se găsesc deosemenea bazalt-andezite ce stau direct peste calcare eocene, separate de primele printre'un pachet de gresii eocene.

La W de Poiana Negrei, în regiunea Muntelui Măgura, se află un neck alcătuit din bazalt-andezite și andezite cu hornblendă foarte alterate.

La W și SW de Dornișoara manifestările vulcanice încep a fi din ce în ce mai violente. Filoane și corpuri intrusive încep să străpunge sedimentele acoperitoare; gresiile și argilele sunt coapte la contact. Mici filoane-strat se intercalează în rândul sedimentelor, neputând fi însă cartate deoarece grosimea lor nu depășește 5 cm. Menționăm corpul intrusiv care formează D. Cornul ca și filoanele ce apar pe picorul de pe stânga Pâr. Izvorul Tomnaticului și în Poiana Vinului. La acestea din urmă se mai adaugă două mici filoane ce apar mai la N. Un filon de însemnatate mai mare apare la punctul denumit « Chicera între Dorne ».

Agglomerate andezitice. Dela Buza Șerbei și până la Pârâul Serisorul de Mijloc se întâlnește o zonă de aglomerate formată din elemente rotunjite, rar angulare, cimentate. După prof. M. SAVUL¹⁾ ele nu ar reprezenta un material de explozie, ci un material torențial de umplutură, originar din W, care a colmatat un vechi basin. Un mic petec mai apare la Bârca Andreenilor.

Dela Vlădeni pe sub Buza Șerbei și apoi continuându-se spre W și N, se întinde o a doua zonă de aglomerate andezitice. Ea se limitează la S cu masa eruptivă andezitică, iar la W cu P. Negra, continuându-se spre N, pe D. Smizi și spre Tăila, în regiunea cercetată de colegul AL. SEMAKA²⁾.

Această zonă atât de întinsă reprezintă, după noi, un vechi basin, prin care se scurgeau apele venite din S și care a fost colmatat cu blocuri de andezite rotunjite, al căror diametru depășește uneori 1 m. La colmatarea acestui basin a contribuit și coșul vulcanic situat pe Muntele Măgura.

¹⁾ M. SAVUL. Op. cit. (La bordure orientale...).

²⁾ AL. SEMAKA. Geologia regiunii Dorna-Cândreni—Coșna. (Volumul de față, pag. 102).

O mică placă de aglomerate mai apare pe Vf. Muncelul Mare.

La S de Piciorul Zuzurgeu începe o mare zonă de aglomerate andezitice care se continuă spre W.

Izvoare minerale (Borecuturi). După cum am amintit mai sus, datorită unui eruptivism puternic și de lungă durată, au luat naștere o multime de izvoare minerale, ca ultime manifestații ale acestui eruptivism.

Dintre acestea amintim: izvorul ce apare pe P. Neagra, izvorul de la poalele Muntelui Măgura și izvorul de la Dorna—Borcut.

Pe P. Izvorul Lung, la N de Vf. Tomnaticul, apar două izvoare minerale, la 750 m distanță unul de altul.

Tetonica. Din punct de vedere tectonic, regiunea se poate împărți în două zone: o zonă estică, ce ține dela contactul Sedimentarului cu Cristalinul Dornei, până la Poiana Negrei—P. Neagra, și o zonă vestică, ce ține dela P. Neagra până la Măgura Calului.

Zona estică, în lățime de 8 km, se prezintă actualmente compartimentată prin linii de fractură orientată NNW—SSE.

Primul compartiment, alcătuit dintr'un sinclinal de calcare eocene de sub care ies gresii și conglomerate cretacice în flancul de SE, ține dela contactul cu Cristalinul și până la contactul cu gresiile eocene. Aici flancul vestic este faliat. Axul său ar trece pe la Poiana Moara Dracului, după care se pierde sub terasa Pârâului Serișorul de Mijloc, la cca 800 m W de Dealul Boambei.

Dela contactul calcarelor cu gresiile eocene și până la o linie orientată Vf. Pietrei—Preluca după Piatră—P. Serișorul Mic, urmează al doilea compartiment, alcătuit în întregime din gresii eocene, cu înclinări ale stratelor între 30°—65°, în interiorul căruia apar două sinclinale și două anticlinale lungi de aproximativ 3 km.

Axul primului sinclinal ar trece pe la cca 400 m W de linia de contact dintre calcarele și gresiile eocene, la N și la S pierzându-se sub Eruptiv.

Primul anticlinal este alcătuit din gresii eocene, în axul căruia apar calcare pe o lățime de 20—50 m; axul său este situat sub bazalt-andezitele din Dealul Paltin și se continuă pe la 200 m E de Bârca Andreenilor, pentru a se pierde sub Eruptiv.

Axul celui de al doilea sinclinal trece pe la E de Bârca Boambei.

Axul celui de al doilea anticlinal pornește de sub Vf. Opcinei, trece pe la 500 m E de Preluca după Piatră, la 250 m W de Poiana Spânzului, după care face o inflexiune spre W, în apropierea Pârâului Serișorul Mic. De aici nu mai poate fi urmărit. Flancul vestic al acestui anticlinal se prezintă faliat.



Urmează al treilea compartiment care ține până la o linie de fractură ce începe dela confluența pâraielor care se unesc pentru a forma Pârâul Piatra, trece pe la W de Preluca Scuruș până la Poiana Snop.

Dealungul liniei de fractură Preluca după Piatră—P. Serișorul Mic apare o bandă îngustă de Cretacic; mai la S apar conglomerate și calcare eocene.

Al patrulea compartiment ține până la o linie orientată Fundul Izvorului—Piciorul Buzei; dela Fundul Izvorului linia de falie urmează cursul Pârâului Gligu.

Al cincilea compartiment ține până la Muntele Măgura—P. Neagra. El a fost afectat cel mai puternic; apar la zi Cristalinul, Cretacicul și calcarele eocene.

In ansamblul ei zona estică se prezintă ca o serie de cute-solzi deversate spre E.

Zona vestică. Dela Pilugani—D. Smizi—P. Neagra la E și până la o linie orientată D. Căsoilor—Poiana Prazii, Muncelul Mare la W, mărginit la S de curgerile andezitice ale Călimanilor, se desvoltă un sinclinal, lat de 6 km, alcătuit din argile și gresii oligocene, al cărui ax orientat NNW—SSE, dela Preluca Ciungii Chiperenilor spre Preluca Bârca Roșie, se prezintă strivit, datorită presiunilor tectonice la care a fost supus.

Spre extremitatea sa de NE este compartimentat prin două fali, una pornind dela Fătuica și mergând pe sub aglomeratele andezitice, pentru a reapărea pe Pârâul de sub Dealul Lat, a doua plecând dela Poiana Cobresii din malul stâng al Râului Dorna și trecând pe sub aglomeratele andesitice pentru a reapărea sub D. Smizii. De aici amândouă faliile se pierd sub terasa și aluviunile Pârâului Neagra.

Intre aceste două fali, în apropiere de P. Neagra, sub D. Smizi, se observă o zonă de brecie tectonică, în care calcare eocene sunt suportate de argile negre, extrem de frământate.

Dela D. Căsoilor—Poiana Prazii spre W încep să se desemneze primele cute anticlinale.

Un prim anticlinal pornește de sub Muncelul Mare și ține până la W de Poiana Prazii, după care se pierde sub turbărie. O delimitare exactă a axului său este greu de făcut, din cauza lipsei deschiderilor, cât și a faptului că zonă este completamente împădurită. În lungime de 4 km și o lățime medie de 500 m, anticlinalul este alcătuit în întregime din depozite oligocene.

In continuarea sa, de partea cealaltă a turbăriei, apare faliat în malul drept al Pârâului Dornișoara capătul sud-estic al unui al doilea anticlinal, de aproximativ 2 km lungime, pornind de sub Dealul lui Coman, orientat WNW—ESE. Noi înclinăm a crede că acesta ar fi continuarea primului anticlinal, care însă a suferit o inflexiune la capătul său nord-estic.

Un km mai la W apare un alt anticlinal în lungime de 7 km, cu o lățime ce variază între 30—400 m. El începe în apropiere de D. Văcăriei, se continuă spre SE până la 200 m aval de confluența Pârâului Dornișoara cu P. lui



Trifon, unde se prezintă sugrumat, trece pe la Dorna—Borcut, și face o inflexiune spre E, continuându-se apoi spre SE, unde se pierde sub curgerile andesitice ale Călimanilor, la S de Muncelul Mare.

In dreptul localității Dorna—Borcut, axul anticlinalului este străpuns de dyke-ul andesitic dela D. Prazii—Bârca lui Eremia. Ca și primul, acest anticlinal este alcătuit din aceleași depozite.

De aici spre W începe un mare sinclinal, alcătuit din depozite oligocene, ce se continuă spre Măgura Calului—Plaiul Șandroaei, cu inclinări ale stratelor pornind dela 50° și mergând până la 10° , străbătut pe alocuri de filoanestrat sau de mici corpuri intrusive andesitice.

In interiorul acestui sinclinal, pe P. lui Trifon, la 600 metri amont de confluența cu P. Dornișoara, apare un mic anticlinal de 80 metri lățime, a cărui continuare pe direcția spre NW și spre SE nu am putut-o delimita, din lipsă de deschideri.

Asemănător acestuia, mai apare un al doilea mic anticlinal, lat de 20 m, pe D. Zimbrul.

Şedința din 20 Februarie 1951

Președinte: Prof. AL. CODARCEA.

— M. SOCOLESCU. Mineralizațiile dela Toroiaga¹⁾.

— N. ONCESCU și I. MOTĂȘ. Cercetări geologice între V. Otășăului și V. Oltețului¹⁾.

Şedința din 27 Februarie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— GRIGORE POPESCU. — Cercetări geologice în regiunea Govora — Râmnicu-Vâlcea — Olănești (Depresiunea Getică).

Cercetările geologice în această regiune au fost inițiate de Institutul Geologic în anul 1949, în scopul unei descifrări mai amănăuțite a condițiunilor structurale asupra cărora nu erau cunoscute decât datele publicate de G. MURGOȚI la 1907²⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ G. MURGOȚI. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* An. I, 1907.



Suprafața pe care am întreprins aceste cercetări este cuprinsă între V. Oltului la E și V. Otăsăului la W. Spre N ea se oprește pe o linie care unește localitățile Călimănești, Băile Olănești și Bărbătești, iar spre S pe o linie care trece prin Râureni (pe Olt), S Ocnele Mari, S Govora și Păușești Otăsău.

Acest cadrău cuprinde o zonă de depozite paleogene în partea de N și o zonă de depozite miocene, cutate, în partea de S (vezi planșa).

Zona depozitelor miocene, desvoltate în regiunea Ocnele Mari—Govora, a fost cercetată în campania anului 1949 și asupra ei autorul a ținut o comunicare la Institutul Geologic în ședința din 17 Februarie 1950. Cu acea ocazie a fost prezentată orizontarea Tortonianului din această parte a Depresiunii Getice, arătându-se că au fost identificate și aici orizonturile lithologice ale acestui etaj, stabilite în Subcarpații Munteniei). În anul 1950, au fost continuante cercetările spre N, în zona depozitelor paleogene, rezultatele fiind comunicate la Institutul Geologic în ședința din 27 Februarie 1951. Textul prezent cuprinde aceste două comunicări reunite.

Cercetări geologice anterioare în această regiune sunt datorite în primul rând lui G. MURGOCI care, în 1907, a întocmit schița geologică a regiunii subcarpatice din Oltenia, fixând, în parte bazat pe faună, vîrstele depozitelor și trasând elementele structurale principale, ca Sinclinalul Bodești—D. Teiș—Urzicari și Anticlinoriul Govora—Ocnele Mari. Mai recent, în 1939, E. HRIȘTESCU¹⁾ aduce contribuții la cunoașterea Paleogenului dintre Olănești și Olt, citând din V. Muereasca o faună oligocen-superioară. În linii generale rezultatele noastre stratigrafice, la Paleogen, concordă cu cele prezentate de E. HRIȘTESCU în regiunea menționată, cu excepția definirii limitei Eocen-Oligocen.

Dat fiind spațiul restrâns rezervat textului de față, rezultatele cercetărilor noastre vor fi prezentate succint, fără o documentare prea largă și fără discuții de amănunt în raport cu autorii precitați.

Stratigrafia. În alcătuirea geologică a regiunii cercetate sunt cuprinse depozite dela Senonian până la Pliocen inclusiv.

1. *Senonianul.* Această formațiune a fost stabilită pentru prima dată de noi, în profilul Văii Olănești. Este reprezentată printr'o serie de marne

¹⁾ GR. POPESCU. Observații asupra « breciei sării » și a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a jud. Prahova.

FL. OLTEANU. Observații asupra breciei sării cu masive de sare din reg. mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XXXII, (1943—1944), București, 1951.

²⁾ E. HRIȘTESCU. Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Géétique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVII (1938 — 1939). București, 1944.



micacee și nisipoase, negrioase, cu intercalațiuni de gresii tari, care apare de sub conglomeratele eocene dela Băile Olănești, la 1200 m în amonte de Izvorul Nr. 24. În această serie, imediat sub limita cu conglomeratele eocene, gresiile conțin fragmente de Inocerami, iar la 600 m în amonte de această limită am întâlnit o mică faună compusă dintr'un exemplar de *Parapachydiscus gollevillensis* D'ORB., un exemplar de *Baculites* din grupa *B. vertebralis* și Echinizi sdrobiți. Aceste forme, care ne-au fost determinate de D. PATRULIU, indică vîrstă senonian-superioară.

Depozitele senoniene au mai fost interceptate spre E, în V. Muereasca, unde apar de sub conglomeratele eocene în dreptul M-rii Frăsinet, apoi la Călimănești, în malul șoselei, la ieșirea nordică din stațione și, în fine, în profilul Văii Căciulata. În toate aceste profile apar Ammoniți și Inocerami a căror determinare n'a fost încă făcută.

2. Eocenul. Urmărind profilul Văii Olănești la S de Senonian se întâlnește deasupra acestuia o succesiune de depozite, groasă de 1500—2000 m, formată din două orizonturi de conglomerate separate printr-un orizont de marne.

Primul orizont de conglomerate, cel bazal, are o grosime de peste 800 m. Este constituit din conglomerate poligene conținând, în afară de elementele de șisturi cristaline (micșisturi, gneisuri), în general puțin rulate, și elemente de calcar jurasic, bine rulate și, mai rar, de gresii grosiere. Bancurile de conglomerate cu elemente mari, alternează cu microconglomerate și cu gresii moi. Nu au fost întâlnite urme organice. Din acest orizont conglomeratic apar cunoșcuțele izvoare minerale, sulfuroase, dela Băile Olănești, V. Muereasca și Călimănești.

Orizontul de marne este constituit dintr'o serie monotonă de marne cenușiu-închise și cenușiu-verzui, nisipoase și micacee, cu intercalațiuni rare de gresii, uneori cu hieroglife. În partea bazală a acestei serii, E. HRISTESCU menționează din profilul Văii Olănești, intercalațiuni de calcare cu Nummuliți, Orthophragmine, Coralieri și Bryozoare subînțelegând o vîrstă eocen-medie. MURGOCI acordă tot această vîrstă acelorași depozite cu Foraminifere întâlnite în V. Puturoasa, la Călimănești.

Al doilea orizont de conglomerate urmează peste orizontul marnelor, la 60 m N de confluența cu P. Scaunului și prezintă componente mai rulate și mai mici decât conglomeratele orizontului I, conținând dese intercalațiuni de gresii grosiere. În bancurile de conglomerate dela partea lui superioară se întâlnesc numeroși Nummuliți și Orthophragmine.

Succesiunea acestor orizonturi lithologice din profilul Văii Olănești corespunde în general cu aceea pe care o dă E. HRISTESCU din aceeași vale. Cum nu posedăm determinări specifice pentru Nummuliți și Orthophragmine atribuim această succesiune de depozite Eocenului în general, bazați pe poziția ei stratigrafică între Senonian, la partea inferioară, și o serie în faciesul litho-



logic al Oligocenului de Pucioasa, ce va fi descrisă mai jos, la partea superioară.

Urmărind desvoltarea celor trei orizonturi ale Eocenului spre E și spre W de V. Olănești, se constată:

I-ul orizont de conglomerate se continuă spre E, traversând Valea Muereasca cu aceleași caractere lithologice și atinge V. Oltului în dreptul stațiunii Călimănești, unde îmbracă un facies mai puțin conglomeratic. Spre W de V. Olănești acest orizont a fost interceptat în V. Cheia și apoi în V. Otășăului, la N de Bărbătești, unde însă nu poate fi separat de orizontul II de conglomerate, deoarece orizontul intermediar marnos dispare în această direcție.

Orizontul marnos se continuă deasemeni spre E în V. Muereasca, dar ia contact aici, la partea lui superioară, direct cu Oligocenul. Mai spre E se continuă prin regiunea Chilia și atinge V. Oltului în regiunea Jiblea unde l-am identificat într-o excursie făcută împreună cu prof. AL. CODARCEA, când V. DRAGOȘ ne-a prezentat profilul malului stâng al Oltului. Spre W de Olănești, acest orizont traversează V. Cheia cu o grosime de numai 200 m și apoi dispare ca orizont lithologic astfel încât în V. Otășăului se întâlnește o serie continuă de conglomerate dela orizontul I la orizontul II.

Al II-lea orizont de conglomerate, cel cu Nummuliți și Orthophragmine, redus la o grosime de 100 m, se continuă spre E de V. Olănești numai până în D. Mic, după care dispare complet înainte de V. Muereasca, în profilul căreia, peste orizontul marnos urmează direct Oligocenul. Spre W de V. Olănești acest orizont se continuă prin V. Cheia cel puțin până în V. Otășăului (la N de Bărbătești) în care, lipsind orizontul marnos, ne aflăm în fața unei serii neîntrerupte de conglomerate dela orizontul I la orizontul II.

Depozitele eocene dintre V. Oltului și V. Otășăului prezintă deci variații lithologice longitudinale pe distanțe relativ mici, constând în aceea că orizontul marnos, bine desvoltat spre E, se subțiază și dispare spre W și că orizontul al II-lea de conglomerate, bine desvoltate în W, se subțiază și dispare spre E, înainte de a atinge V. Muereasca.

Nu se poate preciza dacă suntem într'adevăr în prezență unei schimbări lithologice laterale a celor două orizonturi sau dacă nu există o transgresiune a conglomeratelor din orizontul II peste orizontul marnos în partea de W și a Oligocenului peste acest orizont de conglomerate în parte de E, sau în fine, dacă nu sunt prezente ambele fenomene.

3.] Oligocen-Aquitanianul (+ Burdigalianul). În succesiunea acestor depozite s'au putut separa următoarele unități lithologice:

a) Seria marnelor de tip Pucioasa cu intercalări de sisturi disodilice, conglomerate și gresii.



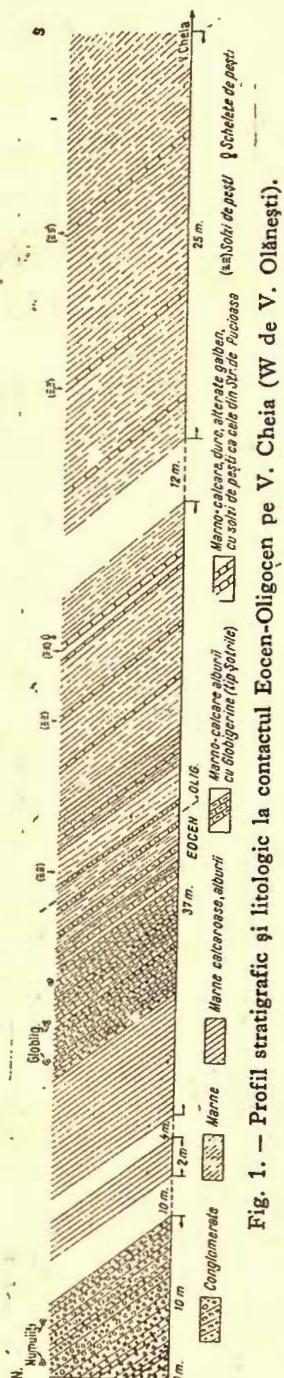


Fig. 1. — Profil stratigrafic și litologic la contactul Eocen-Oligocen pe V. Cheia (W de V. Olănești).

Peste orizontul-reper al bancurilor superioare de conglomerate eocene cu Nummuliti, urmează o serie bine stratificată, groasă de 500 m, alcătuită din marne nisipoase, cu filme și intercalații subțiri de nisip, prezentând ritmul de sedimentare al Stratelor de Pucioasa. Ea cuprinde intercalații de conglomerate și gresii grosiere, în bancuri izolate, sau grupate în pachete a căror grosime de 10—20 m, variază dela un profil la altul; uneori conglomeratele sunt înlocuite prin nisipuri ruginii (V. Debrăded). Caracteristica în această serie este prezența a numeroase intercalații de marnocalcare alterate galben-feruginoz, cenușii în spătură, fine sau grezoase, în grosimi de 5—30 cm, asemenea cu cele din Stratele de Pucioasa din Carpații orientali. Deasemenea sunt caracteristice pachete de argile nisipoase în faciesul sisturilor disodilice, cantonate mai ales în partea inferioară. Marnocalcarele și argilele disodilice conțin numeroși solzi de Pești, mai ales solzi de *Clupea*.

Caracterele lithologice ale acestei serii, minus episoadele conglomeratice, sunt izbitor asemănătoare cu cele ale Stratelor de Pucioasa din Carpații orientali.

In V. Olănești, în partea inferioară a acestei serii, la 150 m stratigrafic deasupra limitei lithologice cu conglomeratele eocene, apar între sisturi disodilice două intercalații de gresii grosiere cu Nummuliti și Orthophragmine. E. Hristescu citează în plus *Serpula spirulea* Lam. din V. Muereasca, dintr-o serie echivalentă și atribuie acestui pachet de sisturi disodilice vârsta eocen-superioară cu trecere la Oligocen. Limita Eocen-Oligocen trece deci, în această interpretare, la 150 m deasupra limitei lithologice distincte, care separă două unități stratigrafice, constante în tot lungul Carpaților orientali, adică Eocenul și Oligocenul.

Dată fiind lipsa unei determinări specifice a Nummulitilor noi am preferat să trasăm limita Eocen-Oligocen la limita lithologică arătată mai sus.

In sprijinul acestei limite și pentru caracterizarea ei mai detailată menționăm profilul din V. Cheia (fig. 1), singurul bine deschis în zona de contact a acestor două formațiuni. In acest profil, peste bancurile de conglomerate eocen-superioare cu Nummuliti din

orizontul II, se succed pe 10 m marne calcaroase alburii, marne cenușii micacee, compacte, cu rare boabe de pietriș, și din nou marne calcaroase alburii. Urmează pe 8 m mai întâi 3—4 strate de microconglomerate a 30 cm, cu multe Foraminifere, printre care și Nummuliți, intercalate între marno-calcare alburii, tari, cu Fucoide și Globigerine și apoi rămân numai aceste marno-calcare, des stratificate. În următorii 5 m încep marne cenușii nisipoase, printre care mai persistă câteva intercalațuni subțiri de marno-calcare alburii; acestea dispar apoi, marnele cenușii devin foioase și încep să conțină solzi de Pești. Pe următorii 50 m continuă aceste marne foioase cu solzi de Pești în care apar 7—8 intercalațuni de marno-calcare alterate galben-feruginos, deasemeni cu solzi și schelete de Pești. Aceste marne au caracterele lithologice ale Stratelor de Pucioasa, oligocene.

În acest profil este importantă în primul rând prezența marno-calcarelor alburii cu Globigerine care ne sunt cunoscute ca element lithologic caracteristic în Eocenul de Șotrile, unde formează un nivel chiar sub limita cu disodilele și menilitele bazale oligocene. Mai mult, aceste marno-calcare conțin și aici aceeași microfaună găsită de Gh. Voicu în nivelul de marno-calcare albe din Eocenul de Șotrile din Muntenia.

În al doilea rând, în acest profil este de remarcat identitatea de lithofacies a depozitelor situate peste marno-calcarele cu Globigerine, cu partea inferioară a Stratelor de Pucioasa.

Dacă se ține seama de aceste date credem că este justificat să se tragă și aici limita Eocen-Oligocen între dispariția marno-calcarelor albe cu Globigerine și începerea marnelor de tip Pucioasa.

Dacă seria descrisă (a), pe care o atriuim Oligocenului, se menține între V. Muereasca și V. Otășău cu aceleași caractere lithologice, depozitele superioare ei comportă unele probleme de orizontare și vârstă, greu de clarificat.

ACESTE DEPOZITE SUNT ÎNSĂ BINE DELIMITATE ÎNTRE DOUĂ REPERE STRATIGRAFICE ȘI LITHOLOGICE CONSTANTE: SERIA (a), OLIGOCENĂ, LA PARTEA INFERIOARĂ ȘI VINDOBONIANUL TRANSGRESIV, LA PARTEA SUPERIOARĂ.

UNITĂȚILE LITHOLOGICE CE SE POT SEPARA ÎN ACESTE DEPOZITE ȘI PROBLEMELE CE SE PUN LE VOM URMĂRI PLECÂND DELA PROFILELE VĂILOR CHEIA ȘI OLĂNEȘTI.

b) SERIA UNIFORMĂ A MARNELOR DE TIP PUCIOASA DIN VĂILE OLĂNEȘTI ȘI CHEIA. ÎN PROFILELE ACESTOR VĂI, DEPOZITELE SERIEI (a) TREC GRADAT LA O SERIE IDENTICĂ DE MARNE CENUȘII CU FILME ȘI INTERCALAȚIUNI DE NISIP ȘI CU MARNO-CALCARE ALTERATE GALBEN-FERUGINOS, DIN CARE LIPSESC ÎNSĂ INTERCALAȚIUNILE DE CONGLOMERATE. SERIA APARE DECI UNIFORMĂ ȘI ARE ASPECTUL LITHOLOGIC ȘI RITMUL DE SEDIMENTARE AL STRATELOR DE PUCIOASA. ÎN CÂTEVA INTERCALAȚIUNI SUBȚIRI (20—40 CM) DE NISIP GROSIER SAU GRESII, APAR FOSILE CA: *Cerithium*, *Turritella*, *Dentalium* și Nummuliți mici, iar marnele conțin local solzi de Pești. Spre E de V. Olănești, către partea inferioară a acestei serii, apar și nivele mai bogate în nisipuri, cum este cazul în dealul dela S de Pripoarele. Pe baza

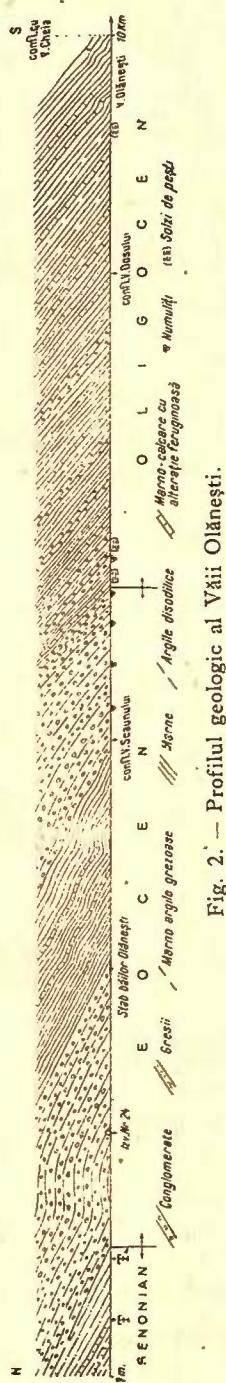


Fig. 2. — Profilul geologic al Văii Olănești.

asemănării ei lithologice cu Stratele de Pucioasa și a continuității de sedimentare cu seria precedentă (a), am atribuit-o tot Oligocenului. Grosimea acestei serii, în profilele amintite, este de 1200 m, limita ei superioară fiind dată de conglomeratele vindoboniene transgresive dela confluența văilor Cheia și Olănești (fig. 2). Baza acestor conglomerate transgresive acoperă treptat dela E la W depozitele oligocene și ajung în V. Otășăului direct peste Eocenul superior. Pentru urmărirea depozitelor superioare seriei descrise (b) vom trece deci spre E în profilele văilor Muereasca și Olt.

In V. Muereasca seria de marne se întâlnește cu alcătuirea ei uniformă numai pe o grosime de 400 m (față de cca 1200 m în V. Olănești); dela acest nivel în sus încep să se intercaleze în ea întâi conglomerate și apoi grosii nisipoași în bancuri groase. Presupunem deci că în profilul Văii Muereasca, cele două treimi superioare (800 m) ale seriei marnoase din V. Olănești sunt invadate de aceste depozite grosiere, care ar putea juftifica în parte și grosimea mai mare a echivalentului stratigraphic în V. Muereasca față de V. Olănești.

In V. Muereasca, la nivelul amintit, sub primele conglomerate, apar marne cu mici blocuri și conținînd fauna citată de E. HRIȘTESCU, pe care am colectat-o și noi, predând-o spre determinare lui I. MOTĂȘ. E. HRIȘTESCU, dă o listă de forme pe baza căreia acordă seriei marnoase din această vale vârsta oligocen-superioră. I. MOTĂȘ găsește în această faună, pe lângă formele oligocen-superioare, citate de E. HRIȘTESCU, și forme miocene. Problema vârstei acestor depozite rămâne deci deschisă și noi le-am atribuit, cum am menționat, tot Oligocenului.

Succesiunea de depozite situate între nivelul cu fauna amintită și conglomeratele vindoboniene transgresive de la Olteni, pe Olt, are o grosime de + 2500 m. Grosimea totală a depozitelor cuprinse în profilul NW—SE al Văii Muereasca, între Eocen și Vindobonian se ridică deci la 3400 m (500 m seria (a) + 400 m seria marnoasă (b) + 2500 m). Grosimea totală a depozitelor cuprinse între aceleasi limite în regiunea Văii Olănești este de cca 1700 m. Cartografic, acest fapt se manifestă printr'o lărgire accentuată a suprafeței ocupate de aceste depozite, din spre W spre E.

Reluând urmărirea succesiunii depozitelor din V. Muereasca, deasupra nivelului cu fauna amintită, se întâlnește întâi o alternanță de conglomerate și de marne de tip Pucioasa și apoi de gresii moi în bancuri groase și subtiri și de marne argiloase cu eflorescente de sulf (ex. V. Ursoaia). Aspectul lithologic al acestei succesiuni de strate este asemenea cu acel al Stratelor de Pucioasa cu Gresii de Fusaru din Carpații orientali, cum se cunoaște spre exemplu în regiunea Secăturile — Vf. Sultanul (Provița—Prahova).

Pe V. Ursoaia (afluent sudic al Văii Muereasca), apar nivele bogate în bulgări de cărbuni, de același aspect petrografic cu al cărbunilor ce se întâlnesc în Gresia de Fusaru din regiunea Văii Bizdidelului (Ialomița) și din regiunea Bătrâni (Prahova).

Gresiile masive formează râpi în malurile și coastele Văii Muereasca din regiunea Muarestilor de Jos. La E, ele trec dincolo de Olt, iar la W, cele din partea inferioară trec în fațeșul marnos din V. Olănești (seria b) și cele din partea superioară dispar sub conglomeratele vindoboniene.

In această serie cu gresii masive apare fauna de Cerithi din care MURGOCI citează *Cerithium margaritaceum* și *Cerithium plicatum*, atribuind-o Burdigalianului. În prezență aceleleași faune, E. HRISTESCU o atribuie Oligocenului superior. Bazându-ne ca și E. HRISTESCU pe poziția ei sub depozitele cu tuf și gips, considerate aquitaniene și în plus pe asemănarea lithologică arătată mai sus, am atribuit-o tot Oligocenului superior. Grosimea ei este de 1700 m, și rezultă că, în profilul Văii Muereasca, depozitele considerate oligocene au o grosime totală de 2600 m (500 m seria (a) + 400 m seria marnoasă (b) + 1700 m).

c) Seria marnoasă cu tufuri în bază dela Gura Văii pe Olt (Burdigalianul?). Seria cu conglomerate și gresii moi din V. Muereasca trece treptat la o serie uniformă de marne des stratificate, nisipoase, cu filme și intercalații de nisip, bine deschisă în partea inferioară a văii Muereasca și în malul Oltului în regiunea podului C.F.R. dela S de Hotarele. În partea bazală a acestei serii, în malul stâng al Văii Muereasca, apar două intercalații de cinerite care, după E. HRISTESCU, se continuă spre NE și traversează Oltul la N de Dăești, unde se întâlnește asociate cu ele și gipsuri. De acord cu E. HRISTESCU, pe baza prezenței tufurilor și a gipsurilor, această serie poate fi paralellizată cu Aquitanianul din Muntenia, respectiv cu tufurile bentonitizate din partea superioară a Oligocenului de Pucioasa, și cu gipsurile din baza Stratelor de Cornu.

Spre partea superioară, în această serie, apar nisipuri și gresii conglomeratici, deschise în malul stâng al Oltului, în sus de podul plutitor, pe cablu, dela N de Fedeleșoiul, iar în partea cea mai de sus, printre gresii și conglomerate apar și intercalații de șisturi disodilice, chiar la capul pcdului amintit. La W de Olt, în aceeași regiune, apare un nisip grezos plin de Nummuliți mici, posibil remaniati.



Pe harta 1: 500.000 și în opinia lui E. HRISTESCU, depozitele acestei serii (c) se continuă la W de V. Muereasca și sunt echivalente stratigrafic cu seria marnoasă (b) din V. Olănești.

Deosebirea facială dintre aceste două serii precum și direcția NE—SW a seriei (c) din V. Muereasca, care o situează stratigrafic deasupra seriei (b) din V. Olănești, făcând-o să dispară treptat spre SW sub transgresiunea conglomeratelor vindoboniene, se opun acestei echivalări.

Vârsta seriei marnoase cu tufuri în bază poate fi discutată numai dependent de vârsta Stratelor de Cornu cu care se poate echivala.

In Subcarpați, Stratele de Cornu au fost considerate de vârstă aquitaniană. Recent, GH. VOICU găsește în mai multe profile colectate din Prahova, că aceste strate conțin o asociație de microfaună caracteristică și în același timp identică cu microfauna depozitelor burdigaliene fosilifere din Ardeal, colecțată de I. PĂTRUȚ. Acești autori au emis părerea că Stratele de Cornu sunt de vârstă burdigaliană. În sprijinul acestei interpretări a vârstei Stratelor de Cornu pe criteriul microfaunistic, noi adăugăm și poziția celor trei specii de *Pecten* burdigalieni citateți de D. M. PREDA¹⁾ la Schiulești, care, după M. G. Filipescu și după noi, nu provin din Conglomeratele de Brebu, cum afirmă acest autor, ci din Stratele de Cornu. Trecerea Stratelor de Cornu din Subcarpați la Burdigalian apare deci și mai justificată. În această interpretare, poziția uneori transgresivă a Stratelor de Cornu, susținută de noi, se explică fiind vorba de transgresiunea burdigaliană.

In lumina acestor date, seria (c), aflată în discuție și paralelizată cu Stratetele de Cornu, poate fi atribuită Burdigalianului, rămânând ca Aquitanianul să fie cuprins la partea superioară a seriei (b) din V. Muereasca, inclusiv depozitele de tuf.

4. Vindobonianul (Meditanean II). Peste depozitele discutate la paragraful precedent, urmează în toată regiunea dintre Olteni pe Olt și N Bărbațești pe V. Otășăului, o nouă serie de depozite, bine individualizată din punct de vedere lithologic și stratigrafic și clar paralelizabilă din aceste puncte de vedere cu depozitele cunoscute la E de Olt sub denumirea de « Conglomerate de Brebu » și de « Helvetican ».

Această serie începe la bază cu conglomerate groase, care uneori sunt roșcate (pe Olt) sau au intercalări de nisipuri roșii și trec în sus la nisipuri groase cu marne cenușii și roșii. Grosimea totală a acestor depozite este de 1200 m, conglomeratele din bază atingând o grosime de cel puțin 300 m.

Aceste depozite apar și în zona axială a Anticinalului Govora—Ocnene Mari, formând două insule, una la Govora, care se deschide larg spre W

¹⁾ PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—1924). București, 1925.



(Pietrari) și o alta la Ocnele Mari, redusă în suprafață și înconjurată de tufurile dacitice. Deasemeni ele mai apar în versantele care coboară spre V. Oltului, la Râureni. În aceste regiuni este expusă numai jumătatea superioară a acestei serii, alcătuită din nisipuri grezoase, microconglomerate friabile, gresii moi și marne nisipoase, cenușii și roșietice.

Depozitele helvețiene nu conțin nici în Subcarpați și nici în această regiune fosile care să dovedească această vîrstă. În ultimul timp s-au ivit discuții asupra existenței acestui etaj, manifestându-se tendința ca depozitele helvețiene să fie înglobate la Tortonian. Pentru a evita confuzii în timpul discuțiunilor cu folosirea denumirii de «Helvetian» a unei serii groase de depozite, am adoptat împreună cu I. MOTĂȘ definirea mai largă, ca Vindobonian, a seriei de depozite care începe cu conglomeratele transgresive și se continuă în succesiune normală până la Sarmațian; înțelegem deci că în ea este cuprins atât Tortonianul definit macro- și micropaleontologic, la partea superioară, cât și depozitele inferioare acestuia și considerate în Basinul Vienei, ca Helvetian. Dacă am transpun această acoladă, prin paralelizările amintite, în Subcarpații Munteniei, ea cuprinde aici seria care începe cu Conglomeratele de Brebu, continuă cu aşa zisul Helvetian și se termină la partea superioară a Tortonianului fosilifer din Basinele Slănic și Drajna.

In afara de reperul stratigrafic reprezentat prin Tortonian, dela care am urmărit în jos seria de depozite, până la baza transgresivă a conglomeratului, încadrându-le la Vindobonian, ne bazăm în această interpretare și pe vîrsta burdigaliană a Stratei de Cornu. Stratele de Cornu sunt situate stratigrafic sub Conglomeratele de Brebu. Vîrsta acestor strate fiind burdigaliană (Mediterranean I), Conglomeratele de Brebu, care marchează uneori începutul unei noi faze de sedimentare, trec la Mediterranean II (Vindobonian).

Evitând denumirea de Helvetian vom folosi deci denumirile de Vindobonian inferior și de Tortonian.

Conglomeratele cu care începe Vindobonianul se aşeză transgresiv peste depozite din ce în ce mai vechi, începând de pe Olt, spre W, până la V. Otăsăului, astfel: în malul Oltului stau peste depozitele paraleлизate cu Strate de Cornu, situându-se la cca 3400 m stratigrafic deasupra limitei Eocen-Oligocen, în V. Olănești stau peste seria marnoasă uniformă oligocenă la cca 1700 m deasupra aceleiași limite, iar în V. Otăsăului, la N de Bărbătești, ajung chiar peste partea superioară a Eocenului (conglomerate cu Nummuliti).

În partea superioară a Vindobonianului inferior, sub Tufurile cu Globigerine, am identificat în 1949, în profilul Văii Oltului, un nivel marnos cu Ostracode și Hidrobiide.

În ședința din 17 Februarie 1950, C. STOICA și V. DRAGOȘ au susținut pe bază de microfaună vîrsta sarmațiană pentru acest nivel de marne, fapt care implica complicații tectonice inexistente în teren. Recent T. IORGULESCU reexamînând microfauna acestui nivel, îl atribue Vindobonianului inferior



(= Helvețian), confirmînd astfel interpretarea noastră. În timpul cercetărilor din 1950, am regăsit acest nivel marnos cu Hydrobii în aceeași poziție sub Tufurile cu Globigerine, la W de Cetățuia și în regiunea Cacova și bănuim că formează un nivel constant, mai ales că am avut ocazia să întâlnim aceleași forme pe V. Turburea, la Sărari (E Văleni Munte) tot sub Tufurile cu Globigerine.

Vindobonianul a fost separat sub această denumire în regiunea cercetată și de G. MURGOCI, însă depozitele pe care le grupează aici, cu excepția celor tortoniene fosilifere, nu sunt aceleași cu cele definite de noi. În V. Mureșasca, spre exemplu, MURGOCI trece la Vindobonian seria marnoasă de deasupra celor două intercalăriuni de tuf, iar în V. Olănești, seria marnoasă uniformă, oligocenă. Conglomeratele bazale vindoboniene dela N de Olteni le trece la Burdigalian și prelungirea lor vestică dela Lacul Frumoasa o trece la Sarmatian.

5. *Tortonianul*. În regiunea de care ne ocupăm Tortonianul este desvoltat în același facies lithologic ca în Subcarpații Munteniei. Orizonturile lithologice și faunistice separate în Tortonianul din regiunea Văii Prahova de noi¹⁾ și în regiunea Văii Buzăului de F. OLTEANU¹⁾ au fost identificate și în Depresiunea Getică cu ocazia acestor cercetări.

Acest etaj apare în regiune pe următoarele două zone, orientate E—W:

O zonă nordică, situată în lungul Văii Olănești între R. Vâlcea și Păușești-Măglași, de unde se continuă spre W prin Cacova—Dobriceni, până la Bărbătești, pe V. Otăsăului;

O zonă sudică, desvoltată în jurul sămburilor de Vindobonian inferior din Anticlinalele Govora, Ocnele Mari, Bunești—Stoenești și în alte câteva cufe secundare. Între aceste două zone se interpun depozitele sarmațiene din Sinclinalul Bodești—D. Teiș—Urzicari.

Dăm mai jos schema orizontării depozitelor tortoniene:

Tortonian superior:	d)	Orizontul marnos cu <i>Spirialis</i>
	c)	» sisturilor argiloase cu Radiolari
	b)	» cu depozite de sare
Tortonian inferior:	a)	Tufurilor cu Globigerine

a) *Orizontul Tufurilor cu Globigerine*. În profile normale, peste Vindobonianul inferior urmează tufuri dacitice care alcătuiesc un pachet de grosimi variabile. La Ocnele Mari și Govora aceste tufuri, bine cunoscute în literatură geologică, ating cea mai mare grosime (150—200 m), prezentându-se grezoase și compacte în partea lor inferioară, mai fine și stratificate în partea superioară. Ele conțin intercalăriuni a 2—10 m

¹⁾ Op. cit.



grosime de marne cenușii-verzui cu nisipuri subțiri și cu strate de marne tari, concreționare, alterate galben-portocaliu, foarte caracteristice. La partea superioară, orizontul tufurilor se termină cu un pachet de 10 m grosime de astfel de marne. Spre W de Govora intercalăriile marnoase ajung să predomine asupra tufurilor, atingând o grosime de 100 m. În zona nordică, între Păușești Măglași și Bărbătești, orizontul tufurilor, cu o grosime de numai 30 — 40 m, foarte bogat în Globigerine, este invadat în proporție de 50% de marne cenușii. Între Vlădești—R.—Vâlcea—Cetățuia acest orizont are o grosime de 60—80 m. În ultima regiune tufurile acestui orizont sunt greu de delimitat deoarece intervin și alte mase importante de tufuri, superioare lor, și nu se întâlnesc profile clare pentru orizontare. Astfel, tuful masiv care formează D. Cetățuia la N de R.—Vâlcea este situat în Tortonianul superior — Sarmațian și reprezintă continuarea vestică a tufului dela Malul Alb de pe stânga Oltului. Tufurile cu Globigerine, care formează orizontul bazal al Tortonianului, apar în patul Văii Oltului mai la N de Malul Alb și se urmăresc spre W pe la N de D. Cetățuia până în D. Crucii și P. Turburea.

b) Orizontul cu depozite de sare. Depozite de sare în regiunea cercetată se cunosc numai la Ocnița, spre W de Ocnele Mari. Sarea nu apare expusă la suprafață și se cantonează în depresiunea tectonică dintre Ocnița—Teiș, unde este acoperită de șisturile cu Radiolari, marne cu *Spirialis* și Buglovian—Sarmațian. Așa cum afirmă și G. MURGOCY¹⁾ sarea dela Ocnele Mari se situează peste orizontul tufurilor cu Globigerine. Ea suportă orizontul șisturilor cu Radiolari care apar la zi în lungul Văii Salinelor la N de această depresiune. În afara depresiunii amintite este posibil ca depozitele echivalente sării să fie reprezentate prin pachetul de marne întâlnit în toată regiunea la partea superioară a Tufurilor cu Globigerine.

Faciesul de brecii sedimentare marnoase, care însoțește uneori sarea în Tortonianul din Subcarpații Munteniei, nu pare să fie desvoltat în regiunea cercetată.

c) Orizontul șisturilor argiloase cu Radiolari. Acestea însoțesc orizontul Tufurilor cu Globigerine în ambele zone de răspândire a Tortonianului, aşezându-se peste pachetul de marne dela partea superioară. Numai în porțiunea Vlădești—R.—Vâlcea—Cetățuia șisturile cu Radiolari n'au putut fi identificate din cauza lipsei de deschideri.

Din punct de vedere lithologic ele alcătuiesc o serie caracteristică, reprezentată prin șisturi argiloase cu o culoare de alterație negricioasă în patul văilor și galben-ocru la uscat și prin șisturi de aspectul disodilelor cu eflorcsențe de sulf. Aceste roce conțin numeroși Radiolari de formă rotundă și stelată (*Ropalodycction sp.*), ușor vizibil la lupă și chiar cu ochiul liber.

Grosimea șisturilor cu Radiolari este mai mare în zona Anticlinoriului Go-

¹⁾ Op.¹ cit.

vora—Ocnele Mari, unde atinge 100 m. În această zonă șisturile cu Radiolari conțin local intercalării lenticiforme de nisipuri și conglomerate mari, friabile. Este interesant să amintim că și în Subcarpați apar importante depozite de nisipuri în legătură cu șisturile cu Radiolari, ca spre exemplu la Posești și Melicești—Buștenari. Răspândirea regională mare a șisturilor cu Radiolari sub aceleași aspecte lithologice și microfaunistice caracteristice fac din acest orizont un excelent reper stratigrafic.

d) **Orizontul marnos cu Spirialis.** Peste șisturile cu Radiolari urmează în continuitate de sedimentare o serie marnoasă, groasă de peste 200 m, în care este cuprins Buglovianul și Sarmatianul inferior cel puțin. În baza acestei serii apar câteva intercalării de marne tari, calcaroase, albicioase, care conțin *Spirialis*. Dată fiind trecerea lithologică gradată, dela șisturile cu Radiolari la seria marnoasă amintită, și nivelul redus în grosime cu care apar intercalăriile cu *Spirialis*, orizontul acesta, practic, nu se poate separa pe harta 1: 20.000 și l-am înglobat în orizontul șisturilor cu Radiolari.

[6.] Sarmatianul. G. MURGOCI¹⁾, bazat pe determinările făcute de W. LASKAREV, găsește că în Oltenia sunt prezente toate cele trei subdiviziuni ale Sarmatianului, inclusiv Stratele de Buglowo. Din regiunea cercetată de noi MURGOCI citează următoarele orizonturi: Stratele de Buglowo, la Titireciu (W de Ocnele Mari), reprezentate prin marne cu *Ervilia pusilla* PHILL. și la SE de Dobriceni, prin marne cu nodule de *Lithothamnium*, în care a întâlnit două exemplare de *Syndesmya cf. apelina* REN; Sarmatianul inferior (Volhynianul), la Căzănești (S Ocnele Mari), fiind reprezentat prin nisipuri și pietrișuri cu o faună bogată (orizontul cu *Murex sublavatus* BAST); Sarmatianul mediu (Basarabianul) la Stoenești și Buleta, format din nisipuri și pietrișuri cu bolovani și caracterizat prin *Mactra fabreana* și *Tapes gregaria*; Sarmatianul superior, reprezentat prin nisipuri, gresii și argile, la Titireciu, Buleta, Govora și Surpați și care cuprinde la Buleta o faună cu *Mactra caspia* EICHW. și *Mactra bulgarica* TOULA.

Stratele de Buglowo dela Titireciu și Dobriceni, Sarmatianul mediu dela Stoenești și Sarmatianul Superior dela Titireciu, indicate de MURGOCI, se situează în sinclinalul sarmatian Bodești—D. Teiș—Urzicari, care flanșează la N Anticlinoriul Govora — Ocnele Mari. Celelalte puncte din care MURGOCI citează orizonturile Sarmatianului sunt situate pe flancul sudic al acestui anticlinial și n'au fost încă atinse prin cercetările noastre.

Depozitele miocene superioare Tortonianului, urmărite de noi în sinclinalul amintit, conțin în general o faună care indică vîrstă sarmatiană. Această faună este mai frecventă în partea lor superioară greso-conglomeratică și este sporadică în partea lor inferioară, predominant marnoasă. Formele colectate,

¹⁾ Op. cit.



cu excepția câtorva, nu sunt încă determinate la data acestei comunicări. Rezultatele preliminare la care am ajuns în ce privește orizontarea Sarmatianului sunt următoarele:

a) **Buglovianul și Sarmatianul inferior.** Peste șisturile cu Radiolari tortoniene am menționat că urmează în continuitate de sedimentare o serie marmoroasă, groasă de peste 200 m, în baza căreia apar intercalăriile de marne cu *Spirialis* ce aparțin încă la Tortonian. Seria aceasta este alcătuită din marne nisipoase, des stratificate, bogate în resturi de Plante, cu dese filme și intercalării subțiri de nisipuri și mai rar de tufuri. La câteva nivele apar pachete dela 2 m la 6 m grosime de marne cu aspect dungat, datorit unor dese pelicule gălbuie de carbonat de calciu, interstratificate.

Această serie formează un orizont lithologic foarte bine conturat, răspândit în toată regiunea și l-am separat ca atare. Fauna întâlnită cuprinde *Cerithium*, *Mohrensternia*, *Bulla*, *Oliva*, *Ervilia*, *Cardium* și *Cryptomactra*. Dintre acestea a fost determinată *Mohrensternia inflata* M. HÖRN. și *Cryptomactra pseudotellina* ANDRUS.; prima, din regiunea Cetățuia și a doua, dintr'un affluent nordic al Văii Salina, la Ocnița. După KOLESNIKOV¹⁾, *Mohrensternia inflata* apare în Sarmatianul inferior, iar după LASKAREV și ATANASIU²⁾ în Buglovian. În ce privește *Cryptomactra pseudotellina*, aceasta este citată din Sarmatianul inferior și mediu. Ambele forme apar în jumătatea inferioară a seriei marnoase. Ele indică sigur prezența Sarmatianului inferior și foarte probabil și a Buglovianului care de altfel trebuie admis că este cuprins în baza acestei serii și pe considerentul continuității ei de sedimentare cu Tortonianul. Nu se poate preciza dacă în jumătatea superioară a seriei marnoase este cuprinsă și o parte din Sarmatianul mediu, dar prezența Cryptomactrelor poate fi un indiciu pozitiv.

b) **Sarmatianul mediu și superior.** Deasupra orizontului format de seria marnoasă, urmează, un nou orizont, alcătuit dintr-o alternanță de nisipuri grosiere, conglomerate slab cimentate și puține depozite marnoase, care ocupă zona largă a Sinclinalului Bodești—D. Teiș—Urzicari cu anexa lui sudică (Depresiunea Ocnița) precum și D. Capelei de lângă R.—Vâlcea. Fauna întâlnită în aceste depozite cuprinde *Cerithium*, *Trochus*, *Cardium* și Mactre dintre care forma *Mactra fabreana* d'ORB. indică vîrstă lor sarmatian-medie. Până acum nu posedăm dovezi paleontologice despre existența Sarmatianului superior la partea superioară a acestui orizont în sinclinalul amintit și nici MURGOCI, care îl semnalează la Titireciu, nu citează faună.

Din puținele observații ce s-au putut face la contactul dintre seria mar-

¹⁾ KOLESNICOV. Sarmatische Mollusken, Paläontologie der U.R.S.S. Bd. X, T. 2. Leningrad 1935.

²⁾ I. ATANASIU. Le Sarmatien du Plateau moldave. An. Acad. Rom. Mem. Secț. Științ. Seria III, T. XX. Mem. 5, 1945.



noasă și acest orizont conglomeratic, în câteva cazuri pare să existe o trecere lithologică gradată, dar de cele mai multe ori se constată o trecere bruscă. În jurul Anticinalului Stoenești—Bunești și la Zmioratul—Cacova orizontul de nisipuri și conglomerate se aşează peste o grosime redusă a seriei marnoase, în ultimul punct ajungând chiar aproape de Tufurile cu Globigerine din baza Tortonianului. Deducem de aici, că orizontul acesta marchează o transgresiune peste depozitele mai vechi.

În regiunea D. Capelei (W R.—Vâlcea), între depozitele de pietrișuri și conglomerele cu *Mactra fabreana* ale Sarmățianului mediu, apare un banc de tufuri de 4 m grosime. În aceeași regiune și spre W, depozitele bugloviene și sarmățian-inferioare conțin deasemeni intercalajuni mai groase de tufuri. Urmărirea și descifrarea lor stratigrafică n'a fost rezolvată satisfăcător din cauza numeroaselor pornituri și a remanierii lor ca blocuri mari în depozitele superioare.

7. Meotianul. Această formațiune apare numai în extremitatea vestică a regiunii, la Bârzești (N Pietrari pe V. Otășăului), unde stă în cula secundară sudică a sinclinalului sarmățian. Este reprezentat prin nisipuri masive care conțin local Neritine și prin bancuri de gresii conglomeratice și conglomerate cu *Unio*, *Leptanodonta* și Gasteropode.

Tectonica. Alcătuirea tectonică a regiunii cercetate se prezintă relativ simplă. Direcția cutelor fiind E—W se disting succesiv dela N la S următoarele elemente structurale principale:

- Regimul monoclinal al depozitelor cretacic-paleogene;
- Sinclinalul sarmățian Bcdești—D. Teiș—Urzicari;
- Anticlinoriul Govora—Ocnele Mari.

Între sinclinalul sarmățian și Anticlinoriul Govora—Ocnele Mari se interpune o zonă de cute mai puțin pronunțate, în care se deosebește: sinclinalul cu depozitele de sare dela Ocnița și creasta anticinală de Tortonian care îl șlanchează la N (P. S. linei), iar mai spre W, Anticinalul Stoenești—Bunești, separat de Anticinalul Govora printr'un sinclinal îngust de Tortonian.

Elementele majore ale structurii regiunii cercetate se găsesc trasate pe schița de hartă pe care MURGOCI o dă la 1907. Cercetările noastre înduc o conurare mai precisă a lor, semnalează unele dislocații și modifică unele complicații locale indicate pe harta lui MURGOCI și care provin dintr'o greșită paraleлизare a depozitelor sarmățiene cu depozite vindoboni-n-inferioare.

În cele ce urmează dăm pe scurt descrierea acestor elemente structurale,

a) *Regimul monoclinal al depozitelor cretacic-paleogene.* Dela N spre S, depozitele paleogene formează un monoclin care în sectorul dela W de V. Cheia prezintă înclinări de 20°—40° spre S, iar în sectorul dela E de ceaștă



vale (în Valele Olănești, Muereasca, Olt) inclină cu același unghi spre SE. Aceste depozite prezintă deci, între V. Otăsăului și V. Oltului, o curbare clară a direcției lor în regiunea V. Cheia, fapt evidențiat și de G. MURGOCI.

In Eocenul conglomeratic dela N de Băile Olănești apare local o boltire anticlinală, semnalată de G. MURGOCI, dar care se înscrie în panta generală a monoclinului ca ondulație secund. ră; și în Oligocen se întâlnesc local deranjamente sub formă de ondulări slăbe, inclinări mai mari sau inclinări inverse, cărora însă, nu li se poate acorda importanță.

Vindobonianul se aşează transgresiv peste toți termenii stratigrafici ai monoclinului, începând cu Aquitanian—Burdiganianul în E (Olteni) până la Eocenul superior în W (N Bărbătești). Între Olt la E și V. Debrădet la W depozitele vindoboniene au o direcție E—W, făcând un unghi ascuțit cu direcția depozitelor paleogene, iar din V. Debrădet spre W, până în V. Otăsăului, au o direcție SE—NW.

In sectorul dela W de V. Debrădet, depozitele vindoboniene păstrează regimul monoclinal, în timp ce la E de această vale și până în regiunea Fundătura—V. Urșilor, Vindobonianul inferior suferă o cutare slabă, formând un sinclinal nordic, îngust și un anticlinal sudic, mai larg.

La E de această regiune cele două cule dispar în regimul monoclinal dela Bujoreni.

La S de anticlinalul amintit, în regiunea dela V. Turburea spre E prin D. Capelei spre R.-Vâlcea, depozitele vindoboniene-inferioare, apar slab cutate și marchează o afundare sub forma unui sinclinal în care stau depozitele tortoniene și depozitele Sarmățianului mediu din D. Capelei.

Traseul contactului dintre depozitele vindobonian-inferioare și cele buglovian-sarmațiene din Sinclinalul Bodești-Urzicari coincide, între Cacova și Vlădești (WR.-Vâlcea), cu traseul Văii Debrădet până la Păușești Măglași și de aici cu al Văii Olănești. Acest traseu este în general lipsit de deschideri sau prezintă regiuni de pornituri, astfel încât, în sens transversal, se trece dela depozitele vindobonian-inferioare din panta nordică a văii la depozite buglovian-sarmațian-inferioare în panta sudică, fără să se întâlnească depozitele tortoniene, intermediare, care ar putea exista în zona acoperită a traseului.

Intr'un regim perfect monoclinal până în Sarmățian, s-ar putea presupune existența în succesiune și a depozitelor tortoniene. In unele puncte însă în care s'au putut face observații pe acest contact s'au constatat deranjamente sub formă de inclinări inverse sau lipsa Tortonianului, din care se poate bănuî existența unei flexuri sau chiar a unei fălii quasi-longitudinale între Cacova și Vlădești. Această falie ar provoca o cădere în treaptă, spre S, a monoclinului discutat. Dacă această falie corespunde unei linii mai vechi în fundamentalul paleogen, aceasta este o chestiune de speculat într'un cadru geologic mai larg. In această ideie ea ar putea avea un rol în legătură cu schimbarea direcției depozitelor paleogene care a fost menționată mai sus.



b) *Sinclinalul Bodești — D. Teiș — Urzicari*. Această zonă tectonică depresionară este ocupată de depozitele sarmațiene. Ea prezintă o afundare generală dela E (Urzicari spre W (V. Otăsăului), afundare care se accentuează dincolo de regiunea noastră, unde acest sinclinal se continuă cu Depresiunea Horezului.

Intre V. Otăsăului și Bunești—Păușești Măglași, sinclinalul are o orientare W—E și prezintă câteva cute secundare. Pe această porțiune el se sprijină la S, pe Anticlinalul Bunești—Stoenești, iar la N pe monoclinul Paleogen—Vindobonian.

In regiunea Bunești—Măglași, axul sinclinalului ia o direcție spre SE până în D. Teiș. De aici se îndreaptă, luând din nou direcția W—E, de data aceasta fiind situat pe o paralelă mai sudică și sprijinindu-se spre S pe slabă creastă anticlinală de șisturi cu Radiolari care-l separă de depresiunea cu sare dela Ocnița și pe Anticlinalul Ocnele Mari.

Este de menționat că în zona de îndoire a traseului sinclinalului, depozitele Sarmațianului mediu nu arată înclinări inverse pentru marcarea geometrică a flancurilor, ci numai înclinări slabe spre N, prezentându-se în general ca o placă înclinând la N. Deși are această poziție tectonică, totuși apar spre N, de sub acest Sarmațian, depozitele mai vechi, bugloviene și sarmațian-inferioare, datorită în parte reliefului care taie adânc, iar uneori unei îndoiri sinclinale chiar aproape de contactul între aceste formațiuni. Deoarece nivel-mentul hărții este necorect și deschiderile sunt puține, neputându-se observa dacă nu sunt eventual rupturi și alunecări de blocuri-plăci de dimensiuni mari, ne mărginim numai să înregistram aceste observații.

c) *Anticlinorul Govora—Ocnele Mari* intră în cuprinsul regiunii cercetate dinspre W și se continuă în tot lungul acesteia până la S de R.-Vâlcea, unde se opresc cercetările noastre. Pe acest parcurs el prezintă câteva culminări axiale deschise în Vindobonianul inferior, separate prin depresiuni ocupate de depozitele tortoniene. Astfel, venind dinspre W, anticlinorul se afundă treptat spre E, atingând maximum de afundare axială în regiunea M-reă Slătioarei. Din această regiune spre E se ridică din nou și, după ce marchează o slabă depresiune imediat la E de M-reă Slătioarei, atinge un nou maximum de ridicare la Ocnele Mari, în care Vindobonianul inferior reapare la zi de sub depozitele tortoniene. La E de Ocnele Mari se remarcă o nouă afundare axială ocupată de tufuri tortoniene, după care anticlinorul se ridică din nou spre V. Oltului (Răureni) unde Vindobonianul inferior apare larg deschis. În regiunea de afundare axială maximă dela M-reă Slătioarele, Anticlinorul Govora—Ocnele Mari este decroșat de o falie transversală, orientată NW—SE, pe care blocul dela W apare împins spre SE față de blocul dela E. Depresiunea axială importantă și falia transversală din regiunea M-reă Slătioarei justifică separarea pe traseul acestui anticlinorii a două anticlinale diferite,

corespunzând celor două ridicări axiale maxime și anume: Anticlinalul Govora la W și Anticlinalul Ocnele Mari la E.

Anticlinalul Govora. Tectonica proprie a acestui anticlinal prezintă numeroase complicații. Menționăm ca mai importantă existența unei falii transversale în regiunea Băile Govora, care separă la E și W regimuri tectonice diferite.

La W de această falie transversală, Vindobonianul inferior este larg deschis, formând flancul nordic al anticlinalului și se limitează spre S după o falie longitudinală cu orizontul șisturilor cu Radiolari din flancul sudic.

In porțiunea dela E de falia transversală amintită, Vindobonianul inferior aflorează pe o grosime mult mai redusă și în același timp acest sector este compartimentat de mai multe dislocații transversale și longitudinale de importanță secundară.

Sigurele indicații despre o structură anticinală normală în acest Vindobonian inferior, dedusă pe baza poziției stratelor, există în capătul lui estic, în regiunea Govora-sat, unde se afundă sub tufurile tortoniene. În această regiune axul anticlinalului este situat în Vindobonianul inferior și contactul acestuia cu Tortonianul de pe flancul sudic este normal.

Tot în acest sector dela Estul faliei transversale, flancul nordic al Anticlinalului Govora prezintă o boltire anticinală secundară în axul căreia, la Gătejci, apare de sub tufurile tortoniene o insulă de Vindobonian inferior. Tufurile din flancul nordic al acestui anticlinal secundar arată spre E o schimbare a direcției din W-E în NW-SE și chiar N-S odată cu afundarea lor spre E, spre zona depresionară cu sare dela Teișul — Ocnita. În acest fel flancul nordic ia forma unui periclin inclinând spre E.

Intre Anticlinalul Govora și Sinclinalul sarmătian Bodești—D. Teiș se interpun succesiv întâi un sinclinal îngust de depozite tortoniene și bugloviene, coincizând în parte cu traseul Văii Govora, și apoi Anticlinalul Stoenești—Bunești. Capătul estic al acestui anticlinal se ridică brusc la Bunești de sub Sarmătianul mediu din Dealul Teiș, cu depozite vindobonian-inferioare în ax. De aici spre W anticlinalul se afundă treptat și după doi kilometri rămâne deschis numai în depozitele tortoniene, până în V. Otăsăului, unde ieșe din regiunea noastră. Axul acestui anticlinal este faliat longitudinal; în regiunea Bunești această falie pare să treacă pe flancul lui sudic. Privit în ansamblu tectonic al regiunii, acest anticlinal apare ca o cută secundară față de cuta principală reprezentată prin Anticlinalul Govora.

Afundarea bruscă a părții celei mai ridicate a acestui anticlinal sub Sarmătianul mediu din D. Teiș este greu de explicat, deoarece, din datele ce posedăm, în acest Sarmătian nu se schițează prelungirea acestei cufe, el formând o placă cu înclinare slabă spre N. Nu se poate preciza ce se întâmplă spre E cu falia axială a anticlinalului. S-ar putea ca această falie să se continue spre E, dislocând depozitele sarmatiene, dar nu poate fi pusă în evidență



din cauza lipsei deschiderilor și a unei orizontări stratigrafice detaliate a depozitelor sarmatiene.

A n t i c l i n a l u l O c n e l e M a r i. Acesta apare cu o structură mai simplă și cele două flancuri sunt bine definite în seria depozitelor tortoniene. Vindobonianul inferior, care apare în zona lui axială la Ocnele Mari, nu descrie însă o boltă anticlinală ci prezintă o inclinare constantă spre N. Este posibil ca șarniera anticlinalului să coincidă cu limita dintre Vindobonianul inferior și tufurile tortoniene ale flancului sudic; s'ar datori deci unui efect de eroziune faptul că Vindobonianul inferior este complet acoperit de tufuri pe flancul sudic în timp ce pe flancul nordic el este deschis la zi.

In flancul nordic al Anticlinalului Ocnele Mari se schițează, la W de această localitate, un sinclinal care se desvoltă repede pe măsură ce acest anticlinal coboară axial spre M-rea Slătioarele. El atinge maximum de lărgime și adâncime în regiunea Ocnița — Teișul, unde suportă depozitele de sare cunoscute, acoperite de depozite sarmatiene. Din regiunea Teișul această cută sinclinală se ridică spre W, dispărând în periclinul estic al boltei dela Gătejești. Maximum de adâncire și lărgire a sinclinalului cu depozite de sare coincide spre S cu zona de afundare maximă a Anticlinoriului Govora — Ocnele Mari. Ea reprezintă probabil o depresiune tectonică veche, post-helvetiană, în care au existat condițiunile favorabile depunerii zăcămintelor de sare. Intre acest sinclinal și sinclinalul mare de Sarmațian dela N se ridică o slabă creastă în axul căreia apar sisturi cu Radiolari. Această creastă se stinge spre W în același mod ca și cuta precedentă.

— DAN PATRULIUS. — Observațiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și din Perșani.

In această notă sunt consemnate primele rezultate ale cercetărilor pe care le-am întreprins în 1950, în Bucegi și în Defileul Oltului, din Perșani. Cu privire la Masivul Bucegilor, menționăm câteva observațiuni în legătură cu «Sisturile cristaline» din V. Cerbului, cu Stratele de Werfen, a căror prezență în partea de S a Bucegilor, în V. Gâlma Ialomiței, am semnalat-o într'o notă precedentă¹⁾, însfărșit în legătură cu Stratele de Azuga din V. Prahovei.

In ceea ce privește depozitele mesozoice din Defileul Oltului, unde am întreprins cercetările în colaborare cu EUGENIA NEGREANU, ne limităm a semnală prezența unor calcare recifale aparținând Triasicului superior, a unei faune berriasiene în marnele din seria de Karhaga, și la câteva observațiuni în legătură cu seria Cretacicului mediu și superior din partea de E a Defileului.

¹⁾ D. PATRULIUS. Noi contribuționi la cunoașterea stratigrafiei din regiunea Masivului Bucegi. D. d. S. Comit. Geol. Vol. XXXVII (1949—1950). București, 1953.



« Șisturile cristaline » din V. Cerbului. Prezența unor șisturi cristaline epizonale de tip Leaota la Bușteni, pe versantul drept al Văii Cerbului, în plină zonă a Flișului cretacic inferior, a fost semnalată pentru prima oară de E. JEKELIUS¹⁾.

Șisturile cristaline din V. Cerbului constituie câteva aflorimente de întindere foarte restrânsă la limita dintre Stratele de Sinaia și Stratele de Comarnic.

In mai multe puncte din zona lor îngustă de apariție se observă conglomerate cu blocuri, mai mult sau mai puțin rotunjite, de șisturi cloritoase și sericitoase, precum și cu rare blocuri de calcare fine, cenușii, foarte bogate în *Calpionella*. Aceste calcare, care conțin Belemniti, Aptychi și Brachiopode, aparțin Tithonicului. Calcare de acelăși tip nu am mai întâlnit în regiunea Bucegi, decât tot sub formă de blocuri răslețe, în conglomeratele dela partea superioară a Stratelor de Sinaia, în V. Zamurei, precum și în conglomeratele cu blocuri gigantice dela Gâlma Ialomiței.

Aceleași calcare se întâlnesc la Poiana Țapului, unde conțin forme de *Berriasella*, dar și aici constituie, după toate aparențele, numai blocuri din conglomerate, probabil din conglomeratele care formează cuvertura masivului de calcare urgonienă Piatra Arsă.

In capătul sudic al zonei de apariție a șisturilor cristaline din V. Cerbului se găsește un bloc gigantic de calcare cu *Calpionella* cuprinzând în masa lui fragmente colțurate de șisturi cloritoase. In imediata vecinătate a acestui bloc apar șisturi cloritoase, formând o brecie cu fragmente mici, intim reunite între ele.

In alt punct, cam la mijlocul aceleiași zone, șisturile cristaline, descoperite pe o distanță de 3—4 m, suportă marnele dure în plăci dela partea inferioară a Stratelor de Comarnic. La contact nu se observă nici o brecificiere. Mai la N., pe malul stâng al unui vâlcel care taie panta dinspre V. Cerbului, se înalță o stâncă masivă de șisturi cristaline, iar în firul vâlcelului apar conglomerate cu blocuri mari de șisturi cristaline înglobate în marno-argile nestratificate.

Toate aceste observațiuni tind să demonstreze că șisturile cristaline din V. Cerbului nu formează o lamă smulsă din fundament, ci blocuri gigantice, cuprinse într'un conglomerat, care ocupă aici, ca și pe totă întinderea versantului de E al Bucegilor, aceeași poziție la limita dintre Stratele de Sinaia și Stratele de Comarnic.

Stratele de Werfen din V. Gâlma Ialomiței. V. Gâlma Ialomiței își are obârșia în punctul denumit Lacul Porcului, între Muntele Priporul și Culmea Gâlma și se varsă în Ialomița în amont de confluența cu V. Doicii. Stratele de

¹⁾ E. JEKELIUS. Über das Vorkommen von kristallinen Schiefern im V. Cerbului-Bușteni Acad. Roum. Bull. Sect. Scient. XI, An. Nr. 2—3. București, 1928.

Werfen apar în partea superioară a acestei văi, la aproximativ 800 m S de Lacul Porcului, unde formează un pachet gros de 50—60 m, bine stratificat, cu căderi de 50—70° către N. Pe versantul stâng al văii, înspre Coama Priporului, ele pot fi urmărite pe o distanță de aproximativ 300 m, numeroase blocuri fiind disseminate pe panta împădurită. Mai sus, panta este acoperită de o pornitură de conglomerate și gresii și numai în apropiere de creasta Coamei Priporului regăsim depozitele werfeniene la marginea șoselei Moroeni—Dobrești. În acest din urmă punct ele nu mai formează însă un pachet bine stratificat, ci constituie o brecie cu mici blocuri lenticulare de calcare înglobate în argile nisipoase.

Pe versantul drept al văii, Stratetele de Werfen apar numai la piciorul pantei, și pe o întindere mult restrânsă față de malul stâng. Aici suportă un petec de gresii albe silicioase și de conglomerate cuartitice aparținând Aalenianului.

Stratetele de Werfen din V. Gâlma Ialomiței se compun din calcare în plăci, cenușii-albăstrui, cu vine de calcit. Se disting varietăți de calcare marnoase și nisipoase. Fața superioară a calcarelor este acoperită de o pătură aderență de marnă nisipoasă și poartă numeroase impresiuni de Lamelli-branchiate și Gasteropode. Pe fața inferioară se observă uneori proeminențe bine reliefate, comparabile cu hieroglifele. Variații de calcare marnoase și nisipoase conțin în mod excepțional fragmente de cărbune.

Fauna acestor calcar, bogată ca număr de indivizi, săracă însă în specii, cuprinde următoarele forme:

- Hoernesia socialis* SCHLOT.
- Gervilleia modiola* FRECH
- Anodontophora fassaensis* WISS.
- Myophoria costata* ZENK.

precum și mici Neritine cu ornamentația uneori conservată întocmai ca la *Kriptonerita* din Triasicul mediu.

Așa cum se observă frecvent în seria Stratelor de Werfen, populații aparținând unei singure specii sunt concentrate la anumite nivele.

Asociația de forme din V. Gâlma Ialomiței este proprie diviziunii superioare a Stratelor de Werfen (un echivalent al Stratelor de Campile). Se constată totuși lipsa anumitor forme caracteristice acestei diviziuni, ca *Pseudomonotis telleri* BITT. și *Turbo rectecostatus* HAUER, forme pe care le-am identificat în Stratetele de Werfen din Defileul Oltului (Perșani).

În schimb, în V. Gâlma Ialomiței se găsește *Gervilleia modiola* FRECH, formă pe care I. ATANASIU o citează din dolomitele dela Azodul Mare¹⁾, și

¹⁾ I. ATANASIU, Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). An Inst. Geol. Rom., Vol. XIII, 1928. București, 1929.



care, atât în Alpii tirolezi¹⁾ cât și în regiunea Lacului Balaton²⁾, apare la limita dintre Triasicul inferior și Triasicul mediu.

Elemente de calcare din Statele de Werfen se întâlnesc pe alocuri, relativ numeroase, în conglomeratele seriei cretacice care formează Masivul Bucegilor. În mod cu totul excepțional am observat blocuri de calcare werfeniene în conglomeratele dela limita Stratelor de Sinaia cu Stratele de Comarnic (Sinaia, Cumpătul), relativ rareori în Conglomeratele de Bucegi din complexul aptian-albian (V. Secăturilor, V. Glodului), frecvent în partea de S a Bucegilor în complexul greso-conglomeratic al Cretacicului superior (Piscul cu Brazi, Măguri, Coama Priporului).

In ceeace privește poziția Stratelor de Werfen din V. Gâlma Ialomiței, apariția lor neașteptată în mijlocul depozitelor cretacice, relativ groase, din regiunea Gâlma Priporul, pune o problemă de tectonică deosebit de dificilă.

Stratele de Werfen se rezamă în firul Văii Gâlma Ialomiței pe gresiile masive grosiere și conglomeratele calcaroase din complexul aptian-albian de pe flancul estic al Sinclinalului Bucegi și suportă o serie de gresii masive, relativ moi, și de microconglomerate aparținând Cretacicului superior (Cenomanian-Senonian).

In spре NW, atât complexul aptian-albian, care suportă Stratele de Werfen, cât și gresiile Cretacicului superior din acoperișul acestor strate, se inseră normal pe Cristalinul și pe calcarele jurasice de pe flancul vestic al Sinclinalului Bucegi, unde depozitele cretacice mulțează un relief de eroziune.

In această situație poziția anormală a Stratelor de Werfen este susceptibilă de două interpretări:

1. Stratele de Werfen își au rădăcina în fundul Sinclinalului Bucegi și poziția lor se datorează unei dislocații care a afectat după Albian fundamentul sinclinalului. Profilul Văii Ialomița între Gâlma și Dobrești nu confirmă această interpretare tectonică.

2. Stratele de Werfen s-au decolat de pe fundamentul de șisturi cristaline dintr-o zonă situată la W de Sinclinalul Bucegi, în timp ce se ridică Geanticinalul Leaota și după ce eroziunea puternică din Albian a îndepărtat masa calcarelor jurasice de pe flancul vestic al Sinclinalului Bucegi, la S de Lespezi. Lamboul decolat a alunecat în spре E în zona în care se acumulaau depozitele cretacice.

In stadiul actual al cunoștințelor noastre despre geologia Bucegilor, această interpretare, bazată pe ipoteza unor alunecări submarine în timpul sedimentației seriei cretacice din sinclinalul Bucegilor, pare ceea mai justă. Ea se aplică nu

¹⁾ M. OGILVIE-GORDON. Das Grödener-Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. *Abh. d. geol. Bundesanstalt*, Bd. XXIV. Wien, 1927.

²⁾ F. FRECH. Neue Zweischaler u. Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. 1904. *Resultate d. wissenschaftl. Erforschung d. Balatonsees, Paläont. Anhang*. Bd. I. Wien, 1912.



numai la cazul Stratelor de Werfen din V. Gâlma Ialomiței dar și la cazul blocurilor gigantice și al lambourilor de calcare jurasică care ocupă diferite nivele în seria Conglomeratelor de Bucegi (Babele, Coștila, Omul, Velicanul).

Stratele de Azuga din V. Prahovei. Stratele de Azuga au fost considerate de I. POPESCU-VOIȚEȘTI¹⁾ și de AL. CODARCEA²⁾ ca reprezentând un termen stratigrafic inferior Stratelor de Sinaia. Aceste strate sunt cumpărate în mod curent cu Stratele de Pojorâta (Bucovina), care aparțin Tithonicului. AL. CODARCEA le-a atribuit în Banat aceeași vîrstă jurasic-superioară. Ori, asemănarea cu Stratele de Pojorâta este numai superficială, cel puțin în ceeace privește Stratele de Azuga din V. Prahovei.

Stratele de Pojorâta cuprind o serie de calcare marnoase roșii cu *Aptychus*, în timp ce șisturile satinate roșii, care constituie Stratele de Azuga din V. Prahovei, nu conțin nici o urmă de carbonat de calciu.

Pe de altă parte Stratele de Azuga din V. Prahovei apar în general asociate cu diabaze. Lângă capela dela Azuga, la marginea șoselei naționale, se observă foarte clar cum Stratele de Azuga au o desvoltare locală în plină serie a Stratelor de Sinaia, la contactul cu o mică lentilă de diabaze foarte alterate. Aceeași asociație între Strate de Azuga și diabaze se întâlnește și în Defileul Oltului din Perșani. Astfel, pe P. Cetății (P. Var), apar Strate de Azuga placate pe fața unui masiv de diabaze. Aici însă, printre șisturile satinate se intercalează jaspuri roșii și verzi, ceea ce nu am observat până acum nicăieri în V. Prahovei.

Acstea observațiuni ne îndreptătesc să considerăm că Stratele de Azuga nu constituie neapărat un termen stratigrafic inferior Stratelor de Sinaia, dar că aparițiunea lor, cel puțin în Bucegi și în Perșani, este legată de intrușiunile și de efusiunile submarine de diabaze din timpul Cretacicului inferior.

Triasicul superior recifal din Defileul Oltului. Calcare aparținând Triasicului superior sunt menționate în Defileul Oltului de HERBICH³⁾, de KITTL⁴⁾ și de PÁLFY⁵⁾. În toate cazurile este vorba numai de blocuri de calcar de tipul Calcarelor de Hallstatt. KITTL citează *Monotis salinaria*, dintr'un bloc de calcar găsit de VADÁSZ în V. Tope.

¹⁾ I. P. VOIȚEȘTI. Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. din Cluj.* V. Nr. 2, 1935. Cluj, 1936.

²⁾ AL. CODARCEA. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX, București, 1940.

³⁾ FR. HERBICH. Das Széklerland, mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. V. f. 2. 1878.

⁴⁾ E. KITTL. Materialen zu einer Monographie der Halobüden und Monotiden der Trias. *Result. d. wissenschaftl. Erforschung d. Balatonsees*, I. Bd., I. Teil. *Palaeontol. Anhang* 1912.

⁵⁾ M. PÁLFY. Geologische Notizen aus dem Persanyer Gebirge. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1916.



Cu toate aceste dovezi care denotă prezența Triasicului superior într'un facies de calcare, totuși s'a considerat în general că masivele de calcare din Defileul Oltului aparțin Jurasicului superior. Numai W. JEKELIUS¹⁾ pune la îndoială vîrsta jurasic-superioară pentru calcarele exploatare în cariere la E de Racoșul de Jos și remarcă asemănarea lor cu calcarele recifale ale Ladinianului superior din Dealul Melcilor (Orașul Stalin).

Cercetările pe care le-am întreprins în 1950 în Defileul Oltului din Perșani au arătat că masivul de calcare dela Racoș aparține Triasicului, și anume Triasicului superior în facies recifal (Carniș n și Norian). Calcarele dela Racoș sunt de culoare albă, albă-cenușie și pe alocuri apar stratificate în bancuri groase până la 1 m. Se întâlnesc varietăți de calcare microdetritice și în mod excepțional brecii de Echinoderme formând intercalării subțiri (3—4 cm). Fauna acestor calcare cuprinde, alături de organisme constructoare (mici Corali și forme de *Colospongia*), câteva Brachiopode printre care:

- Spiriferina gregaria* SUÈSS
- Retzia schwageri* var. *frondosa* BITT.
- Rhynchonella salinaria* BITT.
- Koninckina leopoldi austriæ* BITT.
- Amphicyclina* sp.
- Halorella?* sp.

Punctul fosilifer cel mai bogat se situează la marginea soselei care leagă Racoșul de Jos cu Racoșul de Sus, în peretele masivului de calcare, la aproximativ 700 m W de confluența cu P. Töpe. Secțiuni prin *Colospongia* se observă relativ frecvent în pereții carierelor din partea de W a masivului.

Se pune întrebarea dacă și celealte masive de calcare albe recifale din Defileul Oltului aparțin sau nu Triasicului superior.

Aproape toate masivele de pe culmile mai înalte dela N și dela S de Olt, se compun din tipuri de calcare foarte apropiate, dacă nu identice celor dela Racoșul de Jos și deosebite de tipul obișnuit al Calcarelor de Stramberg.

Câteva mici lambouri de calcare de pe malurile Oltului, între confluența cu P. Töpe și confluența cu P. Karhaga, aparțin după toate aparențele tot Triasicului superior. Pe fețele acestor calcare se observă pe alocuri mici Corali și numeroase secțiuni prin Gasteropode.

In ceea ce privește masivele mai importante dela N și dela S de Olt (Tepea, Piatra Șoimului, Pietrile Albe, etc.), cu toate că aspectul lor petrografic nu este întru nimic deosebit de cel al calcarelor dela Racoșul de Jos, totuși

¹⁾ E. JEKELIUS. Der weisse Triaskalk von Brașov und seine Fauna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. București, 1936.



nu putem afirma în acest stadiu al cercetărilor noastre că ele aparțin Triasicului superior, deoarece la baza unora dintre aceste masive apar în anumite puncte Calcare de Adneth cu o bogată faună denotând prezența Hettangianului și a Sinemurianului (Culmile Tepea dela S și dela N de Olt, Pietrile Albe). Pe alocuri se observă chiar o trecere gradată dela aceste Calcare de Adneth la calcarele albe masive prin intermediul unui nivel de calcar roșu cu numeroase vine albe de calcit. În alte puncte se observă în calcare gălbui cornoase, enclave de calcar spathic roșu, identic calcarelor spathice care ocupă anumite nivele în seria Liasicului inferior. În această situație am fi mai degrabă tentați să atribuim masivele de calcare cu Liasic inferior în bază, Liasicului mediu într'un facies comparabil cu Faciesul de Hierlatz.

In cazul în care însă și aceste masive aparțin Triasicului superior atunci se ridică o nouă și dificilă problemă pentru tectonica Perșanilor în general și a Defileului Oltului în special.

Cercetările întreprinse în Perșani mai întâi de D. PREDA (1927—1934) și apoi de M. ILIE (1935—1937) au pus în evidență existența unui important șariaj¹). Acești doi autori au adoptat în cele din urmă puncte de vedere deosebite cu privire la numărul unităților șariate și la vîrstă șariajului, asupra căror nu este însă cazul să ne oprim în această notă. Reamintim numai din concepția tectonică a Prof. M. ILIE, punctele cele mai importante²).

Termenul cel mai nou al Autohtonului îl constituie depozite aparținând Cretacicului inferior, inclusiv Apțianul. La alcătuirea pânzei, care este de vîrstă mesocretacică, iau parte Strate de Werfen, Calcare de Guttenstein și calcare jurasice.

In Defileul Oltului calcarele considerate ca aparținând Jurasicului, — din care am arătat că unele cel puțin sunt de vîrstă triasic-superioară, — formează o serie de masive care se reazimă pe termenii cei mai diversi: pe Strate de Werfen, pe porfire, porfirite și diabaze, pe gresii aparținând Cretacicului inferior.

Dacă toate aceste masive de calcare aparțin Triasicului superior și în plus constituie o serie inversă, pe alocuri cu Liasic inferior în bază, atunci trebuie să admitem existența unei unități tectonice deosebite de cea care în Perșanii de W cuprinde Stratele de Werfen și calcarele de Guttenstein.

Seria de Karhaga. Cretacicul inferior din Defileul Oltului îmbracă aspecte litologice foarte variate.

In partea de E a Defileului apare Flisul cretacic-inferior, dar cu carac-

¹⁾ D. M. PREDA și M. ILIE. Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXIV (1935—1936). Bucarest, 1940.

²⁾ M. ILIE. Discuțiiuni asupra legendei hărții geologice a României. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXI, (1942—1943). București, 1951.



tere litologice puțin deosebite de cele ale Stratelor de Sinaia tipice. El cuprinde aici dese intercalații de gresii dure, relativ grosiere, în bancuri groase până la 1 m, pe alocuri și intercalații de conglomerate. Pe P. Nadaș, marno-calcarele caracteristice Stratelor de Sinaia formează pachete groase de câțiva metri.

In partea centrală a defileului distingem în Cretacicul inferior două serii net deosebite și anume seria de Karhaga și o serie cu compoziție litologică foarte variată, constituită din gresii de Fliș, dure, calcaroase, cu vine de calcit, din gresii cuarțitice, din argile și mărne cenușii, din marno-calcare cenușiu-deschise și din microbrecii calcaroase formând intercalații subțiri. Pe alocuri această din urmă serie cuprinde jaspuri roșii și verzi, argile roșii, șisturi satinate identice celor din Stratele de Azuga și ofiolite.

Cretacicul inferior din partea centrală a defileului fiind puternic dislocat, iar terenul acoperit de o vegetație deasă și de grohotișuri de pantă, nu ne putem da seama care sunt raporturile dintre aceste două serii. Se pun următoarele alternative:

1. Cele două serii sunt cel puțin în parte sincrone și în acest caz trebuie să admitem fie că ele prezintă raporturi tectonice, fie că există variațiuni brușce de facies ;

2. Seria de Karhaga constituie numai un anumit termen stratigrafic în cadrul Cretacicului inferior, luat în ansamblu, și anume termenul bazal.

Seria de Karhaga a fost amănunțit descrisă de E. JEKELIUS și D. M. PREDA¹⁾, care au atribuit Houterivianului marnele cu Cefalopode dela partea ei inferioară.

Studiul unei faune de Ammoniți, foarte bogată, pe care, împreună cu EUGENIA NEGREANU, am colectat-o din aceste marne, ne-a condus la o altă concluzie cu privire la vârsta lor.

Seria de Karhaga formează o bandă îngustă în partea centrală a defileului, unde apare bine deschisă pe P. Karhaga și pe affluentul său Köves la N de Olt, și pe P. Izvorul Mic la S de Olt. O apariție izolată a acestei serii se situează la S de Racoșul de Jos pe Pârâul Cetății (P. Var). Ea cuprinde două diviziuni legate printr'o trecere gradată. Diviziunea inferioară este constituită din marne și marno-calcare cenușiu-deschise - albăstrie cu *Calpionella* și cu numeroase Cefalopode, iar diviziunea superioară, din calcare microbrecioase și gresii calcaroase cu accidente silicioase sub formă de benzi subțiri, precum și din conglomerate cu ciment marnos.

Fauna pe care am colectat-o din marnele diviziunii inferioare provine din mai multe puncte fosilifere de pe P. Karhaga și de pe P. Izvorul Mic. Ea cuprinde următoarele forme:

¹⁾ D. PREDA și E. JEKELIUS. La faune néocomienne du défilé de l'Olt dans les Monts Perșani. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XX (1931—1932). București, 1935.

- Phylloceras tethys* D'ORB.
Phylloceras serum OPP. var. *perllobata* SAYN.
Ptychophylloceras ptychoicum QUENST. și var. *inordinata* TOUCAS
Lytoceras subfimbriatum D'ORB.
Neolissoceras grasi D'ORB.
Substreblites zonarium OPP.
Ochetoceras macrotelum OPP.
Spiticeras theodosiae DESH.
Berriasella cf. *pontica* RET. (și alte câteva specii de *Berriasella*, probabil noi)
Kilianella sp.
Dalmasiceras sp.
Neocomites sp.
Neocosmoceras sp.
Bochianites sp.
Leptoceras sp.
Holcodiscus sp.
Lamellaptychus beyrichi OPP.
Inoceramus sp.

Această faună denotă prezența certă a Berriasianului în marnele diviziunii inferioare a seriei de Karhaga.

Ea cuprinde câteva forme persistente din Tithonic, ca *Lamellaptychus beyrichi* OPP., *Substreblites zonarium* OPP., (citat de RETOWSKI din Berriasianul din Crimeea) și varianți de *Ptychophylloceras ptychoicum* QUENST. și *Phylloceras serum* OPP.; apoi specii ale unor genuri strict cantonate în T.thonic și Berriasian ca *Berriasella*, *Dalmasiceras*, *Spiticeras*. De remarcat prezența genului *Holcodiscus*. E. JEKELIUS a determinat *Holcodiscus incertus* D'ORB. din marnele dela confluența Pârâului Karhaga cu P. Köves. În același punct am găsit formele *Substreblites zonarium* OPP., *Spiticeras theodosiae* DESH., precum și numeroase forme de *Berriasella*. Noi am colectat alte două exemplare ale unei mici specii de *Holcodiscus* din grupa lui *Holcodiscus incertus* într'un punct de pe P. Izvorul Mic, unde se întâlnesc și forme de *Spiticeras* sp. Trebuie să admitem că genul *Holcodiscus* apare mai devreme de cât se consideră în general.

In concluzie, diviziunea inferioară a seriei de Karhaga nu aparține Haute-riuvianului, fiind sigur reprezentat după majoritatea formelor ce am determinat numai Valanginianul inferior, respectiv Berriasianul. Lipsesc cu desăvârșire formele de *Acanthodiscus*, de *Saynella* și de *Crioceras* caracteristice Hauterivianului, ca și de altfel *Lamellaptychii* din grupul *didayi-angulocostatus-seranonis*.

Cretacicul mediu și superior din Defileul Oltului. D. PREDA și E. JEKELIUS menționează în seria Cretacicului mediu și superior din partea de E a defi-



leului trei mari diviziuni: în bază Conglomerate de Bucegi, atribuite de acești autori Aptianului superior și Albianului, apoi gresii masive aparținând Cenomanianului, iar la partea superioară marnele cu Inocerami, de vîrstă turoniană și senonian-inferioră, semnalate pentru prima oară de HERBICH la Ormeniș. Ulterior, D. PREDA¹⁾ menționează încă un orizont de conglomerate, deasupra marnelor cu Inocerami.

Cercetările pe care le-am întreprins în Bucegi, în ultimii ani, confirmă punctul de vedere exprimat de D. PREDA și E. JEKLIS cu privire la vîrstă Conglomeratelor de Bucegi și anume că seria acestor conglomerate aparține cel puțin în parte Albianului.

Relativ la diviziunea atribuită Cenomanianului este de remarcat că în timp ce la N de Olt, pe P. Szen, ea apare constituită din gresii masive, la S de Olt, ea cuprinde o serie de gresii fine calcaroase, de gresii marnoase și de marne nisipoase cenușii-albăstrui, în strate groase de 20—40 cm, cu intercalații de microbrecii calcaroase cu Orbitoline. Această serie de gresii cu Orbitoline, care prezintă o remarcabilă asemănare cu seria Aptianului din anumite sectoare ale versantului de E al Bucegilor, trece gradat la marnele cu Inocerami. În seria marnelor cu Inocerami am găsit două forme de Ammoniti care nu figurează pe lista formelor determinante de I. SIMIONESCU și care aduc o nouă precizie pentru vîrstă acestei serii, în afară de cele pe care le oferă studiul faunei de Inocerami.

Este vorba anume de *Pachydiscus vaju* STOL., găsit la baza seriei de marne pe P. Szen, și de *Peroniceras cf. dravidicum* Koss., care provine din marnele de pe V. Ormenișului.

Prima din aceste forme arată prezența Turonianului inferior, cea de a doua prezența Coniacianului.

Ședința din 6 Martie 1951

Președinte: PROF. SABBA S. ȘTEFĂNESCU.

— GH. ATANASIU. — Prospecțiuni magnetice regionale în Făgăraș și Sibiu²⁾.

— ȘTEFAN AIRINEI. — Prospecțiuni magnetice regionale în Dobrogea de Nord).

— ALEX. ESCA. — Măsurători gravimetrice în regiunea Grozești—Onești²⁾.

¹⁾ D. M. PREDA. Les couches à Inocérames des Monts Perșani. *C. R. Inst. Géol. Roum.* (1940—1941). București, 1948.

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

Şedinţa din 13 Martie 1951

Președinte: Prof. SABBA S. ȘTEFĂNESCU.

- D. POPOVICI. — 1. Măsurători gravimetrice în regiunea Berea — Arbănaşii¹⁾.
2. Măsurători gravimetrice în regiunea Moreni-Est V. Reşca¹⁾. 3. Măsurători gravimetrice în regiunea Cernegeşti — Lădeşti¹⁾.

- SC. STOENESCU. — 1. Măsurători gravimetrice în regiunea Slănic-Prahova¹⁾. 2. Măsurători gravimetrice în regiunea Ocna Mureşului¹⁾.

Şedinţa din 16 Martie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- M. MARINESCU-FRĂSINEI. — Prospecțiuni electrice în regiunea Minei Bălan.¹⁾

- LIVIU RoŞCA. — Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea munților Semenic de Nord.

In campania de lucru pe teren a Comitetului Geologic, din vara anului 1950, am fost programat cu cercetări geologic-petrografice în Cristalinul Munților Semenic. În cadrul acestui program am făcut cercetări geologicopetrografice în regiunea cuprinsă între com. Buchin, Rugi, Târnova, confluența Ogașului Berzovia cu R. Berzava și com. Slatina-Timiș și revizuiri de cartare la N de acest sector până la linia Apadia—Caransebeș, aceste două localități fiind extremele de W și de E ale porțiunii revizuite.

Din punct de vedere morfologic regiunea este alcătuită, la N de linia Apadia—Caransebeș, din dealuri, iar la S, de culmile puțin înalte ale Munților Semenic ce cresc ușor dela N spre S, atingând în regiunea studiată cele mai mari înălțimi în Vf. Nemanu și Tâlva Goleștului. Rețeaua hidrografică este constituită din ogașe și văi tributare Râului Berzava și Râului Timiș. Aceste ogașe și văi sunt mai largi și mai puțin adânci spre limita cu Sedimentarul (la N și la E) și mai adânci și cu maluri mai abrupte spre izvoarele lor.

Inainte de anul 1914 regiunea a fost cercetată de geologii unguri și austrieci BÖCKH JOHANN, SCHAFARZIK FR., SCHRETER ZOLTAN, HALAWÁTS GYULA, ultimul publicând în colaborare cu SCHAFARZIK FR., harta geologică «Resicza Banya und Karansebeș» la scara 1: 75.000.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.



Mai recent regiunea a fost cercetată de ȘT. CANTUNIARI, A. STRECKEISEN, AL. CODARCEA, E. JEKELIUS și inclusă în sintezele profesorilor G. MUNTEANU-MURGOCI, L. MRAZEC, A. STRECKEISEN și ȘT. GHICA-BUDEȘTI.

Formațiunile care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot grupa în următoarele unități mari:

Şisturile cristaline ale Pânzei getice,

Rocele eruptive,

Depozitele sedimentare. .

A) Șisturile cristaline ale Pânzei Getice din regiune aparțin seriei Cristalinului de Lotru, în facies meso-, cata- și epizonal, desvoltându-se în general la W de o linie ce trece prin confluența apei Buchin cu R. Timiș, Moara lui Derca și com. Slatina-Timiș, depășind la S și la W limita regiunii cartate și dispărând în partea de N sub Sedimentar, după o linie care ar trece prin com. Apadia, com. Rugi, punctul numit «la Scaune» și confluența Văii Buchin cu Râul Timiș.

Rezultat al metamorfismului regional al unor complexe sedimentare paleozoice în cele trei zone de adâncime, Șisturile Cristaline din regiune se pot repartiza la complexele petrografice descrise mai jos.

1. *Complexul micașisturilor* formează fundamentul regiunii cartate și este constituit din următoarele tipuri de roce:

a) *Micașisturile cu două mice*. În categoria acestor micașisturi se grupează toate micașisturile comune cu două mice. Acestea sunt răspândite în tot Cristalinul regiunii, în cuprinsul lor separându-se zone de predominanțe mineralogice și faciesuri petrografice variate, constituind complexe cuartoase-feldspatice, amfibolice, cloritoase.

Micașisturile cu două mice sunt în mare parte alterate, iar la microscop arată o structură cristaloblastică, o textură paralel-șistoasă. Ele conțin următoarele minerale: biotitul, brun, cu pleocroism puternic în foițe alungite pe direcția șistozitatii rocei, pietre neregulate sau plaje; muscovitul, în raporturi de egalitate variabile cu biotitul, apare în foițe perpendiculare pe șistozitate sau dispuse dealungul ei, asociat foițelor de biotit; ortoza, albitul și oligoclazul, având în general conture neregulate, mai rar sunt idiomorfe; quarțul, în granule de forme neregulate și contur de multe ori zimțuit, foarte rar rotunjit, formează pături foarte fine și uneori mai groase, intercalate între foițele de biotit.

b) *Micașisturile cu biotit*, apar ca intercalații mici, centimetrice, ce se pot urmări în Ogașul Berzovia printre micașisturile comune și gneise, dela izvor până în cursul mijlociu. În Valea Cenchii apare, în cuarțite, o intercalatie groasă de 1–2 cm, care se poate urmări dela un capăt la altul al cuarțitelor. În Ogașul Turana apar cu aceleași grosimi, intercalate



între gneise și amfibolite, pe întreg aflorimentul acestora, ca intercalații înguste care se repetă mai frecvent pe toate porțiunile de ogașe, cuprinse între cursul mijlociu al Văii Cenchii, izvoarele și cursul mijlociu al Ogașului Berzovia, confluența Văii Poganișului cu V. Ohaba.

Structura micașisturilor biotitice este grano-lepidoblastică, textura paraleloșistoasă,

c) Micașisturile muscovitice apar ca separații prea puțin importante aproape peste tot în micașisturile comune, însă ca iviri mai importante, apar pe V. Poganișului la confluența cu Ogașul Izvorul Oltenei și pe V. Slatinei, în general grupate în jurul gneiselor din aceste puncte.

d) Micașisturile cu disten și staurolit apar pe V. Poganiș în dreptul morii din com. Delinești, la limita de N a Cristalinului, pierzându-se sub Sedimentar. Tot pe V. Poganiș, ieșind de sub Sedimentarul din Nordul regiunii, apar, între com. Delinești și Ohabița, aceleași micașisturi cu foarte numeroase cristale de granat, continuându-se cu zone mai sărace sau mai bogate în disten, în formă de fâșie sinuoasă, în sprij SE, peste V. Poganișului până în Ogașul Telegului, affluent al Văii Măcicașului.

O altă fâșie de micașisturi cu staurolit și disten, uneori cu granați, se poate urmări dela obârșia Văii Mari drepte, unde distenul apare în cuiburi mici în rocă, prin Lindenfeld, Vf. Nemanu, unde prezintă separații de cristale de disten prismatice, lungi până la 10 cm, până la izvoarele Văii Bucosnița (cca 200 m NE).

Micașisturile cu disten și staurolit, uneori cu granați, mai apar în puncte numeroase, însă de mică importanță. Prezintă o structură cristaloblastică, lepidoporfiroblastică, textură šistoasă, fiind constituite din biotit, în paieți numeroase, brun-gălbui (cu pleocroism puternic), marginal fasciculizat și transformat în clorit; uneori mai apare și în plaje, încercuind și întrepătrunzând fisurile de granat.

Muscovitul, cu totul subordonat biotitului, apare în solzișori fini, dispuși pe direcția de șistozitate a rocei și însoțind adesori biotitul. Distenul apare în cristale cu habitus prismatic, mari, alungite. Fâșile de disten alternează cu plaje sau paieți de biotit și chiar de muscovit. În rocă apare frecvent și staurolitul, în cristale vizibile cu ochiul liber. Granatul, cenușiu-roz (almandin), apare în porfiroblaste cu conture idiomorfe, intens fisurat. Cuarțul, în granule mărunte, ușor rotunzite, apare în fâșile cu aglomerări mai mari de mice și granați.

2. *Complexul cuarțitelor* formează o serie de separații mai cuarțoase, fiind constituit din cuarțite și šisturi cuarțitice, care apar în zone destul de importante între Og. Berzovia—Og. Bogatu și Og. Cireșna, Og. Groposu și izvoarele Văii Poganiș, cursul inferior al Văii Poganiș—Og. Turana, între Cucuiul Pleș și V. Chenchii, la Gura Sodomului, între Tâlva Bobului și V. Fierului, în cursul



superior, mediu și inferior al Văii Buchin, între V. Buchin și V. Vălișoara, între V. Bucoșnița și V. Petroșnița; pe V. Goleț și Golecior.

Structura acestor roce este granoblastică iar textura paralelă. Ele sunt constituite preponderent din cuarț și conțin local cantități variabile și subordonate, de feldspați, biotit, muscovit, clorit, în raport cu apropierea de zone mai sărace sau mai bogate în compoziții mineralogici enumerate mai sus. Astfel, cuarțitele din complexul cloritos sunt mai bogate în clorit, cele din vecinătatea zonelor mai bogate în feldspați sunt mai bogate în aceste minerale, etc.

3. *Complexul gneiselor.* a) Gneisele feldspatice (cu două mice, muscovitice și aplitice) formează zone desfășurate pe suprafețe destul de importante în Complexul de micașisturi, la S de com. Delinești, în cursul inferior și mediu al Văii Poganișului, în V. Fierului, între V. Poganiș și V. Fierului (pe la Eisengrube), între Vf. Celegului și D. Cuciova, la V. Rai Dreaptă, între cursul superior al Văii Cernețului și V. Buchinului, între V. Bejna și V. Petroșința, între V. Goleciorului și V. Cernețului, între Apa Slătinei și V. Golețului.

α) Gneisele cu două mice au o structură grano-lepidoblastică și textura paralelă-șistoasă, uneori lenticulară, mai rar masivă. Compoziții mineralogici principali sunt: biotitul care apare în cristale sau plaje și este pleocroic (verde-brun - oliv slab - verde pal), parțial pe cale de cloritizare; muscovitul, în proporții variabile față de biotit, și căre apare în foile uneori slab pleocroice, dispuse paralel sau oblic față de șistozitatea roci; feldspații potasici, reprezentați prin ortoză, mai mult sau mai puțin proaspătă, uneori cu stropi de cuarț, și microclin cu maclaie caracteristică, uneori cu incluziuni, mai rar brunificate; plagioclazii, căre apar proaspeți, în cristale de dimensiuni variabile, în conture frecvent idiomorfe, maclate polisintetic și cu incluziuni de feldspați potasici sau cuarț, uneori fiind alterați; cuarțul, în cristale mari, uneori puțin sdrobite, cu formare de mortar, sau în granule rotunzite mărunte, prezintând în general extincție onduloasă.

β) Gneisele muscovitice prezintă în general o structură granoblastică și textură paralelă, ușor șistoasă, în compoziția cărora intră următoarele minerale: muscovit în foile de dimensiuni variabile, slab pleocroic, uneori asociat cu biotit cloritizat, în cazul când nu respectă șistozitatea roci și se insinuază printre granulele de feldspat și cuarț; feldspați potasici care sunt reprezentați prin ortoză, în cristale în general rotunzite, brunificate, cu incluziuni de cuarț și microclin; plagioclazi, în general mai proaspeți ca feldspați potasici, și reprezentați prin albă și oligoclaz, în granule mari, uneori ciuruite de granule de cuarț, alteori de diverse microlite; cuarț, care se prezintă în granule rotunzite, de mărimi variabile.

γ) Gneisele aplitice au o structură granoblastica și o textură masivă, ușor paralelă. Compoziții mineralogici sunt următorii: cuarț în granule mari cu



conture neregulate, în cantitate destul de mare; feldspați potasici (ortoză), sub formă de granule în proporție variabilă; plagioclazi, reprezentați prin albit—oligoclaz, în general destul de proaspăți și numeroși; muscovit, uneori slab pleocroic, în foile mărunte, dispuse neregulat în rocă.

b) Gneisele granitice. Pe malul stâng al Văii Poganișului, aproape de confluența cu V. Ohabei, apare un mic masiv, constituit dintr-o rocă compactă, fin granulară, de culoare roz-albicioasă. Din studiul microscopic rezultă că acest masiv reprezintă o apofiză de gneis granitic. Structura rocei este granoblastică, textura paralelă, ușor șistoasă. Roca este constituită din: cuarț, în granule neregulate, uneori rotunzite, cu extincție ușor unduloasă, îñ mod cu totul subordonat el prezintându-se și sub formă de mortar și ca incluziuni în plagioclazi și feldspați potasici; feldspați potasici, reprezentați prin ortoză, foarte proaspăți, cu rare incluziuni de cuarț; plagioclazi (albit-oligoclaz), ușor alterați care prezintă maclări polisintetice.

c) Gneisele biotitice-oculare, numite astfel după textură și predominanța elementului melanocrat, apar pe V. Poganișului, într-o zonă restrânsă la confluența cu Og. Isovorum Oltenei, unde prezintă un aspect ocular, și pe Ogăsele Bogatu și Berzovia, lângă complexele de cuarțite și micașisturi. Aceste gneise sunt constituite mai ales din cristale de cuarț cu conture neregulate, asociate uneori cu calcit, din feldspați potasici și plagioclazi, în granule rotunde. Elementele acestea leucocrate formează strate evidente sau lentile înconjurate de biotit.

4. *Complexul amfibolic*, constituit din sisturi amfibolice, amfibolite și gneise amfibolice, este slab desvoltat în regiune, și formează doar o fâșie îngustă între V. Poganiș—D. Chiului și cursul inferior al Văii Fierului.

Sisturi amfibolice. Pe V. Fierului și în Og. Tărana, sisturile amfibolice au intercalații de sisturi biotitice și dispar sub roce gneisice sau cuarțite. Pe Og. Berzovia apar amfibolite în amont de serpentine. Complexul amfibolic se mai ivește, ca intercalații foarte înguste, și în alte puncte din regiune.

Sisturile amfibolice prezintă în general structură nemato-lepidoblastică și textură paralelă și sunt constituite din: amfibol, în general verde-albăstrui, foarte pleocroic, în cristale prismatice sau indivizi cu conture neregulate sau destrămate și uneori intens ciuruți de cristale de cuarț; ortoză, în cantitate destul de mare; plagioclazi, în granule mici sau mari, uneori cu multe microlite, observându-se cu greu maclarea polisintetică și margini albe de albit; cuarț în cristale mărunte cu conture rotunzite, dispuse în siruri paralele după sistozitatea rocei și prezintând o slabă extincție ondulatorie.

Sisturile amfibolice conțin uneori granule mărunte de epidot, alteori granați.

Amfibolitele au structură nematoblastice și textură șistoasă, conținând: predominant amfibol, în prisme mari, frecvent idiomorfe, verde-oliv, mai mult sau mai puțin pleocroic, dispus în general după sistozitatea



rocei, mai rar perpendicular pe ea; feldspați potasici (ortoză) în cantități variabile; plagioclazi (albit-ol'goclas), în cristale medii, mai rar mărunte, rareori proaspeți, cu macle după legea albitului, în general sericitizați; cuarț în granule mărunte, cu conture rotunzite și extincție onduloasă. Sporadic amfibolul se cloritizează marginal. În mod accesoriu apare uneori, în rocă, apatita în granule mărunte și calciul în granule destul de mari.

5. *Complexul cloritos* este reprezentat prin sisturi cloritoase, sericitice și grafitice și apare desvoltat insular, la E de Com. Târnova, traversând V. Igazăului și Valea lui Ioniță, unde apar sisturi cu aspect filitic și cu sistozitate foarte pronunțată. Pe Og. Berzovia și în cursul superior al Văii Bejna, complexul este reprezentat prin roce similare, deosebindu-se însă de cele dela E de Târnova prin sistozitatea lor mai largă, prin predominarea solzilor de grafit și prin ondularea foișelor de mică și a solzilor de grafit.

6. *Serpentine*. În regiune serpentinele sunt reprezentate prin două iviri: una pe Og. Berzovia și alta pe V. Buchin. Pe Og. Berzovia, serpentina apare intercalată între gneise și amfibolite, fiind reprezentată printr'o lentilă de serpentină lamelară (antigorit). Serpentina formează plaje cu ochiuri de rețea umplute cu granule izolate sau aglomerări de granule rotunde sau ovale de olivină. Printre lamelele de serpentină cât și pe fisurile olivinei apare minereu cenușiu cu luciu metalic, în cristale cu conture cubice sau concentrațiuni de forme neregulate (cromit).

Pe V. Buchinului, la W de com. Poiana apare o lentilă de serpentină în varietatea fibroasă (crisotil), dispusă în ochiuri de rețea în rocă, ochiuri umplute cu cristale de olivină, staurolit, calcit. Roca conține minereu, concentrat mai ales la încrucișarea fisurilor din olivină. Marginal crisotilul se fasciculează trecând în asbest. În această lentilă de serpentină apare o intercalatie fină de șist talcos, format probabil prin transformarea serpentinei.

B) Roce eruptive. Rocele eruptive sunt reprezentate în regiune prin masive și apofize de granodiorite și granite.

1. *Granodiorite*. În V. Slatinei, la W de satul Slatina—Timiș, lângă drumul ce duce spre Reșița prin Gărâna, apare un mic masiv granodioritic, foarte proaspăt, în afloriment lung de 250 m. Acet masiv străbate micașisturile biotito-muscovitice care conțin cristale mari de turmalină, lungi până la 1 cm. În apropierea granodioritului micașisturile se redresescă, iar mai la W ele sunt străbătute de numeroase filoane de pegmatite. Fenomele de contact lipsesc.

Roca este constituită din plagioclaz alb-gri deschis, cuarț și mult biotit, graniți roșii în cristale mici vizibile cu ochiul liber, titanit galben și granule mici de epidot verzui.



La microscop se observă: biotit, în solzi, intens pleocroic (brun pal - galben pal); plagioclaz (oligoclaz-andezin), în general proaspăt, uneori ușor zonat, deobicei cu macle polisintetice după legea albitului; feldspați potasici, în cantități variabile, reprezentați prin ortoză și microclin; epidot, în granule mari incolore, legat de biotit, uneori inclus în el.

STRECKEISEN consideră acest granodiorit de vârstă post-tectonică, pus în loc sub influența unui stress slab.

2. Granite. În V. Buchinului, între com. Buchin și Poiana, apare un masiv granitic, desvoltat pe o întindere de cca 3 km², care străpunge micașisturile și gneisele feldspatice.

Roca este fin granulară, distingându-se cu ochiul liber feldspat, cuarț, epidot și titanit. Menționăm că în acest masiv se află o serie importantă de fisuri paralele, înverzite de depunerile de epidot. La microscop se observă că roca are structură granoblastică și textură masivă, ușor paralelă. Ca minerale se disting: microclin, larg reprezentat; biotit, pleocroic (brun-verde), marginal uneori cloritizat; cuarț, în granule dințate și crăpate, cu extincție onduloasă; epidot, gălbui, granular, adesea concrescut cu biotit; titanit și apatit.

Roca se asemănă foarte mult cu granodioritul de Slatina-Timiș, deosebindu-se de el prin conținutul mai mare în feldspat potasic și prin plagioclazul mai acid. Mici apofize de granit, asemănător celui din V. Buchin, mai apar pe V. Cenchi și V. Cernețului.

3. Roce filoniene. În regiunea noastră apar roce filoniene reprezentate prin aplite, pegmatite și cuarțuri hidrotermale, intercalate în toate complexele descrise, însă în aflorimente de dimensiuni mici și de cele mai multe ori necartabiale.

In partea de E a regiunii apare însă o zonă lată și groasă uneori până la 100 m, de pegmatite orientate SW-NE și putându-se urmări din V. Slatinei până în V. Buchinului. Aceste pegmatite străbat micașisturile comune și gneisele feldspatice, părând a constitui filoane-strate cu căderi spre NW. În asociere cu aceste pegmatite apar deasemeni granite pegmatoide și aplite.

a) **Granitul pegmatoid** prezintă structură granoblastică pegmatoidă. Este constituit din microclin, albit-oligoclaz maclat polisintetic după legea albitului și ortoză bogat micropertitică.

La microscop observăm: muscovit, în foișe mici, dispuse neregulat; biotit, în mare parte cloritizat, în cantități foarte mici; feldspați care ating mărimi uneori până la 2 cm; cuarț în granule mai mici.

Menționăm că în unele pegmatite din această zonă pegmatitică, feldspații potasici apar în cristale ce ating dimensiuni până la 10 cm.



b) A plitele, în majoritate feldspatice, apar în general asociate cu pegmatitele.

c) Cuarțul hidrotermal. Cea mai importantă ivire de cuarț hidrotermal este filonul din Cracul Izvorul Oltenei, situat pe malul stâng al Ogașului Izvorul Oltenei, având o lungime de 75 m și o grosime de 1,50–2 m. Aceasta este continuat spre SE, pe creasta dintre V. Poganiș și Og. Turana, până la izvoarele Văii Poganișului, prin filoane înguste de 10–30 cm. Roca este constituită din granule de cuarț, cu conture zimțuite, cu extincție puternic ondulatorie, foarte puțin feldspat potasic alterat, în mici aglomerări, și foarte sporadic granat.

C) Depozite sedimentare. Sedimentarul regiunii este reprezentat prin depozite terțiare și cuaternare.

1. Terțiul se poate repartiza Miocenului (Mediteranean II), fiind constituit din depozite neritice litorale, sedimentate în ape de mică adâncime care acopereau Cristalinul. După caracterele petrografice, paleontologice și ordinea de succesiune, depozitele sedimentare neogene aparțin Tortonianului și Sarmatianului.

a) Tortonianul. Complexul de depozite tortoniene apare insular în com. Rugi, între Cucuiul Cetățelei și V. Măcicașului, este așezat pe Cristalin și dispără lateral sub Sarmatian.

În Tortonian găsim următoarele tipuri de roce:

Calcare gălbui-recifale cu *Lithothamnium*, Lamellibranchiate (*Pecten*, *Corbula*), Gasteropode (*Turritella*, *Fusus*, *Pleurotoma*, *Buccinum*) și microfaună reprezentată prin Miliolide (*Quinqueloculina* și *Biloculina*, *Globigerina*, *Alveolina*, *Textularia*); conglomerate calcaroase muscovitice fosilifere și gresii albe foarte muscovitice; marne gălbui nisipoase cu muscovit, fosilifere (cu *Corbula*, *Turritella* și *Dentalium*); tufuri dacitice cu bentonite și tufuri bentonitice cu muscovit, fosilifere, cu Cardiacee, *Turitella*, *Fusus*.

In afara de ivirile tortoniene ce apar pe malul stâng al Văii Timișului, la S de V. Vălișoara și de insula de pe V. Golețului (W com. Goleț) descrise de geologul C. ALBU, Tortonianul se mai dezvoltă sub formă de mici insule așezate pe Cristalin în punctele: între V. Vălișoara și V. Rai; în com. Tânăova, reprezentat prin argile șistoase, marne conglomeratice și tufuri și formând o fație situată pe Cristalin care se întinde dela E de sat până în Valea lui Ioniță; în com. Poiana, pe V. Mare, reprezentat prin gresii conglomeratice și tufuri dacitice; în com. Petronița, unde Tortonianul de facies neritic litoral este reprezentat prin conglomerate fosilifere (mulaje de *Cardium*), gresii conglomeratice cu mulaje de *Conus*, gresii fine muscovitice, calcare recifale cu *Lithothamnium* și microfaună reprezentată prin Miliolide, *Globigerine*, *Alveolina*, *Textularia*; aceste calcare conțin și spini de Echinizi, în frag-



mente. La SW de com. Petroșnița, pe dealul dintre Valea Cernețului și Petroșniței, apare Tortonianul, reprezentat prin calcare recifale gălbui, identice cu cele descrise mai sus, ce trec lateral în gresii calcaroase fosilifere, continuându-se până în Valea Cernețului, la locul numit Cernăcioare, unde se ascunde sub Sarmațianul reprezentat prin nisipuri și pietrișuri, transgresiv pe Cristalin.

b) Sarmatianul. La baza Sarmațianului se află nisipuri și prundișuri cu pietriș și blocuri colțuroase de șisturi cristaline, dispuse transgresiv peste fundamentul cristalin. Peste acest orizont urmează un orizont tusaceu cu nisipuri albe, provenite din desagregarea laterală a tufurilor dacitice, care apar printre ele: argile cenușii, verzui, bentonitice, în lentele. Deasupra urmează nisipuri, argile nisipoase cenușii sau verzui cu muscovit. Urmăză apoi prundișuri galbene cu lentele mici de cărbuni, nisipuri cenușii cu muscovit și lentele de tufuri dacitice bentonitice și de bentonit, apoi pietriș cu elemente de Cristalin și Eruptiv.

Sarmațianul se aşează transgresiv peste Șisturile cristaline, limitându-se în partea de N a regiunii după o linie ce ar trece în general la N de satul Apadia, S Delinești, malul drept al Văii Ohaba, pe care o traversează, făcând un ocol spre S peste Og. Dalii și confluența ei cu V. Măcicaș, S Biserica Rugi, E cimitirul Rugi, confluența Og. Văcărcăța—Og. Babei, traversând Og. Crucii, Pietriș, pe la izvor, la Scaun, de unde se continuă spre S, până în V. Vălișoara, formațiunile sedimentare dintre această vale și V. Slatina fiind descrise de geologul C. ALBU.

In regiunea noastră mai apare Sarmațianul la SE de com. Tânova, reprezentat prin argile bentonitice în lentele, pietrișuri și nisipuri, prundișuri, așezat transgresiv pe Cristalin.

Partea superioară a Sarmațianului ar putea apartine unei formațiuni mai noi (Pontian).

2. Cuaternarul este reprezentat prin terase (V. Timișului), prundișuri și nisipuri (pe V. Timișului și afluenții săi din malul stâng), alterațiuni subaeriene și grohotișuri de pantă, pornituri, conuri de dejecție.

D) Tectonica. Fundamentul regiunii este constituit din Cristalin care suportă discordant Tortonianul și Sarmațianul în partea de N și E a regiunii. Șisturile cristaline din regiunea noastră prezintă o orientare generală N 30° – 50° E, 20° – 50° NW. Această variație de direcție și înclinare, constatătă din măsurătorile de pe teren, denotă că în Cristalinul getic din regiunea noastră există o serie de mici anticlinale și sinclinală secundare, în unele din aceste sinclinală păstrându-se până astăzi Complexul cloritos, de facies epizonal. Fundamentul cristalin este străbătut de intruziuni de roce eruptive tinere ce se asemănă foarte mult cu banatitele.



Sedinta din 20 Martie 1951

Președinte: Prof. G. MURGIANU.

— MIRCEA PAUCĂ. — Cercetări geologice în basinele neogene din nord-vestul Ardealului.

In 1950 am continuat cercetările începute în anul trecut asupra Neogenului din Basinul Sălajului.

Regiunea cercetată acum este delimitată la N de P. Corundului până la Hodod. De la acest sat, spre E, limita cercetărilor o face o linie care trece prin regiunea satelor Mineu și Doba, pentru ca să ajungă la Popești. De aici limita urmărește, în direcție SW, marginea de W a Munților Mezeș, până la Cățelul Românesc. Limita SW a regiunii o face P. Calițca până la Vârșolt, de unde ea se continuă în direcție aproximativ nordică, urmărind crestele dealurilor de pe stânga Pârâului Crasna, până la N de Giorocuța, unde perimetru cartat se închide la confluența dintre Pâraiele Crasna și Corund.

Cunoașterea geologică a regiunii astfel delimitată poate fi considerată ca începând cu HAUER și STACE (1863). Dar numai HOFMANN și MATYASOVSKY (1878) execută primele cartări sistematice. In 1879 MARTONFI ne dă descrierea Neogenului de pe flancul de SE al Măgurii Șimleului, citând un număr de câteva sute de specii, în special de Moluște. In 1883, LÖRENTHEY determină fauna de Moluște ponțiene, care apare imediat la N de Periceiu. In anii, care mai urmează, porțiuni din acest teritoriu fac parte din regiunile studiate de SZONTÁGH, ROTH TELEGD K. și de alții. Ca ultime lucrări cităm pe acelea din 1915 ale lui S. PAPP și din 1927 ale lui ȘT. MATEESCU.

Intrucât toți geologii care ne-au precedat au cercetat numai regiuni cu totul limitate din acest mare basin, în cuprinsul căruia nu se puneau, pe atunci, probleme economice, ei n'au sezisat o mare parte din problemele interesante care se pun în această vastă unitate tectonică.

Stratigrafia. Neogenul cercetat constă din: Tortonian, Sarmațian, Ponțian și Dacian.

Tortonianul. Ca și în restul basinului, și în regiunea cartată în acest an, depozitele neogene cele mai vechi aparțin Tortonianului. Acesta a fost întâlnit în trei regiuni, toate aflându-se în legătură imediată cu fundaționul băsinului, care apare nu numai pe margini, dar și în interior. Cele trei regiuni sunt: Măgura Șimleului, culmea de dealuri Hăghișă și flancul de W al Munților Mezeș.

Măgura Șimleului, formată din micasist și din gneis ocular, cutate NW—SE, posedă pe versantele sale de W, S și E, petece din depozite tortoniene, situate la altitudini cuprinse între cca 200 și 350 m. Începând cu dealurile de pe



stânga Pârâului Crasna, constatăm existența a două petece, numai de câteva sute de metri pătrați fiecare, deoparte și de alta a râpei ce coboară pe marginea de W a insulei cristaline în P. Fântâna Puturoasă. Alt mic petec se află imediat la N de această cotă, iar un al patrulea se află mai jos de ultimele case din spre N ale Șimleului Silvaniei, ceva mai sus de cariera de pietriș de lângă podul C.F.R.

Pe dreapta Crasnei, Tortonianul apare la Șimleu cu o dezvoltare mult mai mare, el întinzându-se în direcție NE ca o zonă, la început discontinuă, pornind din marginea de E a orașului. Pe teritoriul ocupat de oraș, ivirile sunt astăzi sporadice, dar ele au procurat o mare parte din fosilele determinate de MARTONFI. Depozitele de această vîrstă posedă însă cea mai frumoasă dezvoltare în regiunea situată la N de cazărmi, pe P. Gangoș. De aici, tot îngustându-se, ele se îndreaptă în spre NE până în dreptul satului Bădăcin.

In toată regiunea Șimleului, Tortonianul se dezvoltă sub faciesul litoral detritic și sub faciesul recifal cu *Lithothamnium*, posedând și puțin tuf dacitic. Gipsul lipsește.

Maximum de dezvoltare îl prezintă însă Tortonianul în jurul micii insule de Cristalin a Dealului Heghișa. Aici depozitele tortoniane se întind pe o suprafață compactă de cca 30 km², apărând sub forma unei fâșii orientată SW—NE. Marginea de W a acestei insule trece pe stânga Pârâului Zălău în următoarele trei puncte: la S de satul Guruslău, regiunea ocupată de satul Borla și, însăși, marginea de E a satului Bocșa. Tortonianul acestei insule posedă maximum de lățime în malul drept al Zălăului, de unde se îngustează în spre N până la nivelul satului Mocirla. La E de acest sat, Cristalinul din D. Heghișa ocupă o suprafață de cca 2 km². Mai departe spre E, Tortonianul ocupă regiunea cuprinsă între satele Coșeu și Chilioara, de unde se întinde și pe dreapta pârâului ce străbate satul, pentru a ocupa mamelonul dela N de sat.

Tortonianul din această a doua regiune se dezvoltă sub un facies întrucâtva deosebit de cel precedent. Cauza acestei dezvoltări a fost altitudinea scăzută a Cristalinului Heghișei, care rămânea cu cel puțin 100 m sub nivelul apelor și, în plus, se afla la o depărtare de 15 km-de țărmul fostului golf, reprezentat prin creasta Mezeșului. În consecință, în compozitia acestei insule întâlnim în mod predominant depozite marnoase cărora li se adaugă mult gips și tuf dacitic. Într'un singur punct, anume pe marginea de NW a satului Coșeu, întâlnim, direct peste Cristalin, și un mic petec de calcar recifal cu *Lithothamnium* și cu Corali. Gipsul se prezintă sub forma unui strat gros de 4—5 metri, cristalizat sub formă de indivizi mari în fier de lance.

Pe flancul de W al Mezeșului, între satele Cățelul și Popești, Tortonianul constă din marne cu puțin gips și cu mult tuf dacitic. Cu toate că și aici ne aflăm în imediata vecinătate a fundamentului, Tortonianul nu se dezvoltă, ca în regiunea de S a basinului, sub un facies predominant recifal, ci el constă



dintron un facies marnos, care arată că scufundarea care a dat naștere acestei limite a basinului, atinsese aci mari proporții.

Faciesul conglomeratic, bine dezvoltat pe versantul de NE al Rezului, există numai cu totul redus pe P. Gangoș, la NE de Șimleu. În schimb remarcăm prezența în mare cantitate a gipsului care, în Tortonianul din jurul Cristalinului Heghișei, apare numai sub forma unui agregat de cristale în fier de lance.

Ceeace caracterizează Tortonianul Heghișei este o foarte scurtă perioadă de eroziune, care a urmat depunerii gipsului. Într'zdevăr, suprafața sa superioară este tăiată în numeroase puncte, sub formă de pungi, în care s'a depus apoi tuful dacitic. Acesta a acoperit, deci, chiar și în interiorul basinului, un început de relief, fapt care nu fusese semnalat până acum.

Tuful dacitic, cu care se încheie sedimentarea Tortonianului pe marginile basinului, este întâlnit pe mari suprafețe în regiunea satului Popești, unde poate fi apreciat la o grosime de 80 m.

Sarmațianul este reprezentat numai în mod îndoelnic în regiunea studiată în acest an. MATYASOVSKY atribuie acestui etaj o ivire de calcare ce apare sub formă de blocuri lângă cariera de pietriș pliocen dela podul C.F.R. de pe stânga Pârâului Crasna, la N de Șimleu. Noi n'am găsit *Modiolus*, citat de acest geolog, în schimb am găsit numeroase tuburi de *Serpula*. Este posibil ca blocurile cu *Modiolus* să fi fost exploataate în întregime pentru construcție sau preparația varului, întrucât calcarul este foarte rar prin aceste părți.

In restul regiunii n'am întâlnit depozite pe care să le putem atribui *Sarmațianului*. Faptul nu ne surprinde pentru motivul că noi știm că pe marginile Munților Apuseni a fost depus numai etajul inferior al *Sarmațianului* și că, începând cu *Sarmațianul mediu*, a urmat o lungă perioadă continentală care a ținut până în Ponțian. În acest timp, pe marginea de W a Munților Apuseni eroziunea căpătase proporții aşa de mari, încât a depășit cu mult pe cea actuală, ajungând în numeroase puncte până la fundamentul premiocen. Din această cauză constatăm pretutindeni pe flancurile Măgurei Șimleului, cât și în Dealurile Heghișei, ca și pe versantul de W al Mezeșului, că Tortonianul este acoperit de sedimentele Pliocenului.

In această situație nu este de loc de mirare, că și aici, ca și în alte câteva basine neogene situate mai la S (Borod, Crișul Alb, Lipova, etc.) depozitele neogene cele mai vechi se găsesc numai în vârfurile basinelor, unde eroziunea nu ajunsese să distrugă încă sedimentele din umplutura basinului.

Eroziunea foarte înaintată, care a avut loc în epoca dela limita Miocen-Pliocen, este pentru noi o dovedă că nivelul de bază al regiunii era foarte îndepărtat și foarte scăzut.

Lunga perioadă continentală din acel timp din regiunea centrală a Depresiunii pannonice mai poate fi dedusă și din lipsa oricărora indicații de continuitate faunistică, oricât de neînsemnată, între *Sarmațianul* și *Ponțianul*



acestei mari unități tectonice. La exteriorul Carpaților, unde această continuitate există, cunoaștem câțiva reprezentanți: *Ceriți*, *Modiolus*, *Ervilia*, care trec din Miocen în Pliocen. Acesta nu este cazul și al faunei pliocene de facies pannonic, unde în special Limnocardiaceele prezintă mari înrudiri cu cele extracarpatice, având aceeași origine ca și aceasta din urmă.

Pontianul. Invadarea de către ape a Basinului pannonic se datorează în primul rând unor noi scufundări care au avut loc aici, dând posibilitatea apelor dela exteriorul Carpaților să ocupe regiuni care se întindeau până la Viena. Depresiunea pannonică fiind în acel timp termenul cel mai de W al unui întreg sir de lacuri, al căror centru de greutate se afla la exteriorul Carpaților, a avut existența cea mai precară, anume o existență mai scurtă ca aceea a basinelor dela exteriorul Carpaților și o îndulcire mai rapidă.

In Pontian, basinele dela exteriorul Carpaților comunicau pe deasupra acestor munți cu grupul de trei basine (transilvan, pannonic și al Vienei) care formau Depresiunea Dunării mijlocii. La sfârșitul Pontianului această legătură intrerupându-se, faunele din cele două grupe de basine, dela interiorul și dela exteriorul Carpaților, atât de diferite între ele, datorită unor cauze locale, s'au diferențiat și mai mult.

Din punct de vedere petrografic constatăm în Pontian existența a trei orizonturi cu o desvoltare foarte deosebită. Orizontul inferior, gros numai de câteva zeci de metri (la Crișeni de 80 m) este format din pietriș fin și nisip grosier. In afară de forajul dela Crișeni el se mai întâlnește în câteva puncte pe marginile basinului, ca de exemplu la Porți, lângă Suplac, unde este exploatat într'o carieră. MATEESCU consideră acest orizont ca având probabil o vîrstă meotiană, dar el nu cunoștea fosilele pontiene (*Melanopsis fossilis*, etc.) ce apar la Porți și la Șimleul Silvaniei în cariera dela S de Dealul Pupoș. De asemenea MATEESCU nu cunoștea problema perioadei continentale post-volhiniene de pe marginea de W a Munților Apuseni.

Orizontul mijlociu al Pontianului constă dintr'un pachet de marne, gros de cca 400 m, în care intercalațiile de marne nisipoase, rar de nisipuri, sunt cu totul neînsemnante. Acest orizont ne este cunoscut aproape numai din foraje și este foarte sărac în fosile.

La partea superioară a Pontianului urmează o alternanță de marne cu strate de lignit și strate de nisipuri fine. Vîrsta pontiană a acestui orizont este dată de numeroasele fosile găsite în diferite părți ale basinului: Periceiu, Bădăcin, Curitău, Crișeni, etc. Exploatările de lignit din ultimii ani dela Sărmașag, Chiejd, Bobota, etc., pe lângă numeroase exemplare de Cardiacee, Congerii, Ostracode, *Unio*, *Anodonta*, *Melania*, etc., au dovedit și prezența Gasteropodului pulmonat, *Valenciennius*, găsit în marnele dintre stratele de lignit ale minei dela Sărmașag. Prin acest fosil vîrsta pontiană a lignitului este în afară de orice discuție.



Limita superioară a depozitelor nu este marcată prin nimic deosebit, aşa încât ea este oarecum arbitrară. Noi considerăm Pontianul ca terminat de îndată ce stratele de lignit începează, iar nisipurile încep a deveni predominante. Orizontul superior al Pontianului se întâlnește în lungul văilor cu atât mai bine desvoltat cu cât acestea sunt mai largi și cu eroziune mai adâncă.

Dacianul. Atribuim acestui etaj seria superioară a depozitelor de vîrstă pliocenă, caracterizată prin predominarea stratelor de nisip. Grosimea acestui etaj este de maximum 200 m. În afară de lipsa stratelor de lignit, complexul superior al Pliocenului se caracterizează prin prezența unui număr de 4–6 bancuri de gresie conținând material vulcanic, în special hornblendă. Procentul de material vulcanic este foarte diferit, după regiuni, uneori fiind așa de bogat încât să rocei o culoare cenușie sau verde, pe alocuri aproape neagră.

Depozitele daciene ocupă în interiorul basinului numai crestele dealurilor; ele au fost erodate, în general, pe marginile basinului. În partea de apus, unde basinul se deschide în marea Depresiune pannonică, deci începând dela Dersida spre W, el acoperă cu totul Pontianul, luând contact cu Cuaternarul Câmpiei ungare.

Ceeace mai caracterizează depozitele acestui etaj sunt două fapte: în primul rând structura torrentială a stratelor sale de nisip fin, și apoi prezența fosilelor în zăcământ secundar. În depozitele daciene, fosile se întâlnesc numai la anumite nivele, formate din material mai grosier. Fosile apar aici cu urme vizibile ale unui transport, fiind reprezentate numai prin indivizi maturi, care au putut suporta transporturi îndelungate.

Cât privește originea nisipurilor care formează Dacianul gros de 200 m, aceasta nu poate fi găsită în rama muntoasă imediat învecinată (Mezeș și Rez), ale cărei micașisturi, gneise, gresii sau conglomerate verrucanice ar fi putut procura cel mult pietrișuri destul de mari și o cantitate mai mare de mică albă. Nisipul, pe care noi îl atribuim Dacianului, provine din interiorul basinului transilvan, care, devenind uscat chiar dela sfârșitul Pontianului, a început să fie erodat, procurând acest material.

Teotonica. Cele trei insule de Cristalin: Măgura Șimleului, Heghișa și Vârful Codrului, separă în Basinul Sălajului două unități tectonice în care se pun probleme întrucâtva deosebite. La E de aceste insule, care reprezintă horsturi rămase în urma prăbușirilor întâmplate la limita Helvețian-Tortonian, se găsește șanțul Zălăului, care constă dintr'un sir de domuri orientate NE–SW și flancate de câte un sinclinal. Inclinările de aici sunt în general de cca 5° și depășesc numai rareori 10°.

Problema economică mai importantă care se pune aici este aceea a acumulării de hidrocarburi. Forajul executat între 1922–1925 la Crișeni (=Tigani), n'a dat rezultatele așteptate, dar apele sărate pe care le scoate acest foraj dau de bănuț



o structură a fundamentului care încă nu ne este cunoscută. Condițiile pentru formarea lignitului erau aici mai puțin favorabile în comparație cu unitatea tectonică situată la W de horsturi, datorită adâncimii mai mari a apelor ponțiene. Totuși cele câteva iviri cunoscute (Giurtelecul Hododului, Odești, Moghioroș, etc.) ne arată că explorări sunt necesare și în această regiune.

La W de horsturi, regiunea suferind o colmatare înaintată încă dela sfârșitul Ponțianului, a dat posibilitate desvoltării unor turbării arborescente, care au dat naștere stratelor de lignit. Inclinațiile sunt și aici mici, în general sub 5°.

Depozitele necimentate suficient ale Pliocenului, în special puternicul acoperiș de argilă roșcată eluvială, care acoperă pantele, uneori cu grosimi ce depășesc un metru, nu permit recunoașterea la suprafață a unora din faliile care străbat Pliocenul. Totuși acestea există; unele foarte puțin vizibile la suprafață, iar altele cunoscute datorită exploatarilor de lignit.

Direcția acestor falii este NE—SW sau NW—SE, adică paralelă cu una din cele două margini ale basinului, care urmăresc falii deosebit de importante, separând basinul de fundamentul cristalino-mesozoic ce apare în Mezeș și în Rez.

In interiorul basinului, aceste falii formează o rețea, care se întrelapă în unghiuri aproape drepte, dar numai cercetările geofizice vor putea stabili exact poziția și numărul lor.

Tot cercetările fizice le este rezervată descoperirea structurii pe care o prezintă fundamentul, ale cărui blocuri se află la înălțimi diferite, unele înșiruite sub formă de creste, între care se intercalează depresiuni.

Indicațiunile pe care prospecțiunile dela suprafață le pot da prospecțiunilor geofizice sunt acelea ale orientării structurilor după una din cele două direcții ale marginilor basinului.

— R. BOTEZATU. — Măsurători gravimetrice regionale între Pitești—Târgoviște—Câmpulung și Râmnicu-Vâlcea¹⁾.

Şedința din 23 Martie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— M. MARINESCU-FRĂSINEI. — Prospecțiuni electrice la Ghelar¹⁾.

— TR. CRISTESCU. — Prospecțiuni magnetometrice la Ghelar - Teliuc¹⁾.

— AL. ESCA. — Măsurători gravimetrice în regiunea Gura Oeniței — Răsvad — Târgoviște — Dolan — Tătărani și Pucioasa - Voinești¹⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.



Şedinţa din 27 Martie 1951

Președinte: Prof. SABBA S. ȘTEFĂNESCU.

— MIRCEA D. ILIE. — Cercetări geologice în regiunea Sebeş — Sibiu — Avrig.

In campania anului 1950, am făcut rădicări geologice în regiunea Sebeş—Sibiu—Avrig, urmărind în special structura Neogenului.

Statigrafia. La alcătuirea acestei regiuni iau parte următoarele formațiuni: Șisturile cristaline, Cretacicul mediu-superior, Eocenul, Aquitanianul, Tortonianul, Sarmațianul, Ponțianul și Cuaternarul.

Şisturile cristaline. Partea sudică a regiunii cercetate este reprezentată prin Șisturile cristaline de pe marginea sudică a Munților Sebeş și Cibin în sectorul vestic și mijlociu și prin Șisturile cristaline din Munții Făgăraș, în sectorul estic. Limita nordică a Șisturilor cristaline este orientată E—W în regiunea Sebeş, NW—SE în regiunea Sibiu și apoi din nou E—W în regiunea Avrig.

Tipurile de roce cristaline sunt:

Calcarele cristaline, cu bobul fin, care se întâlnesc în bancuri subțiri alternând cu șisturile cristaline, și care formează benzi desvoltate la Cărpiniș—Apold și Poplaca—Răchinari sau apar sporadic la Orlat;

Şisturile sericitoase, cu luciu argintiu, care se dezvoltă la Orlat și Răchinari;

Şisturile cloritoase, verde-închis, asociate cu șisturile sericitoase;

Şisturile grafitoase, mai frecvente la Orlat și E de Săliște (între Pâraie);

Şisturile cu porfiroblaste de albit, care, împreună cu celelalte tipuri de roce, amintesc apariția complexului epizonal, relativ slab desvoltat la Cărpiniș, Poplaca, Răchinari și Cisnădioara.

Din complexul cata-mesozonal fac parte: parașisturile cu biotită și clorită, parașisturile cu muscovită, parașisturile cu două miče, gneisele de injecție (ocularare) dela Săscior—Deal, Gârbova, Gura Râului, Răchinari—Sadu, Cisnădioara; amfibolitele, șisturile amfibolitice cu feldspat și grenăți și parașisturile cu grenăți.

Acest complex este străbătut în toate sensurile și mai ales pe suprafețele de sistozitate de injecții aplitice și pegmatitice, localizate în regiunea Răchinari—Păltiniș.

Cretacicul este reprezentat prin Cenomanian (Cisnădioara) și Turonian-Senonian (Cisnădioara, Pian-Săscior).

Cenomanianul dela Cisnădioara se reazemă direct pe Cristalin și este reprezentat prin gresii micacee, argile și marne cenușii și violacee cu

următoarele resturi organice: *Myloceras seratinum* SPATH., *Holcoscaphites aequalis* Sow., *Forbesiceras lagertillianum* D'ORB., *Mantelliceras mantelli* Sow.

Turonian - Senonianul se află reprezentat prin conglomerate, calcare cu Hippuriți, gresii cu hieroglife, marne albe, bogate în resturi organice (*Actaeonella conica*, *A. lamarcki*, *A. goldfussi*, *A. obtusa*, *Nerinea cincta*).

Paleogenul este reprezentat numai prin Eocene care în regiunea Porțești se desvoltă sub faciesul epicontinental fiind constituit din conglomerate, calcare cu Nummuliți, lumachelle, calcare cu Gasteropode, cu Coralieri, Echinide, dinți de Selaciene și marne cenușii-negricioase organogene. Dăm mai jos lista formelor mai importante din acest etaj:

- Favia* sp.
- Lithodendron trichato*
- Echinantus pellati*
- Cidaris bielzii*
- Echinolampas alienus*
- Nummulites complanata*
- Nummulites tschihacheffii*
- Conoclypeus conoideus*
- Cerithium (Campanile) giganteum*
- Nerita conoidea*
- Natica* sp.
- Oliva mitriola*
- Terebellum convolutum*
- Nerinea bruckenthali*
- Venus* sp.
- Gryphaea* sp.
- Donax dubia*
- Pectunculus* sp.
- Ostrea deltoidea*
- Cardium spondyloides*
- Lamna depressa*
- Lamna dubia*
- Lamna gracilis*
- Lamna cuspidata*
- Carcharodon leptodon*
- Carcharodon heterodon*
- Carcharodon lanceolatus*
- Otodus obliquus*
- Oxyrhina leptodon*



Neogenul este reprezentat prin subdiviziunile care urmează:

Aquitanianul se află localizat în regiunile: Totoi—Hăpria—Lancrâm și Sebeș—Sibișani—Pian.

In prima regiune este bine descoperit de o parte și de alta a Văii Mureșului, iar în regiunea Sebeș—Sibișani—Pian, Aquitanianul deși ocupă o suprafață întinsă, deschiderile sunt reduse din cauză depozitelor cuaternare ce le acoperă.

Depozitele aquitaniene sunt reprezentate prin: argile nisipoase roșii cu pete cenușii-verzui, nisipuri roșii, nisipuri roșii cu pietrișuri cuarțitice, nisipuri cenușii-verzui, argile smectice cenușii (Limba), calcare cu Foraminifere (Oarda), calcare bituminoase cu *Ostrea aginensis* și *Ostrea digitalina* (Bărăbanț).

Fundamentul Aquitanianului se cunoaște în regiunea Alba Iulia—Vinț. La SW de Ighiu, Aquitanianul ia contact cu gresiile albe oligocene cu *Cyrena semistriata* și *Cerithium margaritaceum*, și cu Eocenul din D. Măguliciu, iar în regiunea Micești—Vinț se reazimă discordant pe Cretacicul mediu și superior.

Cercetarea raporturilor depozitelor roșii cu fundamentul ne-a precizat vârsta lor post-oligocenă. La partea superioară, ele suportă Tortonianul atât în regiunea Ighiu—Bilag, cât și în regiunea Totoi—Straja—Lancrâm. În regiunea Sebeș—Sibișani și Pianul de Sus el suportă deasemenea marnele tortoniene.

Dependența strânsă între Aquitanian și Tortonian este cunoscută și în basinele intramuntoase Brad—Săcărâmb, și a fost demonstrată de mine pentru basinele Zlatna și Petroșani. Vârsta complexului roșu este determinată ca fiind cuprinsă între Oligocen și Tortonian. Numeroasele resturi de *Ostrea aginensis* dela Bilag îi precizează vârsta aquitaniană.

Tortonianul. Se dezvoltă în tot lungul marginii muntoase cu o întrerupere importantă între Apold și Poplaca și cu dezvoltări maxime la extremitățile regiunii (Sebeș și Tălmaciul). Prezintă următoarele faciesuri:

1. Faciesul grezos din regiunea Pian este reprezentat prin gresii albe, micacee, friabile, nestratificate, diaclazate și cu bucați de marne cenușii și cu intercalații de pietrișuri.

2. Faciesul marnos, cel mai bine dezvoltat, este reprezentat prin marne albe-cenușii cu *Globigerina* fin stratificate cu intercalații de pietrișuri cuarțitice mărunte cu Gasteropode mici (Poplaca, P. Lia), marne cenușii, micacee și gresii albe.

3. Faciesul recifal, cunoscut pe marginea de E a Munților Metaliferi, nu apare aici decât ca blocuri remaniate în Cuaternar (Sibișani). La Apold, am găsit în apropierea Cristalinului un bloc de conglomerate cu ciment calcaros și cu resturi de *Ostrea*.

4. Faciesul lagunar este reprezentat prin gipsurile dela Dobârca și manifestațiile saline de pe teritoriul vizibil al Tortonianului (Veștem).



sau acoperit de depozite mai tinere (V. Slatinei, Drașov, Miercurea Băi, Săcădate).

Tufurile dacitice, reprezentate prin nivelele ce separă Tortonianul în trei subdiviziuni, sunt reduse la un singur nivel situat probabil deasupra Tufului de Dej, ce nu a fost identificat în regiune.

Tortonianul ia contact cu toate formațiile mai vechi, ceea ce demonstrează caracterul său transgresiv.

Dela W Săsciori până la Apold, Tortonianul este suportat de șisturile cristaline, pe care le-a invadat creind golful de pe teritoriul localității Pe Deal. Insulele de Cristalin dela Gârbova și E Cârpiniș dovezesc acțiunea de invazie a mării tortoniene. În regiunea Rășinari, marea tortoniană a format un golf în interiorul masei cristaline.

Depozitele tortoniene se află în contact direct cu Cretacicul superior de la Pianul de Sus—Sebeșel—Săsciori și acel dela Cisnădioara.

Raporturile strânse dintre Tortonian și Aquitanian sunt vizibile în regiunea Sibișani—Pian—Sebeș—Alba Iulia, unde Tortonianul flanchează anticlinalele de Aquitanian.

La partea superioară, Tortonianul suportă normal Sarmațianul de S pe o linie ce ar uni satele Veștem și Bradu, precum și Sarmațianul dela Dobârca—Gârbova—Apold. În cea mai mare parte Tortonianul este însă acoperit de Ponțian, dela Sebeș până la Cisnădia.

S a r m a ț i a n u l. Urmărirea Sarmațianului este dificilă din cauza rarității fosilelor și asemănărilor petrografice cu Ponțianul.

În privința limitei inferioare a Sarmațianului este de observat că se distinge ușor față de Tortonian, care se dezvoltă aici sub faciesuri deosebite.

În regiunea Sebeș, Sarmațianul se dezvoltă la N de Secaș pe suprafețe relativ restrânse (Straja—Ghimbom și viile Sebeșului). Dezvoltărca cea mai mare o prezintă Sarmațianul dela Sudul Văii Secaș. Astfel la Câlnic, Sarmațianul formează un sinclinal susținut de marnele tortoniene și apoi reapare ca o bandă îngustă la baza Ponțianului.

Deschiderile cele mai clare se află la râpile și carierele dela S de Câlnic, unde Sarmațianul este reprezentat prin: argile cenușii, nisipuri feruginoase cu bucați de marne, nisipuri cu pietrișuri, conglomerate cu elemente cuarțitice mari, gresii micacee, gresii conglomeratice în bancuri până la 1 m grosime precum și slabe iviri de lignit și resturi de plante incarbonizate. La cariera dela Câlnic am găsit frumoase exemplare de *Cerithium*.

La Gârbova, Sarmațianul apare în cariere și de nisip dela vestul localității.

Aparițiile cele mai estice de Sarmațian din regiunea Sebeș, le-am identificat la Dobârca, în carierele dela Sudul acestei localități, unde este reprezentat prin: nisipuri micacee, argile și argile nisipoase și gresii micacee în bancuri de 20–40 cm. Ca resturi organice vom menționa: *Cerithium*, *Tapes*, *Cardium* și *Gasteropode mici*.



Deschiderile cele mai interesante le întâlnim însă în Sarmățianul din regiunea Avrig, unde ocupă un teritoriu vast (Veștem — Bradu — Săcădate — Cornățel — Daia — Bungard).

La Mohu, Sarmățianul este reprezentat prin: nisipuri și pietrișuri cu structură torrentială și cu blocuri de marne tortoniene, argile cenușii-negricioase fin șistoase, marne albe în blocuri rare (1 m grosime), gresii micafere, gresii cu urme de scurgeri noroioase, gipsuri secundare pe suprafețele stratelor și pe diaclaze, alternanțe egale de nisipuri și argile precum și pietrișuri în lentele.

La Bradu, Sarmățianul cuprinde: conglomerate cuartitice mari, — gresii conglomeratice, gresii micacee, nisipuri micacee și feruginoase, concrețiuni grezoase de 50—80 cm diametru, argile nisipoase, argile negre șistoase și tufuri dacitice, în grosime de 0,5—2 cm.

In fine, la Săcădate, Sarmățianul apare cu aceleași caractere petrografice, iar în D. Blidarului și la W de sat prezintă în conglomeratele mărunte, următoarele forme: *Cerithium pictum* și *Cerithium rubiginosum*.

Ponțianul ocupă cea mai mare suprafață a regiunii. În regiunea Sebeș, prezintă raporturi directe cu Tortonianul ca pe toată marginea de E. a Munților Metaliferi; ceva mai mult, Ponțianul ia contact aici cu Aquitanianul. În regiunea Petrești, Ponțianul se reazimă pe Cretacicul superior; între Câlnic și Apold este suportat de Tortonian, acoperind uneori (Dobârca, Gârbova, Câlnic, Răbău) petecele cele mai avansate de Sarmățian. Între Apold și Poplaca Ponțianul se reazimă direct pe șisturi cristaline; iar de aici spre Sadu își recapătă raporturile cu Tortonianul. În regiunea Bungard—Nucet, Ponțianul urmează normal Sarmățianului.

Din punct de vedere litologic, Ponțianul este alcătuit din roce detritice comune și slab consolidate, ce se disting net de sedimentele sarmățiene spre deosebire de regiunea Turda—Ocna Mureșului—Aiud, unde ele prezintă mari afinități. Asemănările cu Sarmățianul se mențin însă în regiunea de S a Cuvetei Transilvaniei.

Rocele ce aparțin Ponțianului sunt: nisipuri albe micacee cu fluturăși mari de muscovită, concrețiuni limonitoase și bucăți de argile și resturi de Plante incarbonizate; nisipuri feruginoase, dungate, cu structură încrucișată; marne albe-cenușii, compacte, cu Cardiacee subțiri; argile cenușii șistoase; argile feruginoase; argile nisipoase; pietrișuri cu elemente cuartitice bine rulate și de culoare albă, neagră și roz (1—5 cm diametru); mai rar calcare mesozoice, gresii cretacice, diabaze, porfire, jaspuri. Pietrișurile prind o crăstă feruginoasă, au o structură torrentială și formează lentele în masa nisipurilor, cuprind blocuri mari de argile ponțiene și concrețiuni grezoase.

Depozitele ponțiene descrise mai sus seamănă foarte bine cu cele sarmățiene; deosebirea constă în lipsa bancurilor grezoase, a șisturilor argiloase negre și mai ales a tufurilor dacitice.



Localitățile unde am găsit resturi organice abundente sunt: Câlnic, Cut, Ungurei, Drașov, Sângătin, Spring, Apold, Topârcea, Slimnic, Mândra, Gușterița, Daia, Cisnădia și Nucet. Formele organice cunoscute sunt:

- Congeria banatica,*
- Congeria zsigmondi*
- Congeria partschi*
- Melanopsis martiniana*
- Melanopsis vindobonensis*
- Melanopsis impressa*
- Valancienius reussi*
- Limnocardium fuchsii*
- Paradacna* sp.

Cuaternarul. Depozitele cuaternare sunt desvoltate în lungul văilor principale Secașul și Cibinul și pe colinele învecinate.

In afara de aluviuni, Cuaternarul este reprezentat prin depozite groase de lehm (4–10 m) așezate pe nisipuri feruginoase și pietrișuri cu structură orientială. Aceste depozite se întâlnesc pe suprafețele vechi de eroziune, tmulează relieful și aduc mari dificultăți observațiilor geologice, reducând cu mult numărul aflorimentelor. In regiunea Sibiu din cauza acestor depozite de pe suprafața de eroziune și a marilor conuri de dejecție dela Poplaca și Gura Râului, nu se poate urmări structura Neogenului.

Resturile de Nevertebrate frecvente în depozitele cuaternare aparțin Helicidelor și Unionidelor (Sibișel, Cut, Mohu). Mămiserile sunt reprezentate prin următoarele specii, colectate în lutăriile din împrejurimile localității Gușterița: *Felis leo (spelaea)* GOLDF. (craniu fără maxilare), *Hyaena crocuta* var. *spelaea* și *Elephas primigenius* (defensă).

Tectonica. Pentru ușurință expunerii vom da elementele structurale pe regiuni.

1. *Regiunea Sebeș.* In regiunea Sebeș cuprinsă între localitățile Alba Iulia, Pian și Apold, am deosebit următoarele categorii de anticlinale: anticlinalele formate din Aquitanian și Tortonian, anticlinalele cu manifestații saline, anticlinalele ponțiene și anticlinalele de văi.

a) Anticlinalele aquitanian-tortoniene sunt localizate în partea de W a regiunii și sunt reprezentate prin:

Anticinalul Sibișel—N Sebeș—Hăpria—Totoi prezintă în axul său bine desvoltat Aquitanianul. Flancul estic este alcătuit din marne tortoniene și depozite ponțiene iar flancul vestic este marcat de Tortonian numai la Lancrâm. Terminația pericinală se află la Totoi; la Râpa Roșie apare bine secționată, iar la S de Secaș reapare la Sibișani. Anticinalul Sibișani—Totoi este elementul



tectonic cel mai vestic din apropierea Munților Apuseni de care îl separă un larg sinclinal format din Aquitanian și Ponțian (D. Bilag).

Anticlinalul Pianul de Sus este evidențiat prin prezența Aquitanianului din ax și prin existența Tortonianului pe flancuri. Este separat de anticlinalul Sibișel–Totoi printr'un larg sinclinal de Tortonian. Din cauza întinderii depozitelor cuaternare, nu poate fi urmărit în tot lungul său. În partea NE suferă o scoborâre axială evidentă prin faptul că nu-l mai întâlnim la N de V. Secașului.

Anticlinalul S Sebeș apare în malul drept al Secașului, în viile Sebeșului, sub forma unei terminații periclinale învăluită într-o pătură subțire de marne tortoniene și apoi de depozitele ponțiene. Pe malul stâng al Secașului apare numai Aquitanianul din axul cutei. Flancul de W nu se observă din cauza eroziunii, iar flancul estic se distinge la S de auto-stradă și este marcat prin depozite tortoniene și ponțiene. Acest anticlinal l-am putea considera în continuarea celui dela Pianul de Sus, însă intervenția unei noi structuri ne împiedecă a admite racordarea acestor două anticlinale.

Anticlinalele amintite se caracterizează prin asociația Aquitanian-Tortonian și prin paralelismul cu marginea Munților Apuseni. Ele reprezintă elementele structurale cele mai ridicate axial și cele mai periferice. Grupa acestor anticlinale este alcătuită dintr-o cută majoră și două cute secundare cu sfundări axiale accentuate.

b) Anticlinale cu manifestații saline. Anticlinalul V. Slatinei este evidențiat prin căderile în sens contrar ale stratelor situate în partea inferioară a Văii Slatina; este alcătuit din sedimente ponțiene și se află intercalat între anticlinalele formate din Aquitanian-Tortonianul dela Sebeș. Manifestațiile saline sunt reprezentate prin două izvoare sărate și printr'o fântână sărată (murătoare) aflate în albia Văii Slatina.

Anticlinalul Spring–Drașov–Miercurea Băi este reprezentat deasemenea prin depozite ponțiene, ce indică căderi în sens contrar chiar în cuprinsul localității Spring, în carierele situate deoparte și de alta a văii. Manifestațiile saline sunt cunoscute la Drașov și la Miercurea Băi unde apar în thalwegul văilor. Extremitatea sudică nu se observă din cauza depozitelor cuaternare și a reliefului șters. În N se continuă pe teritoriul localității Ungurei, unde Ponțianul indică căderi în sens contrar.

Anticlinalele cu manifestații saline împrumută caracterul cutelor de văi. Sensurile contrare ale căderilor de strate se observă pe malurile văilor. Manifestațiile saline din thalweguri fac ca axul anticlinalelor să urmărească pe întinderi apreciabile cursul râurilor împrumutând un mers sinuos.

c) Anticlinale ponțiene. Din această categorie face parte un singur anticlinal: Anticlinalul Doștat–Sângătin–Miercurea. Se caracterizează prin desvoltarea lui în mijlocul depozitelor ponțiene lipsit de manifestații saline. Sensurile contrare ale căderilor de strate ce-i marchează flancurile nu



apar pe versanții unei aceleași văi; direcția cutei nu ține seama de morfologia terenului. Prezintă inflexiuni slabe față de anticlinalele diapire și este orientat N-S.

d) Anticlinale tipice de văi. Pe teritoriul localității Răhău am constatat două anticlinale: Anticlinalul V. Caselor și Anticlinalul Negotului. Aceste anticlinale sunt orientate NE-SW ca și celelalte anticlinale din regiunea Sebeș, și sunt alcătuite din marnele tortoniene suportate de Cretacicul superior Săsciori — Pian. Căderile contrare se observă numai în imediata apropiere a thalwegului, apoi ele își reiau caracterul monoclinal. Anticlinalele de văi sunt formate, din sedimentele slab consolidate ale Neogenului, în timpurile cele mai recente.

Elementele structurale din regiunea Sebeș, descrise mai sus, prezintă următoarele caractere generale:

Orientarea lor generală este NE-SW. Sunt desvoltate pe o suprafață triunghiulară limitată la W de Munții Apuseni, la S de Munții Sebeșului, iar la N de grupul cutelor majore Ocna Sibiului—Blaj.

Au o dezvoltare restrânsă față de cutele majore.

Fiind intersectate de V. Secașului racordările elementelor structurale întâmpină dificultăți.

2. Regiunea Sibiu se caracterizează prin terminația sudică a cutelor majore Blaj—Ocna Sibiului. Cutele majore sunt reprezentate printr'un fascicol paralel de cinci cuti orientate NW—SE. Capătul lor sud-estic atinge regiunea Sibiu.

Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului prezintă o incurbație accentuată în dreptul masivului de sare dela Ocna Sibiului, orientându-se N-S și dispare apoi sub depozitele cuaternare.

Anticlinalul Tău—Roșia de Secăș—Hașag prezintă aceleași schimbări de direcție pe teritoriul localității Slimnic.

Anticlinalul Cenade—Soroștin—Șesuri prezintă o ramificație orientată N-S al cărui capăt sudic se observă la E de Slimnic.

3. Regiunea Avrig. În regiunea aceasta am identificat următoarele elemente structurale:

Anticlinalul Mohu—Cașolt se desvoltă în lungul Văii Hărtibaciului și este evidențiat prin căderile contrare ale stratelor ce zpar de departe și de alta a văii. Depozitele sarmatiene iau parte exclusiv la alcătuirea acestui anticlinal. Este orientat NW—SE la fel ca și cutile din regiunea Sebeș și are o dispoziție ortogonală față de cutele majore.

Anticlinalul V. Bradului care se desvoltă în lungul Văii Bradului, este orientat N-S, iar la alcătuirea lui iau parte depozitele sarmatiene. Prezintă caracterul unui anticlinal de vale ca și Anticlinalul Mohu—Cașolt.



Anticlinalul Veștem are caracteristicile unui anticlinal cu manifestări saline. Este alcătuit din depozite tortoniene și se află în continuarea Anticlinalului Mohu—Cașolt.

Anticlinalul Săcădate—Cașolt apare cartografic asimetric prin intervenția Ponțianului pe flancul său estic. Are caracteristicile cutelor majore și s'ar putea să reprezinte o ridicare axială a Anticlinalului Slimnic.

In rezumat structura regiunii noastre se caracterizează printr'un fascicol paralel de cute majore (Blaj—Sibiu) și prin cute în virgație (Sebeș—Ocna Sibiului).

- I. COSTESCU. — 1. Prospecțiuni magnetice în regiunea Tincova—Nădrag¹⁾.
- 2. Prospecțiuni magnetice în regiunea Topleț¹⁾.

Şedința din 30 Martie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- V. PAPIU. — Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare — Căprioara Bulza — Pojoga.

Introducere. Regiunea care formează obiectul prezentei note se situează în partea de N a raioanelor Ilia și Făgăraș (regiunile Hunedoara și Lugoj) întinzându-se ca o fâșie dreptunghiulară dealungul malului stâng al Văii Mureșului. Ea are un relief colinar, cu altitudini ce rare ori depășesc 400 m.

In partea de N se ridică însă abrupt și contrastând cu restul regiunii, peretele drept și ruiniform al calcarelor recifale jurasice superioare care marchează o denivelare bruscă față de șesul larg aluvionar al Mureșului.

Rețeaua hidrografică are un caracter de netă îmbătrânire și tăie ortogonal culmile dealurilor, fiind tributară exclusiv Văii Mureșului. In partea de N, însă, calcarele jurasice imprimă un relief carstic, cu tot cortegiul de fenomene caracteristice.

Din punct de vedere structural, regiunea V. Mare—Căprioara—Pojoga, ocupă zona meridională a segmentului de W al Munților Mureșului²⁾ la N de ea situându-se, între Mureș și Crișul Alb, Masivul Drocea, care ocupă zona mediană și nordică a acestui segment.

Regiunea este în general acoperită de o vegetație abundantă, aflorimentele fiind adeseori o raritate, mai ales în partea mijlocie și meridională. Acest fapt,

¹⁾ Manuscisele nu au fost primite la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ G. MACOVEI și I. ATANASIU. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. An.. Inst. Geol. Rom. Vol. XVI. București, 1934.



coroborat cu numeroasele variațiuni faciale pe care le prezintă în special formațiunile de vîrstă cretacică, cum și cu complicațiunile tectonice care apar la tot pasul, îngreuiază mult descifrarea structurii acestei regiuni.

Istoric. Primele date ceva mai complete pe care le cunoaștem asupra acestei regiuni datează din anul 1904 și se datorează lui OTTOKAR KADIC¹⁾. Acest autor face un studiu de ansamblu asupra regiunii, atingând, mai mult sau mai puțin, toate formațiunile întâlnite. Între rocele sedimentare, el consideră că elementul cel mai vechi este reprezentat de calcare atribuite Doggerului. Aceste roce ar fi însoțite de gresii cuartitice și străbătute de erupțiuni diabazice, care le metamorfozează la contact. Criteriul de deosebire față de calcarele jurasice superioare este caracterul lithologic, în lipsă de fosile, cum și asemănarea cu calcarele doggeriene, orizontate de către K. PAPP în regiunea Zam-Glodghilești. El ne apare cu totul insuficient.

Calcarele recifale jurasic-superioare sunt examineate în amănunt de acest autor care, cu tot materialul fosilifer determinat, nu se pronunță în mod riguros asupra vîrstei lor. Face totuși o orizontare care, chiar dacă are o valoare stratigrafică cu totul locală, nu poate fi urmărită în întreaga regiune.

Cretacicului inferior îi sunt atribuite o serie întreagă de roce cu caractere lithologice variate, nefosilifere, fără a năse vorbi despre vreo posibilitate de orizontare sau despre vreo trecere laterală dela un tip facial la altul. Criteriul acestei interpretări este asemănarea petrografică a unora dintre roce cu șisturile argiloase gresoase descrise de K. PAPP în regiunile Glodghilești și Brădățel. În acest complex, KADIC situează «gresii cenușii, gresii cuartitice, șisturi argiloase uneori grafitice, șisturi marnoase, conținând cuarțite și concrețiuni calcaroase, cuarțite cu caractere asemănătoare liditului, gresii roșii, cum și șisturi argiloase sericitice din V. Dobrilăza». Acestea din urmă sunt de fapt șisturi cristaline epizonale. Si pentru stabilirea vîrstei acestor formațiuni, autorul se referă tot la asemănarea cu anumite formațiuni descrise de K. PAPP, cum și la limita netă dintre ele și depozitele cu Orbitoline.

Cretacicului mediu îi sunt atribuite depozitele detritice, superioare stratigrafic formațiunilor emintite și caracterizate prin prezența Orbitolinelor.

Ocupându-se de rocele eruptive, autorul remarcă asemănarea rocelor granitice dela Valea Mare cu cele dela Săvârșin, constată consanguinitatea diabazelor dela S de Mureș cu cele dela N de această vale, cum și faptul că diabazele străbat calcarele jurasice. Mai recunoscă și existența unor porfirite cu augit zeolitică și deosebește trei tipuri petrografice de andezite (cu biotit, cu amfibol și cu piroxen) asociate piroclastitelor respective.

¹⁾ O. KADIC. Die geologische Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maros in der Umgebung von Cella, Bulza, Poszoga. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1904. Budapest, 1906.



Autorul nu face nici o apreciere tectonică sau structurală asupra regiunii studiate.

Dintre lucrările de dată mai recentă, menționăm că regiunea a fost parcursă, în anul 1944, peștru puțin timp, de I. DUMITRESCU și după această dată de D. IACOB.

Geologia regiunii. A) Sisturi cristaline. Șisturile cristaline nu au fost întâlnite decât în două aflorimente de proporții modeste și anume: unul, în V. Teii (brațul vestic al Văii Dobrilesei) și al doilea, în malul stâng al Văii Bulzei, în aval de confluența cu P. Botchii.

Prezența acestor roce are o deosebită importanță, scoțând în evidență faptul că fundamentalul de șisturi cristaline al Carpaților meridionali se întinde cel puțin până în această regiune. Aceste iviri reprezintă punctele cele mai nordice în care s-au întâlnit până în prezent șisturi cristaline în zona meridională din segmentul vestic al Munților Mureșului. Ambele aflorimente reprezintă roce blastopelitice cu caracter epizonal.

Rocele din V. Bulzii sunt filite cloritice, puternic alterate și suportă formațiunile cretacice inferioare.

Șisturile din V. Teii au caracterul unor șisturi cloritice cu albit, bogate în calcit și prezintă o cristalinitate mai avansată decât precedentele. Ele sunt puternic încrețite și flancate la N de conglomerate și gresii roșii, iar la S de conglomerate calcaroase, ambele formațiuni atribuite Cretacicului inferior.

Străpungerile de diabaze, care se întâlnesc în imediata lor apropiere, ceva mai la S, dovedesc că în această regiune fundamentalul cristalin a fost atins de erupțiunile bazice, ceeace nu se întâlnește la N de Mureș, în Masivul Drocea.

B) Seria efusivă bazică (Diabaze). 1. Descrierea. Diabazele dela S de Mureș prezintă, în general, caracterele petrografice pe care le întâlnim la aceste roce în întregul lanț al Munților Mureșului. Ele alcătuiesc curgeri ce alternează cu cinerite și aglomerate diabazice. Roca are un caracter tipic microcristalin cu aspect obișnuit de bazalt și prezintă adeseori vacuoile umplute cu minerale de neoformăriune.

In V. Căprioriștei, în amont de marea masă a Calcarelor de Stramberg, se întâlnesc diabaze-porfirite. Aceste roce sunt alcătuite dintr-o masă fundamentală bazică microcristalină sau șticloasă în care se găsesc incluse fenocristale de feldspat calcosodic bazic și de augit. Este remarcabil caracterul proaspăt al feldspațiilor. Uneori apar în rocă fenomene de piritizare, de silicifiere sau de caolinizare.

Menționăm existența unor diabaze șticloase întâlnite în compania unor sedimente de culoare roșie, luate la început drept roce jaspoide, dela fundul



Pârâului lui Gavrilă și a faciesurilor brecioase, întâlnite la SE de Căpălnaș în basinul Văii Hobiței.

Aceste curgeri de roce bazice alternează cu aglomerate, — roce alcătuite din blocuri de diabaz, al căror diametru poate depăși $1/2$ m — incluse într-o masă cineritică friabilă, de culoare cenușie sau prin alterare, brună, care se desagregă ușor.

Următoarele caractere negative deosebesc, în mod evident, curgerile diabazice din această regiune de cele dela N de Mureș:

a) Lipsa formelor de pillow-lava; cele câteva separațiuni elipsoidale întâlnite sunt cu totul neconcludente; putând proveni fie din alterare superficială, fie din blocuri de diabaz prinse în curgeri mai recente;

b) Lipsa jaspurilor între sau deasupra acestor curgeri sau ca enclave înglobate în masa rociei. O singură excepție poate fi citată: jaspurile ce apar la baza Calcarelor de Stramberg în gura pârâielor din partea de W a comunei Căprioara, jaspuri străbătute de andezite recente.

c) Caracterul masiv pe care îl prezintă aglomeratele diabazice.

Toate aceste caractere dovedesc că în această regiune, ne găsim în prezență unor eruptionsi, după toate probabilitățile subacvatici ce aveau loc pe țărmul Mării jurasice superioare și cretacice sau pe insule ce se găseau în această mare.

2. Răspândirea și date pentru stabilirea vîrstei seriei efusive bazice. Este clar faptul că diabazele alcătuiesc, și în regiunea Valea Mare—Căprioara, fundamentul pe care s'a depus marca masă a calcarelor jurasice superioare cum și majoritatea sedimentelor cretacice, la N de Sinclinalul de Calcare de Stramberg (Căpălnaș, P. Joga). Diabaze se întâlnesc la S de comuna V. Mare, unde alcătuiesc o fâșie între banatite și sedimentele neogene (nisipuri și pietrișuri), cum și la gura Văii Ghiurii, la W de Căprioara.

La S de acest sinclinal, ele alcătuiesc o zonă continuă dela Căpălnaș până la E de V. Căprioriștei și fundul Văii Hobiței. Spre E, apar în mod cu totul sporadic în axele unor cute anticlinale, ce merg adesea până la cute-solzi, sau străpung prin Calcarele de Stramberg și prin sedimentele cretacice inferioare. Este caracteristic, sub acest raport, fundul Văii Hobiței și P. Plumbului unde diabazele străbat și metamorfozează susnumitele calcare, din care înglobează adesea numeroase enclave. În aval de confluența Văii Hobiței cu P. Plumbului, marno-calcarele negre cu vine de calcit prezintă numeroase oglinzi de fricțiune și sunt destul de puternic strívite. La contactul cu diabazele am mai constatat și prezența unor cuarțite arcoziene cu structură mozaicată.

Tot la fundul acestei văi, între diabaze, apar sinclinali strívite, de proporții reduse, de conglomerate și gresii silicioase uneori de culoare roșie.

Aceste date confirmă observațiunile noastre din trecut și afirmația potrivit căreia eruptionsiile de diabaze din Munții Mureșului au loc cel puțin până la bază Cretacicului inferior.



C) *Jurasicul superior (Calcarele de Stramberg)*. Aceste formațiuni alcătuiesc o zonă sinclinală continuă între Căpălnaș și Pojoga și dau peisajului din această regiune o notă pitorească, caracteristică regiunilor calcaroase. Fenomene carstice (dispariții de cursuri de ape, doline, peșteri, uneori cu guano, chei) se întâlnesc la tot pasul. Fâșia de Calcare de Stramberg are o lățime de 1,5–2 km, grosimea formațiunii depășind 250 m (diferența de nivel dintre lunca Mureșului și punctele cele mai ridicate în care s'au întâlnit calcare). Ne găsim aici în prezență unor calcare masive cu caracter recifal, de culoare alb-gălbui sau cenușie. Uneori se pot observa bancuri groză de 1–1 $\frac{1}{2}$ m, cu căderi meridionale în apropierea Văii Mureșului și nordice la S de această vale. Calcarele de Stramberg desemnează astfel un sinclinal al cărui ax este orientat E–W (V. Căprioriștei–V. Cuiașului).

Fenomene de alterare care conduc la formarea de argile lateritice interesează mai ales porțiunile superioare ale acestor roce. Structura calcarului este masivă, arareori brecioasă; alteori calcarul este recristalizat fiind zaharoid și având o frumoasă culoare albă. Roca este de obicei puternic diagenizată.

Resturi fosile se întâlnesc adeseori (mai ales Nerinee, Lamellibranchiate și Coralieri) și apar scoase în relief de eroziune pe suprafața roci din care este aproape imposibil să fie detasate (V. Căprioriștei, V. Fundății, V. Pestisului).

Calcarele dela gura Văii Fundății prezintă evansate fenomene de silicifiere, accidente silicioase apărând în masa roci atât sub formă de nodule de diametru ce nu depășesc 15 cm cât și în zone continue, late de maximum 5 cm (chaille).

Aceste accidente sunt alcătuite din opal de culbare brună-castanie cu tendință de recristalizare, trecând în calcedonit. Silicifierea s'a produs pe seama resturilor organice între care remarcăm mai ales Radiolari (cu predominarea formelor *Spumellaria*) cum și spiculi de Spongieri globulari și monaxonii. Scheletele de Radiolari sunt de multe ori puternic diagenizate și înlocuite cu calcit.

In V. Căprioriștei și Hobiței, ele sunt străpunse și mineralizate la contact, de eruptions din bazice (esa cum s'a specificat mai sus).

In partea lor superioară, Calcarele de Stramberg au uneori un caracter mai detritogen, trecând la devărare calcare cu Oncoide și înglobând fragmente rulate de cuarț cu diametrul până la 1 cm, cum este cazul la fundul brațului vestic al Văii Fundății. Aci calcarul are culoare galbui-roșcată și conține și numeroase entroce de Crinoizi.

Vârsta calcarelor este desigur portlandian-superioară dar este posibil ca, în bază, să fie înglobați și termeni mai vecni. Presupunem că termenii superioiri menționați (calcarele cu Oncoide și Crinoizi) ar reprezenta baza Neocomianului asupra căreia vom reveni mai jos.

D) *Cretacic inferior*. 1. *Valanginian - Hauterivian*. Am atribuit acestor etaje formațiuni cu caractere lithologice foarte deosebite, ce se



aștern, fie peste Seria efusivă bazică, fie peste Calcarele de Stramberg. Ele aparțin următoarelor grupe lithologice:

a) Marno-calcare și gresii fine, uneori micacee, cu intercalări de gresii cuarțitice, alternând cu gresii mai grosiere și șisturi argiloase cenușii. Ele alcătuiesc o zonă discontinuă dela P. Rogozului (afluent pe stânga Văii Bulzei) unde sunt metamorfozate la contactul cu andezitele, până în V. Boului (afluent al Văii Hobiței);

b) Conglomerate cuarțioase și gresii cuarțitice roșii, cu ciment argilos uneori calcaros, bogat în oxid de fer.

La alcătuirea conglomeratelor participă fragmente rulate de cuarț cu extincția rulantă, cristale mari și alterate de plagioclaz, fragmente de cuarțite de șisturi sericitice. Nu am întâlnit elemente din Seria efusivă bazică. Aceeași observație și referitor la gresii care sunt alcătuite din granule angulare de cuarț, cuarțite și, într'o măsură mai mică, din cristale de feldspat calcosodic și lamele de mică, incluse într'o masă argiloasă feruginoasă. În Valea lui Gavrilă, asociate cu acestea, am întâlnit, în apropierea diabazelor, argile și marne fin gresoase, limonitice pe care, în primul moment, le-am considerat drept jaspuri diabazice.

Aceste roce au o desvoltare mai mare în basinul Văii Dobrileasa dar au fost întâlnite și sub forma unor minusculi sinclinali pensate între diabaze, pe pâraiele dela fundul Văii Hobiței. Lipsa materialului tufaceu și a fragmentelor din Seria efusivă bazică în alcătuirea lor dovedește că ele nu au nici o legătură cu activitatea vulcanică a diabazelor.

c) Am menționat existența unor calcare cu caracter oarecum deosebite de ale calcarelor tipice de Stramberg, la partea superioară a acesteia din urmă. Am presupus că aceste calcare s-ar putea situa la baza Neocomianului. Aceeași vîrstă o atribuim și unor calcare cu caracter masiv pe care le-am întâlnit la partea superioară a Calcarelor de Stramberg, în basinul Văilor Căprioriștii, Dobrilesei și Bulzii. Spre deosebire de acestea, ele prezintă zone argiloase de culoare închisă, străbătând masa calcaroasă și conțin material detritic. Aceste calcare ar reprezenta formațiuni depuse în Marea valanginiană, în continuare, peste calcarele porthlandiene superioare.

d) Conglomerate cuarțioase și gresii silicioase de culoare brună-cenușie. Aceste roce prinse în sinclinali între diabazele din V. Hobiței pot reprezenta și sedimente mai vechi; le-am înglobat aci deoarece apar în legătură cu cele dela punctul precedent.

e) În fine, ultimul tip lithologic întâlnit în Cretacicul inferior este reprezentat prin conglomerate grosiere calcaroase, roce pe care le-am întâlnit într'un afloriment de câțiva metri grosime la fundul Văii Hobiței.

După cum se vede, am atribuit Cretacicului inferior o serie de sedimente foarte deosebite ca facies: tipul Stratelor de Sinaia (dovodind o depunere într'o zonă bathială), tipul neritic gresos-conglomeratic, (sedimentele de culoare



roșie ca și starea de prospețime a feldspațiilor detritici remaniați putând indica o perioadă aridă continentală pe țărmul din apropiere) și tipul recifal (reprezentând continuarea recifilor jurasici și deci o continuitate de sedimentare între Malm și Cretacicul inferior).

2. Apărata. Formațiunile pe care le-am atribuit Apătanului sunt reprezentate prin gresii vinete-cenușii, calcaroase, bogate în Orbitoline, alternând cu argile și marne uneori șistoase și cu conglomerate mărunte. Ele se întâlnesc, fie deasupra Calcarelor de Stramberg, fie peste formațiunile cretacice inferioare neocomiene și pot fi confundate, mai ales când nu prezintă resturi organice, cu acestea din urmă. În părăiele de pe dreapta Văii Pestișului și la fundul Văii Fundății, ele apar peste Calcarele de Stramberg, în basinul Văii Dobrișe (V. Cămăruței) și peste marnele și gresiile neocomiene.

Pe baza formelor de Orbitoline cum și pe criteriul stratigrafic, putem situa aceste formațiuni în Apătan.

E) *Cretacic superior(?)*. Peste formațiunile menționate mai sus se dispun transgresiv și aproape orizontal, gresii silicioase uneori nisipoase și conglomerate cuarțoase mărunte de culoare albă sau gălbue care, prin alterare, devin brune sau portocalii. Ele alcătuiesc culmile acestor modeste coline și, prin desagregare, dau naștere la nisipuri și pietrișuri pe care le putem ușor confunda cu formațiunile de același fel de dată recentă (pliocene sau cuaternare). Faptul că aceste roce sunt foarte puțin cutate ne-ă determinat să le considerăm post-tectonice. Este însă greu de precizat vârsta lor exactă.

Nu am întâlnit fosile în acest complex.

Câteva resturi vegetale găsite la culmea dintre V. Hobiței și V. Căprioștei sunt neconcludente. Deocamdată le atribuim Cretacicului superior lor dar nu excludem posibilitatea ca ele să fie și mult mai recente.

In orice caz, evidențiem faptul că se deosebesc, în mod categoric, de formațiunile cretacice superioare dela N, din Masivul Drocea, și subliniem că, dacă aparțin într'adevăr Cretacicului superior, transgresiunea cretacică superioară a ajuns mult mai aproape de zona axială în sectorul meridional al segmentului vestic al Munților Mureșului decât în cel nordic.

F) *Banatite*. Eruptiunile banatitice întâlnite în regiunea studiată sunt identice cu cele dela Săvârșin și, după toate probabilitățile, tîn de același masiv.

Principala ivire alcătuște promontoriul ce avansează până în malul Mureșului, între Căprioara și V. Mare. Aci apar granite porfiroide de tipul celor dela Săvârșin, alcătuite din fenocristale mari de ortoză, cuarț, biotit, amfibol și feldspat plagioclaz sodic.

In V. Bontăului, în apropierea contactului cu diabazul, roca are un caracter mai bazic și este străpunsă de mici injecțiuni porfirice și aplitice cu caracter filonian. Aci apar diorite tipice cu hornblendă și magnetit.



G) *Neogenul (pietrișuri, nisipuri, argile)*. Am menționat faptul că pe culmi se întâlnesc pietrișuri și nisipuri care pot proveni din alterarea sedimentelor gresoase și conglomeratice subjacente. În regiunea Valea Mare—Căpălnaș se întâlnesc și argile nisipoase alternând cu nisipuri și pietrișuri. Regiunea este aici caracterizată prin numeroase pornituri, iar aflorimentele sunt rare. Am cartat această porțiune ca «Neogen neorientat» deosebind aceste formațiuni de terasele propriu zise, situate pe culmi, mai ales la S de Calcarele de Stramberg și în care diametru materialului rulat este de obicei mai mare. Spre S, către V. Bega, pietrișurile și nisipurile au putut fi date ca miocene sau pliocene pe baza de fosile (D. Iacob).

H) *Eruptiuni neogene (andezite)*. Principalele mase eruptive din regiunea cercetată sunt reprezentate prin andezite și prin piroclastitele acestora (aglomerate, tufuri). Andezitele se prezintă sub formă de curgeri, stockuri sau de mici filoane și alcătuesc o zonă ce se întinde către S până în basinul Văii Bega, fiind caracteristic desvoltate mai ales în împrejurimile comunei Bulza. Ele străbat prin aproape toate rocele menționate mai sus, metamorfozându-le uneori la contact.

Andezitele din regiunea Valea Mare—Căprioara—Pogoga aparțin, ca și cele de mai la N, la două tipuri principale. Un tip mai zid, andezite biotitice și un tip mai bazic, având deseori caracterul aproape bazaltic, andezite cu amfibol și piroxen. Primele sunt roce de culoare deschisă, alcătuite din fenocristale de feldspat plagioclaz, în general propilitizate și de biotit incluse într-o masă fundamentală cenușiu-roșcată sau brună. Ele au fost întâlnite, împreună cu piroclastitele respective în basinul Văii Căpriorișca, unde apar separațiuni în formă de coloane, și în regiunea Bulza. De multe ori ele sunt puternic alterate hidrotermal, caolinizate. Andezitele cu piroxen și amfibol sunt alcătuite dintr-o masă sticloasă sau microcristalină, de culoare neagră sau cenușie închisă, în care apar cristale alungite de hornblendă bazaltică sau de piroxen, alături de plagioclazi bazici. Desvoltarea lor a fost urmărită în basinul Văii Dobrilcasa.

Aglomeratele sunt alcătuite din tufuri fine de culoare albă în care se găsesc cristale de minerale fără și în care apar înglobate elemente de andezite, din tipurile citate mai sus. Diametrul lor poate atinge și 1 m. Este caracteristic faptul că aglomeratele sunt stratificate dovedind o depunere subacuatică.

Pe P. Dâmbu Miloșonii, affluent pe stânga Văii Bulzii, se poate urmări un profil în care piroclastitele alternă cu sedimente lacustre (argile și gresii moi).

Se deosebesc trei orizonturi de piroclastite, despărțite între ele prin două orizonturi de sedimente detritogene lacustre. În orizontul inferior, apare o mică curgere de lavă andezitică în care sunt prinse bucați de Calcare



de Stramberg. Astfel de elemente se întâlnesc și în tufuri, alături de marne calcaroase cretacic-inferioare. În Sedimentarul propriu zis apar deasemeni fragmente de andezite și cenuși vulcanice. Aceasta dovedește clar depunerea în mediu lacustru a materialului piroclastic provenit din eruptiunile care alternau cu perioade de liniște vulcanică, în care se puteau depune sediamente lacustre normale.

Activitatea hidrotermală care a urmat punerii în loc a andezitelor a produs mineralizările lampritice întâlnite în piroclastite.

Paleogeografia și teotonica regiunii. Caracterul de orogen cu resfrângere bilaterală, evident în restul Munților Mureșului, nu apare în segmentul care a format obiectul cercetărilor noastre. Formațiunile care alcătuiesc această regiune sunt cu totul deosebite, în multe privințe, de cele din zona nordică.

Ceea ce ne izbește în primul moment este marea desvoltare a Calcarelor de Stramberg în comparație cu cele din zona nordică (Masivul Drocea). Ele sunt depuse pe un fundament eruptiv bazic; la contactul lor cu acesta nu poate fi recunoscut în foarte multe locuri. Cretacicul inferior are o desvoltare mai redusă decât în N. În schimb apare Aptianul în timp ce depozitele atribuite Cretacicului superior în sens restrâns avansează mult mai aproape de zona axială decât în zona nordică. Deasemenea fundamentalul cristalin apare în imediata apropiere a diabazelor. Toate aceste date ne conduc la concluzia că, în acest segment, zona meridională a suferit o evoluție paleogeografică deosebită față de restul Munților Mureșului.

Astfel, este probabil că, în timpul eruptiilor diabazelor, regiunea era exondată, curgerile de lavă având loc pe uscat, pe țărmul mării în care aveau loc eruptiile tipice din zona axială.

Marea extensiune a Calcarelor de Stramberg arată că condițiunile pentru desvoltarea faciesului recifal au fost mult mai întinse în Jurasicul superior în regiunea meridională, decât în cea septentrională (Masivul Drocea). Dimpotrivă, scufundarea care marchează începutul Cretacicului inferior în basinul Drocii, se face mult mai puțin resimțită aici și în zone discontinue. Caracterul neritic și recifal al unora dintre aceste sedimente dovedește un regim de mare puțin adâncă.

In fine Aptianul, neîntâlnit în Drocea, marchează o nouă imersiune.

In lumina acestor observații, putem formula ipoteza, că segmentul occidental al Munților Mureșului a suferit, înainte de faza de cutări austrice, o serie de mișcări de basculare care determinau imersiuni în S, în vreme ce zona septentrională era uscat și invers.

Mișcările alpine produc o serie de cute a căror direcție nu poate fi precizată în mod riguros în acest sector și în stadiul actual al cunoștințelor. Evoluția acestor cute a putut ajunge la stadiul de cute-solzi. Astfel, se pot urmări o serie de solzi în partea de E unde Aptianul dă peste Calcarele de

Stramberg și peste Neocomian și câțiva solzi, cu o dezvoltare mai redusă în partea de W, unde la alcătuirea lor participă numai eruptivul bazic și calcarele jurasice.

Mișcările de mai târziu se fac resimțite numai sub forma unor basculări pe verticală ceeace rezultă cel puțin din datele furnizate de formațiunile întâlnite în această campanie de lucru.

— I. TRÂMBIȚAŞ. — Lucrări gravimetrice în regiunea Șimlăul Silvaniei — Oradea ¹⁾.

— V. EUSTAȚIADE. — Prospecțiuni electrice în Basinul Silvaniei ¹⁾.

— M. MARINESCU-FRĂSINEI. — Prospecțiuni electrice în regiunea Moldova Nouă ¹⁾.

— I. COSTESCU. — Prospecțiuni magnetometrice în regiunea Moldova Nouă ¹⁾.

Şedința din 3 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— N. CERNESCU, T. GOGOAŞĂ și H. GRUMĂZESCU. — Cercetări pedologice în ținutul Covurlui ²⁾.

— N. CERNESCU și N. FLOREA. — Cercetări pedologice în regiunea Putna ²⁾.

— I. SERBĂNESCU. — Cercetări geobotanice în regiunea Buzău — Putna ²⁾.

— M. FILIPESCU. — Mineralizările din Neogenul dintre V. Buzăului și V. Bistriței și problema vulcanismului pericarpatic ¹⁾.

— M. A. MAMULEA. — Geologia regiunii Bănița — Crivadia.

Regiunea cercetată se intinde deoparte și de alta a Văii Crivadia și are forma aproximativă a unui triunghi cu una din laturi situată pe linia ce trece prin vârfurile: Dealul Botanilor, Dealul Savastului, Dealul Babei, Câmpul Luperilor și Smida Mică. Sirul acesta de înăltimi reprezintă creasta care face separația între basinul sedimentar al Văii Jiului și zona sedimentară Bănița —

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ Va apărea în *Studii Technice și Economice*.



Crivadia. Spre N, limita regiunii ajunge până aproape de P. Jiguroșița; la W, marginea ei se întinde în Valea Barușor și Strei iar spre E până în Valea Jiguroasa.

Din punct de vedere morfologic, zona Crivadia—Bănița este prelungirea spre E a Depresiunii Hațegului. Altitudinea medie a depresiunii este 500—600 m. Ea este înconjurată de creste care în partea ei de N trec de 1300 m, la S, înălțimea vârfurilor ajungând la 1000 m. Zona care înconjoară depresiunea este caracterizată prin creste înguste cu versanții adesea abrupti. Valele sunt înguste și greu accesibile. În zona depresiunii morfologia este mult mai puțin accidentată. Înălțimile prezintă spinări rotunjite, valele sunt largi și foarte accesibile.

Cursul de apă cel mai important este Crivadia care drenază apele spre Strei. Celelalte văi au caracter torențial, cu apă multă în perioadele cu precipitații atmosferice.

Stratigrafie. Zona studiată reprezintă continuarea spre pragul cristalin al Băniții a sedimentelor din Basinul Hațeg—Pui. Depozitele sedimentare ce se desvoltă în această parte sunt mult mai subțiri decât acelea care apar la Pui și prezintă caracterele formațiunilor de coastă.

Orizontarea și paraleлизarea lor cu formațiunile geologice din regiunile învecinate întâmpină greutăți din cauza lipsei de faună.

Cristalin. Fundamentul regiunii este constituit din sisturi cristaline de tip Lotru. Rocele predominante sunt micașisturile cu mică albă. Între micașisturi se găsesc intercalate gneise de culoare albă, ce conțin multă mică neagră. În unele locuri gneisele sunt puternic alterate, mica neagră este pe cale de dispariție sau este complet alterată, iar feldspatul este transformat în caolin. Roca ia adesea aspectul de nisip caolinos.

Atât gneisele cât și micașisturile sunt puternic dislocate. Direcția generală de cutare a stratelor este nord-estică.

Jurasic. Liasic. Deasupra sistemelor cristaline repauzează gresii și conglomerate albe-gălbui. Elementele constitutive ale conglomeratelor sunt de dimensiuni mici și sunt alcătuite din fragmente de cuarț. Stratificația lor este încrucișată. Din punct de vedere petrografic și ca aspect general aceste depozite se aseamănă cu gresiile și conglomeratele care apar în jurul localității Cioclovina, din care au fost descrise plante fosile liasice. În perimetru studiat de noi, în apropierea Vârfului Tăul Lung, se găsesc nisipuri fine cu urme de cărbune. Având în vedere asemănarea petrografică a gresiilor care apar în regiunea Crivadia—Bănița cu gresiile liasice dela Cioclovina, cât și poziția lor geometrică, le vom considera și pe acestea aparținând Liasicului. Grosimea pachetului de gresii liasice care apar în zona Bănița—Crivadia este de circa



30—40 m. Direcția lor variază între 17° — 55° Nord-Est iar înclinarea între 40° — 50° . Datorită faptului că terenul este acoperit, cât și a lipsei de fosile în depozitele liasice din zona Bănița—Crivadia, nu se pot face orizontări amănunțite. Ele se ivesc pe o zonă îngustă sub Creasta Zamordele, Tăul Lung, apoi în Creasta Sesura și în D. Bălo.

M a l m. În zona Bănița—Crivadia se pare că lipsesc formațiunile doggeriene care se desvoltă în jurul localității Cioclovina. Deasupra depozitelor liasice, în regiunea Bănița urmează calcare albe porțelanoase. Acestea apar la zi pe o suprafață mult mai importantă decât depozitele jurasic-inferioare. Calcarele albe jurasic-superioare alcătuiesc: Creasta Zamordele, Vf. Răchiții, Dealul Bradului, Prelucile, Comarnicile, Muncelul, Piatra Brândușei, Totoșești, Piatra Roșie. În partea de Sud a zonei Crivadia—Bănița apar aflorimente izolate de calcare în Vf. Colțanu, (la confluența Văii Barușor cu Valea Fântâneaua), Piatra Tătarului, Piatra Băniții. Ele se șteră transgresiv pe gresiile liasice și în parte pe Cristalin. Aspectul lor este portelanos iar culoarea albă. Textura calcarelor este masivă, ele nu sunt stratificate, de aceea poziția lor nu poate fi măsurată. Structura geologică a regiunii poate fi dedusă numai din morfologia terenului întrucât prin eroziune au apărut platforme structurale, a căror poziție dă indicații asupra direcției cutelor, care, măsurată pe suprafețele structurale, este în jurul a 20° — 40° NE.

Calcarele prezintă o granulație fină. Suprafața spărturii este uneori netedă, ușor concoidală, alteleori fin grăunoasă. Fragmentele rezultate din spargerea calcarelor sunt colțuroase și neregulate. În masa lor se observă orizonturi breciate care nu pot fi cartate. Elementele care alcătuiesc brecia sunt cimentate uneori prin depuneri de calcit, mai frecvent cu oxizi de fer. Prezența bioxidului de fer în diaclazele rocelor imprimă rocei o culoare roșiatică, aşa cum se vede în masivul calcaros din fața stațiunii de cale ferată Bănița. În general, calcarele sunt lipsite de resturi organice, iar când se găsesc, sunt legate intim de masa rocei și nu pot fi separate. Grosimea pachetului de calcare este de cca 150 m.

Aspectul lor petrografic cât și poziția lor stratigrafică sunt identice cu acele ale calcarelor tithonice din regiunea Sânpetru—Pui, de aceea considerăm și calcarele din zona Bănița—Crivadia tot tithonice.

Depozitele calcaroase sunt puternic dislocate. În partea de N a regiunii, în Creasta Zamordele și în Vârful Răchiții, ele constituie cute faliante (fig. 1).

Cretacic. La sfârșitul Jurasicului marea care acoperea regiunea se retrage, zona Bănița—Crivadia intră într'un regim continental, a cărui durată nu o cunoaștem. În spate W, în basinul Sânpetru—Pui, se constată existența depozitelor marine barremiene, care lipsesc în zona Bănița—Crivadia.

In această zonă, peste calcarele jurasic-superioare, apar aflorimente, reduse ca suprafață și grosime, constituite din depozite reziduale, cum sunt acele



care apar în partea de E a cătunului Poenari. Acestea au luat naștere în timpul în care regiunea constituia un continent.

Formațiunile cenomaniene marine, care sunt foarte bine reprezentate în regiunea vecină, în zona Bănița—Crivadia nu apar; este posibil ca o parte din gresiile ce se ivesc în regiune să aparțină totuși Cenomanianului.

Pe V. Pietrosului, cât și pe V. Barușorului, apar în câteva deschideri gresii šistoase și conglomerate cu elemente rulate mici. Stratul este puternic dislocate și aduse la verticală. Direcția cutelor în această parte este

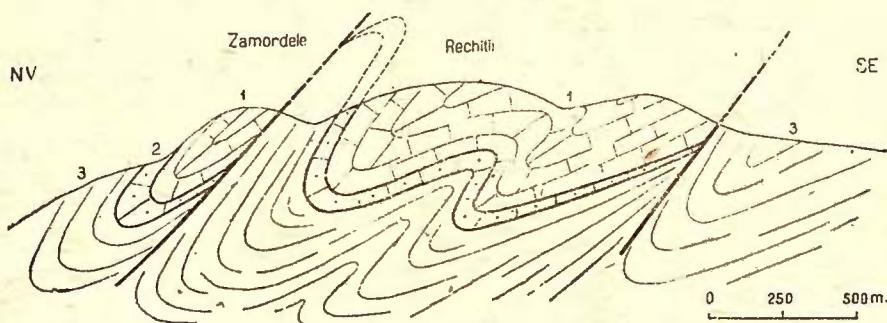


Fig. 1.— Secțiune în Creasta Rechiții. (Scara 1: 20.000).

1, Calcar tithonic; 2, Jurasic inf. (Liasic-Dogger); 3, Cristalin.

nord-estică. În aceste gresii și conglomerate s-au găsit câteva fragmente de *Inoceramus*. Din punct de vedere petrografic ele se asemănă cu gresiile și conglomeratele turoniene din basinul Sânpetru-Pui. Acest fapt ne permite să atribuim gresiile care apar în văile: Pietrosul, Barușor și Băruța, Turnia lui. Formațiuni identice se întâlnesc și în vecinătatea localităților Jitoni, Gotești și Gura Șipotului.

Raporturile dintre formațiunile turoniene și calcarele jurasic-superioare sunt discordante.

În perimetru Bănița—Crivadia nu am identificat formațiuni geologice care să poată fi paralelizate cu depozitele senoniene și daniene din basinul Sânpetru-Pui. Este foarte probabil ca regresiunea dela sfârșitul Cretacicului să fi început mai repede în zona Bănița—Crivadia, fapt care a dat naștere acestei lacune stratigrafice.

Paleogen—Neogen (Miocen inferior). Deasupra formațiunilor turoniene repauzează conglomerate, bolovănișuri și nisipuri roșii, cu stratificație încrucișată, de origină continentală. Ele sunt lipsite de resturi organice iar petrografic se asemănă cu depozitele paleogen-miocene din zona Pui. Raporturile dintre aceste formațiuni și gresiile turoniene sunt discordante.

Depozitele paleogen-miocen inferioare aflorează în lungul Văii Pietrosului și pe P. Dâlșii. Ele nu alcătuesc un orizont continuu. Aceste sedimente au fost depuse în depresiuni și reprezintă materialul cărat de torenții care coborau din regiunile înalte învecinate.

Neogen. Sarmatian. În regiune se pot identifica argile vinete cu intercalării subțiri nisipoase care conțin faună sarmatiană. Limita inferioară a acestor depozite nu poate fi prinsă. Orizontarea acestor depozite este dificilă din cauza porniturilor, iar fauna pe baza cărora s-a stabilit vârsta lor este săracă.

Sarmatianul apare în jurul cătunelor Retița și Rusești. Este foarte posibil ca acesta să repauzeze pe depozite tortoniene.

Prezența depozitelor miocen-superioare este o dovadă că regiunea a fost inundată de mare în a doua jumătate a Miocenului.

Pliocen. Depozitele mai vechi din regiune sunt acoperite discordant de un pachet gros de cca 150–200 m, constituit din pietriș și nisip de culoare galbenă. Aceste formațiuni prezintă o stratificare încrucișată și cuprind resturi rare de plante incarbonizate. Constituția lor monotonă și lipsa fosilelor împiedică orizontarea acestor formațiuni.

Depozitele pliocene ocupă axul Sinclinalului Bănița–Crivadia. Ele sunt foarte puțin dislocate și le putem considera orizontale.

Tetonica. Structura geologică a regiunii se prezintă ca un sinclinal larg cu ondulații secundare, care permit ca de sub învelișul de roce pliocene să apară la zi aflorimente de roce mai vechi (profil Nr. 2).

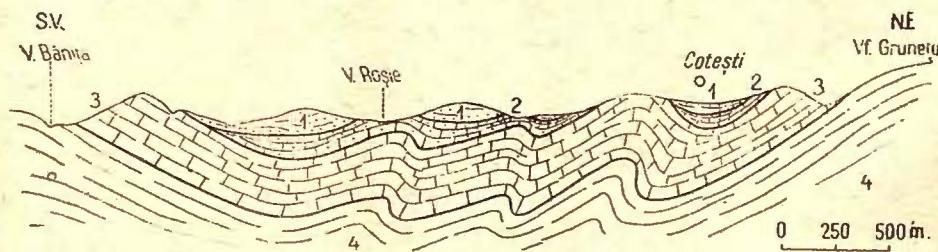


Fig. 2.— Profil între Bănița—Vf. Grunețu. (Scara 1: 25.000).

I, Pliocen. 2, Cretacic sup.; 3, Jurasic sup.; 4, Cristalin.

Mișările scoarței au fost intense după depunerea sedimentelor cretacice. Acestea sunt puternic dislocate și uneori aduse la verticală. După paroxismul orogenetic, care a cauzat cutarea sedimentelor cretacice, regiunea intră într-o fază de repaus relativ. Mișările care au provocat cutarea depozitelor miocene sunt slabe, săpt atestat de poziția ușor înclinată a stratelor. În Pliocen regiunea nu a suferit decât mișări epirogenice.

Şedința din 6 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- C. ALBU. — Cercetări geologice în regiunea Tg. Ocna—Moineşti ¹⁾.
- L. CONSTANTINESCU. — Măsurători magnetice pentru variație seculară în R.P.R. ¹⁾.
- M. POPOVĂT, ST. CÂRSTEA, H. AZVADUROV, C. OANCEA. — Cercetări pedologice între Dunăre și Pârâul Drincei ²⁾.
- M. POPOVĂT, M. SPIRESCU, H. AZVADUROV, C. OANCEA, ST. CÂRSTEA. — Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Motrului și Samarinești ²⁾.
- I. ȘERBĂNESCU. — Cercetări geobotanice în zona de nisipuri din lungul Dunării, între Hinova și Bistrețu și în Basinul Drincea ¹⁾.

Şedința din 10 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- E. LITEANU. — Geologia zonei Orașului București ³⁾.
- I. VASILIU. — 1. Cercetări seismice în reg. Caransebeș. 2. Cercetări seismice în reg. Suha Mare. 3. Cercetări seismice în reg. Medgidia ¹⁾.

Şedința din 13 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- I. BĂNCILĂ. — Cercetări geologice în Carpații orientali ¹⁾.
- T. JOJA. — Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei.

In anul 1949, mi s'a încredințat misiunea de a studia, din punct de vedere geologic, Flișul marginal cuprins între V. Sucevei și V. Suceviței. Evident,

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ Lucrarea va apărea în *Studii Technice și Economice*.

³⁾ A apărut în *Studii Technice și Economice, Seria E, Nr. 1*.



o suprafață atât de mare nu putea fi cercetată în detaliu decât în mai multe etape, din care două s-au și consumat.

In prima etapă, în vara anului 1949, cercetările mele, întrerupte la mijlocul lor de o întâmplare neprevăzută, în urma căreia am fost obligat să reiau munca dela capăt, s'au limitat la regiunea cuprinsă între pâraiele Voivodeasa și Sucevița.

In cea de a doua etapă, în vara anului 1950, am continuat lucrările spre N, dealungul Pârâului Putnișoara și în cursul inferior al Pârâului Putna, la confluența sa cu Suceava.

Putnișoara este un affluent important pe dreapta Putnei. Ea izvorește mai sus de Dealul Obârșia Putnișoarei, între Dealul Huțanului și Poiana Crucei și curge spre N. In drumul său Putnișoara colectează apele mai multor affluenti dintre care cei mai mari sunt Struginoasa și Vițeu, ambii pe partea dreaptă. Ea se varsă în cele din urmă în Putna, aproximativ în centrul comunei cu același nume. Acest loc constituie o adevărată piață de adunare a apelor în care, pe o suprafață relativ restrânsă, se contopesc apele Pârâului Putna cu cele ale Glodului, Putnișoarei și Vițeului. In această piață de adunare a apelor s'a desvoltat comuna Putna, centru industrial de importanță locală.

După cum am spus, cercetările mele din vara anului 1950 s'au întins și dealungul cursului inferior al Pârâului Putna, până la confluența sa cu Suceava. Pe acest sector Putna curge direct spre N și primește doar doi affluenti mai importanți și anume: unul, pe stânga, P. Huta (P. Juncei), pe care este așezat satul Gura Putnei și altul, pe dreapta, P. Sălătruc.

Regiunea din lungul Pârâului Putnișoara și cea din cursul inferior al Pârâului Putna, prezintă un relief muntos. Cum este și normal cele mai mari înălțimi se înșirue la W și la E, pe limita dintre basinele celor două pâraie și a pâraielor învecinate, precum și la cumpăna apelor dintre affluentii lor mai importanți. Aceste înălțimi constituiesc o serie de culmi cu caracter longitudinal dirigate, în general, dela NW la SE, culmi a căror altitudine variază între 800 — 1000 m.

Pâraiele mai importante sunt însoțite de terase mai mult sau mai puțin largi. Se pot distinge cel puțin trei terase: una situată la 2—4 m dela nivelul apelor, alta, la 10 m și în fine, cea de a treia, la 15—20 m.

Pe Putnișoara și pe Vițeu nu se întâlnesc decât primele două terase și acestea numai în cursul lor inferior unde au, de altfel, o dezvoltare redusă în lățime.

In cursul inferior al Putnei, ia o mare dezvoltare terasa de 2—4 m; celelalte două, subordonate ca întindere, se întâlnesc numai la N de confluența Hutei cu Putna.

In afara de aceasta, este demnă de remarcat prezența unei terase în sensul geografic al cuvântului (ca formă de eroziune nu de acumulare), care apare în două locuri la cca 60 m deasupra nivelului rețelei hidrografice și anume



în Dealul Crucei (din com. Putna) (fig. 1) și pe malul stâng al Putnei, chiar la confluența sa cu Suceava.

In fine dealungul afluentilor Sucevei, care curg din Dealul Alunișului spre NE, se observă o serie de suprafețe plane, înclinate tot spre NE, a căror semnificație morfologică îmi scapă deocamdată.

Lucrările geologice care se referă la regiunea noastră sunt extrem de puține.

Prima lucrare în care se vorbește de ea este cunoscuta monografie a lui K. PAUL, cu privire la geologia Bucovinei¹⁾. In această monografie K. PAUL se arată a fi foarte departe de realitățile geologice aşa cum le vedem noi azi, ceeace este destul de surprinzător, atât pentru epoca în care a lucrat cât și pentru școala căreia aparținea.

A doua lucrare este manuscrisul provizoriu al hărții la scara 1: 500.000 (redactată probabil după datele lui D. ȘTEFĂNESCU) cuprinzând tot Flișul și Zona miocenă din Bucovina de N și de S. Harta aceasta, care n'a văzut încă lumina tiparului și nici n'a fost întregită de un text explicativ, este o hartă geologică modernă. Prin separațiile pe care le prezintă în Fliș și prin distribuția în suprafață a acestora, ea a avut darul să arate că structura geologică a Flișului este în realitate cu mult mai complicată în Bucovina decât o înfățișă K. PAUL. Este regretabil faptul că manuscrisul amintit n'a fost niciodată publicat fiindcă în felul acesta ar fi dispărut hiatusul enorm care există între harta lui K. PAUL și hărțile noastre de azi și totodată s'ar fi putut face cunoscute, cu un ceas mai devreme, progresele realizate prin strădaniile școalei geologice române în cunoașterea Flișului din Bucovina.



Fig. 1. — Vedere spre malul drept al Putnei la confluența cu Putnișoara. În fund se observă terasa de 60 m.

¹⁾ PAUL K. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1876.

In fine, o altă lucrare, a lui D. ȘTEFĂNESCU, cu privire la zona Flișului din V. Moldovei), deși nu se referă chiar la regiunea noastră, este interesantă pentru că în ea se aduce o importantă contribuție la cunoașterea variațiilor laterale de facies ale Flișului din Nordul țării.

Și cu aceste trei lucrări citate se încheie toată literatura geologică asupra regiunii.

Stratigrafia.

Cercetările din anul 1950 au cuprins în afară de Fliș, într'o mică măsură, și Zona miocenă precum și Sarmațianul de platformă din Nord-Estul Dealului Alunișu. După cum este și normal începem descrierea stratigrafică cu primul.

Flișul marginal din regiune este constituit din două unități tectonice: o unitate superioară, pe care am denumit-o Pânza de Putna și una inferioară, care pare a fi prelungirea Pânzei marginale dintre Cracău și Suha. Dat fiindcă cele două unități prezintă unele diferențe de facies, socotesc nimerit ca în capitolul de față să le consider separat.

Pânza de Putna. Pânza de Putna constituie cea mai mare parte a regiunii cu excepția sectorului dela confluența Putnei cu Suceava. Ea este alcătuită din strate aparținând Senonianului, Eocenului și Oligocenului. În legătură cu aceasta este necesar să adaug că vîrstă atribuită formațiilor respective are un caracter mai mult sau mai puțin convențional.

Senonianul din Pânza de Putna este un Senonian de faciesul tipic marginal al marnelor cu Inocerami. El este constituit, în general, din marno-calcare cenușii-albăstrui cu Fucoide, calcaro-gresii vinete-albăstrui, calcare organogene fine, dure, vinete, vinete-cenușii și uneori microconglomerate cu elemente verzi și Alge calcaroase, în strate subțiri sau bancuri de 0,5–1 m. Aceste roce li se asociază, în toată seria, intercalații de argile și marne verzi și cenușii închise foioase.

Marno-calcarele fine cenușii-albăstrui se prezintă în strate de 10–30 cm și sunt străbătute de numeroase diaclaze subțiri, rectilinii, pline cu calcit. Pe planele lor de stratificare se observă numeroase Fucoide de diferite forme și dimensiuni. Aceste marno-calcare cu Fucoide predomină la partea inferioară a Senonianului. În strânsă legătură cu ele stau calcaro-gresiile vinete-albăstrui.

Calcaro-gresiile vinete-albăstrui (descrise deobicei în literatura geologică sub denumirea de gresii calcaroase) se prezintă în strate groză de 40–50 cm.

¹⁾ ȘTEFĂNESCU D. La zone du Flysch carpathique en Bucovine entre Păltinoasa et Câmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, pag. 122 – 129. București, 1937.



Ele sunt străbătute de vine de calcit groase, neregulate și sunt mai frecvente în partea mijlocie a Senonianului. Pe fețele expuse capătă, în general, o culoare galbenă fumurie.

Calcarele organogene fine, dure, vinete și vinete-cenușii se prezintă în strate groase de 20—30 cm. Pe planele lor de stratificație se observă uneori fragmente de Inocerami (care de altfel nu lipsesc nici din calcaro-gresiile vinete-albăstrui), hieroglife și urme cărbunoase. Aceste calcare organogene, frecvente la partea superioară a Senonianului sunt străbătute, în general, de rare diaclaze cu calcit, groase de 1—3 cm.

Microconglomeratele cu elemente verzi și Alge calcaroase constituiesc deobicei un strat subțire de câțiva milimetri, fie la suprafața calcaro-gresiilor vinete-albăstrui, fie la suprafața calcarelor organogene vinete-cenușii. Ele se întâlnesc destul de rar în Senonian și deobicei în partea lui superioară.

Pe D. Măgura Mare și în D. Alunișu se observă un banc mai desvoltat de conglomerate, cu elemente verzi și Alge, gros de 1 m, a cărui poziție stratigrafică nu poate fi stabilită în mod sigur din cauza lipsei, în acest loc, a orizontului-reper al Stratelor de Straja dela baza Eocenului. Ele par să aparțină totuși Senonianului superior.

In ce privește argilele și marnele verzi și cenușii-foioase, asociate cu diversele tipuri de roce enumerate mai sus, acestea constituiesc pachete subțiri de numai câțiva centimetri.

Intreaga serie de strate atribuită Senonianului are o grosime de aproximativ 700 m.

Deși până în prezent nu am putut face în Senonian nici o separație, cercetările din vara anului 1950 mi-au întărit convingerea că o încercare de a distinge un orizont inferior, în care predomină marnele cenușii-albăstrui cu Fucoide, de un orizont superior, în care acestea lipsesc în cea mai mare parte, ar putea avea unele șanse de reușită.

Eocenul. În Pânza de Putna, cel puțin în regiunea cercetată până în prezent, Eocenul se prezintă sub două faciesuri diferite și anume: unul, la interiorul ei « Faciesul de Scorbura » și altul, la exterior « Faciesul de Putna ». (pl. I).

Primul este desvoltat în partea de N a regiunii, la W de o linie ce s-ar găsi la mică distanță în fața liniei dela Poiana Crucei, iar în cea de S, numai dela W de această din urmă linie. În ce privește faciesul de Putna, acesta este desvoltat la exteriorul celuilalt.

A) *Faciesul de Scorbura.* În faciesul de Scorbura, Eocenul este constituit, aproape în întregime, dintr-o gresie asemănătoare cu Gresia de Kliwa, foarte desvoltată în D. Scorbura. Această gresie, care există de altfel ca un simplu banc de câțiva metri, pe alocuri și în faciesul de Putna, a mai fost descrisă de mine, încă de anul trecut, din partea de W a Flișului dintre



Voivodeasa și Sucevița¹⁾ pe P. Rusca și la Poiana Mese, unde prezintă deasemeni o desvoltare remarcabilă.

Gresia aceasta, pe care am denumit-o Gresia de Scorbura, poate fi comparată cu Gresia kliwiformă din Eocenul dintre Râșca și Agapia²⁾. În D. Scorbura ea pare să invadzeze tot Eocenul aşa încât, în afară de această gresie, nu se mai poate distinge în el decât orizontul Stratelor de Straja la bază și Calcarul de Pasieczna la mijloc.

Este demn de remarcat faptul că faciesul de Scorbura nu-și găsește un corespondent în Flișul dintre Suha și Bistrița.

B) Faciesul de Putna. Eocenul sub faciesul de Putna ocupă o suprafață mai mare decât cel de Scorbura. Deși în V. Putnei este strâns cutat, el se pretează cu mult mai bine la o orizontare detailată decât în regiunea dintre Voivodeasa și Sucevița.

In Eocenul din faciesul de Putna se pot distinge cu destulă ușurință mai multe orizonturi de grosimi și valori inegale și anume: orizontul Stratelor de Straja (pe care l-am denumit altădată, după ION DUMITRESCU, orizontul Stratelor tisaroide³⁾), orizontul calcaros-gresos inferior, orizontul Calcarului de tip Pasieczna, orizontul argilos-gresos verde și roșu și orizontul Gresiei de Lucăcești.

1. Orizontul Stratelor de Straja este mai evident decât în regiunea Voivodeasa—Sucevița. El poate fi urmărit din aproape în aproape, atât pe Putnișoara însăși, la obârșia ei, cât și pe afluenții săi de pe stânga, apoi pe afluenții de pe dreapta Pârâului Struginoasa, pe o parte din afluenții de pe dreapta Pârâului Vițelui, la gura Sălătrucului, etc.

Stratele de Straja au o grosime de cca 20—40 m și sunt constituite din marne verzi și roșii, în strate de 0,5—1 cm, alcătuind pachete de 0,5—1 m, separate prin strate de 10—15 cm de un calcar dur, verde-albăstrui, rubanat. Calcarul rubanat prezintă uneori pe partea inferioară hieroglife și de multe ori o stratificație curentică (current bedding). După unii autori această stratificație curentică ar fi caracteristică, în cazul depozitelor de origină marină (cum este și cazul calcarului nostru), pentru sedimentația geosinclinală. Amintim că gresii prezentând același tip de stratificație au fost descrise de M. KSIAZKIEWICZ, în Flișul din Carpații polonezi³⁾.

Materialul relativ moale din care sunt constituite stratele de Straja face

¹⁾ JOJA T. Structura geologică a Flișului marginal dintre Văile Voivodeasa și Sucevița. Comunicare prezentată la Comitetul Geologic în ședință din 3 Februarie 1950. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (sub tipar).

²⁾ JOJA T. Cercetări geologice între V. Râșcei și V. Agapiei. Teză prezentată în Iunie 1949, la Univ. din București. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIV, (sub tipar).

³⁾ KSIAZKIEWICZ M. Przekatne uwarstwienie riektorych skal fliszowych. *Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego*. Tom XVII. Za rok 1947, pg. 149—192. Krakow, 1948.



VARIATIILE DE FACIES ALE PALEOGENULUI DE LA EXTERIORUL FLISULUI MARGINAL DINTRU SUCEAVA SI SUCEVITA
I.JOJA

T.T. JOSUA. Structura fizică Marginală de pe putinsoara 3. Putna

T. YOKA

Imprim Atel. Comit. Geologic

probabil ca ele să fie ușor laminate de presiunile orogenice, fapt care ar explica într'o măsură lipsa lor frecventă la S, în regiunea dintre Voivodeasa și Sucevița.

2. Orizontul calcaros-gresos inferior are o grosime de aproximativ 400 m și este constituit dintr'un pachet de roce cu caractere foarte variabile, între care predomină, de jos în sus, o gresie asemănătoare cu Gresia de Kliwa (de tipul Gresiei de Scorbura), calcare vinete-albăstrui și calcaro-gresii verzi-albăstrei cu hieroglife, asociate cu marne verzi, șistoase, seria terminându-se uneori printr'un orizont de argile roșii.

Gresia gălbue, asemănătoare cu Gresia de Kliwa, este o gresie silicioasă, fină, moale, în bancuri groase de 3—4 m și uneori chiar de 10 m. Ea se găsește deobicei în baza seriei, fiind însă dezvoltată în mod egal în diversele puncte ale regiunii; o găsim astfel pe dreapta Pârâului Putna (la gura Pârâului Sălătruc) (fig. 2) apoi la fundul Pârâului Sălătruc, unde constituie un pachet de strate foarte gros și conține frecvente granule de glauconit care-i dau o culoare verză, la N de Poiana Arșița din Nordul Mănăstirii Putna, la Bârca Miezului, etc.

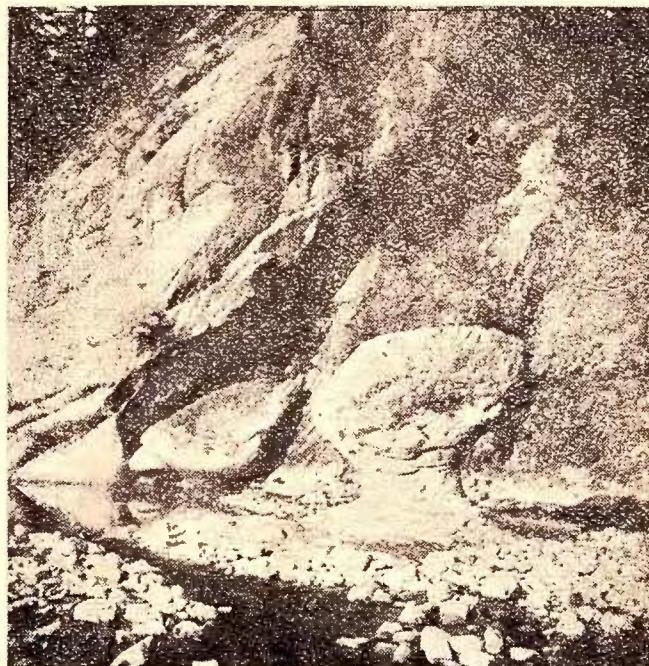


Fig. 2. — Banc de gresie eocenă pe malul drept al Putnei, la N de confluența cu P. Sălătruc. Alături se vede o separație în formă de ciuperă, datorită acțiunii de eroziune a apei.

Calcarele vinete-albăstrui constituiesc în bună parte, orizontul de care ne ocupăm. Ele sunt fine, compacte, dure, în strate de 30—50 cm și sunt străbătute de vine de calcit mai mult sau mai puțin groase.

Calcaro-gresiile verzi-albăstrei cu hieroglife sunt relativ dure și se prezintă în strate de 15—20 cm fiind de multe ori asociate cu niște marne verzi, șistoase, în strate de 0,5 cm..

In fine, argilele roșii, cu care se termină uneori orizontul calcaros-gresos inferior, sunt întru totul asemănătoare cu cele pe care le vom vedea în orizontul

argilos-gresos verde-roșu al Eocenului. Ele apar sporadic, de exemplu, la gura Pârâului Prislopului, pe Struginoasa.

3. Orizontul Calcarului de tip Pasieczna este gros de 15—20 m și împarte Eocenul în două pachete de strate aproape egale. În regiunea de pe V. Putnișoarei și din cursul inferior al Putnei, Calcarul de tip Pasieczna constituie un bun orizont-reper, tot atât de constant ca și între Voivodeasa și Sucevița.

Calcarul de tip Pasieczna propriu zis este dur, alb-cenușiu, alb-gălbui sau alb-slab verzui, cu aspect litografic și conține numeroase chaille-uri care trec de multe ori la adevărate menilite, ca de exemplu pe malul drept al Pârâului Putna, la S de gura Sălătrucului. În comunicarea din anul precedent spuneam textual: « Acest din urmă caracter pare să-l deosebească într-o oarecare măsură de corespondentul său întâlnit în regiunea dintre Craçău și Suha Mare (nu însă mai la N) »¹⁾. Observația din anul precedent s'a dovedit justă.

Calcarul de tip Pasieczna are adeseori la bază un aspect oarecum rubanat și culoarea mai apropiată de alb-slab verzui, în timp ce la partea superioară trece uneori la un calcar gălbui mai grosier.

4. Orizontul argilos-gresos verde și roșu este un orizont gros de cca 200—250 m, constituit în bază din gresii verzi-albăstrui și din argile și marne verzi, cărora la partea superioară a seriei li se adaogă deobicei un pachet de argile și marne roșii.

Gresile verzi-albăstrui sunt, în general, moi și se prezintă în strate de 5—10 cm, rar mai mult. Prin alterare ele devin uneori rugini.

Argilele și marnele verzi și roșii sunt foioase, de o consistență mijlocie și mult mai frecvente pe Putnișoara și Putna decât între Voivodeasa și Sucevița.

5. Orizontul Gresiei de Lucăcești are o grosime de 20—40 m. Gresia de Lucăcești, care lipsește, în general, între Voivodeasa și Sucevița, are în bazinul Pârâului Putna un aspect aproape identic cu al Gresiei de Kliwa, prezentându-se ca și aceasta în bancuri groase de 2—5 m și chiar mai mult (fig. 3).

Faciesul de Putna al Eocenului din regiune pare să corespundă în mare măsură Faciesului marginal intern al Eocenului dintre Suha și Bistrița²⁾.

Oligocenul începe în Pânta de Putna cu un pachet subțire de câțiva metri de disodile, continuă cu un orizont gros de cca 30 m de marne brune-bituminoase, cărora, în special la bază, li se asociază menilite, apoi cu un orizont de disodile gros de 200—250 m spre E și mai subțire spre W, pentru a se termina cu orizontul Gresiei de Kliwa a cărui grosime ajunge 150—200 m.

Pânza marginală. Din această unitate inferioară nu este vizibilă decât

¹⁾ JOJA T. Op. cit. (Structura Flișului dintre Voivodeasa...).

²⁾ JOJA T. Structura geologică a Flișului marginal din regiunea Văilor Suha Mică și Suha Mare. Comunicare prezentată în ședința Inst. Geol. Rom. din 17.XII.1948.



partea ei superioară, constituită din Eocen mediu (orizontul Calcarului de Pasieczna), Eocen superior (Strate de Bisericani), Oligocen și Miocen. Ea apare numai în semi-fereastra dela Gura Putnei.

Eocenul acestei unități atât cât este descoperit se prezintă sub un facies diferit de faciesul de Putna și pe care cred că este nimerit să-l denumesc deocamdată « Faciesul de Gura Putnei » (pl. I).

In acest facies, Calcarul de Pasieczna are, în general, aceleași caractere și aceeași poziție stratigraphică și grosime ca și în faciesul de Putna. Cea mai importantă deosebire constă în faptul că în faciesul de Gura Putnei el conține mai puține chaille-uri sau este chiar lipsit de acestea. Pe V. Huta în special, el este mai grosier și lipsit de SiO_2 , ceeace îl face propriu pentru fabricarea văruilui.

Peste Orizontul Calcarului de Pasieczna se așează Stratele de Bisericani, care corespund Orizontului argilos-gresos verde și roșu din Faciesul de Putna.

Stratele de Bisericani au aspectul lor tipic, fiind constituite din argile și marne de culoare verzue-gălbue, ruginie pe fețele expuse, solzoase, micaferă, în strate subțiri de 0,5—1 cm. Grosimea lor totală este de cca 250 m. Ele sunt bine deschise pe P. Huta și pe malul drept al Sucevei, la W de confluența sa cu Putna.

In fine este de remarcat că Gresia de Lucăcești lipsește în faciesul de Gura Putnei.

Eocenul din faciesul de Gura Putnei pare să corespundă celui din faciesul marginal extern dintre Suha și Bistrița.

Oligocenul din Pânza marginală este identic cu cel din Pânza de Putna. El este vizibil în semi-fereastra dela Gura Putnei cam în aceleasi locuri în

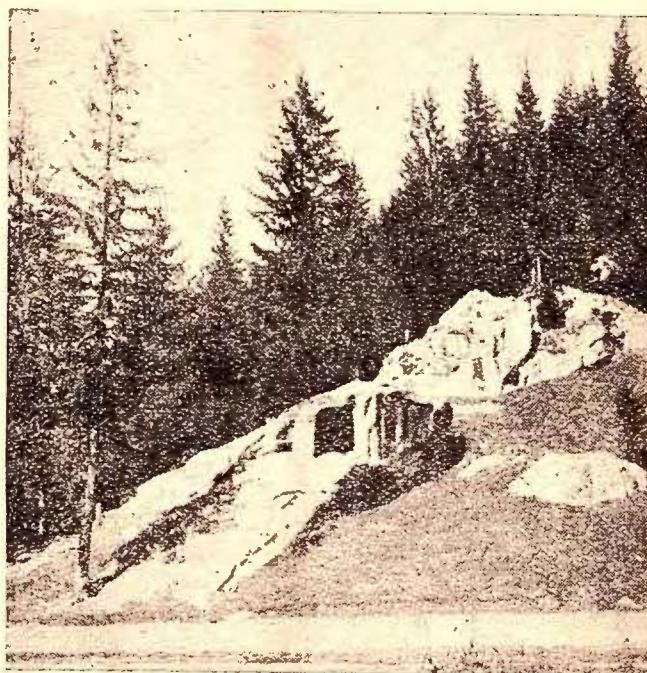


Fig. 3. — Banc de Gresie de Lucăcești la gura Pârâului Vițeu.

care apar și Stratele de Biserici, precum și la N de D. Măgura, imediat la SE de confluența Putnei cu Suceava.

Miocenul. Succesiunea stratigrafică se încheie în unitatea inferioară cu o serie de marne miocene care apar numai în două locuri și anume într-o mică fereastră pe malul drept al Putnei, în fața gurei Pârâului Huta și pe un vâlcel la N de D. Măgura, la poalele lui.

In ambele aceste locuri, Miocenul este constituit dintr'un pachet de marne verzi, nisipoase, de 50—60 m grosime, și de marne verzi satinatе, de 0,5—2 cm grosime. Ele sunt întru totul asemănătoare cu marnele verzi din plină Zonă miocenă dela ENE de Vârful Măgura Mare.

La W de P. Putna, Miocenul nu mai apare, fie, pentru că nu s'a depus, fie, pentru că a căzut pradă unei eroziuni anterioare șariajului.

Cea de a doua ipoteză pare mai plausibilă deoarece, aproape de linia de șariaj, în capătul de S al semi-fereestrei dela Gura Putnei, se găsește un izvor sărat, la linia Senonian—Strate de Biserici, care ar părea să arate totuși existența sporadică a unor depozite miocene, prinse sub Pânza de Putna.

Zona miocenă. La exteriorul Filișului, Miocenul constituie o zonă lată de maximum 2 km, intens cutată, pe care am urmărit-o numai pe o mică distanță la NE de D. Alunișu, distanță pe care, de altfel, ivirile sunt relativ rare.

In partea de NW a zonei, la ENE de Vârful Măgura Mare, el este reprezentat prin marne cenușii foioase și marne verzi satinatе, în strate de 0,5—2 cm, asociate cu gresii moi de aceeași culoare.

Către SE, pe P. Slatina, Miocenul își schimbă puțin aspectul fiind reprezentat prin marne cenușii și roșcate, moi, în care, foarte aproape de locul unde acest pârâu se angajează în terasa Sucevei, se găsește un izvor sărat foarte concentrat¹⁾.

Un fapt remarcabil în Zona miocenă din regiunea noastră este absența conglomeratelor cu elemente verzi, prezente de altfel în mod aproape constant în Subcarpații din Moldova de N.

Sarmațianul de platformă l-am urmărit foarte puțin pe P. Rimezeu, unde este constituit din nisipuri galbene și marne nisipoase, cenușii, orizontale. Primele conțin, cel puțin pe malul drept al pârâului, la SW de biserică din Vicovul de Jos, pe o distanță de aproximativ 2 km, numeroase exemplare de *Cardium*, *Ervilia*, *Mohrensternia*, *Hydrobia*, *Bulla*, etc.

Limita dintre Zona miocenă și Sarmațianul necutat nu se poate stabili decât

¹⁾ Un alt izvor sărat concentrat mai apare la linia de încălcare a Senonianului peste Miocen pe un pârâu situat la NW de P. Slatina și paralel cu el.



cu mare aproximație, atât din cauza lipsei de deschideri cât și din cauza teraselor Sucevei, terase care, între Bivolăria și Vicovul de Jos, acoperă o mare parte a terenului. În afară de aceasta, delimitarea este îngreuiată și de faptul că la contactul său cu Zona miocenă, Sarmațianul este lipsit de fosile.

Tectonica

După cum am arătat în capitolul privitor la istoric, singurele studii geologice care se referă la regiunea noastră se datoresc lui K. PAUL și D. ȘTEFĂNESCU.

Imaginea tectonică a Flișului extern din Bucovina, în general, și din V. Putnei în particular, aşa cum reiese ea din lucrarea lui K. PAUL¹⁾ este foarte departe de realitate și nu mai prezintă azi decât o valoare istorică.

Cu totul altfel se desprinde această imagine din harta manuscrisă la scara 1: 500.000 datorită lui D. ȘTEFĂNESCU. Într-adevăr, pe această hartă se văd, în regiunea dintre Succava și Sucevița, o serie de cute care corespund în linii mari celor puse în evidență de lucrările noi. Ea prezintă totuși Flișul marginal din Bucovina ca având o structură normală, fapt pe care de altfel D. ȘTEFĂNESCU l-a exprimat în mod destul de categoric și în lucrarea d-sale cu privire la Flișul dintre Păltinoasa și Câmpulung²⁾.

In legătură cu această trebuie să remarcăm, pe de o parte, că în Carpații Galiției marea Pânză de Skole fusese deja descoperită încă din 1917³⁾ și că SWIDERSKI⁴⁾ conturase, în 1925, definitiv limita acestei pânze până la granița Bucovinei de N, iar pe de altă parte că, încă din 1938, prof. I. ATANASIU, odată cu descoperirea Pânzei marginale a exprimat ideea — neargumentată de altfel — că Flișul marginal din Bucovina ar reprezenta prelungirea acestei pânze spre N⁵⁾.

Reamintesc deasemenea că, cu ocazia unei comunicări prezentate anul trecut în ședințele Comitetului Geologic⁶⁾, afirmam textual: « Dacă ne referim la tectonica de ansamblu, întreg Flișul marginal din Bucovina pare să fie continuarea Pânzei marginale din Moldova de N, în sensul dat acestei denumiri, în 1939, de prof. I. ATANASIU (nu și în 1943) și apoi de autorul acestei comunicări.

¹⁾ PAUL K. Op. cit.

²⁾ ȘTEFĂNESCU D. Op. cit.

³⁾ NOVAK I. Kilka uwag wsprawie budowy Karpat Wschodnich. *Kosmos* XLI, Lwow 1917.

⁴⁾ SWIDERSKI B. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych Karpatach Puckich i na ich Przedgorzu w latach 1925—1926, *Panstwowy. Inst. Geol. Sprawozd.* T. IV, pag. 361—408, Warszawa, 1927.

⁵⁾ ATANASIU I. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *An. sc. de l'Univ. de Iassy. Sec. partie.* T. XXV, Année 1939, Fasc. 1, pag. 320—326 (la pag. 321), Iași, 1938.

⁶⁾ JOJA T. Op. cit. (Structura Flișului dintre Voivodeasa ...).

Problema capitală pentru noi, speranța chiar, am putea spune, era de a găsi la N de Sucevița, dovezi de existența Paleogenului autohton, continuare a celui din Fereastră Bran—Dumesnic—Cracău. Cercetările noastre de până acum, din Bucovina, dacă nu exclud existența lui, nici n' o confirmă. El ar putea să apară însă, fie la W de Mănăstirea Sucevița, fie către N, pe V. Putna, la W de ea sau pe V. Sucevei ».

Primele dovezi sigure de existența unei pânze de șariaj în această parte a țării au fost aduse de mine, în urma cercetărilor din vara anului 1950, al căror rezultat este consemnat în comunicarea de față. Existența șariajului Pânzei de Putna peste o unitate inferioară a devenit evidentă, în urma acestor cercetări, la confluența Pârâului Putna cu Suceava și a fost stabilită, atât pe baza unor diferențe de facies, cât mai ales pe baza raporturilor tectonice.

În această parte a regiunii, în care harta mea se deosebește fundamental de manuscrisul hărții la scara 1: 500.000, unitatea inferioară apare într'o mare semi-fereastră la Gura Putnei.

Linia de șariaj¹⁾ taie R. Suceava aproape de locul denumit Strâmtura și se continuă spre SE, pe la E de Vf. Scorbura, până la fundul Pârâului Huta. De aici se întoarce spre NE paralel cu Huta, dar la o bună distanță de ea, pe malul drept, taie P. Putna la S de gura Pârâului Huta, ocolește pe la N Vf. Măgura Mică și se continuă din nou spre SE, paralel cu D. Alunișu, coincindând de data aceasta cu marginea aparentă a Flișului.

La baza Pânzei de Putna, chiar pe planul de șariaj, apare aproape în mod constant, Senonianul; numai pe alocuri, ca de exemplu la WSW de D. Preluca Morii, pe dreapta Pârâului Huta, Senonianul este complet laminat, aşa încât baza ei o constituie aici Eocenul inferior.

În semi-fereastra dela Gura Putnei, Senonianul sau Eocenul inferior al Pânzei de Putna, stă peste Oligocenul unității inferioare; numai la fundul Pârâului Huta stă peste Stratul de Bisericani ale acesteia. Evident, începând din D. Măgura Mică, spre SE, Pânza de Putna stă direct peste Zona miocenă.

Tectonica Pânzei de Putna. În Pânza de Putna, în regiunea studiată în anul 1950 și mai la S de ea până în V. Suceviței, se disting patru zone anticliniale cu Senonian în ax, deversate spre ENE și dirijate dela NNW la SSE.

Prima, cea mai vestică, am urmărit-o începând din D. Ursoaia. De aici, ea se îndreaptă spre SE, taie P. Putna pe la Poiana Sihăstriei, apoi P. Putnișoara la confluența sa cu P. Varnița, ajunge la fundul Pârâului Bercheza, nu departe de Poiana Crucei, taie în fine P. Rusca aproape de confluența sa cu P. Ciungi, de unde se continuă spre S, către P. Sucevița, lărgindu-se în același timp foarte mult.

¹⁾ Atrag atenția în mod special asupra faptului că această importantă linie lipsește în cea mai mare parte pe harta manuscrisă la scara 1: 500.000.



A două zonă anticlinală am urmărit-o începând dela W de D. Preluca Morii aproape de gura Pârâului Huta. De aici ea se îndreaptă spre S și SSW, trece prin D. Huta, taie P. Putna pe la mânăstirea cu același nume, constituie toată partea de W a Dealului Secării, taie Bercheza aproape de confluența sa cu P. Cerbului și se continuă pe P. Sucevița pe care-l atinge pe o mare distanță începând dela W de confluența sa cu Rusca, până aproape de confluența sa cu P. Mestecenilor.

ACESTE două zone anticlinale sunt separate în mod continuu de o zonă largă sinclinală cu Oligocen în ax, în care este tăiată aproape în întregime valea Pârâului Struginoasa. În mod constant, Senonianul din prima zonă anticlinală încalcă direct peste Gresia de Kliwa sau peste Orizontul disodilic al acestei zone sinclinale, dealungul unei importante linii de contact anormal, pe care am denumit-o «linia dela Poiana Crucei».

Este interesant faptul că avansarea Senonianului, ceva mai marcată în dreptul Pârâului Sociu, affluent pe stânga Pârâului Struginoasei, a provocat laminarea locală atât a Eocenului superior cât și a Oligocenului inferior. Este deosemenea interesantă de semnalat prezența, în aparență în aceeași zonă sinclinală, a două slabe izvoare sărate pe P. Glodului.

A treia zonă anticlinală am urmărit-o începând din malul drept al Pârâului Putna, dela N de confluența sa cu P. Sălătruc. De aici, ea se îndreaptă spre SE, taie P. Sălătruc aproape de gura lui și P. Alunișu, în regiunea izvoarelor sale, trece prin Poiana Stânișoara și prin Poiana Haciunga Mare și Haciunga Mică, taie P. Voivodeasa, trece prin Poiana Pângărați și se continuă, în fine, în V. Suceviței pe care o taie la E de mânăstire.

Această zonă anticlinală este separată de zona anticlinală precedentă printr'o largă zonă sinclinală cu Oligocen în ax, care poate fi urmărită din P. Putnei, începând ceva mai la S de confluența cu P. Putnișoara, apoi dealungul Pârâului Vițeu, iar de aici spre SSE, peste cursul superior al Voivodesei și cel inferior al Berchezei, până în V. Suceviței la W de mânăstire.

Este interesant că la N de confluența Putnei cu Putnișoara, Eocenul și Oligocenul inferior, din flancul de W al acestei zone sinclinale, sunt laminate dealungul unei linii de contact anormal. Această linie se continuă la SW de confluența celor două pâraie, mai aproape de axul zonei sinclinale, făcându-se evidentă prin laminarea Eocenului superior și a Oligocenului inferior cel puțin până la fundul Pârâului Vițeu, la W de Piatra Mare, unde cu excepția Gresiei de Lucăcesti acestea reapar. În fine, pe Sucevița, Senonianul zonei anticlinale precedente laminează din nou Eocenul și încalcă direct peste Oligocenul zonei sinclinale de care ne ocupăm.

A patra zonă anticlinală am urmărit-o începând din Nord-Estul Dealului Măgura Mică. De aici, ea se îndreaptă spre SE, paralel cu D. Alunișu, constituind marginea Flișului până cel puțin în dreptul Pârâului Slatinei, unde cercetările mele prezintă un hiatus. După o intrerupere de 6 km am reluat



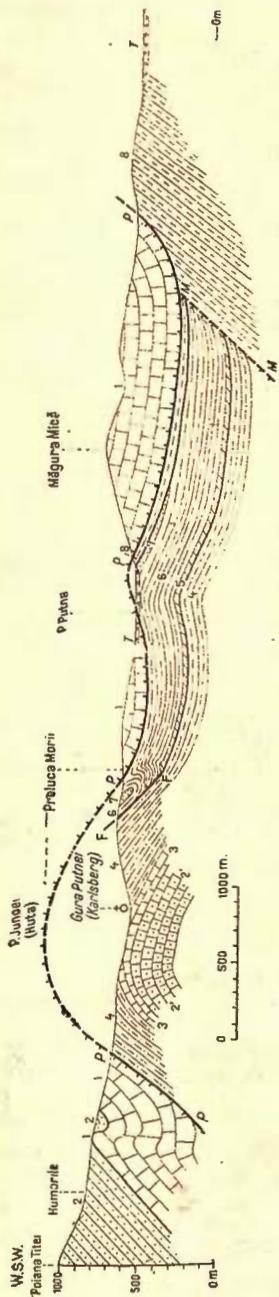


Fig. 4. — Profil prin Filișul marginal dela confluența Putnei cu Suceava.

1, Senonian; 2, Eocen inferior în faciesul de Scorbura; 3, Eocen inferior în faciesul de Gura Putnei; 3, Eocen mijlociu (Calcar de Pașeczna); 4, Eocen superior (Strata de Biserican); 5, Marne brune și menitile (Oligocen inferior, or. și mediu); 6, Disodile (Oligocen inferior); 7, Gresie de Kliwa (Oligocen superior); 8, Miocen superior; P—P, Linia de sări și Panzele de Putna; M—M, Linia de încalcare a unității inferioare (Panza marginală) peste Zona miocenă; F—F, Falie.

urmărirea acestei zone anticlinale începând din P. Pietroasa spre SSE, peste Voivodeasa, prin D. Riu, până în V. Sucevița. Pe acest din urmă sector, ea devine cu mult mai îngustă și se retrage în același timp dela marginea Filișului.

Este de remarcat că Senonianul ultimelor trei zone anticlinale se unește, în partea de N a lor, printr'o bandă dirijată WSW—ENE care începe din D. Huta, trece pe la E de Preluca Morii, taie P. Putna și ocolește apoi pe la N D. Măgura Mică și Măgura Mare.

Cea de a treia și cea de a patra zonă anticinală sunt separate printr'o zonă sinclinală, care din Măgura Mică se continuă spre SE, prin D. Alunișu și Bârca Mare până cel puțin în V. Suceviței, în dreptul și la E de P. Rotaru. Axul ei este marcat de prezența Eocenului peste care, numai în Bârca Mare, stau și depozite oligocene.

La N de Măgura Mică, Eocenul acestei zone este suportat de Senonianul care unește zonele anticlinale a treia și a patra, Senonian care arată o structură perisinclinală, cu înclinări, în general, spre S și plutește în parte pe Oligocenul unității inferioare, în parte pe Zona miocenă (fig. 4). La un moment dat spre S, în partea de W a Dealului Măgura Mică, acest Senonian își schimbă total poziția și începe să încline spre W. Schimbarea înclinării provoacă o ruptură în el la N de gura Părâului Sălătruc după o linie perpendiculară pe cursul Putnei. La SE de această linie, Senonianul celei de a treia zonă anticinală cu înclinări mereu spre W, încalcă peste sinclinalul Dealului Alunișu, al cărui flanc de W îl acoperă, pe o foarte mare distanță, după o linie de contact anormal.

Tectonica unității inferioare (Pârza marginală). Unitatea inferioară arată, pe suprafața restrânsă pe care apare la Gura Putnei, o tectonică frământată.

In general, în mijlocul semi-ferestrei dela Gura Putnei, după puținele profile în care am urmărit-o, ea este constituită dintr'un anticlinal de Eocen în care apare orizontul Calcarului de Pasieczna, acoperit pe flancuri și spre S de Strate de Bisericieni (fig. 4). În timp ce către R. Suceava acest anticlinal este deversat spre E, pe P. Huta este drept, prezentând înclinări inverse, iar la fundul Pârâului Huta Stratele de Bisericieni din capătul de S cad periclinal, în partea de SE, sub Senonianul Pânzei de Putna, iar în cea de SW, sub Eocenul inferior al acesteia.

In sectorul de W al semi-ferestrei, tot în linii mari, se observă, peste Eocen, un sinclinal de Oligocen care intră sub Senonianul Pânzei de Putna; deasemeni în sectorul ei de E, la SW de confluența Putnei cu Suceava, se găsește un alt sinclinal de Oligocen. Acesta din urmă este deversat spre E, pe Suceava, și prezintă un anticlinal secundar cu Strate de Bisericieni în ax, în timp ce pe Huta, în dreptul bisericii din Gura Putnei, Oligocenul stă normal pe Stratele de Bisericieni și înclină spre E. Mai departe, la SSW de biserică, pe culmea din malul drept al Pârâului Huta, Oligocenul unității inferioare este laminat, aşa încât încălcarea Pânzei de Putna se face direct peste Stratele de Bisericieni ale celei dintâi.

In fine pe malul drept al Pârâului Putna, la NW de Măgura Mică, apare iar Oligocenul unității inferioare, înclinat spre SE și acoperit în parte¹⁾ de marne miocene.

In afara de aceasta, Miocenul dela partea superioară a unității inferioare mai apare, după cum am mai spus, și într'o mică fereastră pe malul drept al Putnei, în fața gurii Pârâului Huta.

Intinderea probabilă a Pânzei de Putna (pl. II).²⁾ Din momentul în care încercăm să stabilim întinderea probabilă a Pânzei de Putna, intrăm în domeniul ipotezelor. Pentru a enunța aceste ipoteze, din care vom reține pe cea mai plausibilă, este nevoie să urmărim continuitatea tectonică și stratigrafică a pânzei și legăturile ei cu celealte unități din Flișul extern, mai întâi spre S și apoi, în măsura în care va fi posibil și spre N.

Am văzut că, începând din Nord-Estul Dealului Măgura Mică spre S, linia de șariaj a Pânzei de Putna coincide cu marginea aparentă a Flișului.

O primă posibilitate ar fi ca ea să se continue mereu pe la marginea Flișului până în V. Cracăului, unindu-se astfel cu fruntea Pânzei marginale. In această ipoteză Pârza de Putna și cea marginală ar constitui o singură unitate.

O a doua posibilitate ar fi ca altă linie de șariaj, venind dinspre interiorul Flișului, să avanseze spre SE până la marginea lui, continuându-se mai de-

¹⁾ Pe un vâlcel dela Nordul Măgurei.



parte iar cu fruntea Pânzei marginale. În această ipoteză Pânza de Putna ar fi inferioară celei marginale, care ar încăleca peste ea.

In fine, mai există încă o a treia posibilitate și anume ca linia de șariaj a Pânzei de Putna să se retragă spre S, în interiorul Flișului, lăsând să apară de sub ea, ca o unitate inferioară, Pânza marginală.

Din cele trei ipoteze enunțate, datele pe care le posedăm până acum, par să o confirme pe cea de a treia.

Intr'adevăr nu se cunoaște până în prezent nici o linie importantă care venind din interiorul Flișului spre SE ar atinge marginea lui.

Nu putem vorbi deasemeni nici de o continuitate a liniei de șariaj din V. Sucevei, pe la marginea Flișului, până în V. Cracăului, fiindcă de fapt aceasta nu există.

Dimpotrivă, în dreptul văilor Suha există o importantă linie de șariaj care se retrage spre SW în interiorul Flișului și cu care fruntea Pânzei de Putna pare a fi în directă continuitate. Intr'adevăr în această regiune am distins¹⁾, dela W la E, trei solzi: solzul Fântânelelor, care este și cel mai important întrucât încalcă peste cei din față pe cca 2 km, solzul Răchitiș — Corduneanu și solzul Dealul Mare — Prângata.

Fruntea Pânzei de Putna pare că se continuă cu cea mai importantă dintre liniile de încălecare a celor trei solzi și anume cu fruntea solzului Fântânelelor, fapt confirmat și de relațiile faciale dintre pânză, așa cum apare pe V. Suceava și acest solz.

Pentru a sesiza mai bine aceste relații faciale este nevoie ca în prealabil să trecem în revistă cunoștințele noastre asupra variațiilor de facies ale Paleogenului din Flișul extern, începând din V. Bistriței, unde ele au fost studiate, mai întâi, până în V. Sucevei (pl. III).

In Flișul extern dintre V. Bistriței și V. Suha, se disting două unități: Pânza marginală și Autohtonul submarginal.

După lucrările prof. I. ATANASIU²⁾ și ale mele³⁾, Paleogenul prezintă în Pânza marginală, dela W la E, următoarele faciesuri: un facies intermediar, un facies marginal intern, un facies marginal extern și un facies extern conglomeratic.

Faciesul intermediar al Paleogenului, desvoltat în Vf. Deleleu, Vf. Chițigaia de Sus și pe P. Mânzatu, este caracterizat printr'un Eocen constituit dintr-o alternanță de Gresii de Tarcău cu calcare, gresii și marne de tip marginal, fără Strate de Bisericană la partea superioară și printr'un Oligocen care se termină cu Gresie de Kliwa.

¹⁾ JOJA T. Op. cit. (Structura Flișului din Văile Suha...)

²⁾ ATANASIU I. Les Faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, T. XXII, București, 1943.

³⁾ JOJA T. Op. cit. (Cercetări geologice între V. Râșcei...)



Faciesul marginal intern, desvoltat la E de precedentul (între Râșca și Agapia, în special în D. Chițigaia de Jos și imediat la E de Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău), este caracterizat printre un Eocen de tip marginal, în care Calcarul de Pasieczna nu prezintă chaille-uri¹⁾, iar Stratelor de Biserici sunt deasemeni absente și printr'un Oligocen care se termină tot cu Gresie de Kliwa la partea superioară.

Faciesul marginal extern, desvoltat în jumătatea externă a Pânzei marginale, este constituit la fel ca cel marginal intern, cu deosebirea că Eocenul superior al său este de tipul Stratelor de Biserici.

In fine faciesul extern conglomeratic, desvoltat sporadic în partea externă a Pânzei marginale la N de V. Râșca, este aproape identic cu precedentul de care se deosebește numai prin aceea că Gresia de Kliwa este înlocuită prin conglomerate cu elemente verzi.

Este de observat că faciesul extern conglomeratic este desvoltat atât la exteriorul Pânzei marginale cât mai ales în Autohtonul submarginal, pentru care, de altfel I. ATANASIU²⁾ îl consideră îndeosebi caracteristic.

Mai la N, în Flișul din regiunea văilor Suha care, din punct de vedere tectonic, nu este altceva decât prelungirea Pânzei marginale, Paleogenul prezintă dela W la E: un facies marginal intern, un facies marginal extern și un facies extern conglomeratic. Toate aceste trei faciesuri sunt similare cu cele dintre Suha și Bistrița, de care se deosebesc numai în unele amănunte. Fiecare este caracteristic pentru unul din cei trei solzi care constituie regiunea.

In solzul Fântânelelor, Paleogenul este de facies marginal intern; spre deosebire însă de ceea ce se observă în același facies la S, în regiunea dintre Suha și Bistrița, în solzul Fântânelelor, Calcarul de Pasieczna prezintă frecvențe chaille-uri de dimensiuni relativ mari. In afară de aceasta, seria eocenă se încheie pe alocuri cu Gresie de Lucăcesti, care are însă o desvoltare mai mare abia pe V. Moldovei.

In solzul Răchitiș—Corduneanu, solzul de mijloc, care începând din V. Suha Mică spre N este acoperit de cel precedent, Paleogenul este de facies marginal extern. Faciesul acesta este aproape identic cu cel corespunzător dintre V. Suha și Bistrița cu deosebirea că, cel puțin în două locuri, Oligocenul superior este de tipul Stratelor de Krosno.

In fine, în solzul cel mai extern, solzul Dealul Mare—Prângata, Paleogenul este de facies marginal extern, în partea de W a lui și extern conglomeratic, în partea de E a lui.

Autohtonul submarginal, caracterizat pe V. Cracăului prin faciesul extern conglomeratic, nu apare în regiunea văilor Suha.

După cum am arătat mai sus, în V. Sucevei, Paleogenul prezintă, dela W

¹⁾ JOJA T. Op. cit. (Structura Flișului din Văile Suha...)

²⁾ ATANASIU I. Op. cit. (Contributions à la...)

la E, trei faciesuri și anume: faciesul de Scorbura, care nu-și găsește un corespondent în niciunul din faciesurile Paleogenului dintre Suha și Bistrița, faciesul de Putna, care corespunde în mare măsură faciesului marginal intern aşa cum se prezintă el între Suha Mică și Suha Mare, de care se deosebește numai prin prezența chaille-urilor în Calcarul de Psieczna și a Gresiei de Lucăcesti la partea superioară și faciesul de Gura Putnei, similar, după observațiile de până acum, cu faciesul marginal extern. Primele două caracterizează Pârza de Putna, celălalt unitatea inferioară.

Comparând Flișul din V. Sucevei cu cel din V. Suha, constatăm că aceiași facies al Paleogenului marginal intern caracterizează pârza de pe P. Putna și solzul Fântânelelor. Prin urmare între ambele există nu numai o continuitate tectonică ci și una facială. Ca atare pârza de pe V. Putnei pare să constitue, împreună cu cea mai mare parte a Flișului extern din S, pârza în solzul Fântânelelor inclusiv, o unitate tectonică deosebită. Pentru această unitate cred că este bine să utilizăm o denumire aparte, denumirea de Pârza de Putna.

Unitatea inferioară, aşa cum apare la Gura Putnei, este caracterizată ca și solzii externi de pe V. Suha (solzii Răchitiș – Corduneanu și Dealul Mare – Prângata), prin același facies (marginal extern) al Paleogenului, fapt care ar arăta o continuitate a lor pe sub Pârza de Putna. Cum pe de altă parte cei doi solzi de pe Suha aparțin Pârzei marginale, putem considera, cred, unitatea inferioară dela Gura Putnei ca o prelungire a acestei pârzi. De altfel și spre N, în Pocuția, partea externă a Flișului marginal constituie, după unii geologi polonezi¹⁾, o pârză independentă pe care aceștia o denumesc chiar Pârza de Pocuția.

In afara de acestea, din puținele date pe care le posed până acum, reiese că în solzul cel mai extern al Flișului dela confluența Voivodesei cu Sucevița, Paleogenul este desvoltat tot sub faciesul marginal extern. Pe de altă parte, la S de Sucevița, în continuarea acestui solz, pe V. Hașca, există un izvor sărat, iar G. CERNEA²⁾ a citat tot în acest loc, în plin Fliș, un banc de gips care trebuie considerat ca fiind de vîrstă miocenă. După cum am văzut, faciesul marginal extern cu Strate de Bisericani la partea superioară a Paleogenului și suportând depozite miocene, caracterizează Pârza marginală (unitatea inferioară). Aceste fapte mă fac să bănuesc că solzul cel mai extern al Flișului dela gura Voivodesei, cuprins între V. Voitinelu și Solca, la E de linia tectonică din D. Rău, ține probabil nu de Pârza de Putna ci de unitatea inferioară.

Dacă încercăm acum să stabilim întinderea probabilă a Pârzei de Putna spre N și legăturile ei cu unitățile tectonice ale Flișului marginal din U.R.S.S.,

¹⁾ WDOWIARZ I. Plaszcowina skolska w regionie Czeremoszu. Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego. T. XVII, za rok 1947, pag. 187–193. Krakow 1948.

²⁾ CERNEA GH. Cercetări geologice în reg. Suceava–Solca. Comunicare prezentată la Comit. Geol. în sed. din 10 Martie 1950.

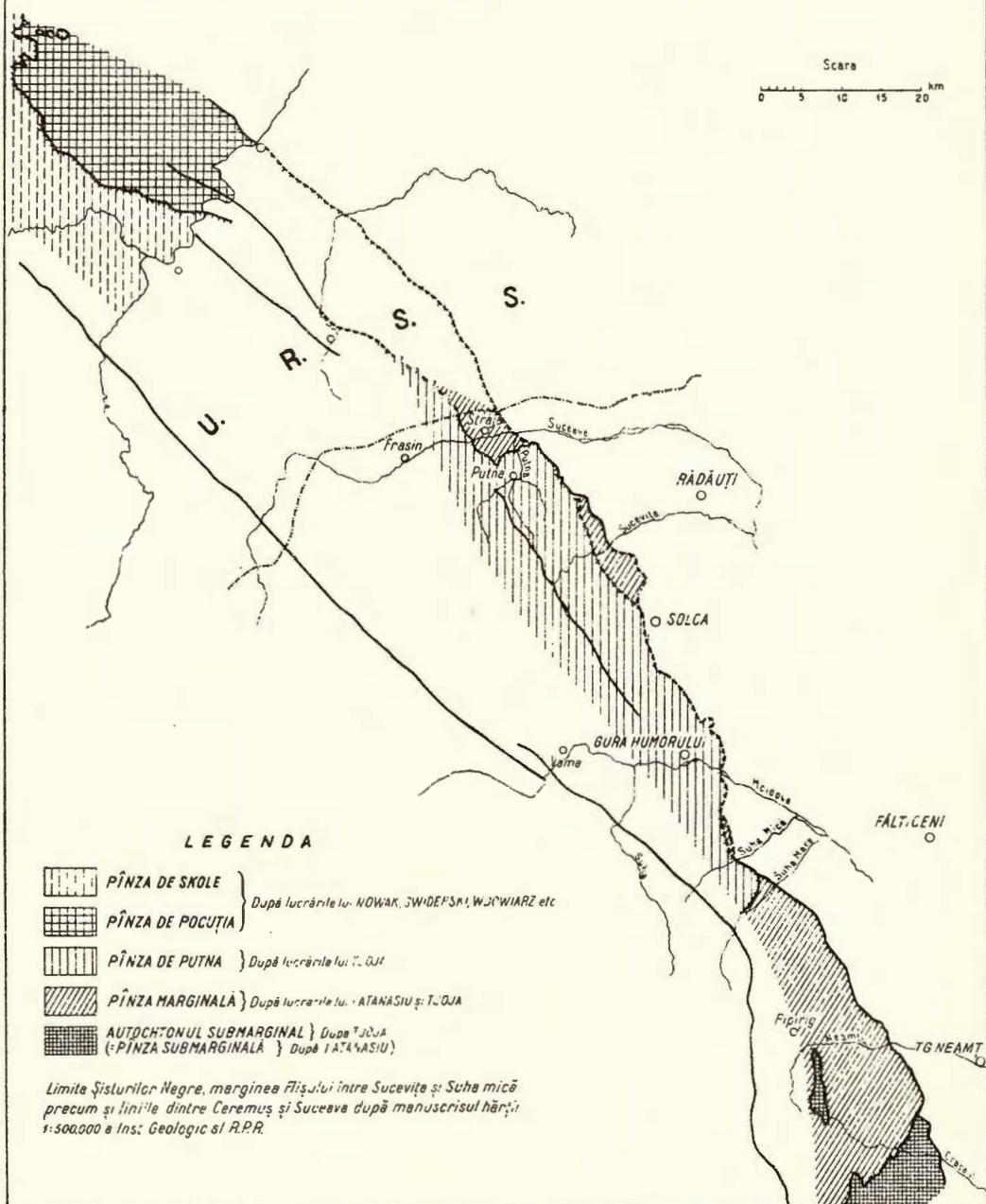


T.JOJA
SCHIȚA TECTONICĂ A FLISULUI MARGINAL
DIN PARTEA CENTRALĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI

1951

Scara

0 5 10 15 20 km



LEGENDA

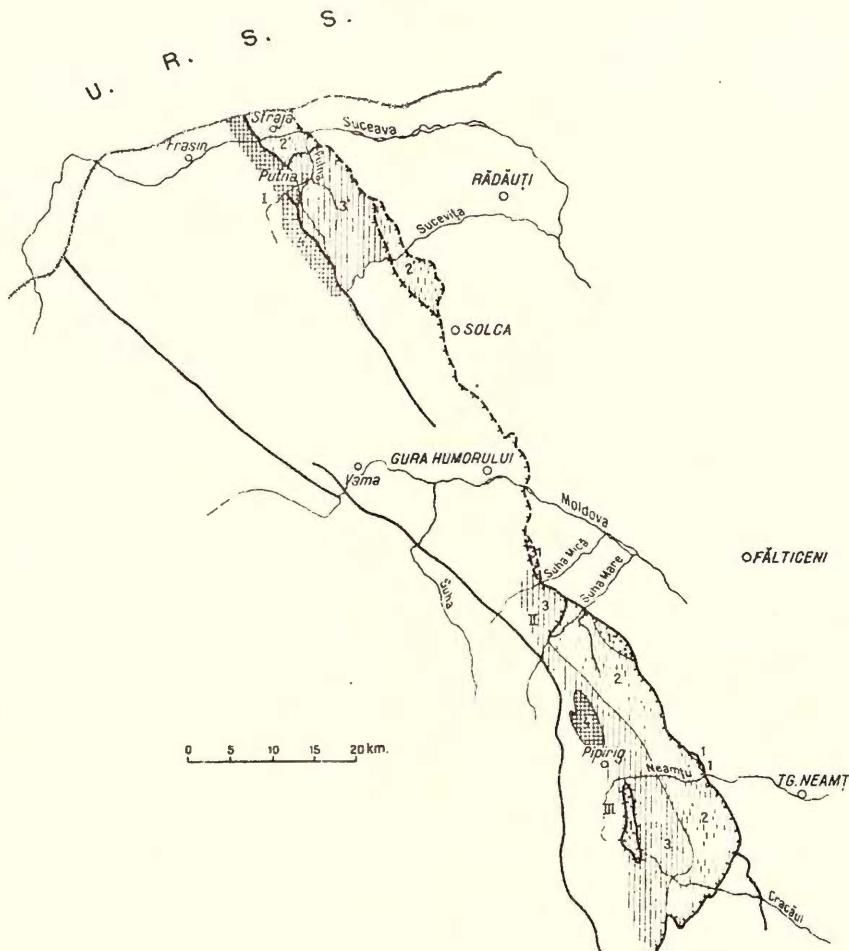
- | | | |
|--|-------------------------|---|
| | PINZA DE SKOLE | } După lucrările lui NOWAK, SWIDERSKI, WJCWIARZ etc |
| | PINZA DE POCUȚIA | |
| | PINZA DE PUTNA | } După lucrările lui T. GURU |
| | PINZA MARGINALĂ | } După lucrările lui - ATANASIU și T. JOJA |
| | AUTOCHTONUL SUBMARGINAL | } După T. JOJA |
| | (-PINZA SUBMARGINALĂ) | } După ATANASIU |

Limite Șisturilor Negre, marginea flisului între Sucevița și Suhă mică precum și linile dintre Ceremuș și Suceava după manuscrisul hărții 1:500.000 a Inst. Geologic și R.P.R.

T.JOJA

**SCHIȚA FACIESURILOR PALEOGENULUI FLIȘULUI MARGINAL
DINTRE VALEA SUCEVEI ȘI VALEA BISTRITÉI
(EXCEPTÎND SECTORUL DINTRE SUCEVIȚA ȘI SUHA MICĂ)**

1951

**LEGENDA**

I SUCEAVA - SUCEVIȚA	4' Faciesul de Scorbură	3' F. de Putna	2' F. de Gura Putnei	1 F. extern conglomeratic
II SUHA MICĂ - SUHA MARE		3 F. marginal înt.	2 F. marginal extern	1 F. extern conglomeratic
III SUHA MARE - BISTRITĂ	4' Faciesul intermediuar	3 F. marginal înt.	2 F. marginal extern	1 F. extern conglomeratic

*Limita Șisturilor Negre și marginea Flișului între Sucevița și Suha Mică
după manuscrisul hărții 1:500.000 a Inst. Geologic R.P.R.*



întâmpinăm dificultăți și mai mari. Pentru aceasta este necesar să facem o distincție între sectorul dintre Prut și Ceremuș, pe de o parte, și cel dintre Ceremuș și Suceava, pe de altă parte.

Intre Prut și Ceremuș, NOVAK¹⁾ și SWIDERSKI²⁾ mai de mult, și WDOWIARZ³⁾ mai recent, au identificat o unitate superioară — Pânza de Skole — și una inferioară — Pânza de Pocuția — (pl. II). Fruntea celei dintâi se continuă până la Ceremuș, aproape de localitatea Rîstoace, la Sud-Estul ei. Fruntea celei de a doua coincide, până în Ceremuș, cu marginea aparentă a Flișului.

Intre Ceremuș și Suceava datele pe care le posedăm în clipa de față sunt mai sărare și se rezumă la cele înfățișate pe manuscrisul hărții la scara 1: 500.000. In acest sector, pe harta menționată, sunt figurate în Flișul extern trei linii tectonice longitudinale mai importante: una, care se întinde dela Pătrășeni, pe Ceremuș, până la Șipotele Siretului, a doua (la exteriorul celeilalte) care începe din V. Rybnica, în Pocuția, pe flancul de E al Anticlinalului Ploski, trece pe la E de Rîstoace, pe Ceremuș, pe la Lăpușna, pe Siret și se termină nu departe de R. Suceava în dreptul Străiei și, în fine, o a treia, care coincide cu marginea Flișului până în V. Sucevei.

Prima linie cade pe Ceremuș, în interiorul Pânzei de Skole, iar prelungirea ei eventuală dela Șipotele Siretului spre SE n'ar putea ajunge pe Suceava decât la Falcău, deci mult în interiorul Pânzei de Putna. Ca urmare ea nu poate avea contingențe cu problema care ne preocupă.

In ce privește cea de a doua linie, aceasta pare, mai curând decât cealaltă, să se continue spre SE, la Straja, cu fruntea Pânzei de Putna. Spre N, dacă luăm ca bun traseul ei de pe harta 1: 500.000, ea începe după cum am spus pe V. Rybnica, în fața frunții Pânzei de Skole, dar în interiorul celei de Pocuția. In acest caz Pânza de Putna trebuie considerată ca o pânză independentă care ia naștere în Pânza de Pocuția, mai întâi ca un so'z constituind flancul de E al Anticlinalului Ploski, solz ce avansează treptat la exterior până atinge apoi în SE amploarea unei adevărate pânze.

Apropierea mare (2 km) pe harta 1: 500.000 a frunții Pânzei de Skole de linia dintre E de Rîstoace și Straja, ne face să ne întrebăm dacă în realitate ele nu se unesc. In acest caz Pânza de Putna ar trebui considerată ca făcând corp comun cu cea de Skole.

In fine s'ar putea admite, evident mai greu, că fruntea Pânzei de Putna s'ar îndrepta spre NNE ajungând la marginea Flișului. In acest caz, mai puțin probabil, Pânza de Putna ar trebui considerată ca făcând corp comun cu Pânza de Pocuția.

¹⁾ NOVAK I. Op. cit. (Kilka...)

²⁾ SWIDERSKI B. Op. cit. (Sprawozdanie...)

³⁾ WDOWIARZ I. Op. cit. (Plaszcowina skolska...)



Desigur, pentru moment, cea mai plausibilă dintre aceste ipoteze este prima în care am considerat Pârâul de Putna ca o pârâie independentă ce ia naștere sub forma unui solz în Pârâul de Pocuția și apoi avansează treptat spre E. Aceasta este, de altfel, motivul pentru care am și introdus denumirea nouă de Pârâul de Putna.

In ce privește linia de margine a Flișului, care în Pocuția¹⁾ este considerată, ca fruntea unei pârâii, ea se continuă (după harta 1: 500.000) și la S de Suceava să încât, ideea de a o considera la rândul ei ca alcătuind o pârâie, — ea însăși o prelungire a Pârâiei marginale — nu este lipsită de temei.

Dacă ne referim acum, în general, la pârâile din Flișul marginal începând cel puțin din V. Prutului până în V. Cracăului, trebuie să remarcăm faptul că la constituția lor nu iau parte Șisturile Negre; acestea apar abia dela Cracău spre S, în Autohtonul submarginal, întărind prin aceasta convingerea în caracterul normal al lui.

— G. CERNEA. — Cercetări geologice în regiunea Sucevița²⁾.

Şedința din 17 Aprilie 1951

Președinte Prof. G. MURGEANU

— MIRCEA ILIE. — Probleme geologice în Munții Perșani (Defileul Oltului).

Catena Perșanilor, care formează un contrafort fragmentat al Carpaților orientali, este reprezentată prin trei sectoare, eşalonate astfel dela N la S: sectorul nordic Vârghiș, sectorul median Defileul Oltului și sectorul sudic (regiunea Cuciulata—Venetia).

Primele luerări geologice în Perșani se datorează lui HERBICH (1857, 1878) care a făcut prima descriere stratigrafică a regiunii. A identificat Werfenianul pe bază de fosile, Liasicul sub facies de Adneth și a precizat existența Neocomianului. Acest autor s-a ocupat și cu rocele eruptive care acoperă suprafețe întinse în defileu precum și în întreaga catenă. A executat deasemenea și prima schiță de hartă, în care Defileul Oltului este reprezentat sub forma unei butoniere largi, iar jur împrejur sunt figurate depozite jurasice și triasice.

După HERBICH au intervenit lucrările lui HAUER și STACHE, care au făcut câte un profil prin cele trei sectoare ale Perșanilor, utilizând datele stratigrafice și petrografice ale lui HERBICH.

¹⁾ WDOWIARZ I. Op. cit. (Plaszcowina skolska....)

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.



A urmat lucrările lui VADASZ, căruia îi datorăm interesanta monografie a Liasicului de tip Adneth din Valea Oltului, cu care ocazie a făcut și o scurtă carte de seamă asupra geologiei defileului.

Lucrările mai recente se datorează lui WACHNER, D. PREDA, E. JEKELIUS și Z. TÖRÖK.

Perioada dela 1857 până la 1916 este perioada cercetătorilor străini, austriaci și unguri. În 1927 începe a doua perioadă importantă când metoda Institutului Geologic este aplicată aici dând rezultate neașteptate. Perioada aceasta a început cu cercetările lui D. PREDA, care a identificat și a conturat toate formațiunile geologice mesozoice din axul catenei, precum și depozitele mai tinere de vîrstă terțiară de pe flancurile munților.

Problema rocelor eruptive a format obiectul de cercetare al unei serii întregi de geologi începând cu TSCHERMACK, care a făcut prima clasificare a rocelor eruptive din Transilvania și continuând cu KOCH, BUDAY, SZENT-PÉTERY, BANYAI.

Problemele tectonice din Perșani au fost tratate în sintezele tectonice ale Carpaților (VOCHEA și MRAZEC); s'a vorbit de constituția în pânză a Munților Perșani, fără a se aduce argumente locale.

În ce privește cartografia, se cunosc schițele de hartă executate de HERBICH, HAUER, STACHE și WACHNER. Începând cu 1927, D. PREDA a executat lucrări cartografice în regiunea Bogata—Racoș—Vârghiș.

Descrierea stratigrafică. *Sisturile cristaline*, cunoscute la N Racoșul de Sus, unde sisturile grafitoase formează un anticlinorūm și la «Strâmtură» unde am identificat un afloriment foarte redus, reprezentat prin sisturi cloritoase și lentile de cuarțit alb.

Triasicul. Triasicul inferior (Schitian) este alcătuit din Stratele de Werfen reprezentate litologic prin: sisturi argiloase de culoare neagră, cu oglinzi de fricțiune, gresii micacee și gresii calcaroase care la partea lor superioară trec la calcare veritabile prezentând tranziție la Triasicul mediu. Când apare în contact cu Cretacicul inferior, din cauza afinităților petrografice, separația lor întâmpină dificultăți.

Triasicul inferior formează benzi orientate diferit. Prima bandă și cea mai importantă pornește dela Gura lui Tipei către D. Băeșului și este orientată NE—SW; urmează câteva petece, ce se găsesc între Valea Carhaga și locul numit «la Oțelea». A doua fâșie din sectorul răsăritean al Defileului, are o orientare cu totul diferită și se prezintă îmbucătățită în trei fragmente. O ultimă zonă importantă este zona dela S Valea Oltului la «Pâraiele fără nume».

Schitianul cuprinde numai Stratele de Campile, care se prezintă cu aceeași uniformitate de facies, iar Stratele de Seis lipsesc. Această absență se dato-



rește faptului că ne aflăm într'o regiune tectonizată. Fauna werfeniană este reprezentată prin formele următoare: *Myophoria costata* ZENK, *Anoplophora fassaensis* WISSM., *Gervillea modiola* FRENCH, *Myacites fassaensis* WISSM. și *Tirrolites cassianus*.

Triasicul mediu (Virglorian, Ladinian). Virglorianul este reprezentat prin calcare bituminoase (Calcare de Guttenstein), desvoltate sub formă de bancuri puternice. Ele prezintă o continuitate de sedimentare față de Stratele de Werfen, și sunt foarte bine desvoltate în sectorul sudic al Perșanilor.

Existența Ladinianului în Perșani s'a pus din anul 1935 pentru fâșia de calcar dela cantonul 152 și dela locul numit « Dinamit ». Am discutat problema cu E. JEKELIUS care a fost de părere că Ladinianul trebuie considerat prezent în ambele puncte. E. JEKELIUS a extins prezența Ladinianului la întreaga masă de calcare dela W Defilcătui Oltului, considerată ca Jurasic superior. Noi am rămas însă la ideea că aceste calcare aparțin Jurasicului superior, deoarece exagerând extinderea Ladinianului se poate ajunge la o serie de confuzii.

Triasicul superior. Problema Triasicului superior este extrem de delicată prin faptul că el apare numai sub formă de blocuri izolate. În D. Băeșului, D. PREDA a găsit un bloc de Calcar de Hallstatt cu infiltrări de diabaze amigdaloide. Noi am identificat un Calcar de Hallstatt roșu cu *Daonella*, la N de Tepeul Armenișului.

Roce eruptive mesozoice. Suită de roce eruptive de tip mesozoic, care aparține Defileului Oltului, este reprezentată prin roce bazice (gabbro-diorite, serpentine, diabaze-porfirite, diabaze amigdaloide) și prin mase importante de porfire cu oligoclaz. Succesiunea cronologică a fost stabilită ținând seama de ordinea bazicității, cele mai bazice fiind considerate ca aparținând unei vârste mai vechi, iar cele mai puțin bazice ca aparținând unei vârste mai noi. Intreg ansamblul de roce eruptive din Perșani a fost considerat de majoritatea cercetătorilor ca aparținând Triasicului superior. Asupra acestei probleme vom reveni atunci când vom discuta poziția tectonică, deoarece nu putem discuta vârsta lor dacă nu suntem siguri de poziția normală, netectonizată.

La N de V. Oltului găsim Werfenianul situat deasupra porfirelor cu oligoclaz și atunci, judecând normal, porfirele cu oligoclaz ar trebui să fie mai vechi decât Werfenianul. Regiunea fiind însă tectonizată, aceste considerații nu au nici o valoare.

Jurasicul este reprezentat prin depozite ușor de identificat după caracterele litologice.

Triasicul este reprezentat prin Faciesul de Adneth în opozitie cu Faciesul de Gresten din Tara Bârsei.



Prima identificare a faunei liasice din Defileul Oltului o datorăm lui HERBICH; apoi VADASZ a determinat aproape 78 forme, dintre care 9 specii de *Racophilites*, 17 *Philloceras* și 27 *Arietites*. Grație acestei faune s'a precizat vârsta calcarelor marnoase și marnelor roșii (Liasicul inferior).

In ce privește modul de apariție a Liasicului din Defileul Oltului, el se prezintă sub forma unor benzi extrem de înguste, în regiunea dela W de punctul Oțelea, în D. Băeșului și la «Pârzele fără Nume», situate dcobicei între Jurasicul superior și masivul eruptiv. Grație acestei pensări profunde în masa eruptiilor, Liasicul a putut fi conservat.

Doggier. Identificarea Doggerului se datorește lui WACHNER, care l-a determinat la Apața, Defileul Oltului și regiunea Comana—Lupșa. Se caracterizează prin gresii albe silicioase cu resturi de Lamellibranchiate. Aceste gresii seamănă cu gresiile dela Cristian și sunt foarte bine desvoltate în regiunea Comana—Veneția. În Defileul Oltului, Doggerul a fost determinat la gura Pârâului Meschmenț, pe urmă sub Vârful Șoimului și în regiunea Apața.

Mal m. Jurasicul superior este bine desvoltat sub faciesul Calcarelor de Stramberg. Separarea subdiviziunilor lui este dificilă din lipsa faunei. Sigur există partea superioară reprezentată prin calcare albe recifale. Se consideră ca aparținând Kimmeridgianului calcarele roze din baza Tithonicului, iar Oxfordian—Callovianului îi sunt repartizate calcarele cenușii cu accidente silicioase.

Cretacicul, este reprezentat prin depozite aparținând Cretacicului inferior, prin conglomerate cenomaniene și prin marnele cu Inocerami turonian-senoniene din regiunea Armenișului.

Problema Cretacicului este dificilă; la rezolvarea ei trebuie să ținem seama de variația faciesurilor pe orizontală și pe verticală. Situația cunoștințelor noastre în momentul de față este următoarea: o primă distincție, făcută de HERBICH, este separarea Faciesului de Sinaia, care se desvoltă în special în regiunea Vârghiș, unde sunt reprezentate printr'o alternanță de argile care se pot confunda cu cele senoniene și eocene; calcare marnoase cu *Calpionella*, gresii calcaroase micacee, diaclazate puternic; conglomerate cu elemente cuarțitice, conglomerate calcaroase cu resturi de Coralieri și gresii cu *Peregrinella*.

Afără de faciesul Stratelor de Sinaia care se păstrează la exteriorul zonei axiale a catenei, intervine Faciesul de Carhaga, reprezentat prin marne cenușii fosilișre, marne calcaroase cu *Calpionella alpină*, argile sau marne în plăci de culoare cărămizie cu pete albe sau verzui, intercalății de radiolarite, calcare cu accidente silicioase. Aceste depozite descrise până acum aparțin Vălangian-Hauterivianului. Reamintesc că încă din anul 1936, împreună cu D. PREDA am pus problema Berriasianului la Carhaga, reprezentat prin calcarele cu silex și marnele cenușii din baza complexului neocomian.



In regiunea Piatra Șoimului am identificat un facies neocomian, reprezentat prin marne calcaroase și stoase, de culoare cenușiu-verzuie, cu intercalări calcaroase cu Ostreide și Belemniti. Acest facies prezintă afinități mari cu faciesul Stratelor cu *Aptychus* din Munții Apuseni.

Deasemenea trebuie să remarc că în Valea Cetății și în alte regiuni din Perșani depozitele cretacice în contact cu rocele eruptive vechi, împrumută un facies deosebit; oxizii de fer le dău o patină roșie, încât s'a pus problema prezenței unui Facies de Azuga (D. PREDA). Aceste roce apărând imediat de sub conglomeratele cenomaniene, nu poate fi vorba de depozite metamorfozate în fundul geosinclinalului cretacic.

Comparând Perșanii cu Munții Metaliferi, constatăm o identitate în ceeace privește depozitele de Fliș lipsite de fosile răspândite pe suprafețe importante în Defileul Oltului ca și în restul catenei. Ele reprezintă un complex argilo-gresos conglomeratic, în general foarte cutat, fracturat, diaclazat și diagenizat, de culoare cenușie, cu aspect grafitos, ce aparține după noi, Barremian-Aptianului.

Cenomanianul este alcătuit din conglomerate poligene cu elemente de natură variată: sisturi cristaline, calcare jurasică, marne liasice, gresii cretacice, cuarțite bine rulate. Elementele de calcare au fost considerate drept calcare cu Caprotine.

Ceea ce surprinde este faptul că elementele conglomeratice prezintă resturi fosile foarte bine conservate, pe când masa jurasică din imediata apropiere nu prezintă astfel de resturi organice decât în mod cu totul excepțional. Faptul nu mai surprinde: la Cheile Turzii Tortonianul se găsește discordant pe Tithonicul din Munții Petridului, care este lipsit de fosile, dar în părțile căzute sub învelișul Mării Tortoniene, fosilele devin numeroase.

La partea superioară a conglomeratelor se desvoltă gresile albe calcaroase, bine reprezentate în Depresiunea Bogata.

PREDA a considerat aceste conglomerate de vârstă aptiană. Fauna identificată de noi la Gârbova, în anul 1935, a demonstrat vârsta lor cenomaniană.

Tectonica. Pentru descifrarea tectonicei din Defileul Oltului voi analiza întâi raporturile tectonice detaliate ale diferitelor formații și apoi voi căuta să ajung la precizarea unităților tectonice.

Sisturile cristaline formează o lamă extrem de îngustă la « Strâmtura » care trădează fundamentul. La partea superioară lama de sisturi cristaline suportă normal depozitele cretacice.

La NW de Defileul Oltului se desvoltă un anticlinorium de sisturi cristaline asociate cu depozite jurasică (Malm) și cretacice (Barremian-Aptian) ce apare sub cuvertura depozitelor cenomaniene și terciare.

Masivele eruptive sunt alcătuite în partea lor mijlocie din porfire cu oligoclaz, iar periferic se instalează de o parte și de alta masele de diabaze și ser-



pentine. Această situație ar putea plăda pentru o vechime mai mare a porfirilor cu oligoclaz. Cum însă gabro-diabazele și serpentinele se prezintă sub formă ovoidă și străbat porfirele cu oligoclaz, tragem concluzia că ele sunt mai noi decât porfirele.

Prezența corporilor de diabaze și serpentine izolate în mijlocul depozitelor cretacice ne poate conduce însă la ideea unor erupțiuni tinere de vîrstă cretacică. Lucrul nu este surprinzător deoarece în Apuseni și Rarău se cunosc astfel de roce eruptive pătrunzând în depozitele cretacice.

Masivul eruptiv din Defileul Oltului a format inițial un corp unic, care ulterior a fost fragmentat în două: corpul nordic (V. Oltului) și corpul sudic (Pietrosul). Terminațiile corpului nordic au loc în jurul isohipsei de 600, iar celălalt corp. a suferit o ridicare la extremitatea sudică depășind isohipsa de 800 m. Corpul Pietrosul și-a schimbat și orientarea: ea devine NE—SW, contrară primului corp.

Stratele de Werfen dela N de V. Oltului iau contact direct cu masa porfirelor. Într-o regiune simplă lucrul acesta ar fi constituit un argument pentru vîrsta ante-werfeniană a erupțiilor. Dacă urmărим marginea acestei benzi, vedem însă că între masa eruptivă și Stratele de Werfen intervin depozite cretacice. Banda dela Găvriloaia—Cășăria este suportată jur împrejur de Cretacicul inferior, ca și banda dela «Pâraele fără Nume».

Depozitele triasice inferioare prezintă deci raporturi anormale cu depozitele cretacic-inferioare. La partea superioară, Werfenianul suportă calcarele jurasic și conglomeratele cenomaniene.

Problema tectonică a Ladinianului este simplă și anume primul afloriment dela cantonul 152 se găsește sub forma unei lame înguste, prină ușor în masa porfirelor. Il putem considera ca reprezentând un fund de sinclinal puternic presat și izolat de restul Triasicului.

Triasicul superior se găsește sub formă de «Klippe» adică blocuri izolate care nu prezintă raporturi clare cu fundamentul. Un bloc interesant de Triasic superior se află la «Pietrele lui Murgoci» unde este reprezentat prin Calcare roșii cu *Daonella*, salvat ca și petecele liasice prin prinderea sub masa Jurasicului superior.

Liasicul are o dispoziție asemănătoare cu aceea a Calcarelor de Hallstatt. De cele mai multe ori se află sub forma unor lame ce reprezintă funduri de sinclinal, profund pensate în masa eruptivă. Calcarele roșii liasice au fost conservate deasemenea între masa eruptivă și depozitele jurasic-superioare.

La Apața, Doggerul ia contact cu marginea masivului eruptiv, iar între el și calcarile jurasic-superioare intervine Cretacicul inferior. Gresia doggeriană în condiții normale, ar fi suportat direct Jurasicul superior.

Depozitele jurasic-superioare ocupă suprafete mai întinse, aşa încât putem urmări raporturile tectonice în toată varietatea lor. Jurasicul dela



Tipia ia contact normal cu Stratele de Werfen. Același lucru se observă și la Pietrele Albe.

Calcarele tithonice dela Tepeul Armenișului iau contact direct cu Erupтивul în condiții normale ca și masa de calcare dela Pietrosul. Lucrurile se schimbă însă în regiunea Pietrelor lui Murgoci unde între masele jurasice și fundamental eruptiv se desvoltă depozite cretacice.

In banda de Werfenian dela Oțelea constatăm la partea ei superioară calcare jurasice care stă în condiții normale; însă dacă urmărim banda din D. Băeșului constatăm suprapunerea ei în condiții anormale peste depozitele cretacice. Lucrurile acestea se văd din ce în ce mai clar la calcarele jurasice dela Pietrele Albe care sunt suportate jur împrejur de depozitele Cretacicului inferior. Calcarele jurasic-superioare sunt suportate normal de Stratele de Werfen dela «Pâraele fără Nume».

Am constatat până aci două fenomene importante: raporturile anormale dintre Werfenian și Cretacicul inferior și suprapunerea anormală a calcarelor jurasic-superioare față de masa Flișului.

Idea unui diapirism al calcarelor nu poate fi acceptată, deoarece ar urma să admitem străpungerea măsivului eruptiv.

Cretacicul inferior ocupă o poziție discordantă față de depozitele mai vechi și în special față de masa eruptivă. La partea superioară, Cretacicul inferior suportă însă anormal Werfenianul dela Oțelea, iar în regiunea Poiana Cășăriei suportă Werfenianul și Tithonicul.

Constatând aceste raporturi anormale, pe de o parte între Werfenian și Neocomian, iar pe de altă parte între Jurasic și Neocomian, se pune problema unei unități tectonice de ordin superior.

Regiunea Defileul Oltului nu este favorabilă unor studii tectonice, ea fiind împădurită și acoperită de surpături mari de teren. Tectonica Defileului Oltului n'ar fi fost descifrată dacă cercetările nu s'ar fi continuat în sectorul sudic.

D. PREDA a cartat în Defileul Oltului o structură în solzi, aşa cum era normal pentru un sector carpatic. În 1935, când am făcut împreună câteva excursii de ansamblu în acest teritoriu, am constatat primele indicii asupra unor fenomene tectonice importante.

Prin dând la ridicările geologice ale Perșanilor de Sud, am urmărit contactul între Triasic și Neocomian, aflat în lungul Văii Comana și evidențiat de WACHNER. Cercetând afluenții Văilor Comana și Lupșa, am constatat că Triasicul încăleca puternic Cretacicul inferior și că în regiunile de ridicare axială, de sub depozitele triasicice și jurasicice, răbufnea Cretacicul inferior.

Din analiza suprafeței de șarij, au reieșit formațiile Autohtonului și ale pânzei. Autohtonul este alcătuit din Șisturile cristaline, rocele eruptive vechi, Liasicul, Doggerul, Malmul de tip Comana și Cretacicul inferior.

Triasicul lipscă în Autohton, în schimb este toarte bine dezvoltat în unitatea superioară, care este reprezentată prin Stratele de Werfen, în bază,



prin Calcare de Guttenstein, în porțiunea medie, și prin Calcarele de Stramberg, la partea superioară.

Cele constatăte în Perșanii de Sud, adică existența unei unități superioare formată din Werfenian, Anisian și Malm, susținută de Autohton format din toate complexele, dela Șisturi cristaline până la Cretacicul inferior, am căutat să le aplic în Defileul Oltului.

In Defileul Oltului am constatat raporturi anormale ale Werfenianului și Malmului față de Neocomian. Lipsește însă Anisianul și se observă o decolare a Jurasicului față de Werfenian. Se văd calcar jurasice care au fost decalcate, căpătând o independență relativă față de Werfenian. Fenomenul se explică prin diferența de plasticitate între masa calcarelor jurasice și masa șistoasă a Werfenianului.

Decalarea Malmului față de Werfenian ne-ar face să admitem prezența a două unități distințe: una werfeniană și alta jurasică. Ideea ar putea fi acceptată dacă între Werfenian și Tithonic ar fi intervenit Cretacicul inferior.

Autohtonul este reprezentat prin masele eruptive care au suferit influențe tectonice importante și Sedimentar (Calcare de Hallstatt, marne liasice, gresii doggeriene și Cretacic inferior).

In Defileul Oltului, Autohtonul a suferit deranjări importante, dovedite prin smulgerea de fondament a corpurilor eruptive ovoide. Peste acest Autohton s'a suprapus pânza alcătuită din Werfenian și Malm, din care au rămas pete de acoperire cu suprafețe diferite.

In rezumat, Defileul Oltului ca și regiunea Comana, se caracterizează prin prezența a două unități tectonice: Autohtonul, alcătuit din șisturi cristaline, roce eruptive mesozoice, Ladinian, Calcarele de Hallstatt, Calcarele de Adneth, Dogger și Cretacicul inferior. Pânza este alcătuită din Werfenian și Tithonic, iar vârsta ei este mesocretacică și reiese clar din faptul că formațiunea cea mai Tânără care suportă șariajul este Cretacicul inferior, pe când formațiunea cea mai nouă dispusă discordant aparține conglomeratelor cenomaniene.

Istoria post-tectonică a catenei o vom expune în linii foarte largi. După transgresiunea mare a Cenomanianului, care a acoperit întreaga catenă, a urmat transgresiunea Tortonianului, apoi Sarmățianul și Dacianul. După dispariția Lacului Pliocen a urmat o fază de eroziune puternică și apoi au intervenit efuziunile terțiare venite dela N către S. Aspectul actual al catenei se datorează eroziunii care a descoperit Perșanii de mijloc prin acțiunea erozivă a Văii Oltului.

— MIRCEA ILIE. — Considerații teconice asupra Perșanilor de Nord (Regiunea Vărghiș).

Regiunea Vărghiș reprezintă extremitatea nordică a Munților Perșani, acoperită în bună parte de lavele andezitice revărsate din Hărghita. La E este

constituită dintr'o zonă largă de Strate de Sinaia, iar la W din numeroase aparițiiuni de roce sedimentare și eruptive de vârste diferite. În zona de W sunt localizate majoritatea complicațiilor tectonice, ce se pot urmări deși zona este acoperită de o serie de formațiuni post-tectonice.

Pentru ușurință expunerii vom descrie problemele tectonice caracteristice pentru fiecare formațiune geologică.

Triasicul inferior, reprezentat prin Stratele de Werfen apare la S de Peștera Merești în partea superioară a Văii Cherecului, pe V. Sarmanului și în V. Hăghimașului. Raporturile lui cu formațiile înconjurătoare sunt de ordin tectonic. Stratele de Werfen nu se rezimă normal pe fundamentul mai vechi ci apar ca lame tectonice prinse în Cretacicul inferior.

Pe P. Cherecului se observă o structură în solzi la care participă, alături de Stratele de Werfen, și calcarale jurasice (Liasic, Malm).

În V. Sarmanului, Triasicul inferior apare deasemenea în condiții tectonice și este cuprins între diabaze și calcarale jurasice. Diabazele fiind considerate de majoritatea cercetătorilor ca triasic-superioare, susțin Stratele de Werfen, fapt ce arată poziția lor inversă.

În V. Hăghimașului se observă aceleași raporturi tectonice manifestate de Stratele de Werfen care sunt suportate de depozitele neocomiene și sunt acoperite de calcarale jurasic-superioare.

Observațiile de teren arată următoarele raporturi: rocele eruptive din fundamente sunt acoperite normal de Cretacicul inferior. Stratele de Werfen, împreună cu calcarale jurasice sunt alunecate peste depozitele cretacice sau în lipsa lor iau contact cu fundamentalul eruptiv.

Mesoeruptivul se întâlnește frecvent în axul catenei muntoase pe liniile de maximă ridicare și este reprezentat prin următoarele tipuri de roce: porfire cu oligoclaz, diabaze, serpentine, care pot ocupa suprafețe întinse și se desvoltă sub formă de lame și blocuri cu suprafețe restrânse. Masele eruptive cele mai întinse se află la N și S de P. Cherecului și între Văile Sarmanul și Hăghimașul. Apar asociate cu sedimentele cele mai vechi și sunt invăluite în depozite cretacic-inferioare. Blocurile și lamele de Mesoeruptiv se întâlnesc în regiunea Piciora-Peștera Merești, V. Sarmanului și V. Hăghimașului. Aparițiile sub formă de lame în mijlocul Cretacicului ar putea să fie interpretate ca intercalații de lave cretacice, de unde ar rezulta prezența acelorași tipuri de roce eruptive, manifestată în două faze distanțate în timp. Prezența lor în apropierea maselor eruptive și a deformărilor tectonice importante din regiune fac să le considerăm ca lame smulse din fundament.

Masele eruptive vechi suportă normal Calcarale de Adneth și de Hallstatt. Stratele de Werfen și Malmul sunt suportate tectonic de aceste mase eruptive, fapt dovedit prin interpunerea depozitelor cretacic-inferioare.

Liasicul, reprezentat prin calcar marnoase rășii, apare izolat și ocupă suprafețe foarte reduse. Ivirile liasice sunt legate de prezența Mesoeruptivului



din fundament, de unde au fost smulse și antrenate în mijlocul depozitelor cretacice.

Calcarele albe de Stramberg, desvoltate puternic pe suprafețe care depășesc cu mult celelalte formațiuni amintite, prezintă raporturi tectonice importante.

Masivul calcaros dela Peștera Merești este acoperit în bună parte de depozite terțiare și lave andesitice. Raporturile cu formațiile mesozoice se observă numai în partea de SE, unde se constată raporturi anormale față de sedimentele cretacice, în mijlocul cărora apar lame de Werfenian și roce de vârstă triasică.

Stratele de Werfen sunt situate geometric la partea inferioară a calcarelor jurasice și sunt suportate de Cretacicul inferior. Lamele de diabaze, serpentine și porfire au o importanță tectonică și anume pot fi considerate ca manifestări din fundamentele masivului eruptiv din V. Cherecului care s'ar prelungi spre NE pe sub depozitele cretacice. Presiunea exercitată de masa calcarelor jurasice le-a smuls din fundament și le-a antrenat pe linii tectonice în mijlocul Cretacicului inferior.

Calcarele jurasice dela Peștera Merești manifestă la extremitatea lor sudică fenomene de șariaj față de depozitele cretacice înconjurătoare. V. Vărghișului a subdivizat masa calcaroasă ce apare sub forma unei boltiri în axul căreia eroziunea a descoperit fundamentele cretacice. Acest fapt demonstrează că nu avem afac numai cu o simplă încălcare a flancului de E al calcarelor jurasice ci Cretacicul inferior suportă pe o suprafață importantă Jurasicul superior.

In regiunea V. Cherec — Vf. Caprii, masa de calcare jurasice își pierde din continuitate, descompunându-se în câteva petece instalate în părțile mai ridicate ale reliefului. Fenomenul se datorează unei ridicări axiale, ce este însoțită de apariția masivului de diabaze din fundamente. In apropierea satului Vărghiș ridicarea axială se menține, iar numărul petecelor de calcare jurasice crește alcătuind o zonă orientată N—S. Aspectul circular al petecelor se datorează eroziunii precum și învelișurilor de sedimente post-tectonice (Cenomanian-Sarmațian) și curgerilor de lave andesitice.

Aparițiile de calcare jurasice, cuprinse între Vf. Caprii și Vf. Hăghimașului, pot fi grupate astfel:

1. Petecele dela Vf. Caprii și cele din Basinul superior al Văii Sarmanului;
2. Blocurile de calcare cuprinse între 783—867 m;
3. Petecele de calcare din regiunea Văii Hăghimașului.

Calcarele jurasice din prima grupă sunt înnecate aproape complet în lavele andezitice, care maschează raporturile cu fundamentele. Numai la extremitatea lor nordică se observă suportul lor cretacic-inferior. Prezența depozitelor cretacice în thalwegul văilor indică același fundament cretacic pentru toate calcarele din prima grupă.



Grupa a doua este alcătuită din blocuri de calcare jurasice, izolate în mijlocul lavelor andesitice.

Calcarele jurasice din regiunea Văii Hăghmașului, prin poziția lor geometric superioară, arată aceleași raporturi tectonice față Cretacicul inferior.

Calcarele tithonice dela W 783 m iau contact în bună parte cu depozitele cretacice, care le suportă în condiții tectonice. Cele dela cota 658 au scăpat de sub învelișul parazitar al lavelor, în schimb sunt înconjurate de conglomeratele cenomaniene, care având caracter post-tectonic maschează contactul calcarelor cu fundamental.

Petecele jurasice dela 576 m se află în contact cu Neocomianul, iar intermediar apar Stratele de Werfen.

Trecând la analiza calcarelor jurasice din partea de E a catenei, observăm următoarele:

Petecele jurasice importante, care ocupă părțile mai înalte ale reliefului, sunt orientate N—S și dispuse aproximativ pe contactul dintre Cenomanian și lavele andesitice. În general, în partea lor estică suportă andesitele, iar în W străbat Cenomanianul sub forma unor insule.

Calcarele din regiunea Piatra Șoimului sunt suportate de Stratele de Sinaia și acoperite discordant de conglomeratele cenomaniene. Calcarele tithonice dela Vf. Lomaș, Vf. Sarmanului sunt suportate deasemenea de Stratele de Sinaia.

In rezumat, Jurasicul superior din regiunea Vărghiș prezintă următoarele caractere tectonice:

1. Zona de W cuprinde mase și petece de calcare care încalecă Cretacicul inferior și diabazele din fundament, din care s-au detașat tectonic lame;

2. Zona de E reprezintă continuarea zonei vestice; calcarele jurasice arată o superpoziție anormală față de Stratele de Sinaia. În partea de NE, conglomeratele cenomaniene și lamele andesitice marchează în bună parte contactul dintre Jurasic și Cretacicul inferior.

In Perșanii de Nord Cretacicul inferior este reprezentat prin următoarele subdiviziuni: Valanginian-Hauterivian și Barremian-Aptian.

Valanginian-Hauterivianul (Strate de Sinaia) este reprezentat printr'o alternanță de calcare marnoase cafenii cu *Calpionella alpina*, marne calcaroase cenușii, argile cenușii, gresii micițee, gresii conglomeratice cu *Peregrinella peregrina* și calcare coraligene. Intreg complexul este puternic diaclazat și cutat mai puțin intens decât Stratele de Sinaia din Valea Prahovei. Se desvoltă în partea de E a catenei deoparte și de alta a Văii Vărghișului.

Barremian-Aptianul cuprinde conglomerate cuarțitice, gresii silicioase negre, argile și marne cenușii-negocioase. Aceste depozite prezintă afinități cu Stratele de Sinaia însă ele nu cuprind calcarele marnoase cafenii cu *Calpionella*. Se desvoltă la partea superioară a seriei cretacic-inferioare și se întâlnesc mai ales în zona de W a regiunii.



Fundamentul depozitelor cretacice îl formează Mesoeruptivul, în lipsa șisturilor cristaline. Prezența lamelor diabasice în depozitele cretacice este legată de existența fundamentului eruptiv care apare la zi numai unde ridicările axiale o permit. Din această cauză le-am considerat nu ca lave bazice interstratificate ci ca lame intercalate tectonic. Fenomenele se întâlnesc în basinul superior al Văii Vârghișului și pe afluenții Hăghmașului. La partea superioară depozitele cretacice prezintă raporturi tectonice față de Triasic și Jurasic. În V. Hăghmașului, Cretacicul inferior suportă Stratele de Werfen și Malmul.

La S de Peștera Merești, încălecarea calcarelor jurasice se observă pe o suprafață întinsă dacă ținem seama și de poziția calcarelor dela Picioara. V. Vârghișului a înlăturat masa calcarelor jurasice și a descoperit fundamentalul cretacic. Ne aflăm, deci, în prezența unei ferestre tectonice, pe care am numit-o « Fereastra Peștera Merești—Picioara ».

In zona de E, Stratele de Sinaia ating desvoltarea maximă, sunt acoperite tectonic de Jurasicul superior și suportă discordant conglomeratele cenomaniene și formațiile terțiare.

Lipsa lamelor diabasice în Stratele de Sinaia se datorează grosimilor importante ale sedimentelor care împiedecau diabazele să fie antrenate spre suprafață sub presiunea calcarelor jurasice. Absența rocelor diabazice în complexul Stratelor de Sinaia, constituie un argument contra susținerii unei faze de erupții bazice în Cretacicul inferior din Perșani. În cazul unor astfel de erupții ar fi urmat ca lavele să apară intercalate frecvent în seria nötectonizată a Stratelor de Sinaia.

In privința raporturilor dintre Cretacicul inferior și depozitele mesozoice mai vechi, se constată faptul că Stratele de Sinaia suportă anormal calcarele jurasice superioare. Aceste calcare apar singure fără a fi însoțite de Stratele de Werfen sau de Calcarele de Guttenstein, aşa cum se întâmplă în restul catenei. In partea de NE a Perșanilor, calcarele tithonice au suferit o decolare importantă, evidențiată de laminarea depozitelor triasice.

* * *

Catena muntoasă a Perșanilor se caracterizează prin stiluri tectonice diferite, ce se datoresc faptului că depozitele mesozoice au fost influențate de deformări tectonice importante, pe când formațiile terțiare asociate cu Cenomanianul manifestă o structură simplă post-tectonică.

Formațiile post-tectonice din regiunea Vârghiș sunt reprezentate prin: Cenomanian, Tortonian, Sarmațian, Dacian și lave andesitice.

Cenomanianul este reprezentat prin conglomerate poligene care se dispun discordant față de toate depozitele mai vechi. Cuvertura conglomeratelor este suportată de Stratele de Sinaia și ea înneacă majoritatea calcarelor jurasice aşezate tectonic peste Cretacicul inferior.



Tortonianul este reprezentat prin tufurile dacitice echivalente Tufului de Dej, care jalonează partea de W a catenei, o înconjoară pela N și pătrund într'o mică depresiune internă.

Sarmatianul este reprezentat prin conglomerate slab cimentate, constituite mai ales din gresii cretacice. În partea de NW a regiunii, acoperă tufurile dacitice și iau contact direct cu fundamental mesozoic.

Dacianul se dezvoltă în partea de SE a regiunii pe teritoriul localităților Vârghiș și Racoșul de Sus. Este reprezentat prin nisipuri și argile fosilifere, diatomite și intercalații de lignit.

Produsele vulcanice terțiare de natură andesitică sunt reprezentate prin lave și aglomerate. Văile săpate în aceste produse vulcanice descoberă fundamentalul mesozoic, a cărui structură nu se poate cerceta îndeaproape din cauza lipsei de continuitate între diferitele formațiuni.

Intervenția formațiilor post-tectonice a făcut să identificăm o depresiune tectonică în interiorul catenei. Localizarea Cenomanianului, a tufurilor dacitice și a lavelor dacitice au scos în evidență «Depresiunea Sarmanului».

Pânza mesocretacică a Munților Perșani este constituită din Calcare de Guttenstein, Strate de Werfen și calcare jurasice. În regiunea Vârghiș această unitate tectonică este formată în cea mai mare parte din calcare jurasice, pe când depozitele triasice apar ca benzi înguste datorite laminărilor. În zona estică, pânza este alcăută numai din calcare jurasice, iar grosimea mare a Stratelor de Sinaia a produs amortizarea presiunii exercitată de masa acestor calcar. În zona vestică, lama de șariaj a strivit fundamental, solzificând Calcarele de Adneth, Mesoeruptivul și Cretacicul inferior.

Vârsta pânzei este bine determinată prin faptul că se cunoaște termenul șariat cel mai nou precum și primele sedimente aşezate discordant în faza post-tectonică. Fenomenele de șariaj au avut loc după sedimentarea Cretacicului inferior, care suportă pretutindeni elementele pânzei. Conglomeratele cenomaniene sunt dispuse transgresiv atât pe Autohton cât și pe unitatea tectonică superioară. La contactul între calearele jurasice și depozitele cenomaniene nu se observă nici un deranjament tectonic important, care să demonstreze reluarea pânzei după punerea ei în loc.

În regiunea Vârghiș, unitatea tectonică superioară se dezvoltă sub forma unei cute largi suportată mai ales de Autohtonul cretacic. Bolta anticinală a descoperit prin eroziune Autohtonul, dând naștere ferestrei tectonice dela Peștera Merești — Picioara. În partea estică se dezvoltă zona sinclinală descompusă de eroziune într'o serie de pete de acoperire, învelite în bună parte de conglomeratele cenomaniene.

Urmărind desvoltarea axială a pânzei mesocretacice constatăm o ridicare axială pronunțată dela N spre S. Astfel la Peștera Merești se dezvoltă numa calcare jurasice indicând maximum de scufundare. La Picioara, ridicarea axială



este scoasă în evidență de apariția fundamentului cretacic descoperit de eroziunea Văii Vărghișului.

In Valea Cherecului, ridicarea axială a contribuit la apariția fundamentului eruptiv din Autohton. In apropierea localității Vărghiș (V. Hăghimașului, V. Sarmanului) ridicarea axială se menține, manifestându-se prin reapariția rocelor eruptive din Autohton. Prezența petecelor de acoperire, alcătuite din calcare jurasice, arată inflexiunile axiale ale suprafeței de șariaj.

— M. TOCORJESCU. — Studiul Globotruncanelor din Cretacicul superior din zona Flișului.

In cadrul programului de lucru pe teren din anii 1949—1950, am colectat o serie de profile normale din Cretacicul superior sub facies de cretă din Dobrogea și sub facies de marne roșii din zona Flișului.

In comunicarea de azi mă voi ocupa de genul *Globotruncana*, ale cărei specii și varietăți sunt de o mare valoare stratigrafică.

In legătură cu identificarea acestor forme m'am izbit de numeroase dificultăți, rezultate atât din cauza marii variațiuni a aspectelor morfologice cât și din faptul că în literatură nu găsim întotdeauna descrieri și ilustrații clare; de aceea am socotit necesar ca în ședința de azi să mă ocup în special de acest gen.

In prima parte a comunicării voi trece în revistă lucrările, care mi-au stat la dispoziție privind morfologia, taxonomia și valoarea stratigrafică a diferitelor forme de *Globotruncana*, iar în a doua parte voi arăta rezultatele preliminare pe care le-am putut obține din studiul morfologiei și al repartiției speciilor de *Globotruncana* din Cretacicul superior din zona Flișului.

Istorie. In 1839, d'ORBIGNY, în monografia sa asupra Foraminiferelor din Cuba, descrie prima specie de *Rosalina*, sub denumirea de *Rosalina linnaeana*, pe care o figurează însă, în atlasul său, sub denumirea de *Rosalina linnéi*.

Rosalina linnaeana d'ORBIGNY are cochilia suborbiculară, foarte turtită, bicarenată de jur împrejur; dorsal, este ușor convexă, sutura spirală, abia reliefată, formează 3 ture de spiră, cu câte 6 loje în fiecare tură; ventral concavă; omobilicul larg; forma camerelor rotund-ovală; aperturile, dispuse la marginea internă a lojilor, sunt deschise în omobilic.

In 1845, REUSS descrie o altă formă: *Rosalina marginata*, din Turonianul Boemiei.

Rosalina marginata, formă biconvexă-bicarenată, cele două carene foarte apropiate una de alta; omobilicul îngust; forma camerelor triunghiulară, cu baza curbată.

In 1854, același autor descrie forma *Rosalina canaliculata* din Senonianul din Bavaria, pe care o consideră foarte apropiată de *Rosalina linnéi*, deosebindu-se



prin aceea că atât partea dorsală cât și cea ventrală sunt plane, ombilicul este îngust și forma camerelor este triunghiulară, cu baza curbată.

In 1884 BRADY, în studiul său asupra Foraminiferelor întâlnite în expediția Challenger, discută genul *Rosalina*, pe care nu l-a găsit actual, considerând *Rosalina linnaeana* și *R. canaliculata* ca sinonime, înglobând genul *Rosalina* genului *Globigerina*.

In 1918, JACQUES DE LAPPARENT, în studiul său asupra terenurilor cretacice din regiunea Hendaye, discută formele de *Rosalina linnéi*, găsite acolo, înfățișând cu această ocazie variațiunile acestei specii, pe care le cristalizează în următoarele șase tipuri:

T i p u l I. Formă plată dorsal; lojele concave dorsal și ventral; înălțimea bandei carenale crește dela a doua la a treia tură de spiră.

T i p u l I I. Formă dorsal mai mult sau mai puțin conică, ventral concavă și primele ture de spiră și convexă în ultima tură; banda carenală păstrează aceeași înălțime.

T i p u l I I I. Formă de talie mică; partea ventrală, uneori și cea dorsală, bombată; banda carenală ocupă aproape jumătate din înălțimea lojei.

T i p u l I V. Formă de talie mare, cu partea dorsală a lojelor plată sau subconică, la unii îndivizi ultimele loje bombate puternic dorsal; banda carenală redusă; aspectul general al țestului, privit din partea ventrală, este ca o coroană de frunze imbricate.

T i p u l V. Formă cu partea dorsală plată și uneori chiar concavă; plafonul lojelor este extrem de ridicat; în stadiu Tânăr țestul bicarenat, iar în stadiu adult carena dublă dispare și este înlocuită de o carenă formată din unirea celor două margini ale bandei carenale; aceasta este mutația cu loje conice.

T i p u l V I. Formă cu aspect caliciform, cu ombilicul larg și adânc; partea dorsală a țestului puternic bombată, partea ventrală aproape plată; acest tip poartă denumirea de mutație caliciformă.

LAPPARENT, în aceeași lucrare, descrie specia *Globotruncana stuarti*, formă cu 7 camere în ultima tură; indivizii maturi cu patru ture în total; fără bandă bicarenală, cu contur nelobat; forma camerelor dreptunghiulară pe partea dorsală; linia circulară, care limitează pe partea dorsală exteriorul camerei la *Rosalina linnaeana*, este o linie frântă la *R. stuarti*.

In 1926, CARSEY descrie forma *Globotruncana rosetta*, considerând-o *Globigerina rosetta*. Formă unicarenată, slab convexă dorsal, de forma unui con trunchiat ventral, cu ombilicul larg, camerele dreptunghiulare rotunzite.

In 1926, CUSHMAN descrie o specie de *Globotruncana*, sub numele de *Pulvinulina arca*, cu țestul biconvex, cu periferia trunchiată, camerele distințe, șapte în ultima tură de spiră, separate prin suturi limbate și ridicate deasupra suprafetei generale a țestului, cu ornamentații perlate; area ombilicală distință; apertura alungită, ventrală, la baza ultimelor camere formate.



In 1927, tot CUSHMAN pornind dela *Pulvinulina arca* ca genotip, fixează genul *Globotruncana*, formă cu partea dorsală convexă, cu partea ventrală ca un con trunchiat, bicarenată, omblicul deschis, camerele de formă dreptunghiulară rotunjită.

In lucrările ulterioare CUSHMAN, referindu-se la aceeași specie, adaugă că *Globotruncana arca* poate fi unicarenată și bicarenată.

In același an CUSHMAN descrie forma *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, care este foarte apropiată de forma *arca*, de care se deosebește prin periferia unicarenată, prevăzută cu spini foarte desvoltăți.

In 1928, WHITE studiind Cretacicul din Mexic, găsește mai multe specii de *Globotruncana* (*canaliculata*, *rosetta*, *calcarata*), descriind pentru prima oară speciile: *Globotruncana conica*, *G. conica* var. *plicata* și *G. canaliculata* var. *ventricosa*.

Globotruncana conica, formă convexă dorsal, plană până la concavă ventral, unicarenată, omblicul larg deschis și camerele dreptunghiulare rotunjite.

Globotruncana conica var. *plicata* se deosebește de precedenta prin partea dorsală, care este mult mai bombată și cu suprafața vălurată.

Globotruncana canaliculata var. *ventricosa* se deosebește de specia normală prin partea ventrală, care este conveexă în loc de plană.

Toate speciile sunt găsite de WHITE în succesiunea Papagallos-Mendez din Mexic, care se paralelizează cu succesiunea Coniacian-Campanian din Europa. Autorul consideră că Globotruncanele dispar brusc în formațiunea Velasco, echivalentul Maestrichtianului european.

In 1930, VIENNOT, discutând valoarea stratigrafică a Rosalinelor, arată că cercetările sale îl conduc, fără rezerve, la concluziile lui LAPPARENT și anume că Rosalinele sunt fosile caracteristice pentru Cretacicul superior de pe tot globul.

In 1930, LÉON MORET consideră că afirmația lui VIENNOT asupra răspândirii Rosalinelor este mult prea absolută. *Rosalina* caracterizează Cretacicul numai prin apariția ei în masă, însă ea se perpetuiază și în timpul Terțiarului, ori de câte ori condițiunile de mediu ale regimului pelagic au fost favorabile dezvoltării lor.

In 1936, PIERRE MARIE, studiind prezența genului *Rosalina* în creta Basinului parisian, găsește, în Cenomanianul de acolo, genul *Rosalina* reprezentat printr'o formă unicarenată, cu contur lobat și loje conice. In Turonian, încă din baza lui, se găsește o altă formă de *Rosalina*, care seamănă cu specia *linnéi* numai că este unicarenată, cu conturul lobat și cu lojele turtite; ambele forme sunt considerate, de autor, ca specii ancestrale ale genului.

Rosalina linnéi forma tipică, bicarenată, apare numai în Senonianul inferior și evoluiază apoi până în Maestrichtian inclusiv.

Deci, după PIERRE MARIE, *Rosalina* apare din baza Cenomanianului și se menține în Turonian, ca unicarenată, în Senonian apărând forma *Rosalina* bicarenată.



Mutațiunile speciei *Rosalina linnéi* aflată de J. DE LAPPARENT în Basinul mediteranean nu își fac apariția în Basinul parisian; acest fapt îl explică autorul ca rezultat din închiderea strâmtorei morvanovosgiene.

In 1936, OTTO RENZ, studiind Formația de Scaglia din Apeninii centrali, descrie pentru prima oară *Globotruncana appenninica*, în comparație cu *Globotruncana stuarti*. *Globotruncana appenninica* este o formă unicarenată, mai turtită și cu peretele mai gros decât *Globotruncana stuarti*. Numărul camerelor în ultima tură de spiră este mai mare la *G. appenninica*, (8–9 camere) decât la *G. stuarti* (7–8 camere). RENZ este de părere că formele unicarenate aflate de PIERRE MARIE în Cenomanian-Turonianul din Basinul Parisului trebuie să puse alături de specia nouă descrisă.

Găsind această formă unicarenată de *Globotruncana*, autorul își dă seama că deosebirea dintre *Globotruncana* și *Globorotalia* nu se mai poate face pe baza numărului crenelor periferice și bănuște că deosebirea ar trebui să se refere la alte caractere morfologice, cum de exemplu ar fi apertura. Un studiu în acest sens însă nu îi stă la îndemână, RENZ studiind Foraminiferele numai cu ajutorul secțiunilor subțiri.

In 1936, BROTZEN, în studiile Senonianului inferior din Eriksdale (Suedia) descrie o formă nouă de *Globotruncana*.

Globotruncana globigerinoides, formă cu camerele globuloase despărțite prin suturi adânci, cu ombilicul larg și cu carena dublă periferică.

Globotruncana ventricosa, formă bicarenată, cu partea dorsală convexă și cu partea ventrală concavă, ombilicul larg, forma camerelor ovală.

BROTZEN socotește că *Globotruncana ventricosa* WHITE nu trebuie privită ca o variație a speciei *Globotruncana canaliculata*, ci ca o specie de sine stătătoare.

Specia *G. ventricosa* este răspândită în Senonian — din Coniacian până în Campanian inclusiv — și lipsește în Maestrichtian.

Tot în această lucrare BROTZEN dă numele nou de *Globotruncana lapparenti*, formelor de *Rosalina linnéi* ale lui LAPPARENT și opiniaază că tot acestei specii trebuie atribuită și forma socotită de CUSHMAN, în lucrarea sa asupra Cretacicului Calcarului de Annona, ca *Globotruncana canaliculata* Rss., (*Journ. of Paleontology*, Vol. 6, No. 4, p. 343, Pl. 41, fig. 140).

In 1936, GLAESSNER în studiul Foraminiferelor din Caucaz găsește forma *Globotruncana* sp. în Șisturile de Anapa, Ilskaya și Kljutsch, considerate ca senonian-superioare.

In 1938 PIERRE MARIE utilizează numele generic de *Rosalinella*, în locul acelora de *Rosalina* și *Globotruncana*, iar în studiul repartiției pe verticală a Foraminiferelor din Mesogee, distinge patru zone cu ajutorul speciilor de *Rosalinella*:

1. Campanian: *Rosalinella linnéi*, *Rosalinella linnéi* cu camere imbricate, *Rosalinella linnéi* cu premutație caliciformă, *Praerosalinella stuarti*; Orbitoizii lipsesc cu desăvârșire.



2. Maestrichtian inf.: *Rosalinella linnéi*, *Rosalinella linnéi* cu mutație caliciformă, *Rosalinella stuarti*; apar primii Orbitoizi.

3. Maestrichtian mediu: *Rosalinella linnéi*, *Rosalinella linnéi* cu mutație caliciformă, *Rosalinella linnéi* cu loji globuloase, *Rosalinella stuarti*; Orbitoizi rari.

4. Maestrichtian sup.: *Rosalinella linnéi*, *Rosalinella linnéi* cu mutație caliciformă, *Rosalinella stuarti*; Orbitoizi.

In 1939, MOROZOVA în studiul său asupra Foraminiferelor Cretacicului superior și Paleocenului din ținutul Emba, citează *Globotruncana arca* var. *contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana linnaeana* (d'ORBIGNY) și *Globotruncana marginata* (REUSS), toate din Maestrichtian.

In 1941, DEM. KYSKYRAS, studiind Cretacicul superior cu *Globotruncana*, în regiunea Nauplion (Grecia), distinge cu ajutorul speciilor de *Globotruncana* mai multe orizonturi micropaleontologice:

Cenomanian-Turonian inf.: *G. appenninica* (RENZ), formă intermedieră *G. appenninica linnéi*;

Turonian sup.—Campanian: *G. appenninica linnéi*, *G. linnéi* (d'ORB.);

Senonian: *G. linnéi* (d'ORB.).

Autorul conchide că:

Globotruncana stuarti lipsește în regiunea Nauplion;

Genul *Globotruncana* se desvoltă după faza cutărilor austrice, atingând cea mai mare răspândire în timpul cutărilor subhercinice;

Genul *Globotruncana* dispără odată cu cutările laramice;

Dispariția bruscă a Globotruncanelor în Danian se explică prin instaurarea unei clime reci;

Genul *Globotruncana*, dispărut brusc, este înlocuit prin *Globorotalia* în timpul Paleogenului.

Este interesant că acest autor menționează, poate primul, (neavând toată literatura posibilă, nu putem afirma cu toată siguranță), o formă de trecere între *Globotruncana appenninica* și *Globotruncana linnéi*.

In 1942, GERTA OLFERTZ menționează, în seria Turonian-Emscherian — Senonian inf., din Cretacicul superior din Westfalia, *Globotruncana marginata turona*, specie cu camerele având aceeași construcție, formă, delimitare, suprafața exterioară și apertura identice speciei *G. marginata*. Deosebirile constau în aspectul puțin înalt al țestului, fără ca totuși convexitatea părții spirale a zidului și a camerelor individuale să fie complet anihilată. Cea mai mare diferență constă în aceea că marginea periferică nu este trunchiată, ci din contra este ușor rotunzită și unicarenată.

Globotruncana marginata turona este cantonată numai în Turonian, iar dela limita Turonian-Emscherian, citează forma *Globotruncana marginata linnaeana*.

In 1943, MAJZON, în lucrarea sa, care privește Globotruncanele din Vorlandul carpatic, grupează speciile acestui gen în mai multe tipuri morfologice.



Tipul morfologic *linnaeana* (forme turtite, bicarenate): *G. linnaeana*, *G. canaliculata*, *G. tricarinata*, *G. lapparenti*, *G. ventricosa* (face trecerea către tipul următor);

Tipul morfologic *marginata* (camerele umflate, cu 2 carene, foarte apropiate sau contopite): *G. fornicata*, *G. marginata*, *G. appenninica*, *G. cretacea*;

Tipul morfologic *stuarti* (partea dorsală convexă, partea ventrală de forma unui con triunghiular, cuprinde forme bi- și unicarenate): *G. stuarti*, *G. arca*, *G. convexa*;

Tipul morfologic unicarenat: *G. rosetta*, *G. deeckzi*, *G. calcarea*, *G. conica*.

MAJZON citează din literatură următoarele apariții curioase ale speciilor de *Globotruncana*:

In Albianul superior din Pirinei unele exemplare, foarte mici de *Globotruncana linnaeana* întâlnite de LAPPARENT;

In Gaultul din Germania de Nord, EICHENBERG a întâlnit *Globotruncana marginata* (REUSS), pe care THALMANN o pune pe contul unei contaminări, făcută de acest cercetător, deoarece respărări din același punct fosilifer nu au dus la găsirea altor exemplare.

In studiile făcute de WINKLER în Insula Isonzo, s'a întâlnit *Globotruncana* în calcarale lizsice; THALMANN, controlând cele susținute de WINKLER, este de părere că formațiunea de acolo nu este un Liasic, ci *Scaglia rossa*. In concluzie propune revederea stratigrafiei Însulei Isonzo.

MAJZON adaugă că Globotruncanele sunt abundente începând din Cenomanian, iar punctul de înflorire al lor este în Santonian. La finele Maestrichtianului, Globotruncanele dispar brusc odată cu Amoniții, Rudiștii și Inoceramii; LAPPARENT atribuie această dispariție unei schimbări brusă de temperatură.

HORUSITZKY consideră această dispariție ca reprezentând fie urmarea degenerării, fie urmarea intervenției unor factori biologici endogeni. Aceste dispariții trebuie să se datoreze acțiunii unui factor extern comun, care a determinat în același timp și schimbări geologice.

HORUSITZKY și THALMANN pun toate aceste dispariții pe seama primei faze a revoluției laramice, care a pus capăt condițiunilor bionomice ale Cretacicului superior.

In 1944, HANS BOLLI, în lucrarea asupra Cretacicului superior din Alpii helvetici, stabilește răspândirea Globotruncanelor din Cenomanian până în Maestrichtian inclusiv.

Globotruncana appenninica este prima care apare odată cu începutul Cenomanianului. Din Cenomanianul mediu până în Turonianul inferior, BOLLI descrie o serie de forme de *Globotruncana* unicarenate, care fac trecerea către *Globotruncana lapparenti* BROTZEN.

Din Turonianul inferior până în Santonian inclusiv se află *Globotruncana lapparenti* și cele cinci subspecii, stabilite de BOLLI.



In Campanian sunt trei specii de *Globotruncana*: *Globotruncana lap. lapparenti*, *G. lap. tricarinata*, *G. leupoldi*.

Și în Maestrichtian se continuă *Globotruncana lap. tricarinata* și *G. leupoldi*. *Globotruncana stuarti* nou apărută se află în tot Maestrichtianul, dela baza lui până la limita lui superioară.

Referitor la *Globotruncana lapparenti* autorul a găsit și a descris cinci subspecii de *Globotruncana lapparenti* care se paralelizează cu primele patru mutațiuni descrise de LAPPARENT pentru *Globotruncana linnéi*.

<i>Globotruncana lap. lapparenti</i>	—	<i>Globotruncana linnéi typica</i>
»	<i>lap. tricarinata</i>	—
»	<i>lap. bulloides</i>	—
»	<i>lap. coronata</i>	—
		» tip II
		» tip III
		» tip IV

Tipul V cu loje conice a lui LAPPARENT nu este, după BOLLI, înglobat în grupul *Globotruncana lapparenti*, ci este considerat de autor ca o specie nouă — *Globotruncana leupoldi* BOLLI, formă care are caractere de *G. lapparenti* (bicarenată) afară de ultimele camere care sunt unicarenate.

Tipul VI cu mutațiune caliciformă (a lui LAPPARENT) o consideră tot ca o specie aparte și anume ca *Globotruncana conica* WHITE.

In urma studiului asupra Globotruncanelor, LAPPARENT trage totuși concluzia că nu s'a ajuns la delimitări stricte de genuri, după cum consideră încă nepusă la punct problema apariției Globotruncanei.

In anul 1945, CUSHMAN, în lucrarea sa asupra Cretacicului superior din partea de Est a Americii, arată că *Globotruncana* apare din Formația de Austin (Coniacian) cu speciile *marginata*, *ventricosa*, *cretacea* și se continuă în Formația de Taylor și Navarro (Campanian-Maestrichtian), cu toate speciile de *Globotruncana*, citate în etajele inferioare, afară de *Globotruncana ventricosa*, care este cantonată numai în Coniacian. *Globotruncana arca* apare în Campanian — Maestrichtian inferior. Ultima care se distinge este *G. canaliculata*.

In 1947, KIKOINE, studiind *Globotruncana* din Cretacicul superior nord-pirenean, împarte acest gen în:

- a) Forme unicarenate: *G. appenninica*, *G. rosetta*, *G. stuarti*;
- b) Forme bicarenate: *G. arca*, *G. canaliculata*, *G. cretacea*, *G. linnéi*, *G. marginata*, *G. conica*;
- c) Forme spinoase: *G. calcarea*, *G. spinea*.

Ultima specie citată este descrisă pentru prima oară de KIKOINE. Pe *Globotruncana spinea* o consideră o formă intermedieră între *arca* și *calcarea*. Este o formă bicarenată, care are carena ventrală prevăzută cu spini, dispuși în dreptul suturilor dintre camere. Acești spini lipsesc sau sunt reduși în dreptul ultimelor camere.

După această grupare, la care ține seama de carenă, KIKOINE dă repartitia stratigrafică a acestui gen, adăugând că, pe lângă *Globotruncana*, în Cretacicul



superior este interesant de urmărit în paralel, repartiția pe verticală a Heterohelicidelor.

La sfârșitul anului 1947, KIKOINE caută să redefină genul *Globotruncana* și să-l deosebească de *Globorotalia*; autorul nu mai face diferențierea pe baza carenii simple la *Globorotalia* și dublă la *Globotruncana*, deoarece multe specii de *Globotruncana* s-au dovedit a fi unicarenate. Diferențierea se poate face pe baza caracterului morfologic apertural.

Astfel, *Globotruncana* are apertura multiplă, fiecare cameră având câte o apertura proprie, rotunzită, care se deschide în cavitatea umbilicală, pe când *Globorotalia* are apertura unică, falciformă, dispusă ventral la baza ultimei loje.

In consecință, autorul consideră că specia *Globotruncana appenninica* RENZ, răspândită în Cenomanian-Turonian în Europa și până în Coniacian în America, nu aparține genului *Globotruncana* ci reprezintă forma de *Globorotalia cushmani* MORROW, având apertura ca o *Globorotalia*.

In lumina celor spuse de KIKOINE, problema filetică a genurilor *Globotruncana* și *Globorotalia*, capătă cu totul alt aspect decât cel fixat de CUSHMAN. Această din urmă consideră că *Globorotalia* apare în Cretacicul superior și derivă din *Globotruncana*; cum *Globorotalia cushmani* MORROW apare în Cenomanian (și poate chiar mai jos) filiațiunea stabilită de CUSHMAN nu se poate menține, probabil că ambele forme derivă din *Globigerina* și au o evoluție paralelă. *Globotruncana* atinge maximum de desvoltare în Cretacicul superior, când se și stinge complet, iar *Globorotalia* are maximum de înflorire în Paleogen și se continuă până azi.

Cred că problema privită sub acest aspect trebuie să rămână încă în studiu, noi continuând deocamdată, să considerăm *G. appenninica* ca o *Globotruncana*.

Concluzii de ordin morfologic. 1. Numărul carenelor constituie un criteriu important în clasificarea Globotruncanelor, ele subdivizându-se în uni- și bicarenate.

2. Existența formelor de transiție între uni- și bicarenate (CUSHMAN observă chiar la exemplarele de *G. arca*, carenă simplă în stadiu Tânăr și carenă dublă în stadiu Adult).

3. Ultimele cercetări (KIKOINE) duc la concluzia că separarea Globotruncanelor de Globorotalii se face pe baza altor caractere morfologice decât carena și anume pe baza caracterului morfologic apertural (KIKOINE).

4. Din *Globotruncana* nu derivă *Globorotalia*, ci ele au un strămoș comun, în lumina acestor noi cercetări *Globotruncana appenninica* RENZ este în fond *Globorotalia cushmani* MORROW.

5. Afară de forme uni- și bicarenate apar și forme tricarenate (*Globotruncana lap. tricarinata*), care pare a avea o cantonare locală (în Alpii helvetici).



Concluzii de ordin stratigrafic. 1. Marea majoritate a autorilor consideră *Globotruncana* ca forme cantonate exclusiv în Cretacicul superior; cele găsite în formațiuni mai vechi sau mai noi datorindu-se unor contaminări.

2. *Globotruncana* apare deci la începutul Cenomanianului cu forme unicarenate și se desfășoară în Turonian-Senonian, atinge maximum de dezvoltare în Santonian, se continuă cu forme bi- și unicarenate în Maestrichtian și dispar ceva mai jos de limita superioară a Senonianului cu forme unicarenate.

3. Cu ajutorul *Globotruncanelor* s'a putut ajunge la stabilirea de zone micropaleontologice, corespunzătoare subdiviziunilor Maestrichtianului.

Morfologia și repartizarea *Globotruncanelor* în Cretacic. După ce am analizat caracterele diagnostice ale formelor de *Globotruncana*, din datele de literatură, care cuprind numeroase incertitudini și controverse, trecem la studiul materialului din Cretacicul din zona Flișului, analizând probelă din profilul deschis pe V. Talea, între V. Tîntea și V. Belia Mică, continuare pe V. Belia, până la confluența acesteia cu Prahova, și mai departe pe stânga Văii Prahova, până în fața gării Matei Basarab.

Profilul acesta prezintă o lacună stratigrafică importantă, corespunzătoare succesiunii Cenomanian-Senonian inferior, aşa încât cuprinde Vraconianul sub facies gresos și marno-gresos, peste care urmează Senonianul.

Vraconian. Din complexul litologic sub facies marno-gresos atribuit Vraconianului și reprezentat prin marne cenușii-negricioase, cu intercalațiuni de gresii nisipoase, cenușii, cu concrețiuni de pirită și intercalațiuni de calcită și urme de cărbune, s'au colectat probe. Microfauna acestui complex apare săracă și este reprezentată prin Foraminifere și Radiolari.

Dintre Foraminiferele calcaroase menționăm: *Planulina schloembachi*, *Gyroidina* sp., *Pleurostomella reussi* și Globigerine, iar dintre aglutinante *Marssonella oxycona*, *Clavulinoides* sp., *Spiroplectinata annectens*.

Radiolarii se prezintă piritizați.

Globotruncana are o repartiție neomogenă, apărând cu o frecvență mare în probele cu mai mult material pelitic și lipsind total în probele cu un procent mai mare de material arenaceu.

Speciile de *Globotruncana* întâlnite sunt: *G. appenninica* și *G. deeckei*.

Referitor la *Globotruncana appenninica* sunt de făcut următoarele observații:

RENZ, când a descris această formă, a arătat că ultimul tur de spiră are 8—9 loje, caracter care o distinge de *G. appenninica* de *G. stuarti*, tot unicarenat.

Formele de *Globotruncana* întâlnite în probele colectate din materialul atribuit Vraconianului seamănă foarte mult cu *G. marginata turona* OLBERTZ, pe care BOLLI o consideră identică cu *G. appenninica* RENZ. Figura prezentată



de OLBERTZ este singura imagine stereoscopică a formei *G. appenninica*, pe care am întâlnit-o în toată literatura avută-lă îndemână; toate figurile din lucrările lui RENZ, BOLLI, reprezintă numai secțiuni diferit orientate, ceeace îngreuiază foarte mult intuirea exactă a formei și deci compararea cu materialul în studiu.

Față de diagnoza dată de RENZ pentru *G. appenninica*, exemplarele noastre apar cu un număr mai mic de camere (6–7 în loc de 8–9). În același timp este de menționat că între formele de *Globotruncana appenninica*, întâlnim unele tipuri varietale.

T i p u l I, formă de talie mare, biconvexă, cu 5–6 camere și ultima cameră de cele mai multe ori mai mare ca precedentele; camerele au periferia ascuțită (tăioasă) prevăzută cu o carenă simplă.

T i p u l I I, similar cu tipul I, cu deosebirea că partea dorsală este mult mai bombată.

T i p u l I I I, periferia camerelor este rotunzită.

Toate aceste tipuri pe care le-am putut distinge ar putea fi similare cu *Globotruncana appenninica* var. α , var. β , var. γ , ale lui GANDOLFI, a cărui lucrare însă nu am putut să o consult.

Globotruncana appenninica a fost întâlnită de noi în probe de vârstă vrăconiană la Gura Beliei, precum și în probele albiene colectate de D. PATRULIUS în regiunea Fieni. În ceeace privește frecvența, se constată că în Albianul din regiunea Fieni, *Globotruncana appenninica* apare într'un procent foarte scăzut, pe când în probele marnoase atribuite Vraconianului în V. Beliei, specimenele acestei forme apar într'un procent de 60–70% din totalul microconținutului paleontologic.

Tot în depozitele atribuite Vraconianului am întâlnit o altă formă unicarenată, *Globotruncana deeck.i*, descrisă de FRANKE din Cretacicul din Pomerania.

Această formă a fost întâlnită cu o frecvență ceva mai scăzută, față de cea a speciei *G. appenninica*. MAJZON menționează în tabloul de repartiție a speciilor de *Globotruncana*, pe *G. deeck.i*, în succesiunea Gault-Turon.

Pe lângă formele de mai sus am mai întâlnit în depozitele atribuite Vraconianului, câteva exemplare de *Globotruncana* cu dublă carenă; menționăm că exemplare similare, ca talie și infățișare a carenei, sunt citate în Albianul din Pirinei, unde au fost găsite de J. DE LAPPARENT și atribuite de MAJZON formei *Globotruncana laparenti* BROTZEN.

BOLLI indică în Cenomanianul superior—Turonian inferior din Alpii helvetici, existența unei specii cu dublă carenă în stadiul Tânăr și unicarenată în stadiul adult, denumită *Globotruncana renzi* GANDOLFI. Nă întrebăm dacă exemplarele noastre din Vraconian, n'ar reprezenta o mutație spre *Globotruncana renzi* din Cenomanianul superior—Turonianul inferior, care lipsește însă din profilul urmărit de noi. Cercetările viitoare efectuate asupra unui profil complet, ar putea lămuri definitiv apariția antecenomaniană a formelor de bicarenate.



Senonian. Profilul colectat în zona Flișului cuprinde în partea superioară complexul marnelor roșii și cenușii, reprezentat printr-o masă în general nestratificată, alcătuită din marne roșii-cărămizii, uneori ușor micacee, cu diaclaze de calcit; marne cenușii cu cuiburi de marne roșii și concrețiuni de pirită. Resturile fosile mai frecvente sunt fragmente de *Inoceramus* și *Belemnites*.

Microfauna foarte bogată a acestui complex este reprezentată prin Foraminifere, spiculi de Spongieri, radiole de Echinide, Ostracode, dinți de Pești. Predomină Foraminiferele calcaroase și arenacee. Unele probe prezintă exclusiv Foraminifere aglutinante, iar altele, un amestec de arenacee și calcaroase, ultimele predominând.

Globotruncana este bogat reprezentată atât calitativ cât și cantitativ. Speciile întâlnite aparțin atât la bicarenate (*G. lapparenti*, *G. canaliculata*, *G. fornicata*, *G. arca*, *G. marginata* și *G. convexa*), cât și la unicarenate (*G. stuarti*).

Speciile menționate se asociază în trei zone începând dela bază:

Zona micropaleontologică
Senonian I

<i>G. fornicata</i>	moderat
<i>G. lapp. lapp.</i>	»
<i>G. arca</i>	»
<i>G. canaliculata</i>	»
<i>G. marginata</i>	»
<i>G. linnaeana</i>	f. frecvent

Zona micropaleontologică
Senonian II

<i>G. arca</i>	frecvent
<i>G. canaliculata</i>	moderat
<i>G. fornicata</i>	»
<i>G. marginata</i>	moderat-rar
<i>G. convexa</i>	rar
<i>G. stuarti</i>	rar

Zona micropaleontologică
Senonian III

<i>G. stuarti</i>	f. frecvent
<i>G. convexa</i>	moderat
<i>G. arca</i>	moderat-rar
<i>G. canaliculata</i>	rar
<i>G. fornicata</i>	rar

Zona Senonian I. Din datele de literatură privind repartitia *Globotruncanei* în diferite basine de sedimentare ale Cretacicului superior (Germania, Basinul parisian, Pirinei, Apenini, Alpii helvetici, Grecia, St. Unite, etc.), asociația zonei micropaleontologice Senonian I se poate corela cu Campanianul.

In zona Senonian I nu am întâlnit speciile de *G. calcarata* CUSHMAN și *G. spinea* KIKOINE, care apar în Campanianul din unele regiuni; cum aceste

forme par a fi, în general, foarte puțin frecvente, rolul lor stratigrafic nu trebuie considerat prea important.

Dintre speciile mai sus citate, *Globotruncana fornicata* PLUMMER are predominantă la unele nivele, ceeace ar constitui un reper practic pentru stabilirea Campanianului.

Globotruncana fornicata, corespunzând descrierii lui PLUMMER (7 camere în ultima tură) apare comparativ cu o frecvență moderată și prezintă 4 tipuri varietale, care în anumite probe predomină asupra formei tipice; aceste tipuri varietale se disting ușor după următoarele caractere:

Tipul 1, cinci camere în ultima tură, identică formei figurată de CUSHMAN;

Tipul 2, suturi mai alungite și ultima cameră mai joasă decât penultima;

Tipul 3, ultima cameră mai mică decât penultima;

Tipul 4, partea dorsală mult mai convexă, identică probabil cu exemplarele întâlnite de CUSHMAN și care l-au determinat să considere că *Globotruncana convexa* SANDIDGE reprezintă un tip varietal de *G. fornicata*.

După părerea care ne-am putut-o forma din analiza tipului 4, considerăm însă că *Globotruncana convexa* trebuie să rămână o specie independentă de *G. fornicata*.

Toate aceste tipuri apar concomitent și separarea lor nu are decât o valoare paleobiologică.

Exemplarele care au fost atribuite speciei *G. lapparenti lapparenti* prezintă fețele dorsală și ventrală plane și paralele între ele. Figurarea acestei forme în diferite lucrări consultate duc la confuziuni; astfel, aceeași figură apare în lucrarea lui CUSHMAN, cu indicația că reprezintă *G. canaliculata*, iar în lucrarea lui MAJZON este socotită ca *G. lapparenti*. Exemplarele întâlnite sunt asemănătoare cu figurile din lucrările lui CUSHMAN și MAJZON și socotim că cel din urmă interpretează mai just caracterele morfologice ale speciei *G. lapparenti*.

Exemplarele cu fețele dorsale și ventrale paralele, asemănătoare deci cu *G. lapparenti*, însă cu spațiul dintre carene mai lat, au fost atribuite speciei *G. canaliculata* REUSS.

Exemplarele cu față dorsală plană sau ușor convexă, cu partea ventrală concavă și forma camerelor rotund-ovală, cu ombllicul larg, au fost atribuite speciei *Globotruncana linnaeana* D'ORBIGNY.

Deosebirea importantă dintre această specie și *G. arca*, constă în forma feței ventrale, care la *G. linnaeana* este aproape plană, pe când la *G. arca* este de forma unui con trunchiat.

In probele noastre atât formele plane dorsal (*linnaeana*) cât și celelalte apar foarte frecvent.

CUSHMAN a considerat *G. arca* ca o specie distinctă de *G. linnaeana* și a fost utilizată de el ca genotip.

Globotruncana marginata apare cu caractere unitare în materialul nostru și este asemănătoare exemplarelor figurate în literatură.



Impreună cu autorii consultați, limita Campanian—Maestrichtian trebuie să o trasăm acolo unde apare *Globotruncana stuarti*.

Zona Senonian II. După datele de literatură, zona Senonian II este echivalentă Maestrichtianului inferior.

Globotruncana stuarti, apărută la baza Maestrichtianului inferior, este însoțită de *G. convexa* și formele bicarenate întâlnite din punct de vedere stratigrafic mai jos și care au fost citate anterior.

Exemplarele atribuite speciei *G. stuarti* se asemănă cu descrierea și mai ales cu figurarea lui LAPPARENT; totuși, unele caractere, ca forma camerelor și poziția liniilor suturale, sunt deosebite; astfel, exemplarele noastre au camerele ultimei ture mult ascuțite către marginea periferică și suturile oblice, pe când la LAPPARENT camerele sunt net dreptunghiulare, cu liniile suturale aproape paralele.

Exemplarele convexe dorsal, de forma unui con trunchiat puțin înalt, cu două carene periferice, deschiderea ombilicală largă, forma camerelor drept-unghiular-rotunjită, cu 6 camere în ultima tură, au fost atribuite formei *G. convexa*.

CUSHMAN opiniază că specia *G. convexa* ar trebui să fie probabil înglobată la specia *G. fornicata*.

La nivelul de apariție a speciei *Globotruncana stuarti*, mai apare după unii autori citați anterior, o formă de *Globotruncana* foarte bombată dorsal, de unde și numele de *G. conica* dat de WHITE. În descriere se menționează drept caracter distinctive, forma conică a țestului, carena simplă și numărul de 8 camere în ultima tură.

Unii autori, ca KIKOINE, etc., care au considerat unele forme bombate dorsal și bicarenate drept *G. conica* WHITE, au comis, după părerea noastră, o confuzie între această formă și *G. convexa*, ultima având într'adevăr două carene.

Globotruncana leupoldi BOLLI, care este identică, după autorul care a descris-o, cu mutația caliciformă a lui LAPPARENT și care devine unicarenată la ultimele camere, reprezentă, după părerea noastră, un stadiu filogenetic de transiție dela bicarenate la unicarenate.

Globotruncana leupoldi apare în Maestrichtianul inferior din Alpii helvetici.

In probele senoniene studiate au fost întâlnite câteva exemplare pe care le-am atribuit speciei *G. leupoldi*, asociate fiind cu *G. arca*, *G. convexa* și *G. stuarti*.

In acest orizont apare o *Globotruncana*, pe care noi am considerat-o că este tot *G. canaliculata*, deosebită de *G. canaliculata tipica*, prin talia mare.

Globotruncana marginata apare în această zonă micropaleontologică într'o proporție mult mai redusă.

Limita superioară a zonei Sen. II trebuie să fie fixată acolo unde distribuția speciei *G. stuarti* manifestă o erupție, care se continuă în zona superioară.

Zona Senonian III. În zona aceasta apar aceleiasi tipuri ca în zona precedentă, cu deosebirea că *G. marginata* dispare complet; frecvența formelor *G. fornicata* și *G. arca* scade la câteva exemplare; *G. conica* este mai frecventă; *G. stuarti* crește până la 70%.

Atât în zona Sen. II cât și în zona Sen. III, Globotruncanele sunt însoțite de Haeterohelicide, care, după cum a observat și KIKOINE, au importanță stratigrafică deosebită.

Pelângă *Gümbelina globosa* (EHRENBURG), *Gümbelina plummerae* LOETTERLE *Gümbelina striata* (EHRENBURG) care se întâlnesc și mai jos în Campanian, în Maestrichtian apar: *Pseudotextularia varians* RZEHAK, *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Ventilabrella eggeri* var. *glabrata* CUSHMAN, *Ventilabrella carseyae* PLUMMER care sunt, după CUSHMAN, răspândite în Maestrichtianul american (Navarro age); *Pseudotextularia varians*, cantonată, după CUSHMAN, numai în Maestrichtianul superior, apare cu frecvențe diferite în profilul nostru, fiind rară în zona Sen. II și frecventă în zona Sen. III.

Pentru urmărirea limitei Senonian—Eocen, afară de profilul dela Gura Beliei, am colectat probe din V. Podul Corbului, care se află pe malul stâng al Prahovei, între V. Sarului și V. Bradului, precum și pe V. Scrizei și V. Fântâna Rece, afluenți ai Văii Ialomicioara de Sus, văi în care prof. G. MURGEANU a stabilit limita Senonian-Eocen.

În urma analizării probelor corespunzătoare, în vederea stabilirii limitei superioare a răspândirii Globotruncanelor, am ajuns la concluzia că faciesul marnelor roșii are în partea lui superioară un orizont în care *Globotruncana* nu mai apare.

Părtea superioară a complexului litologic al marnelor roșii e posibil să aparțină Senonianului datorită:

1. Prezenței complexului microfaunistic anterior;
2. Prezenței speciei *Rzeckina epigona* var. *lata*, cantonată după RENZ, în Trinidăd, numai în partea superioară a Maestrichtianului;
3. Existenței unui exemplar de *Belemnittella mucronata* întînit de noi.

Toate acestea ar plăda pentru vîrstă senoniană a acestei părți a complexului marnelor roșii.

Şedința din 20 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— I. LEONTESCU. — Studii de seismometrie în regiunea Șuța Seacă¹⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.



Şedinţa din 24 Aprilie 1951

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- V. PAPIU. — Cercetări geologice în partea de Est a Masivului Drocea¹).
- I. MATEESCU. — Cercetări asupra cărbunilor din Basinele Secu și Domani²).
- N. DUMITRESCU. — Ridicarea fotogrametrică din Nordul Olteniei¹).

Şedinţa din 11 Mai 1951.

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

- Z. TÖRÖK, I. TREIBER, A. Götz. — Metoda faciesurilor complexe aplicată la cartarea geologică a masivelor eruptive din Munții Călimani — Gurghiu²).
- GH. VOICU. — Cercetări geologice și micropaleontologice în Bazinele Bahna și Petroșani.

Cercetările micropaleontologice pe care le-am făcut în Stratele de Cornu din Subcarpații Munteniei și local în Stratele de Coruș și Hida din Ardeal, m'au condus să atribui Stratelor de Cornu, considerate ca aquitaniene, vârsta burdigaliană.

Pentru urmărirea acestei probleme mai îndeaproape, am crezut necesar să apelez la cele două bazine miocene bine cunoscute, în care erau citate depozite aquitaniene și în care vârsta formațiunilor a fost stabilită pe baze paleontologice: Bazinele Bahna și Petroșani.

Baza geologică pe care am sprijinit colectările de probe a constituit-o pentru Bahna studiul « Basenul terțiar dela Bahna » de G. MACOVEI. Autorul acestei lucrări ne-a dat și prețioase informații verbale pentru identificarea celor mai bune profile de colectare. În ce privește Bazinul Petroșani, m'am condus mult mai greu, cunoscut fiind că nu posedăm o publicație cartografică de detaliu.

S'au colectat în total, din ambele bazine, 300 probe.

In cele ce urmează se va trata întâi Bazinul Bahna, apoi Bazinul Petroșani și pe urmă se va face paraleлизarea stratigrafică dintre cele două bazine.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ Va apărea mai tîrziu.



I. Bazinul Bahna

A) Date geologice. *Istoric.* Lucrarea cea mai completă și cea mai recentă, deși datează din 1909, este « Basenul terțiar dela Bahna », amintită mai sus.

Din istoricul acestei lucrări reținem că de această regiune s'au ocupat între alții: Gr. ȘTEFĂNESCU, M. DRĂGHICEANU, FR. SCHAFARZIK, TH. FUCHS, SABBA ȘTEFĂNESCU, G. MURGOCI, EMM. DE MARTONNE, FR. NOPCSA și în mod tangențial, KOCH.

G. MACOVEI explică interesul deosebit al cercetărilor pentru această regiune prin faptul că aici se întâlnește o faună foarte bogată și frumoasă. Autorul spune apoi în continuare, că principalele cauze care au făcut să se scrie relativ mult asupra bazinului, sunt: condițiunile stratigrafice și tectonice în care se prezintă bazinul, paralelizările și interpretările la care dă loc, precum și elucidarea care ar aduce-o rezultatele studiului în descifrarea diferențelor fenomene geologice care au avut loc în arcul sud-vestic al Carpaților în a doua jumătate a Terțiarului¹⁾.

Stratigrafie. După datele cuprinse în studiul făcut de G. MACOVEI, bazinul terțiar dela Bahna este situat pe Cristalinul Carpaților meridionali, sud-vestici, având o direcție SW—NE; se întinde pe o lungime de 20 km între Ogradina din Banat și Bahna. Lățimea lui maximă, între Râul Cerna și comuna Bahna, este de 3 km.

Depozitele terțiare ale acestui bazin afectează o formă sinclinală numai în capătul lui nord-estic, la răsărit de P. Racovățu, în timp ce în restul bazinului, ele înclină regulat spre S până la limita cu Cristalinul, care este foarte probabil o limită tectonică. În același timp capătul nord-estic este porțiunea bazinului în care apare la zi seria cea mai completă a depozitelor și de aceea în această parte, după indicațiile date de prof. G. MACOVEI, m'am cantonat cu colectarea de probe. Această colectare s'a făcut în următoarele cinci profile (planșa 1), enumerate dela NE la SW:

Profilul No. 1, început în V. Bahnei, chiar în sat și continuat spre W în primul ogaș situat la S de drumul Bahna—Cariera Curchia, apoi pe acest drum. El străbate depozitele cele mai vechi din bazin.

Profilul No. 2, mai scurt, este situat într'o vâlcea, la S de precedentul. Aici s'au luat probe și din haldele de cărbuni.

Profilul No. 3, în lungul ogașului Curchia. Acesta este profilul de colectare în care am străbătut oblic tot bazinul.

Profilul No. 4, pe ogașul Lespezi, afluent al Curchiei.

Profilul No. 5, în P. Racovățu.

S'au colectat în total 100 probe.

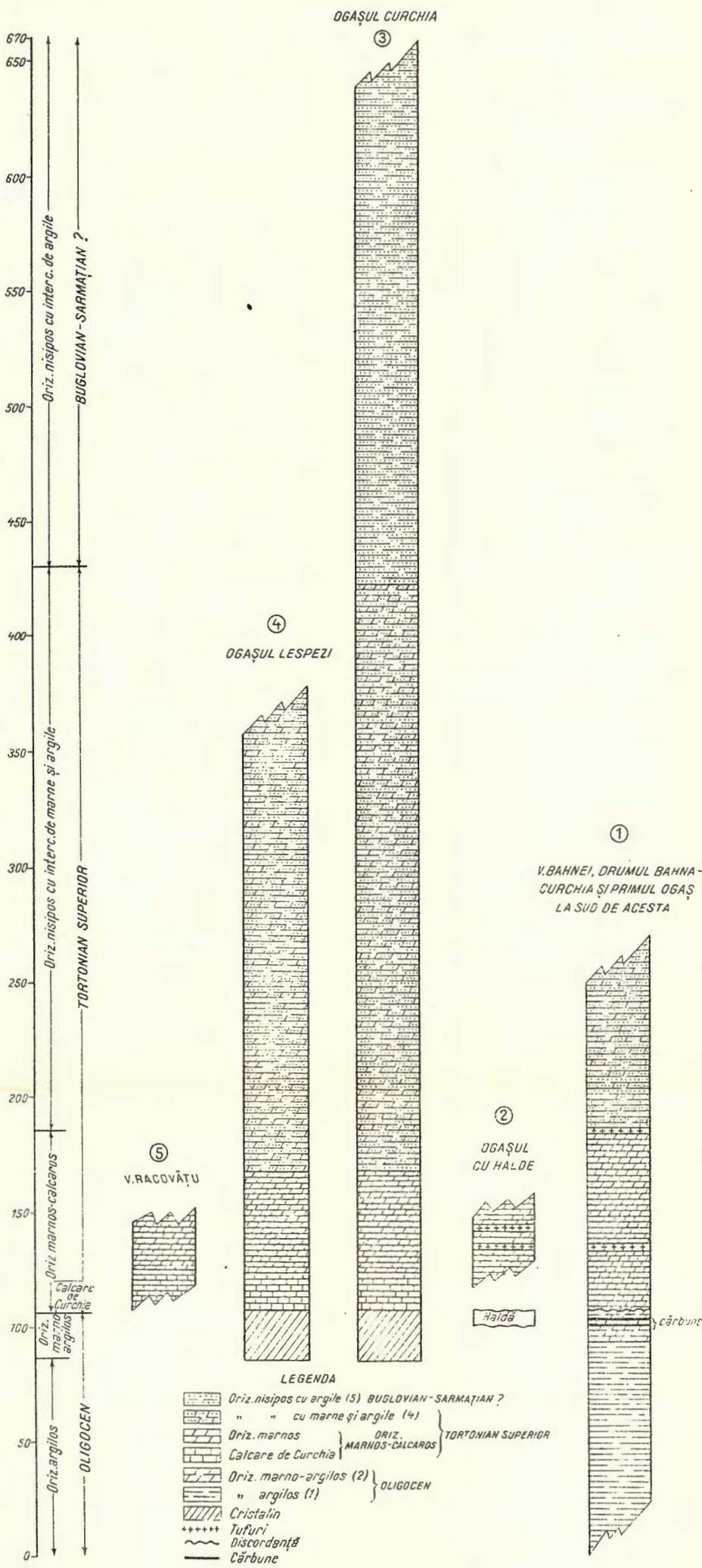
¹⁾ MACOVEI G. Basenul terțiar dela Bahna Jud. Mehedinți), p. 59. 1909.



G.H.VOICU

COLOANE STRATIGRAFICE SCHEMATICCE BAZINUL BAHNA

1:2500



Observațiunile făcute în aceste profile asupra succesiunii stratelor, mi-au dat posibilitatea să separ cinci orizonturi litologice în seria acestor depozite. Ele formează baza litologică și stratigrafică exprimată în coloane, la care am raportat rezultatele noastre micropaleontologice. De jos în sus, aceste orizonturi litologice (planșa 1) sunt următoarele:

1. Orizontul argilos, slab deschis și gros de cca 70 m, este alcătuit predominant din argile fine până la nisipoase, uneori cu pietrișuri rare diseminate. Argilele sunt în general micacee și de culoare vânătă-verzue sau brun-roșietică. Acest orizont argilos conține două bancuri de nisipuri albe silicioase, dintre care unul gros de 3 m; are aspectul Gresiei de Kliwa.

2. Orizontul marno-argilos, deasemenea slab deschis, vizibil pe o grosime de cca 15 m, este alcătuit din marne cenușii închise și argile-brune-negricioase cu eflorescențe galbene de sulfati. Conține la partea superioară o intercalație lenticulară de lignit de cca 35 cm grosime.

In marnele și argilele acestui orizont am întâlnit forme de *Cerithium marginatum* BROCC., *C. plicatum* BURG., *Mytilus aquitanicus* MAYER și *Teodoxus picta* FER. In afară de acestea apare un lumachelle gros de cca 30 cm, constituit aproape numai din forme mari de *Ostrea crassissima* LAMK.

După observațiile noastre și după toate confruntările făcute cu datele lui M. DRĂGHICEANU¹⁾ și ale lui G. MACOVEI, acesta este orizontul-reper dela Bahna.

Haldele de cărbuni observate sunt alcătuite predominant din lignit și din argile cu eflorescențe galbene de sulfati. Ca macrofosile în aceste halde se întâlnesc multe fragmente de *Ostrea crassissima* și foarte multe fragmente de *Cerithium marginatum*, *C. plicatum*, etc.

3. Orizontul marno-calcaros. Acesta se așează fie peste orizontul marno-argilos, fie direct pe Cristalin. In primul caz el este alcătuit din marne vinete-cenușii în grosime de cca 50 m, orizontul marnos, și conține în treimea inferioară două intercalații de tufuri dacitice albe-verzui până la 3 m grosime. La partea superioară a orizontului se mai întâlnește, în profilul No. 1, un strat de tuf bentonitic verzui de 0,5 m grosime. In al doilea caz, el este reprezentat prin Calcarul de Curchia în bază, gros de cca 15 m, orizontul calcaros, urmat de marne vinete, ca precedentele. Calcarul de Curchia este conglomeratic în bază, trece în sus la calcare recifale și este lipsit de tufurile amintite. Lipsa tufurilor face discutabilă ideea după care orizonturile marnos și calcaros n'ar fi decât faciesuri laterale depuse sincron²⁾.

In patul marnelor vinete, în profilul No. 1 (planșa 1) se află un nisip conglomeratic de cca 2 m grosime, care se așează în raporturi neclare peste ori-

¹⁾ M. DRĂGHICEANU. Mehedinți. Studii geologice, tehnice și agronomice. București 1885.

²⁾ G. MACOVEI. Op. cit. (Basenul terțiar...)



zontul marno-argilos. Caracterul conglomeratic și raporturile neclare pledează pentru transgresivitatea acestui orizont.

Din orizontul marno-calcaros, G. MACOVEI a extras și determinat 162 forme. Însumând numărul total al formelor întâlnite și de alți cercetători se ajunge la 243 forme.

4. Orizontul nisipos cu intercalații de marne și argile, gros de 250 m, este alcătuit din nisipuri gălbui, calcaroase, uneori mărunt conglomeratice, formând bancuri groase, separate prin intercalații subțiri de marne cenușii-negricioase și argile brune-gălbui. În el am întâlnit Ostree mici, *Pecten*, *Cerithium*, *Dentalium*, etc.

5. Orizontul nisipos, cu slabe intercalații de argile, gros de cca 200 m, se deosebește de precedentul prin lipsa marnelor și prezența mai rară a intercalațiilor de argile. Macrofosile n'am întâlnit aici.

Insumând grosimile stratigrafice ale celor cinci orizonturi, se obține o grosime totală de cca 600 m.

* * *

Seria stratigrafică în care am separat cele cinci orizonturi a fost descrisă și discutată pe larg în ce privește vârsta, pe baze paleontologice, de către G. MACOVEI, în 1909, în lucrarea menționată¹⁾.

Astfel, seria corespunzătoare orizontului argilos și orizontului marno-argilos este considerată de G. MACOVEI de vârstă aquitanian-burdigaliană pe baza formelor de *Mytilus aquitanicus*, *Ostrea crassissima*, *Cerithium plicatum*, *Cerithium margaritaceum*, etc.²⁾.

În ce privește seria ce corespunde orizontului marnos-calcaros și anume seria marnoasă cu tufuri dacitice, G. MACOVEI o atribue Helvețianului, atât pe bază de fosile, cât și pe baza tufurilor care au fost considerate în Ardeal, de către KOCH, și în Subcarpați, de vârstă helvețiană¹⁾.

Calcarul de Curchia și marnele de deasupra lui au fost atribuite Tortonianului pe baza paralelizării paleontologice cu Bazinul Vienei.

În ce privește orizontul nisipos cu intercalații de marne și argile, precum și orizontul nisipos cu slabe intercalații de argile, ele au fost atribuite Bulgolian-Sarmățianului inferior, deasemenea pe baze macrofaunistice¹⁾.

B) Date paleontologice. Urmărind distribuția pe verticală a microfaunei găsită în cele cinci orizonturi, se constată următoarele:

1. Orizontul argilos poate fi considerat steril, pentru că nu s'au întâlnit decât 4—5 Foraminifere, ca: *Asterigerina carinata* d'ORB., *Globigerinella subcretacea* LOMNIKI, *Globigerina bulloides* d'ORB., *Nonion umbilicatus* MON-

¹⁾ G. MACOVEI. Op. cit. (Basenul terțiar...)

²⁾ G. MACOVEI. Curs de geologie stratigrafică, p. 550. București, 1945.



TAGU și *Rotalia beccarii* LINNÉ, într'un număr de 1—2 exemplare. Menționăm că în proba №. 51 am întâlnit o formă organică, probabil o fructificație (fructificația 10), abundantă, pentru care motiv n'ar fi exclus să prezinte o valoare stratigrafică. Ca formațiuni minerale prezintă uneori niște concrețiuni feruginoase sferoidale.

2. Orizontul marno-argilos prezintă o asociație săracă, alcătuită din următoarele forme:

Foraminifere calcaroase:

Rotalia beccarii LINNÉ

Nonion cf. depressulum (WALKER et JACOB)

Elphidium crispum (LINNÉ)

» sp. 1

Nonion cf. ibericum CUSH.

Globulina gibba D'ORB.

Asterigerina carinata D'ORB.

Gasteropode:

Theodoxus sp. 1

Cerithium sp.

Dinți și resturi de Pești.

Forma de *Rotalia beccarii* LINNÉ se găsește într'o mare frecvență în sute de exemplare.

Această asociație, săracă din punct de vedere calitativ, se întâlnește după cum vom vedea și în depozitele Bazinului Petroșani. Acest fapt, precum și asemănările litologice și macropaleontologice pe care le vom remarca, ne îndrepătănesc să considerăm depozitele orizonturilor argilos și marno-argilos dela Bahna sincrone cu o parte a depozitelor Bazinului Petroșani; vîrsta lor va fi discutată odată cu vîrsta acestora.

3. Orizontul marno-calcaros, respectiv seria marnoasă cu tufuri dacitice, Calcarul de Curchia cu marnele ce suportă și orizontul nisipos cu marne și argile, conțin o microfaună bogată și se definește printr'o asociație total deosebită de a orizontului marno-argilos și alcătuită din următoarele 132 de forme:

Foraminifere aglutinante:

Martinottiella communis D'ORB.

Sigmoilina schlumbergeri A. SILVESTRI

Spiroplectammina gracilis (VON MARK)

Textularia subangulata D'ORB.

Foraminifere calcaroase:

Amphistegina sp.

Nonion cf. belridgense (BARBAT et JOHNSON)

Asterigerina carinata D'ORB.

Bulimina elegans D'ORB.



- Bulimina* cf. *elegans* D'ORB.
 » *marginata* D'ORB.
 » *pupoides* »
Candorbulina universa JEDDLITSCHKA
 » cf. *universa* JEDDLITSCHKA
Ceratobulimina pacifica CUSHMAN et JARVIS
Chilostomella oolina (SCHWAGER)
Cibicides lobatulus (WALKER et JACOB)
 » *pseudoungerianus* CUSH.
 » sp.
 » cf. *lobatulus* (WALKER et JACOB)
Cibicides mundulus BRADY, PARKER et JONES
Cornuspira involvens REUSS.
Robulus aff. *Cristellaria rotulata* BRADY (THALMANN)
 » *limbosus* REUSS
 » sp. 1
 » *clericii* FORNASINI
 » cf. *calcar* (LINNÉ) după KLEINPELL
 » sp. 3
 » *Vortex* (FICHTEL et MOLL)
 » cf. *Vortex* (FICHTEL et MOLL)
 » sp.
Dentalina consobrina D'ORB.)
 » *inornata* D'ORB.
 » sp.
Discorbis saulcii D'ORB.
 » sp. (?) CUSHMAN non *D. saulcii* D'ORB.
 » *assulata* CUSH.
Ehrenbergina spinossissima CUSH. et JARVIS
Elphidium crispum LINNÉ
 » *translucens* NATLAND
 » cf. *crispum* LINNÉ
Eponides aff. *praecinctus* KARRER
Glandulina laevigata D'ORB.
Globigerinella subcretacea LOMNIKI
Globigerina bulloides D'ORB.
 » cf. *bulloides* D'ORB.
 » *triloba* REUSS
 » cf. *triloba* REUSS
 » *biloba* D'ORB.
Eponides cf. *tenera* BRADY
Globobulimina sobrina GALLOWAY et MOREY



- Globulina gibba* D'ORB.
 » cf. *gibba* D'ORB.
 » sp. 1
Guttulina sp. 1
Gyroidina soldanii D'ORB.
Heterostegina simplex D'ORB.
Lagena hispida REUSS
 » sp.
Loxostoma sp.
Marginulina aculeata NEUGEBOREN
Marginulina cf. *aculeata* NEUGEBOREN
 » sp. 1
Dentalina adolphina D'ORB.
Nodosaria sp. 1
 » aff. *pungens* REUSS
 » *longiscata* D'ORB.
 » *hispida* D'ORB.
 » *deceptoria* (SCHWAGER?) după CUSHMAN
 » *parexilis* CUSH. et STEWART
 » sp. 2
 » sp.
Nonion umbilicatum MONTAGU
Orbulina universa D'ORB.
Planularia sp.
Plectofrondicularia interrupta (KARRER)
 » cf. *interrupta* (KARRER)
 » sp.
Polymorphina sp. 2
Pullenia bulloides D'ORB.
Pyrgo murrhina (SCHWAGER)
Quinqueloculina seminula LINNÉ
 » cf. *seminula* LINNÉ
 » *badenensis* D'ORB.
 » *pulchella* D'ORB.
 » cf. *JOSEPHINA* D'ORB.
 » sp. 1
 » sp. 1
Saracenaria insolita SCHWAGER
Sphaeroidina bulloides D'ORB.
Spiroloculina tenuis (CZJZEK)
 » sp.
Triloculina sp.



Quinqueloculina Josephina D'ORB.

» sp.

Uvigerina mexicana NUTTAL

» cf. *beccarii* FORNASINI

» sp. 1

» sp.

Resturi de Coralieri

Resturi de Echinoderme (spini)

Resturi de Briozoa

Gasteropode, forme heterostrofe de:

Turbonilla sp.

Odontostoma sp. 1

» sp. 2

Hydrobia sp.

Spirialis andruzzowi

» *subtarchanensis* ZHIZHCHENKO

Vaginella sp.

Resturi de Pești și Otolite.

Ostracode:

Ostracoda sp. 23

» sp. 24

Concrețiuni chitinoase

Glauconit.

Pe lângă formele enumerate se mai întâlnește în aceeași associație un grup de cca 30 forme, cantonate în baza orizontului marnos-calcaros, grup care permite identificarea acestuia și care este alcătuit din următoarele forme:

Foraminifere aglutinante:

Pseudoclavulina aff. *crustata* CUSH.

Foraminifere calcaroase:

Amphistegina mamillata D'ORB.

» cf. » »

» *hauerina* »

» *hauerina* D'ORB.

Anomalina aff. *groserrugosa* BRADY

Bolivina arta MACFADYEN

Borelis mello (FICHTEL et MOLL)

Cancris cf. *sagra* D'ORB.

Cassidulina crassa D'ORB.

» *margareta* KARRER

Epistomina partschiana D'ORB.

Eponides afinis CZJZEK

Globorotalia cf. *hirsuta* D'ORB.



Gypsina cf. vesicularis (PARKER et JONES)

Heterostegina costata d'ORB. (frecventă în ogașul Lespezi)

Marginulina aculeata NEUGEBOREN

» aff. *aculeata* NEUGEBOREN

Nodosaria spinicosta d'ORB.

Planularia auris DEFRENCE CUV.

Siphonina tenuicarinata CUSH.

Vaginulina elegans d'ORB. var. *mexicana* NUTTAL

Resturi de Gasteropode:

Opercul sp. 2

» sp. 3

Ostracode:

Ostracoda sp. 16

» sp. 17

» sp. 18

» sp. 19

» sp. 20

» sp. 21

» sp. 22

Comparând microfauna acestei asociații cu microfauna citată d'ORBIGNY din bazinul intra-alpin al Vienei, găsim o foarte mare asemănare.

Pe baza asociației menționate mai sus, echivalăm depozitele orizontului marno-calcaros și orizontului nisipos cu marne și argile din Bazinul Bahna cu Tortonianul superior, și anume cu orizontul Marnelor cu *Spirialis*, bine cunoscut din Muntenia, Transilvania și, mai recent, datorită lui Gr. POPESCU, din Depresiunea Getică, fapt confirmat și de noi micropaleontologic.

Prezența bancurilor de tuf dacitic menționate în acest orizont de Tortonian superior, nu trebuie să ne surprindă. Asemenea tufuri se cunosc în Tortonianul superior din Muntenia (Cuveta de Predeal—Sărari) și mai ales în Oltenia. Ele nu pot fi confundate cu orizontul Tufurilor cu Globigerine din Tortonianul inferior.

4. Orizontul nisipos cu slabe intercalații de argile. În ce privește aceste ultime depozite ale seriei sinclinale, ele sunt sterile, motiv pentru care micropaleontologic nu li se poate atribui o vârstă. Ar putea să aparțină fie Tortonianului superior, fie Buglovian-Sarmățianului inferior.

Lipsa microfaunei este datorită probabil faciesului predominant nisipos a acestui orizont.

C) Rezultatele micro-biostratigrafice. Din cele expuse, rezultă că în Bazinul Bahnei, în partea cercetată, este prezent « Aquitanianul » determinat de G. MACOVEI și verificat pe baza paraleлизării cu Bazinul Petroșani, apoi Torto-



nianul superior, determinat și pe bază de microfaună și probabil Buglovian—Sarmațianul inferior.

Lipsește așa dar intervalul stratigrafic, care în Muntenia și Transilvania este ocupat de depozitele definite, ca: Burdigalian, Helvețian și Tortonian inferior.

Trebue admis deci, că în acest bazin Tortonianul superior se aşează peste « Aquitanian »¹⁾. Acest fapt reiese și cartografic²⁾, prin aceea că, cu excepția capătului nord-estic studiat, în restul bazinului depozitele aquitaniene sunt ascunse sub cele tortoniene, care le depășesc transgresiv, așezându-se direct pe Cristalin.

In ce privește caracterul transgresiv al Tortonianului, G. MACOVEI în cursul de stratigrafie din 1945³⁾, spune: « Tortonianul este transgresiv și începe cu conglomerate și calcare, de tipul Calcarului de Leitha, desvoltate pe toată marginea nordică a bazinului dela Bahna până la Orșova ».

Aceleași raporturi le constată M. ILIE⁴⁾,⁵⁾, între depozitele tortoniene și aquitaniene din bazinele: Brad—Săcărâmb, Glod, Zlatna și Bazinul Hațegului. El observă că în toate aceste bazine, depozitele tortoniene se găsesc în strânsă legătură cu depozitele aquitaniene și ulterior afirmă același lucru despre Bazinul Petroșani, în urma identificării depozitelor tortoniene dela Iscroni⁵⁾.

Concepția lui M. ILIE se aplică astfel și în Bazinul Bahnei.

II. Bazinul Petroșani

A) Date geologice. *Istoric.* Printre cei care s-au ocupat direct sau în conexiune de Bazinul Petroșani, menționăm pe: C. HOFFMANN în 1870, apoi TH. FUCHS, M. STAUB, AL. BLANKENHORN, FR. NOPCSA, G. MURGOCI, G. MACOVEI, F. PAX, I. VOITEȘTI, G. PALIUC, G. MANOLESCU, etc.

In Bazinul Petroșani, în afara depozitelor aquitaniene cunoscute, s'au mai semnalat în 1936, de către M. ILIE și G. MANOLESCU, prezența Tortonianului la Iscroni, aproape de confluența celor două Jiuri.

Lucrări cu un caracter special de petrografie asupra cărbunilor din Petroșani a făcut I. MATEESCU.

¹⁾ Vârsta reală a depozitelor ce se atribue etajului Aquitanian va fi discutată mai jos, în Capitolul III (Bazinul Petroșani).

²⁾ G. MACOVEI. Op. cit. (Basenul terțiар...)

³⁾ — Op. cit. (Curs de geologie... p. 550)

⁴⁾ MIRCEA ILIE. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1940.

⁵⁾ — Calcaires organogènes dans le bassin de Petroșani. *Bul. Sc. Politehn.* An. XII, Nr. 1 și 2. 1941.



Stratigrafie. Lipsa unei orizontări cartografice în acest bazin ne-a îngreunat foarte mult lucrările. Am fost nevoiți întâi să identificăm succesiunea stratigrafică, străbătând bascul prin mai multe profile transversale, dela NE, din V. Jiețului spre W până în V. Braia la SW de Lupeni, pentru a alege cele mai corespunzătoare profile de colectare.

După ce ne-am format imaginea succesiunii depozitelor și orizontării acestora, am trecut la colectarea probelor din următoarele profile:

Pe flancul nordic: V. Jiului cu trei segmente auxiliare (V. Boțonilor, Calea P. Dâlgea și muchia dintre aceste două văi), V. Aninoasa, apoi V. lui Ștefan și V. Vecsi, situate la N de Lupeni.

Pe flancul sudic: V. Braia, V. Ungurului, al doilea profil în V. Aninoasa, al doilea profil în V. Jiului și V. Sălătrucului.

Un alt profil l-a constituit mina Lupeni, probele fiind colectate din chiar sedimentele intercalate în stratele de cărbuni. În acest scop m'am servit de o coloană stratigrafică alcătuită de C. EUFROSIN.

Avem astfel patru mari profile transversale prin depozitele Bazinului Petroșani, din care unul, cel din V. Sălătrucului, ne-a pus probleme interesante și la care ne vom referi în mod deosebit.

S'au colectat în total 200 probe.

Prin observațiunile făcute în aceste profile, am identificat cele trei orizonturi stratigrafice descrise în literatură, ca: orizontul inferior, mediu și superior, separând încă două orizonturi suprapuse acestora (planșa 2).

Deoarece aceste orizonturi au caractere litologice nete și deosebite între ele, am adoptat pentru fiecare, denumiri legate de aceste caractere, după cum urmează:

1. Orizontul argilo-conglomeratic roșu. Acest orizont, gros de cca 150 m (în V. Braia atinge 170 m), este alcătuit predominant din pietrișuri conglomeratice prinse într-o masă argiloasă nisipoasă roșietică, din argile roșii nisipoase pătate verzuie și subordonat din gresii și nisipuri fine până la grosiere, în general silicioase, de culoare albă sau cenușiu-verzuie. Este lipsit de fosile și intercalații de cărbuni.

Rocele componente sunt cele care urmează:

Conglomeratele pot fi de culoare roșcată, cauzurile cele mai frecvente, ca în V. Boțonilor (la W de Petroșani) și V. Braia (W de Lupeni), sau de culoare albă, ca la gara Livezeni și V. Ungurului (la W de Iscroni). Ele sunt formate în general din elemente de Cristalin, de mărimi variabile (până la 70 cm în diametru) și mai rar din elemente din calcar mesozoice (Titonic-Neocomian) remaniate. Conglomeratele au deseori intercalații de nisipuri cenușiu-verzui, micacee.

Argilele de culoare roșu-verzuie pătate, foarte rar calcaroase, sunt fine până la nisipoase.

Gresiile și nisipurile fine până la grosiere, sunt deobicei silicioase, de culoare cenușiu-verzuie, uneori roșcată și mai rar galbuie.



In V. Aninoasa orizontul inferior prezintă o intercalație de vreo câțiva metri de marne roșii slab nisipoase, pătate verzui, foarte asemănătoare cu marno-calcarele roșii senoniene, fapt care, probabil a determinat pe unii geologi (LAUFER) să le considere în Transilvania drept Senonian superior — Danian. Nicăieri în profilele cercetate n'am întâlnit asemenea marne.

Conținutul microscopic, rezultat din spălarea materialului acestor marne, este complet steril.

Baza orizontului argilo-conglomeratic roșu ce se dispune peste Cristalin, este alcătuită în general din conglomerate și pietrișuri conglomeratice, dar ea poate fi alcătuită și numai din argile, ca în V. Braia și numai din gresii, ca în V. Ungurului. Acest orizont este răspândit, în general, pe marginea bazinului.

2. Orizontul marno-argilos inferior, gros de cca 500 m, este format predominant dintr'o alternanță frecventă de marne cu argile și subordonat intercalații de gresii fine până la grosiere.

Culoarea ce caracterizează acest orizont este în general cenușie pentru marne și brună până la negricioasă pentru argile, spre deosebire de orizontul argilo-conglomeratic roșu, care prezintă o culoare roșu-verzui.

Caracterul predominant al orizontului mediu este de rocă pelitică, motiv pentru care credem că denumirea noastră de orizont marno-argilos este îndreptățită.

Rocile componente sunt cele care urmează:

Marnele sunt fine până la nisipoase, uneori calcaroase, de culoare cenușie și brun-gălbui.

După observațiile de suprafață, orizontul marno-argilos prezintă, aproximativ în partea mijlocie, o intercalație până la 1 m grosime, de șisturi negricioase calcaroase dure, brune, în spărtură proaspătă și alterate albiciose la suprafață. S-ar putea ca aceste șisturi calcaroase să constituie un orizont-cheie, deoarece la suprafață ele au fost întâlnite cam la același nivel în mai multe părți, de exemplu: V. Braia, V. lui Ștefan, Calea P. Dâlgea, precum și muchia dintre Calea P. Dâlgea și V. Boțonilor.

Argilele, și acestea fine până la nisipoase, sunt de culoare cenușie, brună ori negricioasă. Ele se prezintă uneori ca adevărate șisturi argiloase cu eflorescențe galbene de sulfati, alteori devin argile cărbunoase cu frecvențe resturi de Plante.

Gresiile sunt de culoare cenușie și gălbui, mai rar albe; ele sunt deobicei calcaroase, se întâlnesc însă în baza orizontului și gresii albe dure silicioase. În ce privește mărimea granulelor, ele sunt fine până la grosiere, mai rar conglomeratice.

In acest orizont se mai întâlnesc, rar, și nisipuri de culoare, în general, gălbui, fine până la grosiere, slab cimentate, uneori purtând și concrețiuni. Deasemenea, se mai întâlnesc și concrețiuni de siderit.

Orizontul marno-argilos inferior este fosilifer, conținând relativ numeroase forme de Gasteropode și Lamellibranchiate. Tot în acest orizont a fost găsit și *Anthracotherium magnum* Cuv.

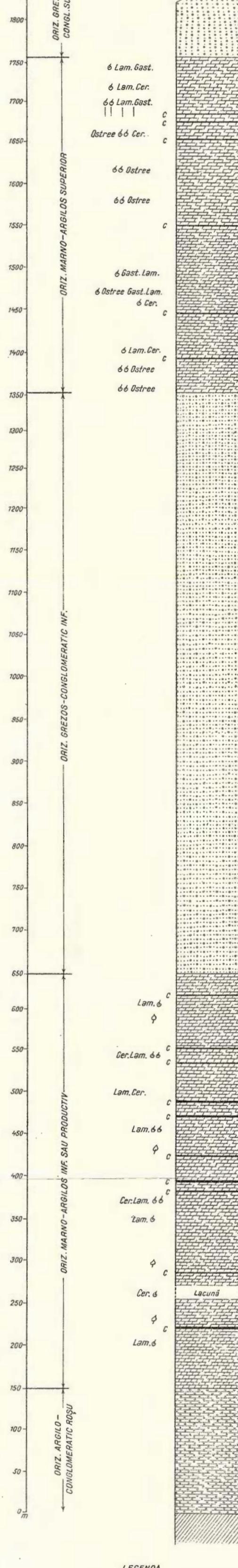


G.H. VOICU

COLOANA STRATIGRAFICĂ PRIN BAZINUL PETROȘANI

(V. SĂLĂTRUCULUI, R. JIU ȘI CALEA P. DALCEA)

1:4.000



LEGENDA

OLIGOCEN	Driz. grezos-congl. sup.	— Strate de cărbuni observate (fără scară)
	„ marno-argilos sup.	δ Fauna
	„ grezos-congl. inf.	$\delta\delta$ Lumachel
	„ marno-argilos inf.	ϕ Resturi de plante
	„ argilo-congl. rosu	
	Cristalin	

Flora este reprezentată, după STAUB, prin cca 100 specii.

Orizontul marno-argilos inferior este răspândit în tot bazinul.

3. Orizontul gresos-conglomeratic inferior atinge în V. Jiului, flancul nordic, grosimea de cca 700 m.

Este constituit din gresii calcareoase și conglomerate albe cu elemente de mărime mijlocie, separate în bancuri prin intercalații de marne și argile nisipoase de culoare roșietică și verzuie.

Fosilele, cu excepția resturilor rare de Plante, lipsesc. Cărbunii, practic, deasemenea lipsesc.

Acest orizont ocupă cea mai mare parte din suprafața bazinului.

Rocele componente:

Gresile de culoare cenușu-gălbui devin uneori conglomeratice.

Rar, gresiile fac loc nisipurilor gălbui.

Conglomeratele se prezintă cu elemente componente (majoritatea provenite din Cristalin) de mărime mijlocie, până la câțiva centimetri în diametru, spre deosebire de orizontul inferior, unde domină elementele mari, atingând uneori chiar 1 m în diametru. Frevența conglomeratelor crește spre partea superioară a orizontului.

Marnele și argilele, spre deosebire de cele din orizontul marno-argilos, sunt nisipoase până la foarte nisipoase; culoarea lor cu rare excepții este roșietică și verzuie. Caracterul nisipos și culoarea roșu-verzuie a marnelor și argilelor constituie un bun criteriu, pe lângă conglomeratele albe masive, pentru diagnosticarea orizontului gresos-conglomeratic inferior și pentru deosebirea ușoară de orizontul marno-argilos inferior.

Foarte rar se observă în marnele nisipoase roșietice elemente rulate de calcar cretacic ca acelea din orizontul argilo-conglomeratic roșu. Acest fapt, pe lângă culoarea roșu-verzuie generală a marnelor și argilelor, denotă condiții de sedimentare analoage.

4. Orizontul marno-argilos superior. Primele trei orizonturi se mențin în general cu aceleași caractere în tot Bazinul Petroșanilor.

In partea sud-estică a bazinului și anume în profilul Văii Sălătrucului, se întâlnește însă o serie de sedimente de marne și argile care pe baza acestor caractere a fost identificată cu orizontul marno-argilos inferior. Totuși, litologic se constată că ele au un procent mult mai mare de nisipuri calcareoase gălbui, slab cimentate și un procent mai redus de argile, iar din punct de vedere paleontologic, conține o cantitate și varietate mult mai mare de Gasteropode și Lamellibranchiate decât orizontul marno-argilos inferior. În special este caracteristică abundența Ostreelor reprezentate prin forme mari de *Ostrea crassissima*, ca cele dela Bahna, forme de talie mijlocie și forme mici, forme cu pereti groși și forme cu pereti subțiri. Am întâlnit mai multe intercalații lumachellice de Ostree, din care una până la 2 m grosime.

Nicări în orizontul marno-argilos inferior, atât în profilele cercetate de pe ambele flancuri, cât și în haldele dela Jieț, Dâlgea, Aninoasa și Lupeni, n'am întâlnit asemenea apariții de Ostreide. Ele își găsesc echivalentul numai în orizontul marno-argilos dela Bahna.

Dacă la aceste observații sumare, litologico-paleontologice, adăugăm și constatarea că depozitele acestui orizont denumit marno-argilos superior se situează în profilul Văii Sălătrucului peste depozitele orizontului gresos-conglomeratic inferior, ne întărim convingerea că el reprezintă într'adevăr un orizont superior celor trei descrise anterior, și că n'ar fi deci sincron cu orizontul marno-argilos inferior, cum s'a crezut.

Interpretarea acestui orizont ca un facies lateral al orizontului productiv nu ni se pare verosimilă și pentru faptul că distanța dintre cele două depozite pe care le-am considera ca faciesuri deosebite, este la S de Livezeni numai de 2 km.

Grosimea stratigrafică a acestui orizont, greu de evaluat, poate fi de cca 400 m.

5. Orizontul gresos-conglomeratic superior. Interpretând orizontul marno-argilos superior din V. Sălătrucului, ca situat peste orizontul gresos-conglomeratic inferior, trebuie să mai admitem și existența unui al cincilea orizont de constituție tot gresos-conglomeratică, semnalat tot în V. Sălătrucului, normal peste orizontul marno-argilos superior. A fost observat numai în partea lui bazală.

* * *

In ce privește grosimea totală a depozitelor Bazinului Petroșani, putem spune că dacă luăm în considerație numai primele trei orizonturi, cele cunoscute în literatură, avem o grosime de cca 1400 m, iar dacă ne raportăm și la ultimele două orizonturi, depozitele bazinului ar atinge grosimea stratigrafică de cca 1900 m (planșa 2).

Pentru a completa seria stratigrafică a depozitelor din Bazinul Petroșani, reamintesc că M. ILIE și G. MANOLESCU citează blocuri de calcare organogene a Iscroni, cărora le atribue vârsta tortoniană.

* * *

Din cele cunoscute în literatură asupra orizonturilor stratigrafice din Bazinul Petroșani se conchide că în acest bazin este prezent Aquitanianul fosilifer, căruia ii corespund cele cinci orizonturi, și Tortonianul.

B) Date paleontologice. Datele micropaleontologice obținute pe orizonturi în Bazinul Petroșani sunt următoarele:

1. **Orizontul argilo-conglomeratic roșu.** Este complet steril, lipsesc chiar și resturile de Pești întâlnite în alte formațiuni sterile.



Ca formațiuni minerale, prezintă destul de frecvent concrețiuni feruginoase sferoidale.

2. Orizontul marno-argilos inferior. Din șaptezeci de probe colectate din șapte profile, numai într'un singur profil (muchia dintre V. Boțonilor și Calea Pârâului Dâlgea) și numai în două probe apar Foraminifere în acest orizont, reprezentate prin *Rotalia beccarii* într'o frecvență moderată și *Globigerina bulloides* numai în două până la trei exemplare.

Asociate cu aceste Foraminifere în cele două probe, precum și în restul profilelor studiate, se mai întâlnesc în acest orizont următoarele forme:

Ostracode:

4 specii (35, cf. 35 A, 35 B, și 36).

Lamellibranchiatele sunt reprezentate în reziduul microscopic numai prin fragmente.

Gasteropode:

Valvata sp.

Cerithium și

Opercul sp. 1

Resturi de Pești:

Dinte de Pește sp. 15, este important și se va reveni asupra lui.

Dinți de Pești în general, și fragmente scheletice de Pești.

Ca formațiuni minerale se întâlnesc:

Concrețiuni calcaroase alungite albe.

Concrețiuni feruginoase discoidale, sferoidale și alungite.

Pe baza formelor menționate se poate considera că orizontul marno-argilos inferior este alcătuit predominant din depozite lacustre lipsite complet de Foraminifere și subordonat din depozite de apă îndulcită cu *Rotalia beccarii*.

3. Orizontul gresos-conglomeratic inferior poate fi considerat steril, asemenea orizontului argilo-conglomeratic roșu. Spre deosebire de acesta, într'o singură probă din V. Jiului de pe flancul nordic am întâlnit două forme de fructificații de *Chara* (sp. 1 și sp. 2), în număr destul de mare. Deasemenea într'o singură probă din V. Aninoasa am întâlnit câteva resturi de Pești.

Formațiunile minerale întâlnite sunt: concrețiuni calcaroase alungite albe, concrețiuni feruginoase discoidale, sferoidale și alungite; o concrețiune interesantă este concrețiunea X, care se va mai întâlni.

4. Orizontul marno-argilos superior, spre deosebire de toate celelalte orizonturi, arată un conținut micropaleontologic relativ bogat, alcătuit din Foraminifere, Lamellibranchiate, Gasteropode, resturi de Pești, Ostracode, Diatomee și Fructificații.

In funcție de condițiunile biofaciale existente, în acest orizont se separă două asociații specifice: una de apă îndulcită și a doua de apă marină.

Alcătuirea acestor asociații este următoarea:

a) Asociația de apă îndulcită cuprinde:

Foraminifere:

Rotalia beccarii LINNÉ

Nonion cf. depressulum (WALKER et JACOB)

Elphidium crispum LINNÉ (*macellum* ?)

Discorbis sp..

Quinqueloculina seminula LINNÉ

Globulina gibba D'ORB.

Menționăm că *Rotalia beccarii* se găsește, ca și în Bahna, în sute de exemplare și este foarte frecventă.

Ostracode:

Ostracoda sp. 2

» sp. 5

» sp. 6

» sp. 11

Resturi de Pești:

Otolite

Dinte de Pește sp. 15

Dinți de Pești

Resturi de Pești

Gasteropode:

Theodoxus sp. 1

» sp. 2

Cerithium sp.

Valvata

Opercul sp. 1

Resturi de Plante piritizate.

O asociație mult mai săracă, dar apropiată de aceasta și tot de apă îndulcită, am arătat că se întâlnește și în orizontul marno-argilos inferior, din acest bazin și una identică în orizontul marno-argilos din Bazinul Bahnei.

b) Asociația de apă marină cuprinde:

Foraminifere aglutinante:

Textularia subangulata D'ORB.

Hyperammina excelsa GRZYB.

Rhabdammina cf. *linearis* BRADY

Textularia sp.

Haplophragmoides sp.

Foraminifere calcaroase:

Nonion depressulum (WALKER et JACOB)

Nonion belridgense (BARBAT et JOHNSON)

Bulimina cf. *elegans* D'ORB.



- Robulus* sp. 1
Elphidium ungeri REUSS
Elphidium sp. 1
Nonion cf. *ibericum* CUSH.
Globigerinella bulloides D'ORB.
Polymorphina sp. 1
Quinqueloculina cf. *seminula* LINNÉ
Reussella spinulosa REUSS
Rotalia mexicana NUTTAL
Triloculina cf. *trigonula* LAMARCK
Uvigerina mexicana NUTTAL

Ostracode:

- Ostracoda* sp. 1
 » sp. 3
 » sp. 6
 » sp. 11

Resturi de Echinizi:

Spin de Echinid.

Acești spini de Echinizi au fost întâlniți întotdeauna numai în asociația de apă marină, fapt ce confirmă caracterul marin al acestora.

Lamellibranchiate:

Erycina sp.

Gasteropode:

Odontostoma sp. 1 (*in situ?*)

Plante.

Diatomee:

Coscinodiscus sp. (biconcav) STAESCHE et HILTERMANN

Isthmia enervis EHRENB.

Fructificația sp. 1

In această asociație, pe lângă formele enumerate, se întâlnește și majoritatea Foraminiferelor din asociația de apă îndulcită, Foraminifere care trăesc și în mediul marin și anume:

Rotalia beccarii LINNÉ

Nonion cf. *depressulum* WALKER et JACOB

Elphidium crispum LINNÉ

Quinqueloculina cf. *seminula* LINNÉ

Globulina gibba D'ORB.

Deasemenea, se mai întâlnesc: *Ostracoda* sp. 2, Dinti de Pești, Resturi de Pești și Otolite.

Din distribuția Foraminiferelor, în acest orizont se constată că asociația de apă îndulcită și asociația de apă marină alternează între ele de cel puțin cinci ori.



Comparând acum din punct de vedere micropaleontologic acest orizont marno-argilos superior din V. Sălătrucului cu orizontul marno-argilos inferior din restul bazinului, constatăm următoarele:

Pe când orizontul marno-argilos inferior prezintă practic numai *Rotalia beccarii* dintre Foraminifere, orizontul marno-argilos superior are un conținut relativ bogat în Foraminifere;

Pe când în primul orizont n' am întâlnit decât faciesul de apă îndulcită, în cel de al doilea orizont avem alternanță faciesului de apă îndulcită cu apă marină de minimum cinci ori.

Considerăm aceste deosebiri micropaleontologice ca venind în sprijinul ne-sincronizării acestor două orizonturi, aşa cum am arătat anterior și am bazat-o pe motive litologice, macropaleontologice și de superpoziție stratigrafică.

In cazul interpretării inverse, adică al sincronizării, va trebui admis că regiunea Sălătrucului s'a găsit în alte raporturi cu marea decât restul bazinului, de care ar fi fost separată, căci numai astfel s'ar putea explica lipsa Foraminiferelor în restul bazinului ca și lipsa bogatei faune de Ostreide.

5. Orizontul gresos-conglomeratic superior este steril asemenea orizonturilor: argilo-conglomeratic roșu și gresos-conglomeratic inferior.

C) Rezultate microbiestratigrafice. Asupra vârstei depozitelor Bazinului Petroșani s'au emis două păreri:

Una susținută de HOFFMANN și BLANKENHORN, care pe baza macrofaunei marine le atribuiau o vîrstă oligocenă. Faptul găsirii formei de *Anthracotherium magnum* Cuv. întărea acest punct de vedere. La această interpretare se raliază și NOPCSA care, pe baza discordanței stabilită de DRĂGHICEANU la Bahna¹⁾ între stratele bazale (orizonturile 1 și 2) și Mediteraneanul II (Tortonian: orizontul 3), consideră depozitele dela Petroșani, Bahna, Baia de Aramă, Balta și Topile, de vîrstă oligocenă;

A doua părere a lui STAUB, FUCHS și PAX, bazată pe floră, atribue depozitelor o vîrstă miocen-inferioară, respectiv aquitaniană.

Această ultimă vîrstă a fost adoptată și menținută. Datele micropaleontologice obținute de noi nu pot aduce, deocamdată, precizii în această privință, deoarece asociațiile microfaunistice separate în depozitele dela Petroșani n'au fost întâlnite în formațiile dela Cretacicul superior până la Pliocen, pe care le-am cercetat în diferite regiuni. Ne găsim deci, în fața unor asociații micropaleontologice noi, pe care nu le-am întâlnit nici în literatura micropaleontologică, destul de săracă de altfel în lucrări de biostratigrafie.

Acstea asociații, neputând fi raportate la o scară microbiestratigrafică, se înțelege că nu pot constitui, deocamdată, un diagnostic sigur pentru fixarea vîrstei de etaj a depozitelor dela Petroșani.

¹⁾ M. DRĂGHICEANU. Op. cit.



Aceasta fiind constatarea, riguros corectă, rămâne totuși interesant să facem unele paralelizări cu alte asociații microfaunistice cu care ne apar unele afinități. Acesta este cazul microfaunei Stratelor de Ticiu, Jimbor și Sân Mihai din Bazinul transilvan, din care am cercetat 50 de probe colectate de I. PĂTRUȚ, C. STOICA, R. GIVULESCU și CL. MANIU.

Macropaleontologic, Stratele de Ticiu și Jimbor se consideră ca oligocene, iar Stratele de Sân Mihai, în continuitate de sedimentare cu primele, ca aquitaniene.

Cercetând micropaleontologic aceste depozite bine definite ca vîrstă, am fost puși astfel în situația de a ne forma o imagine preliminară a microfaunei Oligocenului și Aquitanianului din Bazinul transilvan.

Comparând microfauna depozitelor din Petroșani cu Stratele de Ticiu, Jimbor și Sân Mihai, se constată afinități care constau în următoarele forme comune lor: *Rotalia mexicana* NUTTAL, *Hyperammina excelsa* GRZYB., *Rhabdammina* cf. *linearis* BRADY, *Ostracoda* sp. 1, *Ostracoda* sp. 4, *Chara* sp. 2 și Dinte de Pește sp. 15.

Deasemenea este interesant de remarcat că aceleași concrețiuni calcaroase: sferoidale și alungite, aceleași concrețiuni feruginoase: discoidale, sferoidale și alungite, precum și aceleași concrețiuni sferice de pirită, sunt comune ambelor depozite. O concrețiune interesantă, concrețiunea X, este deasemenea comună ambelor depozite.

Asemănări micropaleontologice mai puține, dar destul de evidente, constatăm pe de altă parte între depozitele din Bazinul Petroșani și Stratele de Pucioasa considerate oligocene. Ca forme comune ambelor depozite, menționăm: *Coscinodiscus* sp. (biconcav), *Isthmia enervis*, *Hyperammina excelsa*, *Rhabdammina* cf. *linearia*, fructificația sp. 1 și *Erycina* sp.

Comparând microfauna Bazinului Petroșani numai cu a Stratelor de Sân Mihai, aquitaniene, constatăm asemănări mult mai reduse.

Aceste observații micropaleontologice, deși preliminare, ne obligă să atribuim și noi depozitelor Bazinului Petroșani, vîrsta oligocenă.

In același sens pledează și faptul cunoscut din literatură că atât Stratele de Ticiu, cât și Stratele de Jimbor, conțin *Anthracotherium magnum* Cuv. întâlnit și la Petroșani, precum și prezența unor gresii de tip Kliwa întâlnite atât în Stratele de Jimbor de către I. PĂTRUȚ, cât și în baza orizontului marno-argilos inferior dela Petroșani și Bahna.

III. Paralelizarea depozitelor din Bazinile Bahna și Petroșani.

In ce privește paralelizarea depozitelor din Bazinile Bahna și Petroșani, se poate susține din datele expuse, că există o echivalență stratigrafică între orizontul marno-argilos cu cărbuni din Bazinul Bahna și orizontul marno-argilos



superior din Bazinul Petroșani. În ambele bazine, aceste orizonturi au aceeași alcătuire litologică, conțin aceeași bogătie de faună cu Ostreide mari și în fine, ele conțin aceeași asociatie microfaunistică.

Vârsta burdigaliană atribuită în parte depozitelor bazale dela Bahna nu este probată micropaleontologic, aşa încât trebuie admisă pentru aceste depozite numai vârsta aquitaniană, bazată atât pe datele macropaleontologice ale profesorului G. MACOVEI¹⁾ cât și pe paraleлизarea cu depozitele din Bazinul Petroșani; iar dacă considerațiunile făcute în Bazinul Petroșani, în favoarea unei vârste oligocene rămân valabile, ele se resfrâng și asupra depozitelor din Bahna, considerate sincrone.

* * *

Bazați pe ideea că extinderea formațiunii dela Bahna și în restul bazinului, pe sub depozitele tortoniene, este foarte probabilă și apoi, bazați pe faptul paralelizării orizontului marno-argilos superior dela Petroșani cu orizontul-reper dela Bahna, nimic nu ne împiedică să bănuim existența orizontului-reper dela Petroșani, și în subasmentul Bazinului Bahnei, acest orizont fiind stratigrafic inferior celor echivalente.

IV. Considerațiuni asupra biofaciesului

Cercetările micropaleontologice ale Bazinului Petroșani mi-au prilejuit să fac și câteva considerațiuni de biofacies. Înainte de a trece la acestea, voi aminti pe scurt concepția lui I. VOITEȘTI²⁾ referitoare la sedimentologia bazinului; deasemenea voi aminti cele două concepții referitoare la direcția din care s'a făcut invazia apelor în bazin.

In ce privește sedimentologia, VOITEȘTI admite trei faze corespunzătoare celor trei orizonturi cunoscute în literatură.

In faza a doua, drept consecință a scufundării bazinului, are loc invazia marină, când începe sedimentarea orizontului - reper. In acest orizont VOITEȘTI, după numărul stratorilor-reper, stabilește 27 cicluri de sedimentare. Fiecare ciclu începe prin depozite marine cu o bogată faună de Gasteropode și Lamellibranchiate, se continuă cu depozite lagunare, reprezentate prin argile și marne bituminoase, ca să sfărsească cu depozite turbiere de apă dulce, ca apoi o nouă invazie marină să determine începutul unui nou ciclu.

In ce privește direcția de invazie a apelor, sunt două păreri: una a lui VOITEȘTI și a doua a prof. G. MACOVEI și NOPCSA.

¹⁾ G. MACOVEI. Op. cit. (Curs de Geologie...)

²⁾ I. VOITEȘTI. Le bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.



După Voitești, apele veneau din N prin Hațeg—Pui și treceau periodic peste pragul de calcare dela Petrila—Pui, determinând astfel succesiunea ciclică a depozitelor bazinului.

După G. MACOVEI, marea care năvălea din direcția vestică în interiorul platoului Mehedinți, dealungul unui canal longitudinal (canalul Mehedințean) își trimetea apele, probabil, prin V. Cernei, mărturie petecul dela Topile, până în Bazinul Petroșani¹⁾.

După NOPCSA și MACOVEI, comunicația Petroșanilor cu un golf marin dinspre N era imposibilă, din cauza pragului amintit.

Paraleлизarea depozitelor dela Petroșani făcută pe baza echivalărilor litologice, macropaleontologice și în special micropaleontologice, confirmă acest ultim punct de vedere.

Trecem acum la considerațiile de biofacies.

Dacă ne raportăm la relația dintre faună și litologie se observă următoarele:

In ce privește microfauna, se constată că asociația de apă îndulcită corespunde nivelelor-reper, pe când asociația de apă marină corespunde nivelelor cu roce marnoase; alternanțelor litologice le corespund alternanțe biofaciale.

Referindu-ne la macrofaună, constatăm că aceasta se întâlnește, de jos în sus, în toate depozitele indiferent de natura lor litologică. Ea se întâlnește chiar și în marnele și argilele bituminoase pe care Voitești le atribue unor faze lagunare.

In aceste argile și marne bituminoase se întâlnesc numeroase forme de Gasteropode și Lamellibranchiate, uneori chiar lumachelle. Deasemenea, în marnele bituminoase din V. Sălătrucului se întâlnesc și asociațiile de Foraminifere menționate. Pentru aceste motive, argilele și marnele bituminoase nu pot fi atribuite unor faze lagunare, viață Gasteropodelor și Lamellibranchiatelor nefiind compatibilă cu acestea, iar Foraminiferele menționate nu puteau supraviețui unui regim lagunar. Iată pentru ce noi credem că în Bazinul Petroșani n'au existat decât faze marine și lacustre.

Referindu-ne acum la regimul aquatic, care a domnit în Bazinul Petroșani, putem spune că în timpul sedimentării orizontului marno-argilos inferior, bazinul a fost, foarte probabil, numai o regiune lacustră, căci din cele constataate nu se pot pune în evidență invaziile de apă marină, pe când în timpul sedimentării orizontului marno-argilos superior, păstrat numai în V. Sălătrucului, invaziile marine sunt probate de alternanța dintre asociația de apă îndulcită și asociația de apă marină. Aceste observații permit să ne imaginăm că în timpul sedimentării orizontului marno-argilos superior, bazinul era încă o regiune lacustră în care însă, spre deosebire de timpul sedimentării orizontului marno-argilos inferior, se produceau invaziile periodice ale apei marine, apă care evoluă spre un regim lacustru și nu spre unul lagunar.

¹⁾ G. MACOVEI. Op. cit. (Basenul terțiar. . .)



Acestor invazii marine datorăm bogăția mare de Gasteropode și Lamelli-branchiate din V. Sălătrucului; deasemenea lor se datorește cantitatea redusă de cărbuni din V. Sălătrucului, spre deosebire de restul bazinului, unde invaziile marine lipsesc, prezent fiind numai regimul lacustru.

Comparând cele două asociații microfaunistice cu asociațiile pe care le cunoaștem în succesiunea stratigrafică dela Turonian la Pliocen, se remarcă următoarele:

O foarte mare asemănare între asociația de apă îndulcită și asociația Meotianului inferior din Subcarpați.

Aceleași forme de *Rotalia beccarii*, în frecvență foarte mare, *Nonion granosum*, *Elphidium macellum*, fructificații de *Chara* și opercule de Gasteropode se găsesc și în Meotian. Deasemenea întâlnim în Meotian forme de Miliolide, *Theodoxus* și *Valvata* (?).

Asemănarea este atât de mare încât necunoscând această nouă asociație din scara microbiostratigrafică s'ar putea atribui probelor din Petroșani vârsta meotiană.

Acest caz ridică problema formelor de facies, forme care s'ar părea că pun în impas metoda micropaleontologică. Așa ar fi dacă în cercetările noastre am determina vârsta formațiunilor pe baza formelor individuale. Menționez că noi determinăm vârsta pe baza asociațiilor specifice și din tot ce cunoaștem, se constată că forme de facies există, dar asociații specifice de facies nu există. Intotdeauna întâlnim elemente noi care permit diferențierea pe verticală a asociațiilor între ele. În cazul asociației depozitelor dela Petroșani, spre deosebire de asociația meotiană, avem alte forme de Ostracode și alți dinți de Pești. Nu numai atât, dar chiar concrețiunile minerale, denumite ooide calcaroase, caracteristice Meotianului, lipsesc cu desăvârșire în Bazinul Petroșani.

V. Concluziuni

Scopul studiului nostru micropaleontologic în Bazinile Bahna și Petroșani a fost, repetăm, să cunoaștem microfauna unor depozite stabilite faunistic ca aquitaniene, pentru ca apoi s'o confruntăm cu microfauna Stratelor de Cornu din Subcarpați, considerate ca aquitaniene numai pe bază de superpoziție stratigrafică.

Am spus că studiul micropaleontologic al Stratelor de Cornu, ne-a condus să atribuim acestor strate vârsta burdigaliană, fondați pe identitatea acestei microfaune cu microfauna Stratelor de Coruș și Hida, cunoscute încă dela ANTON KOCH ca burdigaliene.

Ajungând la acest rezultat stratigrafic nou, era de cel mai mare interes să-l verificăm încă odată, apelând la studiul celor două bazine cu depozite aquitaniene.



Se înțelege că dacă s-ar fi întâlnit în depozitele aquitaniene din aceste bazine o microfaună identică sau apropiată de microfauna Stratelor de Cornu, concluziile noastre asupra vârstei burdigaliene a acestor strate ar fi trebuit revizuite.

Ori, din cele relatate s'a văzut că depozitele aquitaniene din cele două bazine conțin o microfaună săracă și complet deosebită de aceea a Stratelor de Cornu, care, după cum am arătat altă dată, reprezentă o bruscă apariție de forme noi, foarte numeroase, marcând începutul Miocenului.

Deci, paraleлизarea Stratelor de Cornu cu depozitele, considerate ca aquitaniene, din Bazinile Bahna și Petroșani, nu se poate face. În consecință, vârsta burdigaliană a Stratelor de Cornu nu este cu nimic infirmată de microfauna Bazinelor Bahna și Petroșani.

Alte rezultate stratigrafice obținute:

In ce privește Bazinul Bahnei:

1. Formațiuni prezente: Oligocenul, Tortonianul superior și probabil Buglovian—Sarmatianul inferior.
2. O lacună stratigrafică ce corespunde probabil Aquitanianului și în mod sigur Burdigalianului, Helvețianului și Tortonianului inferior.
3. Tortonianul superior este transgresiv peste depozite de vârstă oligocenă și peste Cristalin.

In ce privește Bazinul Petroșani:

1. Orizontarea acestuia în cinci orizonturi litologice;
2. Existența a două orizonturi-reper: unul inferior și altul superior.

Referitor la ambele bazine:

1. Vârsta oligocenă pentru depozitele considerate ca aquitaniene;
2. Paraleлизarea depozitelor orizontului superior din Bazinul Petroșani cu orizontul-reper din Bazinul Bahnei, de unde existența probabilă a orizontului-reper de la Petroșani și în Bazinul Bahnei;
3. Identitatea raporturilor stratigrafice în cele două bazine, între sedimamentele de vârstă oligocenă și depozitele Tortonianului superior.

Şedința din 15 Mai 1951.

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— M. SAVUL. — Cercetări geologice în regiunea Cârlibaba (Bucovina).

I. Date morfologice

Regiunea Cârlibaba este străbătută de cursul superior al Râului Bistrița. În porțiunea cercetată de noi, începând în amonte dela confluența cu P. Rusăia și până la confluența sa cu P. Diaca în aval, afluenții principali ai



Bistriței sunt: pe partea stângă, P. Tibăului, P. Cârlibaba cu P. Tătarca, P. Valea Stânei, iar pe partea dreaptă, P. Rusaia, P. Măgura și P. Diaca. Intre acești afluenți, cei mai importanți sunt P. Tibăului și P. Cârlibaba, care au basinele mult mai mari decât ceilalți.

In aval de Cârlibaba, Bistrița curge printr-o vale cu caracter longitudinal; în amonte, însă, ea curge printr-o vale transversală, mai ales în porțiunea în care străbate masivul de roce mai dure din anticlinalul dela Muntele Bretila.

Văile Rusaia, Măgura, Tibău și Cârlibaba sunt longitudinale, ele alimentează R. Bistrița pe porțiunea sa transversală; în schimb V. Tătarca, V. Stânei și V. Diaca sunt transversale, ele alimentează valea longitudinală.

Crestelete contraforturilor din V. Bistriței păstrează urmele unor vechi nivele de eroziune, la altitudinile de 1300 m, 1400—1500 m, iar crestelete principale la altitudinile de 1600—1700 m; deasupra acestora se înalță vârfuri izolate.

Aceste nivele de eroziune le-am echivalat cu aceleă descrise de prof. M. DAVID, în părțile de mai la S ale Văii Bistriței, și anume cu Platforma Dornelor dela 1150—1280 m (Ponțian), Platforma Bâdei dela 1350—1450 m (Sarmatián superior) și Platforma Ciungilor sau a Tomnatecului dela 1500—1600 m (Helvetian).

II. Observațiuni geologice

1. Cristalinul. Fundamentul regiunii este constituit din șisturi cristaline. După caracterele petrografice și poziție, acest fundament se poate separa în două părți:

Masivul Bretila, care este constituit dintr-un complex de roce cu caracter mesozonal sau mesozonal diafitorizat.

Acoperișul Masivului Bretila, care se extinde în restul regiunii și în care este constituit aproape în totalitate din roce cu caracter epizonal.

a) *Masivul Bretila* este caracterizat prin predominarea unui șist cu mică albă, având un aspect exterior caracteristic și deosebit de al altor șisturi ce sunt răspândite în josul Văii Bistriței.

Intre rocele aparținând Seriei de Bretila, menționăm:

Șistul de Bretila. Această rocă are o constituție care variază dela aceea a unui cuarțit cu muscovit la aceea a unui micașist cu muscovit și clorit. Roca este șistoasă, cu masa fundamentală criptomeră, constituită din cuart, clorit și muscovit, uneori conținând strate în care elementele lamelare sunt mai abundente. Pe planele de șistozitate ale roci se găsesc lamele izolate și strălucitoare de muscovit, care provoacă aspectul caracteristic acestui șist.

La nivele ceva mai înalte decât ale zonei șistului de Bretila, se găsesc însă și șisturi epizonale ce conțin pelicule strălucitoare de sericit care dau rocelor



aspecte ce amintesc pe acelea ale Șistului de Bretila. La o examinare mai atentă însă, aceste roce se pot deosebi unele de altele. La Șistul de Bretila lamelele de muscovit sunt mai groase, mai puțin diformate și au o strălucire mult mai vie decât în cazul șisturilor epizonale.

Șisturile de Bretila constituiesc majoritatea masei interne a Anticlinalului Bretila, de sub acoperișul epizonal. În asociația Șistului de Bretila se găsesc o serie de roce mesozonale, cum sunt amfibolitele și unele gnaise cu biotit.

Șistul de Bretila formează un masiv lung de cca $12\frac{1}{2}$ km, cu direcția NNE—SSW, tăiat transversal de Bistrița în capătul său nordic, printr'un defileu îngust, între confluența Pârâului Rusaia și Pârâului Tibăuași. Partea masivului izolată spre N este cuprinsă în Muntele Bretila. Ea se afundă spre NNE, fiind acoperită de strate cu înclinarea periclinală, constituite din calcar cristaline și șisturi epizonale sericito-cloritoase, iar mai departe din sedimente cretacic-eocene.

Dela defileul Bistriței, masivul se continuă spre SSE, fiind limitat spre W în V. Rusaia iar spre E în V. Măgura. În partea inferioară a Văii Rusaia, limita masivului poate fi mai bine precizată, prin faptul că ea se face la contactul dintre Șisturi de Bretila și calcar cristaline. În aceeași vale însă, mai spre S, contactul este mai puțin precizat; lipsesc calcarele, și diferența dintre aspectul Șisturilor de Bretila și ale șisturilor epizonale învecinate nu este deajuns de netă.

În V. Măgura limita estică a masivului poate fi precizată mai bine, din cauză că roca învecinată este constituită din calcar. Spre fundul Văii Măgura însă, limita din nou nu este îndeajuns de precisă.

Curmătura de pe creasta dintre Muntele Măgura și Vf. Stânișoara este constituită din roce epizonale care acoperă masivul cu Șisturi de Bretila, chiar în dreptul axei bolții anticlinalului. Spre S de această curmătură, în circu de recepție al Pârâului Gândacului, reapare de sub curmătura amintită, continuarea spre SSE a masivului cu Șisturi de Bretila și se continuă mai departe pe o distanță de cca $5\frac{1}{2}$ km, până dincolo de contrafortul Picioarul Omului.

În părțile cu panta abruptă, acoperite de grohotișuri, cum este cazul la E de Vf. Popelii, aprecierea limitelor masivului se face prin apariția, la anumite nivele ale grohotișului, de elemente de calcar și Șisturi de Bretila.

A m f i b o l i t e l e. În masivul Șisturilor de Bretila apar câteva fâșii de amfibolite. Unele le găsim în părțile centrale ale masivului, cum sunt aceleia dela P. Țiganilor, altele apar la marginea masivului, la contactul cu calcarele. În acest ultim caz sunt amfibolitele dela contactul de W al masivului, în regiunea confluenței Pârâului Rusaia cu Bistrița. În aceste părți, amfibolitele constituiesc fâșii înguste, ce le întâlnim distinct în această parte. Pe teren însă, de cele mai multe ori, aceste amfibolite devin invizibile, prin faptul că sunt acoperite de masa mare a altor roce.

La limita estică a masivului, în regiunea inferioară a Văii Măgura, amfibolitele devin vizibile acolo unde, în asociație cu calcarele, formează stânci



abrupte spre V. Bistriței. Mai spre S însă, unde terenul este acoperit, întâlnim numai calcarul, pe când amfibolitele rămân invizibile. Deabia în părțile din aval ale Pârâului Măgura găsim din nou amfibolitele în associația calcarului.

In părțile de mai la S ale masivului nu s-au mai găsit amfibolite. Rezultă că amfibolitele se localizează mai mult în jumătatea nordică a masivului.

Gnais fine. In limitele Masivului Bretila se mai întâlnesc gnaise compacte, fine, tenace, în a căror compoziție intră în mod principal și biotita. Astfel de roce se întâlnesc la cotitura defileului Bistriței, în amonte de confluenta pe P. Tibăuași.

b) *Acoperișul Masivului Bretila.* Intre rocele care aparțin acoperișului Masivului Bretila, menționăm:

Cuarțitele sericitoase și diferitele transiții la șisturile clorito-sericitoase. Ele sunt rocele ce constituiesc cea mai mare parte a regiunii. Unele din șisturile clorito-sericitoase, prin îmbogățire de feldspat, trec la gnaise psamitice. Astfel de roce întâlnim la SW de Cârlibaba, în regiunea Piciorul Fundoaiei—Vf. Măgura. Se întâlnesc și roce al căror caracter se apropiie de acel al seriei albe porfirogene. Astfel de roce se întâlnesc la Muntele Dadu în părțile din Estul masivului calcaros.

Sunt și cazuri când șisturile sericito-cloritoase încep să conțină și mici cantități de biotită. Astfel, sunt unele șisturi care stau la un nivel inferior față de baza masivului de Calcare cristaline.

Calcarele cristaline sunt dezvoltate în mase mari pe partea stângă a Bistriței, pe versantul vestic al Muntelui Dadu. Ele se continuă spre S, formând o fașie sinclinală până la Ciocănești.

In părțile inferioare ale masivului, calcarele cristaline formează alternanțe cu șisturile sericitoase; uneori, aceste strate repede sunt groase, alteori, înguste, până ajung la strate subțiri numai de câțiva milimetri. Astfel de alternanțe sunt dezvoltate pe partea stângă a Bistriței, la nivelele joase ale versantului.

Calcarele din nivelele inferioare sunt deobicei criptomere, de culoare vânătă, uneori apropiate ca aspect de unele calcar triasice. La baza lor apar uneori și calcare breciate.

La nivelele mai înalte ale masivului apar și calcar zaharoide de culoare albă.

La marginea masivului de Șisturi de Bretila apare o fașie de calcar cristalin. Această fașie a fost urmărită pe V. Rusaii, pe Muntele Bretila și pe V. Măgura. Pe V. Rusaii, unde fașia de calcar se îngustează, ea devine de multe ori invizibilă la suprafață. Astfel este cazul pe micul pârâias Arșița Rusaii, unde fără a putea găsi calcarul în loc, s'a găsit numai fragmente la un anumit nivel al pârâului.

In jumătatea sudică a Anticlinialului Bretila, calcarul apare în regiunea Muntele Stânișoara—Muntele Popelii—fundul Văii Izvorul Gândacului. Si



în această parte, pe panta abruptă de sub Vf. Popelii, nu găsim calcarul în loc, ci numai ca fragmente mobile începând dela un anumit nivel. Pe creasta Muntele Stânișoara—Jocul Pintei apar câțiva solzi de calcar, uneori de varietate zaharoidă.

Mai spre S, spre V. Pârâului Omului și creasta Piciorul Omului, marginile masivului de roce din Seria de Bretila sunt lipsite de calcare.

✓ Garbenschiefer. Pe creasta îngustă dintre P. Tibăului și P. Tibăiaș apare o fâșie îngustă de calcare în strânsă legătură cu diferite variațiuni de aşa numita rocă «Garbenschiefer». Aceste roce sunt compacte, cu textura orientată; în compoziția lor intră proporțiuni variabile de amfibol, biotit, cuarț, feldspat, calcit, epidot.

Ca poziție ele sunt situate în afara limitelor Masivului Bretila.

Cuarțitele negre, frecvente în restul Văii Bistriței ca roce tipic epizonale, sunt mai puțin răspândite în regiunea Cârlibaba. Le găsim mai larg desvoltate numai spre Estul Bistriței, în părțile de creastă ale Muntelui Dadu. În partea dreaptă a Bistriței, cuarțitele negre apar numai în mod sporadic.

Șisturile negre. În apropierea contactului masivului cu roce de Bretila apar o serie de șisturi negre cu pigment cărbunos. Aceste șisturi pot avea aspecte variate. Uneori ele se îmbogățesc în cuarț, câteodată capătă chiar caracterul conglomerat prin elementele de cuarț alb ce le conțin.

Se întâlnesc șisturi negre pe creasta Muntelui Bretila, deasupra calcarului dela contactul masivului. Aceste șisturi sunt fine, mate, cu pete albe, și urme de limonit, în pseudomorfoză după pirită.

Pe versantul de W al Muntelui Popelii, șisturile negre apar tot deasupra nivelului de contact al masivului. Aici ele au caracterul de șisturi cuarțitice conglomeratice. Pe suprafața de șistozitate aceste șisturi conțin și lamele strălucitoare de muscovit.

Sub creasta dintre Vârfurile Măgura și Stânișoara, atât spre fundul Văii Măgura, cât și spre fundul Văii Izvorul Gândacului, șisturile negre mate sau cuarțitele conglomeratice apar tot la un nivel superior contactului Masivului Bretila.

In jumătatea de S a anticinalului, pe Piciorul Omului, întâlnim șisturile negre deasupra masivului. Aici ele sunt cuarțitice și conțin, ca și acelea dela Piciorul Popelii, lamele de muscovit.

Ultimele șisturi negre, mate, apar încă spre S de capătul masivului cu șisturi de Bretila, sub forma unor strate slab înclinate, din bolta anticinalului.

Se constată deci, că aceste roce negre, care reprezintă la origină sedimente cu un conținut de substanțe organice, constituiesc un nivel de sedimentare superior stratelor din care s-au format șisturile de Bretila.

2. Formațiunile sedimentare. *Cenomanianul*. În regiunea Cârlibaba, formațiunile sedimentare încep prin conglomeratele cenomaniene. La bază ele



au un caracter breciform, conținând elemente mari de Șisturi cristaline. Mai în sus apar conglomerate mai fine, în alternanță cu strate de gresie, după care rămân numai gresiile.

Cenomanianul apare în basinul Țibăului în partea nord-estică a Muntelui Cameneț-Bretila, fiind limitat de Cristalin printr-o linie de contact cu direcția WNW—ESE. Limita sudică a Cretacicului se găsește chiar la confluența Pârâului Țibău cu Biștrița. Pare curios faptul că Sedimentarul din basinul Țibăului se oprește brusc aici și nu continuă și mai spre SE, pe partea dreaptă a Bistriței. Din examinarea hărții, se vede că sinclinalul umplut cu sedimete cretacic-eocene este retezat de o falie cu direcția N—S, care trece tocmai prin regiunea confluenței Pârâului Țibău cu Bistrița. Din această cauză lipsește continuarea sedimentelor și pe partea dreaptă a Bistriței.

Senonianul. Peste gresiile cenomaniene urmează un strat de calcare mai mult sau mai puțin marnoase, uneori compacte, alteori șistoase, de culoare roșie sau verzuie pătată cu roșu. Aceste strate de câțiva zeci de metri grosime sau mai puțin, stau la baza calcarelor eocene. Ele au fost considerate de către KRÄUTNER că ar fi eocene, dar că ar putea să reprezinte și strate cretacic-superioare, senoniene. Din examenul câtorva secțiuni microscopice din aceste roce, se constată că ele conțin *Rosalina linnéi* (controlat de M. FILIPESCU, astfel că ele pot fi considerate de vîrstă cretacic-superioară (senoniană).

In afara de V. Țibăului, rocele senoniene apar și în partea inferioară a Văii Cârlibaba, în mici petece, pe versantul Munților Tătarca și Fluturica. Ele constituiesc rămășițele capătului sudic al unui sinclinal ce vine din spre N, din regiunea Muntelui Iedu, unde aceste sedimete sunt mult mai desvoltate. In valea inferioară a Pârâului Cârlibaba, Senonianul stă direct pe Cristalin; el are la bază numai un strat foarte îngust de conglomerate breciforme, cu elemente de Cristalin.

Eocenul îl întâlnim în regiunea Cârlibaba, sub formă de calcare cu Numuliți. In capătul de SE al basinului Țibăului, la confluența Pârâului Țibăului cu Bistrița, stratele eocene încep cu înalta și abruptă « Stâncă a Țibăului ». Calcarele apar întâi spre stânga Pârâului Țibăului, iar mai în amonte, ele trec spre WNW, fiind larg desvoltate între P. Țibău și P. Groapa Leliței. Această ultimă vale este tăiată în mijlocul masei calcaroase, astfel că pârâul curge sub un lung sir de stânci înalte de calcar. Această masă de calcare eocene este de mai multe ori fracturată în mod longitudinal, în direcția WNW—ESE.

O largă desvoltare o iau calcarele eocene și în partea de Nord a crestei Muntele Fluturica—Muntele Iedul. Din această masă se desprinde capătul de S al sinclinalului din V. Tătarca, unde Eocenul se mai păstrează la poalele Muntelui Tătarca sub forma unor petece de calcar rămase pe un suport de roce senoniene.



III. Considerațiuni asupra tectonicii regiunii.

1. În mod principal tectonica regiunii este dirijată după Anticlinalul Bretila, al cărui sămbure este constituit din Șisturile de Bretila. Anticlinalul are direcția NNW—SSE. Partea de N a anticlinalului se afundă în regiunea Muntelui Bretila—Cameneț, astfel că șisturile epizonale ce acoperă Seria de Bretila capătă înclinări periclinale. Capătul de N al anticlinalului este tăiat adânc de valea transversală a Bistriței, între P. Rusaia și P. Tibăuași.

Mai la S de acest defileu, contactul între Seria de Bretila și acoperișul epizonal urmează o direcție generală NNE—SSW. Pe flancul de E, în V. Măgura, contactul se face prin calcare cristaline. Fâșia de calcare a acestui contact se ridică mai întâi pe versantul Muntelui Măgura, apoi scoboară, în amonte, până la nivelul pârâului. Mai spre S, pe curmătura crestei Vf. Măgura—Vf. Stânișoara, șisturile epizonale acoperă complet bolta anticlinalului, astfel că masivul de Șisturi de Bretila trece pe dedesubt în fundul Văii Izvorul Gândacului.

Pe flancul vestic, în V. Rusaia, o parte a masivului de Șisturi de Bretila se prelungește spre SSW, pierzându-se pe sub creasta Piciorul Popelii.

Probabil că rocele de Bretila mai apar și spre S de Piciorul Popelii, în văile adânci ale Muntelui Omul, deoarece în albia Pârâului Rusaia, în amonte de confluența cu P. Popelii, se găsesc bolovani de Șisturi de Bretila și de amfibolite.

Mai la S de curmătura Vf. Măgura—Vf. Stânișoara, Șisturile de Bretila reapar în continuarea părții interne a anticlinalului. Flancul de W al anticlinalului este constituit din șisturile epizonale de pe creasta înaltă Vf. Stânișoara—Vf. Popelii—Vf. Omul. În flancul de E al anticlinalului, șisturile epizonale își mențin înclinarea spre E pe distanță de mulți kilometri, până dincolo de cursul Bistriței, în Muntele Dadu. Pe această aripă a anticlinalului, calcarele cristaline din stânga Bistriței se urcă spre W, astfel că baza lor atingând în câteva puncte crestele contraforturilor, formează câteva petece suspendate de calcar, cum este cazul la Vf. Iapa sau la Bârca.

Capătul de S al masivului de Șisturi de Bretila se îngustează în dreptul contrafortului Piciorul Omului și se afundă spre S, astfel că pe Piciorul Omului, Șisturile de Bretila dispar, rămânând numai câteva petece de Șisturi negre slab înclinate, din nivelul superior masei șisturilor de Bretila. Nici în Valea Diaca nu se mai întâlnesc Șisturile de Bretila, ceea ce indică o afundare și mai mare a anticlinalului spre S.

2. În partea de N a regiunii, între Tibău și Cârlibaba, tectonica suferă modificări. În această parte se profilează încă un anticinal, cu direcția WNW—ESE, deosebită de direcția Anticlinalului Bretila. Muntele Fluturica este cuprins în acest nou anticinal. Calcarele cristaline ce apar în malul stâng al Văii Cârlibaba, se ridică spre W în anticinal peste Muntele Fluturica, lăsând pe acest

munte petece de calcar, acolo unde bolta nivelului inferior al calcarelor atinge relieful muntelui. În flancul de W al acestui anticlinal apar mai multe fâșii înguste și paralele din aceleași calcare cristaline.

Direcția acestui anticlinal, între WNW și NW este în concordanță cu direcția stratelor cretacic-eocene ce apar în Valea Tibăului și Valea Groapa Leliței. Aceste formațiuni sedimentare apar sub forma unui sinclinal cuprins între partea nordică a Anticlinului Bretila și Anticlinul Fluturica.

Limitarea bruscă spre E a sinclinalului cu sedimete cretacic-eocene, pune în evidență prezența unei falii cu direcția N-S, ce limitează tectonic aceste sedimete de Cristalinul Muntelui Fluturica.

Porțiunea de teren dintre P. Tibău—P. Groapa Leliței este fracturată și în mod longitudinal, astfel că apar câțiva solzi cu roce de sub Eocen, între care și calcare cristaline.

3. In regiunea inferioară a Văii Cârlibaba, miciile petece de Senonian-Eocen arată întinderea unui sinclinal îngust. Desigur că aceste sedimete trebuie puse în legătură cu acelea ce se găsesc mai bine desvoltate spre N, pe creasta Muntelui Fluturica—Muntele Iedul.

In partea inferioară a Văii Cârlibaba, nu numai înclinările stratelor din petecele de Sedimentar, dar și acelea ale Șisturilor cristaline arată că avem afacă cu un sinclinal la care a luat parte și fundamentalul cristalin.

4. Un alt fapt important este prezența faliei Muntelui Dadu care fracturează și limitează spre N masivul calcaros din stânga Bistriței. Această falie a putut fi urmărită pe o lungime de aproape 3 km, datorită faptului că cele două margini ale sale sunt constituite din roce deosebite, calcare și Șisturi cristaline. Probabil că această falie se extinde și mai departe, iar în raport cu lungimea ei ne așteptăm ca ea să fie deajuns de adâncă.

— MIRCEA SAVUL și GH. MASTACAN. — Notă asupra Șisturilor cristaline dela Iacobeni (regiunea Suceava)¹⁾.

— P. CIORNEI. — Șisturile cristaline din Maramureș (Basinul Vaserului)¹⁾.

— O. NICHTA. — Cercetări geologice în vestul Munților Călimani.

Regiunea cartată face parte din masivul eruptiv al Munților Călimani, constituind partea de W a acestui masiv până la contactul cu rocele sedimentare.

Regiunea cuprinde basinul superior al Văii Budacului, având ca limită de W confluența cu P. Tisei, iar spre E partea centrală a masivului Munților Călimani. Regiunea este străbătută în direcție E-W de Valea Budacului, care ia naștere din P. Prislopului, din P. Bolovanului și din P. Stegii, având

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

mai departe o serie de afluenți puternici pe ambele maluri, cu direcția aproximativ transversală N—S. În afara de V. Tisei, atât V. Budacului cât și toți afluenții ei străbat masa aglomeratelor andezitice, puternic desvoltate în partea de SW a masivului Munților Călimani, care se desgolește până în albia acestor pâraie. Izvoarele Budacului, prin P. Prislopului, P. Bolovanului și P. Stegii, cu o serie de afluenți ai lor, brăzdează adânc un vechi nivel de eroziune, cu o altitudine de 1450—1520 m (D. Duca, Poiana Cireșilor, Poiana Zisa Mare).

In constituția geologică a regiunii intră roce sedimentare pontiene și roce eruptive andezitice.

R o c e l e s é d i m e n t a r e, reprezentate prin marne și stisoase și determinate de cercetătorii anteriori (Z. TÖRÖK) ca fiind de vîrstă pontiană, se desgolesc în partea de W a regiunii, în malul drept al Pârâului Bârsăției, în apropiere de confluența V. Budacului și în aceasta la confluența cu pârâul fără nume, în amonte de P. Zăpodia Roșie.

Stratele sunt de culoare gri-deschis, friabile și cu slabe înclinări către SW de cca 5°. În această parte găsim și resturi de plante incarbonizate, având la bază material vulcanic iar deasupra strate subțiri din material sedimentar fin. Mai în amonte, atât pe V. Budacului cât și pe V. Blidăresei găsim resturi de Conifere incarbonizate și strate argiloase cu amprente de frunze foioase.

R o c e l e e r u p t i v e sunt reprezentate prin aglomerate andezitice, care acopără întreaga parte de E a regiunii cartate. Aglomeratele andezitice apar atât în albiile pâraielor, formând fundamentul lor, pe distanță de sute de metri, cât și în stânci înalte, pe culmile cuprinse între pâraie. În aceste stânci se observă alternanță de strate cu material fin vulcanic, constituit aproape numai din cenușe vulcanică cu fragmente mici de andezite cu strate ce conțin bolovani mari de andezite; aceste alternanțe sunt datorite perioadelor de depunerii de intensități diferite (exemplu Piatra Corbului). Aglomeratele andezitice conțin bolovani de mărimi variabile și de tipuri diferite, predominând andezitele de culoare închisă, aproape neagră, compacte, cu hornblendă și piroxen.

Tinând seama că în partea de W a regiunii aglomeratele andezitice se aşeză peste rocele de vîrstă pontiană, ele pot fi considerate ca post-pontiene. Dacă ținem seama de grosimea aglomeratelor din întreaga regiune studiată, care ajunge până la 600—700 m, desigur depunerea lor a continuat mult timp, și din raporturile ce s-ar găsi cu alte strate sedimentare, am obținut date mai precise asupra încetării acestor depunerii.

— O. NICHTA. — Geologia regiunii Colibița.

Regiunea cercetată cuprinde: roce sedimentare oligocene și roce eruptive andezitice.



Rocele sedimentare oligocene sunt reprezentate prin: gresii și șisturi marnoase și marne compacte silicificate.

Gresiile și șisturile marnoase, de vîrstă oligocenă, determinate de cercețările anterioare (TH. KRÄUTNER), ocupă partea de W a regiunii studiate. Ele se desgolesc în câteva locuri, ca Poiana Blagei, Poiana Prislopului și în malul stâng al Pârâului Colbului, având o cădere de 15°—20° SW. Gresiile sunt în strate compacte de culoare gri-deschisă în care se observă fluturași de muscovit, în alternanță cu strate de șisturi marnoase de culoare închisă aproape neagră, friabile.

Marnele silicificate apar sub Arșița Imbrei, la confluența Pârâului Imbrei cu P. Colbului, în mase compacte, de culoare gri-albăstruie cu numeroase fisuri, pline cu mineralizații de pirită. Se pot urmări atât pe P. Imbrei cât mai ales în albia Pârâului Colbului până la bifurcarea lui în P. Struniorul și P. Aurarului, în alternanță cu strate de andezite silicificate. Pe contactele dintre aceste roce s-au făcut lucrările de explorare din regiune.

Rocele vulcanice sunt reprezentate prin: andezite cu piroxen și hornblendă, andezite cu hornblendă, diorit-porfirite, andezit cu enclave de marne și andezite silicificate.

Andezitele cu piroxen și hornblendă predomină în regiune. Se prezintă sub mai multe tipuri și variază delă o culoare gri-deschisă, până la negru. Se prezintă sub formă de dyke-uri, filoane și alte iviri fără orientare precisă. Roca se prezintă cu o structură porfirică, cu fenocristale de plagioclaz, andezin, labrador, iar ca element colorat, predomină piroxeni (augit și hipersten) și rare cristale de hornblendă. Unele tipuri reprezentate sunt proaspete, altele puternic alterate, cu transformarea mai ales a elementelor feromagneziene și anume a hornblendei și a hiperstenului. Augitul, în genere, este mai bine păstrat. Ca minerale de transformare apare: magnetul, pirita, calcitul, cloritul, actinolitul, epidotul, etc. Unele prezintă mari cantități de epidot, format pe seama feldspatului, rare apariții de turmalină în cristale prismatice sau radiale. Uneori prezintă și slabe fenomene de silificiere cu formare de plaje de cuarț în masa fundamentală. Roca, în general, puternic mineralizată.

Andezitele cu hornblendă, semnalate în câteva puncte, ca Piatra Dălbitanului sub Vf. Arșița Imbrei și sub Vf. Aurarului, sub o slabă răspândire pot fi considerate ca restul unei mici erupții din acest andezit cu hornblendă.

Diorit-porfirite. Această rocă apare sub o dezvoltare puternică pe versantul de SE al Arșiței Imbrei, sub forma unor mase de rocă fără orientare. Ele se mențin pe o distanță de nivel de cca 300 m, semnalate sub Arșița Imbrei și până în Albia Pârâului Struniorului. Roca este de culoare gri-deschisă cu o structură holocrastalin-grăunțoasă cu treceri gradate spre o structură



porfirică, când roca capătă și o culoare mai întunecată. Conține feldspat, plagioclaz acid, oligoclaz și andezin, în cristale bine desvoltate, iar ca element colorat, piroxeni, augit și diallag, iar ca mineral de transformare a piroxenului, actinolit. În masa rocei se găsesc plaje de cuarț cu formătie secundară. Ca mineral accesoriu, granule mari de magnetit. Roca are o consolidare hipo-abisală.

A n d e z i t e l e c u e n c l a v e d e m a r n e. Se găsesc răspândite într-o zonă în jurul confluenței Pârâului Imbrei cu P. Colbului, unele din ele, sub Piatra Dălbidanului unde sunt străbătute de filoane andezitice.

A n d e z i t e l e s i l i c i f i a t e. Aceste roce se desgolesc în albia Pârâului Colbului începînd dela confluența cu P. Imbrei și pînă la confluența Pârâului Aurarului cu P. Struniorului. În mod sporadic mai apar și în cursul superior al Pârâului Aurarului și Struniorului. Această rocă apare la contact cu marnele compacte silicificate. Roca este de culoare gri-deschisă fără a se distinge structura din cauza puternicei silificieri. Sub microscop se observă relicte de cristale de feldspat și lipsa completă a elementului colorat. În masa fundamentală apare cuarț, care ocupă spațiile rămase libere prin distrugerea mineralelor primare, numeroase granule de pirită. Roca este puternic mineralizată.

— N. MACAROVICI. — Sarmățianul de pe dreapta Siretului dintre Ozana și Bistrița.

Regiunea cercetată este mărginită la N de P. Ozana (afluent al Râului Moldova), la E merge până în Siret, la S până în Bistrița, iar la W se mărginește cu limita dintre Mediteranean și Sarmățian.

Regiunea cuprinde, mai bine zis, partea de pe dreapta Siretului a Podisului Moldovei dintre Ozana și Bistrița. La limita cu Mediteraneanul se găsesc o serie de înălțimi mai proeminente, care apoi scad treptat spre E în sprij Nordul regiunii. Râurile Ozana, Toplița, Valea Albă, Matca Mare și Neagra (toate afluente ale Moldovei) curg paralel între ele, cu direcția W—E și în același timp aproape perpendicular pe înclinarea generală a stratelor, încât formează văi asimetrice. Versantul drept al acestor văi, adică cel sudic este abrupt, iar cel nordic are o pantă dulce. Nu același lucru este în Sudul regiunii, unde cea mai mare parte a rețelei hidrografice este tributară Bistriței, iar afluenții acestui râu merg tot aproape paralel între ei, însă cu direcția N—S, deci conform cu înclinarea stratelor Sarmățianului, ceea ce face ca cele două versante ale văilor lor să aibă aproximativ aceeași înclinare.

Stratigrafie. Din punct de vedere stratigrafic partea nordică a regiunii, adică partea dintre Ozana și Valea Albă, aparține Sarmățianului mediu. Între Valea Albă și Valea Neagră, peste Sarmățianul mediu urmează orizontul de



trecere dintre Sarmățianul mediu și cel superior, pe care l-am numit orizontul Nisipurilor de Văleni.

Acest orizont conține o faună foarte caracteristică, aproape identică cu aceea a Nisipurilor de Mingir, de pe Prut¹⁾.

La S de Valea Neagră, între aceasta și Bistrița, peste Nisipurile de Văleni urmează Sarmățianul superior. Stratigrafia regiunii se încheie cu Pleistocenul reprezentat prin terasele râurilor.

Regiunea de care ne ocupăm a fost studiată sumar, în extremitatea ei sudică, de HORIA GROZESCU²⁾ și numai din punct de vedere geomorfologic, de M. DAVID³⁾ și de C. MARTINIUC⁴⁾.

Sarmățianul mediu. Acest subetaj este format în general din strate orizontale și începe la bază cu marne nisipoase, peste care urmează o succesiune de nisipuri și intercalațiuni subțiri marnoase.

Peste acestea se vede uneori un strat de oolite, gros de 50—60 cm, iar deasupra lui urmează mai întâi nisipuri cu intercalațiuni de gresii, care apoi se continuă cu Nisipurile de Văleni.

Stratul-reper, pentru a determina subetajul Sarmățianului mediu, este stratul oolitic. Un profil bun care să ne arate succesiunea stratigrafică a acestui subetaj se găsește la Tupilați, în Dealul Chicera, care deal este la S de acest sat. Iată acest profil:

1. Deschiderea începe dela bază cu nisipuri marnoase albăstrui, fin stratificate, conținând valve mari de *Tapes* și destul de rar valve de *Cardium*. Grosimea acestor strate este de cca 10 m, adică se întinde cam între 240 și 250 m altitudine.
2. Nisipuri cenușii-albicioase, cu intercalațiuni argiloase subțiri fosilifere, cu *Cardium* și *Tapes* (aproximativ între 250 și 285 m altitudine).
3. Un lumachel argilo-nisipos, gros de 50 cm și format aproape exclusiv din cochilii mari de *Trochus*.
4. Nisipuri cu intercalațiuni de gresii subțiri, slab fosilifere (între 285 și 290 m altitudine).

¹⁾ N. MACAROVICI. Contributions à la connaissance du Sarmatien supérieur du plateau moldave. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. VI.

²⁾ HORIA GROZESCU. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, București, 1915.

³⁾ M. DAVID. Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț și Bacău. *Bul. Soc. Rom. Geogr.* T. 50. București, 1932.

⁴⁾ C. MARTINIUC. Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Sereth et les Carpathes. *An. Sc. de l'Univ. Jassy.* T. 31. 1948.

— Date noi asupra evoluției paleogeografice a Sarmățianului din partea de W a Podișului Moldovenesc, *Rev. științ. V. Adamachi.* T. 34, Nr. 3, 1948, Iași.

— Date geomorfologice în legătură cu Subcarpații Moldovei. *Lucrările Inst. de Cercet. Geogr. al R.P.R.*, pag. 68—70, București, 1950.



5. Gresie oolitică cu aceleași fosile ca și stratele mai inferioare, în grosime de 50–60 cm (cam la 290 m altitudine).

6. Nisipuri gălbui nefosilifere (între 290 și 330 m altitudine).

Acest profil se continuă lateral aproape neschimbat în lungul versantului drept al Văii Albe, spre Războeni și Poeni, recunoscându-se relativ ușor. Deasemenea se poate recunoaște și pe Valea Văduțu Cornea affluent dinspre S al Văii Albe între Războeni și Dragomirești.

Profilul pe care l-am dat la Tupilați este o continuare dinspre N a celui dela Miroslăvești, de pe stânga Moldovei. La Miroslăvești profilul începe la bază (la altitudinea de cca 280 m) cu nisipuri marnoase, care se ridică până la altitudinea de 320 m. Deasupra urmează nisipuri argiloase, uneori cu intercalații subțiri de gresie. Pe la altitudinea de 390–400 m apare în Dealul Enațiu (lângă șoseaua ce duce la Brătești), un banc de gresie oolitică, cu faună de Sarmațian mediu (*Mactra*, *Tapes*, *Cardium*, *Donax*) în care predomină *Mactra naviculata* BAILY. Imediat mai sus urmează nisipuri cu intercalații subțiri de gresii relativ dure, uneori slab oolitice și în general nefosilifere.

C. MARTINIUC se întrebă dacă gresiile și nisipurile acestea superioare n'ar fi o zonă de trecere între Sarmațianul mediu și cel superior. Foarte probabil însă că ele ar reprezenta partea cea mai superioară a Sarmațianului mediu, fără a fi intrat încă în zona de trecere dintre Sarmațianul mediu și cel superior.

Tot aici este de observat că gresia oolitică ce dispără la Sud de Tupilați, are o cădere spre SE de cca 100 m pe o distanță liniară de 12,5 km între D. Enațiu și D. Chicera. Aceasta însemnează o cădere de 8 m pe km, ceea ce pentru Sarmațianul mediu din Podișul Moldovei este normal.

Dacă vom urmări acum Sarmațianul mediu spre NW de Tupilați, adică spre Tibucani, vom găsi că peste tot la bază el este format din marne nisipoase deasupra căror urmează nisipuri uneori cu intercalații argiloase sau cu intercalații de gresii, în care se găsesc: *Mactra*, *Cardium*, *Donax*.

La limita cu Mediteraneanul, Sarmațianul mediu se găsește transgresiv și orizontal, având prundișuri la bază, cum este cazul în D. Staniște dela S de Petricani. Aceste prundișuri pot fi uneori foarte groase și cu structură deltaică, cum este cazul de ex. în D. Boiște, dintre Blebea și Boiștea, unde au cca 200 m grosime, sau în Dealul Arsurilor dela NW de Corni unde au o grosime de peste 150 m.

Alte ori sunt mai subțiri, având numai câțiva zeci de metri, cum sunt cele din culmile: D. Portiței, D. Plopului, D. Movila Cireșului, Piciorul Curăturele sau Piciorul Maicilor, culmi ce se găsesc la S și la SE de Tolicea. Ceva mai la răsărit de limita cu Mediteraneanul, aceste prundișuri se pot subția chiar foarte mult, cum este cazul în D. Coarnele Berbecului sau în D. Curăturile dela răsărit de Tolicea.

Dacă Sarmațianul mediu este orizontal și nederanjat, între Petricani și Corni, nu în aceeași poziție se găsește la S de Corni unde, la Serbești, păturile



acestui subetaj sunt ridicate până la 65° , cu cădere spre W și direcția 35° NW. Aici, în D. Stâncei Serbești, profilul începe la bază, pe coasta de răsărit, cu nisipuri, cu intercalațiuni subțiri argiloase și cu intercalațiuni de prundișuri. Deasupra acestor nisipuri și mai sus de 400 m altitudine, urmează bancuri de gresii dure, care conțin uneori multe prundișuri, alternând spre vîrful dealului cu intercalațiuni de nisipuri sau de marne argiloase subțiri. În gresii se văd rar formele *Mactra vitaliana*, *Donax*, *Cardium*, etc.

Pe coasta dinspre apus gresiile care sunt dure în vîrful dealului și în Picioarul Stâncii, devin friabile și sub formă de placete, având aceeași direcție NW 35° , însă înclinarea lor este mai mică (numai de 30° W).

Intercalațiuni importante de prundișuri se găsesc în Sarmatianul mediu și mai la E de Serbești, cum este de pildă în D. Dragomireștilor, unde sunt prundișuri relativ groase. Prundișuri care aparțin probabil tot acestei vârste ocupă toate vârfurile de deal cu altitudine mai mare de 400 m de la NW de Bozieni. Prundișuri tot de aceeași vîrstă sunt și cele dela Cârligu.

Sarmatianul mediu se mai găsește bine deschis la răsărit de Serbești, în Dealul lui Stan, la E de satul Budeștii Ghicăi. Aici profilul începe la bază cu nisipuri care au intercalațiuni marnoase relativ dese (între 260 și 290 m altitudine). Deasupra (între 290 și 300 m altitudine) urmează un banc de gresie oolitică, în care se găsesc fosilele *Mactra vitaliana*, *Cardium fittoni*, *Turbo*, *Cerithium*, etc., ceea ce ne arată prezența sigură a Sarmatianului mediu.

Mai sus urmează nisipuri cu intercalațiuni de gresii în care se văd prinse prundișuri. Profilul se completează peste altitudinea de 310 m cu nisipuri argiloase. Aici este de remarcat faptul că gresiile oolitice sunt înclinate spre NE cu 30° , având direcția NW 50° .

Aceeași orientare și înclinare au stratele pe Valea Bogheana spre Făurei. Sarmatianul mediu din regiunea studiată de noi se completează cu orizontul de trecere spre Sarmatianul superior, pe care l-am numit orizontul Nisipurilor de Văleni și care echivalează cu cel al Nisipurilor de Mingir, de pe Prut¹⁾. Acest orizont ieșe bine în evidență mai întâi pe versantul drept al Văii Matca Mare, în D. la Cetățue, la SE de Văleni, apoi la SW de Macsinești, în D. Movila Uriașului și în regiunea Mărgineni—Hoisești, unde sunt continuante de alte nisipuri cu faună tipică din Sarmatianul superior.

Profilul la Văleni începe la bază cu marne nisipoase, care se ridică până la altitudinea de 330 m. Mai sus, până la altitudinea de 395 m, în D. la Cetățue, se văd nisipuri cu intercalațiuni rare de gresii subțiri. Aceste nisipuri sunt foarte fosilifere, mai ales în partea lor cea mai superioară, conținând: *Mactra vitaliana*, *Donax*, *Cardium* și alte forme de tipul faunei Sarmatianului mediu, la care se adaugă o serie de Mactre mici de tipul celor din Sarmatianul superior. Deci, un amestec de faună din Sarmatianul mediu, care sfârșește și Sarma-

¹⁾ N. MACAROVICI. Op. cit.

țianul superior, care începe. Același lucru este și în Nisipurile de Mingir, de pe Prut, cu deosebirea că în ultimele predomină *Mactra naviculata* BAILY ceeace nu este cazul la Văleni, unde fauna Sarmățianului mediu este încă numeroasă și stă alături de cea a Sarmățianului superior, care se va caracteriza, în cele din urmă, numai prin Mactre mici din grupul *M. caspia* EICHW.

Nisipurile de Văleni se pot recunoaște ușor în profilele de pe versantul drept al Văii Neagra, făcând trecerea dintre Sarmățianul mediu, care se găsește la bază și Sarmățianul superior, care se găsește în partea de sus a profilelor, cum este la Macsinești—Bălănești.

In regiunea Mărgineni—Hoisești, Nisipurile de Văleni se pot recunoaște ușor la baza profilelor, urmate fiind deasupra lor, de nisipuri cu faună tipică din Sarmățianul superior.

Sarmățianul superior. Acest subetaj a fost semnalat pentru prima dată, în regiunea noastră, de către C. MARTINIUC^{1,2)}, însă acest autor îi dă o reparație geografică mai mare decât ocupă în realitate, fiindcă socotește, după cât se pare, și orizontul de trecere, adică și Nisipurile de Văleni tot la Sarmățianul superior..

Din punct de vedere petrografic, Sarmățianul superior din regiunea noastră este format în general din nisipuri, uneori cu intercalațiuni subțiri argiloase sau cu intercalațiuni de prundișuri, care pot fi cimentate și ajung la grosimi de cca 1—2 m.

Faunistic, Sarmățianul superior cuprinde aproape exclusiv o serie de Mactre mici din grupul *Mactra caspia* EICHW., adică aşa cum am arătat în altă parte³⁾ că acest subetaj al Sarmățianului se caracterizează în Sudul Jud. Fălcu și aşa după cum arată autorii vechi ruși⁴⁾ pentru Sarmățianul superior din partea sud-vestică a Ucrainei.

O deschidere unde apare vizibil Sarmățianul superior se găsește pe valea dela NW de Mărgineni, al cărei pârâu trece prin acest sat. Aici profilul începe cam dela 370 m altitudine și este următorul:

1. La bază se găsesc marne nisipoase (pe o grosime de cca 10 m) cu *Cardium* și Mactre mari și mici.

2. Nisipuri galbene-albicioase, cu Mactre din grupul *Mactra caspia* și cu intercalațiuni subțiri de prundișuri, mai ales spre partea lor superioară (grosimea totală cca 25—30 m).

3. Prundișuri cu intercalațiuni de nisipuri (cca 30 m grosime). Aceste

¹⁾ C. MARTINIUC Op. cit. (Contributions à la connaissance...)

²⁾ — Op. cit. (Date noi asupra evoluției...)

³⁾ N. MACAROVICI Op. cit.

⁴⁾ N. ANDRUSSOW. Die südrussischen Neogen-Ablagerungen. 2 Teile, Sarmatische Stufe. Verh. Min. Ges. zu St. Petersburg, 36. 1899.

prundișuri au o extensiune importantă, întinzându-se pe o suprafață mare spre NW și N de Mărgineni, până la Itrinești și până în D. Movila Uriașului, dela S de Macsinești.

4. Sus pe deal, la Via Mărgineni, sunt nisipuri cu intercalațiuni marnoase.

Păturile dela punctul 1 aparțin orizontului de trecere dela Sarmațianul mediu la cel superior. Celealte pături, dela punctele 2–4, aparțin sigur Sarmațianului superior.

Acest profil se repetă în D. Stanîște, dela N de Hoisești, unde deschiderile încep mai jos ca altitudine, cam dela 330 m. În D. Stanîște se vede profilul următor:

1. Jos la bază sunt nisipuri albe, în care se găsesc la distanțe inegale, 3 intercalațiuni de marne nisipoase, fiecare de cca 50 cm grosime. Aceste nisipuri conțin o faună de trecere (*Cardium* și *Mactra*) dela Sarmațianul mijlociu la cel superior și în partea lor superioară se văd și două până la trei intercalațiuni de gresii subțiri, care apar înclinate cu 2–3° spre răsărit (grosimea totală cca 50 cm).

2. Nisipuri galbene cu unele intercalațiuni mai dure, gresoase, conținând peste tot Mactre din grupa *Mactra caspia* deci aparținând Sarmațianului superior (grosimea totală cca 20–25 m).

Mai spre N, Sarmațianul superior se poate recunoaște în D. Movila Uriașului (spre SW de Bălănești–Măcsinești) unde între 390 și 410 m altitudine se văd nisipuri care conțin o faună caracteristică acestui subetaj. Mai jos sub altitudinea de 380 m se văd alte nisipuri, de data aceasta cu forme relativ numeroase (*Cardium*, etc.) din Sarmațianul mijlociu. Deci orizontul de trecere între cele două subetaje, adică Nisipurile de Văleni se văd și aici.

La N de Mărgineni păturile Sarmațianului sunt aproape orizontale, însă imediat la Sud de această localitate, pe stânga Pârâului Mărginenilor, în D. Temelia, ele devin tot mai înclinate, până când, aproape de capătul sudic al acestui deal, au o cădere spre E de cca 45° cu direcția NW 10°. Însă dacă trecem imediat spre răsărit, în Dealul Plopiști, păturile apar din nou orizontale. Tot orizontale apar păturile Sarmațianului superior și mai departe către răsărit, la Butnărești–Porcești, sau către S spre Buhuși–Rahova, pe malul stâng al Bistriței.

Către Sudul regiunii noastre, orizontul de trecere dela Sarmațianul mediu la cel superior devine marnos, însă Sarmațianul superior se păstrează tot nisipos, dar cu intercalațiuni relativ groase de pietrișuri, cum este la N și NW de Rahova, sau pe malul stâng al Bistriței, între Făgetel și Itești.

Argilele nisipoase de sub Sarmațianul superior sunt uneori slab sărate și dau izvoare ușor sărate, cum este cazul pe V. Glodului, la răsărit de Rahova, unde se găsește un izvor foarte slab sărat.

Și în partea aceasta, Sarmațianul superior este puțin deranjat. Faptul acesta se vede pe V. Dogarului, dela Hălmăcioaia, și la Gura Văii. Aici, pe V.



Dogarului, stratele au o cădere de 45° E, cu direcția 35° NW. Ceva mai la răsărit însă, înclinarea lor scade încât la Gura Văii căderea lor este de numai 35° E, iar mai departe spre SE înclinarea scade treptat. Astfel la Făgețel aceasta are 15° spre E, iar mai departe, la Ciumași, scade la 10° . În cele din urmă conglomeratele sarmațiene formează la Itești o platformă structurală pentru terasa medie de confluență a Bistriței și Siretului.

Pleistocenul. Acesta este reprezentat în regiunea noastră prin cele trei terase ale Râurilor Moldova, Siret și Bistrița.

Terasa superioară. Petece din această terasă se găsesc pe stânga Moldovei, la Soci, Miroslăvești, Ciuhoreni și Muncel, unde este probabil de confluență cu Siretul. Pe dreapta Moldovei această terasă este reprezentată la W de Ingărești, Urecheni, Rădeni, la Tibucanii de Jos, la Cârligu și la Brăniștenii de Jos.

Prundișurile dela NW de Brănișteni, din D. Dumbrava și cele dela W de acest sat, din pădurea Chilii și din D. Cireșu, ar putea fi numai remaniate pe loc dintr-o lentilă de prundișuri sarmațiene.

Terasa superioară tot sub formă de petece, se găsește și pe stânga Bistriței, la Podoleni, Dornești, Ciolpani, Runcu, apoi la NE de Rahova, unde se racordează cu cea de confluență a Siretului dintre Ilieșu și Ruptura.

Terasa superioară a Siretului se poate recunoaște spre N de Ruptura, la Bâhnișoara. Deasemenea un petec din această terasă poate să fie în Dealul lui Vodă, la SW de Bârjoveni, dacă aceste prundișuri nu fac cumva parte dintr-o lentilă de prundișuri sarmațiene remaniate.

Terasa medie are o extindere mult mai mare la toate cele trei râuri. Așa de ex. la Râul Moldova această terasă se găsește bine desvoltată pe ambele versante ale văii și formează o terasă de confluență cu cea a Siretului între Hălăucești și Roman.

Terasa medie a Siretului este foarte largă și continuă pe dreapta acestui râu dela confluența cu Moldova și până la cea a Bistriței, formând terasă de confluență cu ambele râuri.

La fel și terasa medie a Bistriței este desvoltată în mod continuu pe stânga acestui râu (cu intreruperi făcute numai de afluenți) și cu pietrișuri groase între satele Traian și Itești, unde se racordează cu terasa medie a Siretului, formând astfel împreună o terasă de confluență.

Terasile inferioare sunt bine desvoltate la toate cele trei râuri importante din regiune: Moldova, Siret și Bistrița. Terase joase se pot distinge și la alte râuri din regiune, cum este cazul cu P. Tolicea.

În lungul acestui pârâu, din cauza prea multor prundișuri pe care le aduce însuși pârâul prin eroziunea lentilelor de prundișuri sarmațiene, se formează câteva petece de terasă inferioară.



Tetonica. Dacă păturile sarmațiene din partea de N a regiunii noastre sunt aproape orizontale, cu cel mult o înclinare spre SE de 1° , nu tot aşa este situația pe marginea vestică a regiunii și pe cea sudică. La limita dintre Sarmațian și Mediteranean, primul etaj trece transgresiv peste cel de al doilea. Pe această limită Mediteraneanul este cutat și după cum se observă între Terpești și Corni, Sarmațianul acoperă cam peste tot flancuri de anticlinale din Mediteranean. Același lucru se observă și la Serbești, unde am arătat că Sarmațianul este ridicat cu cădere spre W până la 65° . La fel se observă și mai la S, de ex. la NE de Negrești.

Marginea sudică a Sarmațianului este deranjată la Mărgineni și între Hălmăcioiaia și Ciumași, cu înclinarea spre E până la 45° . Aceste deranjamente, ca și cele dela Serbești și dela Budeștii Ghicăi, evident sunt post-sarmațiene și s-au produs foarte probabil, odată cu cutările Sarmațianului dela S de Bistrița, deranjamentele Sarmațianului din regiunea noastră nefiind decât un reflex al mișcărilor post-sarmațiene dela S de Bistrița.

Faptul că pe marginea lui vestică Sarmațianul începe cu subetajul mijlociu și nu cu cel inferior ne arată că apele Sarmațianului inferior aveau ţărmul ceva mai la răsărit de limita vestică actuală a Sarmațianului dintre Ozana și Bistrița.

Deci apele Sarmațianului au înaintat mai întâi treptat spre W și apoi s-au retras spre SE. Ultimul fapt este marcat și de o repartiție mai restrânsă a Sarmațianului superior.

— PIERRE JEANRENAUD. — Cercetări geologice în Podișul moldovenesc din cuprinsul raionului Roman.

I. Geologia Podișului moldovenesc dela Sud de orașul Roman. Regiunea cercetată se află pe stânga Râului Siret, la S de orașul Roman, până la limita între fostele județe Roman și Bacău. Limita de N se găsește la izvoarele Râului Bârlad, care curge spre E, și pe P. Leorda, care se varsă în Siret, la S de Roman. Limita de W este formată de apa Siretelui, iar cea de E de V. Muncelu, affluent drept al Bârladului, la E de localitățile Muncelu de Jos, Golani—Muncelu, Fundu Sistarului; apoi mai departe spre S limita trece pe culmile despărțitoare înalte ale affluentilor Siretelui și ale apelor ce curg spre E spre Bârlad, la E de localitatea Ciuturești. Limita de S se află pe înălțimile dela S de V. Poiana Iurașcu, deci la S de localitățile Ciuturești, Berbiceni, Poiana lui Iurașcu, Ursoaia.

Regiunea studiată cuprinde în partea de E o serie de culmi de dealuri înalte, cu orientarea aproximativ N—S. Aceste înălțimi formează cumpăna ce desparte apele ce curg spre Siret de apele basinului Bârladului.

Din aceste înălțimi își au originea o serie de văi aproape paralele, care brăzdează regiunea având direcția ENE—WSW, vărsându-se în Siret. Aceste



văi sunt dela N la S: V. Leorda, V. Icușești, V. Glodeni (Bătrânești), V. Dămie-neștilor, V. Poiana lui Iurașcu. Direcția acestor văi este perpendiculară pe direcția generală de înclinare a stratelor, prin urmare sunt văi subsecvente tipice.

Văile sunt despărțite de culmi de dealuri cu aceeași direcție, a căror înălțime scade dela E la W, adică spre V. Siretului până la 250 m altitudine.

Caracteristica principală a reliefului din această regiune este asimetria foarte pronunțată: flancurile văilor sunt asimetrice din cauza fenomenului de coastă care este foarte accentuat: «coastele» sunt orientate spre NNW, deci flancurile de S ale văilor sunt foarte abrupte, iar cele de N au o înclinare de pantă mică. Cauza acestui fenomen este înclinarea generală a stratelor către SE.

Stratigrafia regiunii. Sarmațianul. Din punct de vedere geologic regiunea studiată reprezintă prelungirea depozitelor sarmațiene, care apar bine desvoltate în V. Bârladului. La N de regiunea studiată, în V. Bârladului superior, Sarmațianul dispare la S de această vale, fiind acoperit de depozite mai noi.

In regiunea noastră, care se află la W de izvoarele Bârladului, depozitele sarmațiene nu dispar la aceeași latitudine ca în V. Bârladului, ci ele se prelungesc mai departe spre S, formând o zonă largă de aproximativ 8 km pe stânga Siretului, ajungând spre S până la limita între fostele jud. Roman și Bacău, unde dispar deasemenea la S de localitatea Ursoaia, sub depozite mai noi.

Spre Răsărit se observă același lucru: Sarmațianul este acoperit de depozitele mai noi care formează dealurile înalte ce limitează spre E regiunea noastră.

Succesiunea depozitelor care se poate urmări în regiunea dela S de Roman este în general aceeași ca în întregul Podiș Moldovenesc central și anume:

1. La bază se observă un complex format din argile cu intercalări nisipoase. Această parte a depozitelor poate fi denumită «complexul inferior» și este delimitată la partea sa superioară de calcarul oolitic cu *Mactra podolica*, orizont fosilifer caracteristic pentru întreaga regiune a podișului central, începând dela S de Iași.

Argilele din complexul inferior sunt deobicei de culoare vânătă, uneori compacte, de cele mai multe ori desfăcându-se în placete subțiri. Ele conțin nisip în cantitate diferită și se pot vedea toate trecerile dela argile, argile nisipoase la nisipuri argiloase și nisipuri. Prin alterare, din vinete devin galben-brune.

Argilele și argilele nisipoase apar în straturi groase de câțiva metri, ajungând până la 8–10 m. Ele alternează cu nisipuri, uneori fine, de culoare galben deschis sau cenușiu deschis, micaferă. În unele porțiuni ale complexului inferior, alternanța de argile, argile nisipoase și nisipuri este foarte deasă, ele având grosimi de câțiva decimetri numai.



In unele părți ale Podișului moldovenesc (la S de orașul Iași), complexul inferior conține o faună săracă dè apă salmastră (Mactre mici); în regiunea dela S de Roman nu am găsit această faună. În schimb apar și aici, ca și în restul Podișului moldovenesc, intercalații cu faună de apă dulce (Congerii, *Melanopsis*, *Neritina*). Aceste intercalații de apă dulce apar în regiunea care face obiectul raportului de față numai în două puncte: la S de localitatea Golani—Avereștii de Jos și pe malul Siretului, la localitatea Bradu.

2. Peste complexul inferior argilo-nisipos, urmează partea fosiliferă a Sarmatiului mijlociu, formată din două orizonturi distincte: la bază se găsește un banc de calcar oolitic (Calcarul de Repedea) fosilifer, apoi 10 — 20 m de nisipuri și argile și apoi al doilea orizont bogat în fosile, o gresie calcaroasă.

Calcarul oolitic formează un banc în grosime de câțiva metri și este caracterizat printr'o mare abundență de fosile sarmatiene, între care apare în număr foarte mare *Mactra podolica* și foarte numeroase Modiole. Se mai găsesc numeroase Cardiacee mici (*Cardium irregulare*, *Cardium obsoletum*, Ceriți în număr mare și foarte rar exemplare de *Cardium fittoni*).

Calcarul oolitic cu *Mactra podolica* și Modiole, cunoscut în literatură sub denumirea de « Calcar de Repedea » formează cel mai constant orizont din cuprinsul Podișului moldovenesc, cel mai bun orizont-reper.

Argilele și nisipurile ce urmează peste calcarul oolitic sunt de obicei nefosilifere, sau conțin numai rare cochilii fosile aparținând acelorași genuri ca cele din cuprinsul calcarului. Grosimea lor variază între 10 și 20 metri.

Gresia calcaroasă ce urmează deasupra este o gresie de obicei slab cimentată, de culoare galbenă sau albicioasă și se desface de cele mai multe ori în plachete. Gresia este caracterizată prin abundența Mactrelor de talie mare (*Mactra fabreana*, *Mactra vitaliana*) și a Lamellibranchiatului *Cardium fittoni*. Se mai găsesc numeroase Mactre de talie mică (*M. naviculata* BAILY, *M. vasluensis* SIM.), *Tapes gregarius* și *T. vasluensis* SIM., *Solen*, *Trochus*, *Modiola*, etc.

3. Deasupra Gresiilor cu *Mactra fabreana*, *M. vitaliana* și *Cardium fittoni*, se găsește un complex foarte puternic, care poate fi denumit « complexul superior ». El este format dintr'o alternanță de nisipuri, nisipuri argiloase și argile, de culoare vânăt-verzue. Această formațiune ia parte la alcătuirea înălțimilor mari din regiunea noastră.

Complexul superior este nefosilifer. Uneori se întâlnesc în nisipuri niște gresii lentiliforme, care deasemeni sunt lipsite de resturi organice.

Lipsa de fosile, cât și lipsa de orizonturi caracteristice, atât în complexul inferior, cât și în complexul superior, face imposibilă determinarea și urmărirea vreunui orizont în aceste formațiuni alcătuite dintr'o alternanță monotonă de argile și nisipuri, mai ales că deschiderile sunt foarte rare.

Succesiunea completă a depozitelor, aşa cum a fost dată mai sus, se vede bine într'o serie de deschideri bune în dealurile dela S de V. Bârladului. În regiunea noastră, deschiderile sunt rare și mult mai puțin bune.



Cea mai mare parte din regiunea dela S de Roman cercetată în vara anului 1950, este alcătuită numai din depozitele aparținând complexului inferior (vezi harta geologică anexată).

Acestea apar pe zona paralelă cu V. Siretului, zonă având lărgimea mijlocie de 8 km între P. Leorda la N și V. Dămienești la S și se îngustează la 4 km mai departe spre S, între V. Dămienesc și V. Poiana lui Iurașcu.

In această zonă, depozitele orizonturilor fosilifere și ale complexului superior lipsesc, deoarece au fost îndepărtate de eroziune.

Intre V. Dămienesc și V. Poiana lui Iurașcu zona formată din complexul inferior argilo-nisipos se îngustează din cauză că pe spinarea dealurilor dintre aceste văi înaintează dinspre E depozitele superioare, adică orizonturile fosilifere (calcarul oolitic și gresia fosiliferă) și depozitele argilo-nisipoase ale complexului superior. Acest fapt se produce din cauza înclinării generale a stratelor către SE.

Mai spre S, adică la S de V. Poiana lui Iurașcu, complexul inferior mai apare numai la partea inferioară a dealurilor dela S de această vale și aceste două dealuri sunt deci constituite aproape în întregime din complexul superior, având la bază orizonturile fosilifere.

Grosimea vizibilă a complexului inferior în regiunea care face obiectul comunicării este de 160 m.

Cel mai complet profil prin depozitele complexului inferior se poate vedea la S de satul Golani (Averești de Jos). Deasupra satului, la 260 m altitudine, se văd 5 m argile vinete nefosilifere, deasupra 5 m nisipuri albe micaferă, din nou 2 m argile și apoi urmează 20 m nisipuri albe-gălbui, nefosilifere, având intercalații subțiri de argile vinete. Intre 290 și 300 m terenul este acoperit. Dela 300 la 320 m altitudine se găsesc argile de culoare vânătă-albăstruie. In aceste argile se găsesc două intercalații subțiri de câte 10 cm, cu faună de apă dulce: numeroase forme de *Congeria*, *Unio*, *Melanopsis*, *Helix*, *Hydrobia*. Intre 320 și 335 m altitudine teren acoperit, cu monticuli de alunecare. La 335 m altitudine se văd 5 m de argilă compactă, care determină deasupra sa existența unei pânze de apă ce dă naștere la izvoare. La 340 m altitudine, peste argilă se găsește bancul de calcar oolitic, cu o grosime vizibilă de 2 m. Oolitul are o culoare roșcată și conține foarte numeroase Modiole. Deasupra calcarului oolitic, până sus pe culme, profilul nu se mai poate urmări din lipsă de deschideri. Se văd câteva alunecări în care apar argile și nisipuri.

In restul regiunii, în complexul inferior argilo-nisipos apar numai deschideri mici, de 10–15 m. La W de localitatea Golani nu mai apar deschideri până în V. Siretului la Recea, unde în muchea dealului se văd câteva râpe de 10 m, în care apar nisipuri și argile colorate galben-brune. Pe P. Recea, la 230 m altitudine apar 10 m de argile, alternând cu argile nisipoase și nisipuri.

Mai spre S, deschiderile în complexul inferior sunt foarte rare. Pe V. Glodeni (Bătrânești), la S de localitatea Bătrânești, pe coasta dealului, la 250 m



altitudine, se văd într'o deschidere de 10 m, argile nisipoase de culoare brun-cenușie.

Câteva râpi asemănătoare se găsesc și pe V. Dămienești, la S de localitatea Dămienești.

Pe Siret, la localitatea Bradu, apare complexul inferior cu intercalății de faună de apă dulce. Chiar în malul Siretelui ies din apă niște nisipuri albe cu dungi galbene și roșietice, micaferă, având o grosime deasupra nivelului apei de 5–6 m. Aceste nisipuri conțin foarte numeroase Congerii, Melanopside și Hydrobii în număr enorm. Peste nisipurile cu faună de apă dulce ale complexului inferior, urmează depozitele terasei inferioare: prundă de terasă cu o grosime de 2,50 m, exploatat pentru șosele, deasupra nisipuri ce trec în lehmuri aluvionare, cu o grosime totală de 15–17 m.

Peste formațiunile complexului inferior urmează orizonturile fosilifere (calcarul oolitic și gresia calcaroasă), despărțite prin 10–20 m de argile și nisipuri, iar deasupra urmează complexul argilo-nisipos superior. Complexul superior, având la bază orizonturile fosilifere, formează dealurile din partea de E a regiunii și pe cele dela S de V. Poiana Iurașcu. Orizontul cu calcar oolitic și orizontul gresiei calcaroase fosilifere apar în regiunea noastră dealungul unei linii sinuoase ce mărginește regiunea spre E și S. Dealungul acestei linii, aceste orizonturi sunt vizibile numai în puține locuri. Dela N la S, punctele unde apar la zi oolitul și gresia, sunt următoarele: pe V. Muncel, affluent al Bârladului, la N de localitatea Muncel, pe ambele flancuri ale văii la 270 m altitudine, apoi la localitatea Valea Ursului la 290 m altitudine, iar mai la W, la Golani, la 340 m. La S de Golani, la localitatea Tabăra, pe pârâul cu același nume, oolitul se găsește la 330 m altitudine. Mai spre S, tocmai la S de localitatea Chiliele, pe V. Pietrăria, la 295 m, se găsește un banc gros de 1 m de calcar oolitic cu *Mactra podolica*, exploatat în câteva cariere mici.

Spre SE, la localitatea Buciumi, în dealul dela SE de sat; la 300 m, am găsit un fragment de *Cardium fittoni*, care trebuie să provină din orizontul gresiei calcaroase, ce nu iese însă la iveală nicăieri.

Mai departe spre S, nivelul de calcar oolitic și gresia cu Mactre mari mai apar numai la S de V. Dămienești, în dealul situat la S de localitatea Călugăreni, unde la altitudinea de 282 m apar pe coasta dealului numeroase blocuri de oolit. Bancul de calcar oolitic nu este însă vizibil în loc.

Pe coastele dealurilor de la S de V. Poiana lui Iurașcu se găsesc câteva deschideri, în care apar gresiile calcaroase cu *Mactra fabreana*, *Cardium fittoni*, etc. Calcarul oolitic în schimb nu mai apare nicăieri.

La S de localitatea Negri, în Dealul Negri (Mâgla), gresia calcaroasă se vede la 225 m altitudine și are o grosime de 3 m. Este o gresie foarte moale, slab cimentată, de culoare galbenă, se desface ușor în placete. Conține *Mactra fabreana*, *Mactra vitaliana*, *Tapes* sp., *Cardium fittoni*, *Buccinum* sp., *Solen* sp.



Urmăring coastele acestor dealuri spre E, se poate vedea cum scade altitudinea gresiei în această direcție; la localitatea Poiana lui Iurașcu, lângă șoseaua din sat, la gura pârâului ce vine dela S, gresia are 210 m altitudine, pentru a coborî la E de sat la 208 m și însfârșit lângă drumul Berbicenii Mici—Răzeși, gresia calcaroasă se găsește la altitudinea de 205 m.

Pe harta alăturată, nivelul calcarului oolitic cu *Mactra podolica* este trasat printr-o linie roșie; în regiunea în care calcarul oolitic nu este vizibil, dar apare gresia calcaroasă cu Mactre mari, nivelul oolitului a fost trasat cu 10 m sub nivelul gresiei, știind că în V. Bârladului, oolitul se găsește la 10—20 m sub gresie.

Terasele Siretului. În V. Siretului se găsesc următoarele terase: terase inferioare joase, terase inferioare și terase mijlocii.

1. Terasele inferioare joase se află la câțiva metri deasupra albiei majore a Siretului. (vezi harta). Pe aceste terase se află câteva localități și anume: satul Recea, partea de jos a com. Icușești, o parte din localitatea Bradu, Satul Mâgla.

2. Terasa inferioară este rău păstrată, fiind reprezentată numai prin fragmente. Fața superioară a acestei terase se află la + 25 până la + 27 m. Ea apare în următoarele puncte:

a) La N de localitatea Icușești, unde are o lărgime de cca 400 m, ajungând până în șoseaua Icușești—Roman. Spre N terasa se îngustează și dispără la punctul numit Gorovei, unde șoseaua coboară de pe această terasă pe terasa inferioară joasă.

b) În dreptul localității Spiridonești, terasa este mai largă și se întinde până în apropiere de localitatea Rocna.

c) La Drăgești, localitate ce se află chiar pe această terasă, care se întinde apoi spre N până la Drăgești-Nord. În cuprinsul satului Drăgești—Dămienești până la + 12 m, apoi mai spre S urcă din pârâu din nou la + 25 m în ieșindul din fața localității Bradu.

d) Dela localitatea Bradu spre S, terasa este păstrată sub forma unei fâșii foarte înguste până la Călinești, unde terasa se largeste spre com. Negri.

3. Terasa mijlocie este păstrată într'un singur punct, sub forma unui fragment numai. La S de localitatea Icușești, pe coasta dealului cu același nume, la 230 m altitudine, se găsește un strat de pietriș de terasă gros de 1 m ce trece în sus în nisip. Morfolologic, nu se mai vede nimic din această terasă care se găsește la + 50 m.

Vârsta depozitelor ce alcătuiesc regiunea studiată. Lucrările lui T. VĂSCĂUȚANU și ION ATANASIU au arătat că depozitele ce se găsesc sub Calcarul de Repedea (Calcarul oolitic cu *Mactra podolica*) în regiunea dela S de Iași, aparțin Sarmațianului mijlociu. Prin urmare, întreg complexul inferior argilo-nisipos din regiunea noastră aparține Bessarabianului.

Orizontul calcarului oolitic cu *Mactra podolica*, ce conține, deși rar, exemplare de *Cardium fittoni*, cât și gresia calcaroasă cu *Mactra fabreana* și *Cardium fittoni*, aparțin tot Bessarabianului.

Depozitele argilo-nisipoase ale complexului superior, nefosilifere, fac trecerea dela Sarmațianul mijlociu la Meotian.

După cum a arătat R. SEVASTOS, la S de regiunea noastră, lângă localitatea Traian, în D. Măngălăria, se găsesc tufuri andezitice la altitudinea de 380 m. După SEVASTOS, tufurile andezitice sunt meoțiene.

Complexul superior argilo-nisipos este prin urmare limitat la partea inferioară de gresia calcaroasă bessarabiană iar la partea superioară de tufurile andezitice meoțiene.

Din lipsă de fosile, nu se pot determina mai multe subdiviziuni în interiorul complexului superior. Deoarece sedimentarea a fost continuă în această regiune, neexistând discordanțe, se poate spune că complexul superior reprezintă partea superioară a Bessarabianului, Kersonianul și o parte din Meotian.

Dacă între V. Poiana lui Iurașcu și localitatea Traian înclinarea stratelor rămâne aceeași ca în regiunea noastră, de 8—10 m la km (ceace este foarte probabil), atunci gresia calcaroasă cu *Mactra fabreana*, *M. vitaliana* și *Cardium fittoni*, care în regiunea localității Poiana lui Iurașcu se găsește la altitudinea de 210 m, urmează să aibă la Traian (D. Măngălăria), altitudinea de 100—190 m. Prin urmare, complexul superior (Bessarabian sup. Kersonian, Meotian inf.), cuprins între această gresie și tufurile andezitice (380 m altitudine) are o grosime totală de aprox. 250 m.

Tectonica regiunii. Urmărind altitudinea la care apare calcarul oolitic cu *Mactra podolica*, ce a fost utilizat ca orizont-reper pentru determinarea tectonicei în regiunea noastră, se vede că stratele prezintă o înclinare generală către SE, fără nici un fel de complicații tectonice.

Căderea către SE este de 8—10 m pe km. În partea de S a regiunii, înclinarea devine ceva mai accentuată; dela localitatea Călugăreni spre S, până la Poiana lui Iurașcu, pe o distanță de 5,5 km în direcția N—S, placa de calcar oolitic cade dela 280 m la 200 m altitudine, deci cu 80 m, ceeace înseamnă o cădere de aproximativ 15 m la km.

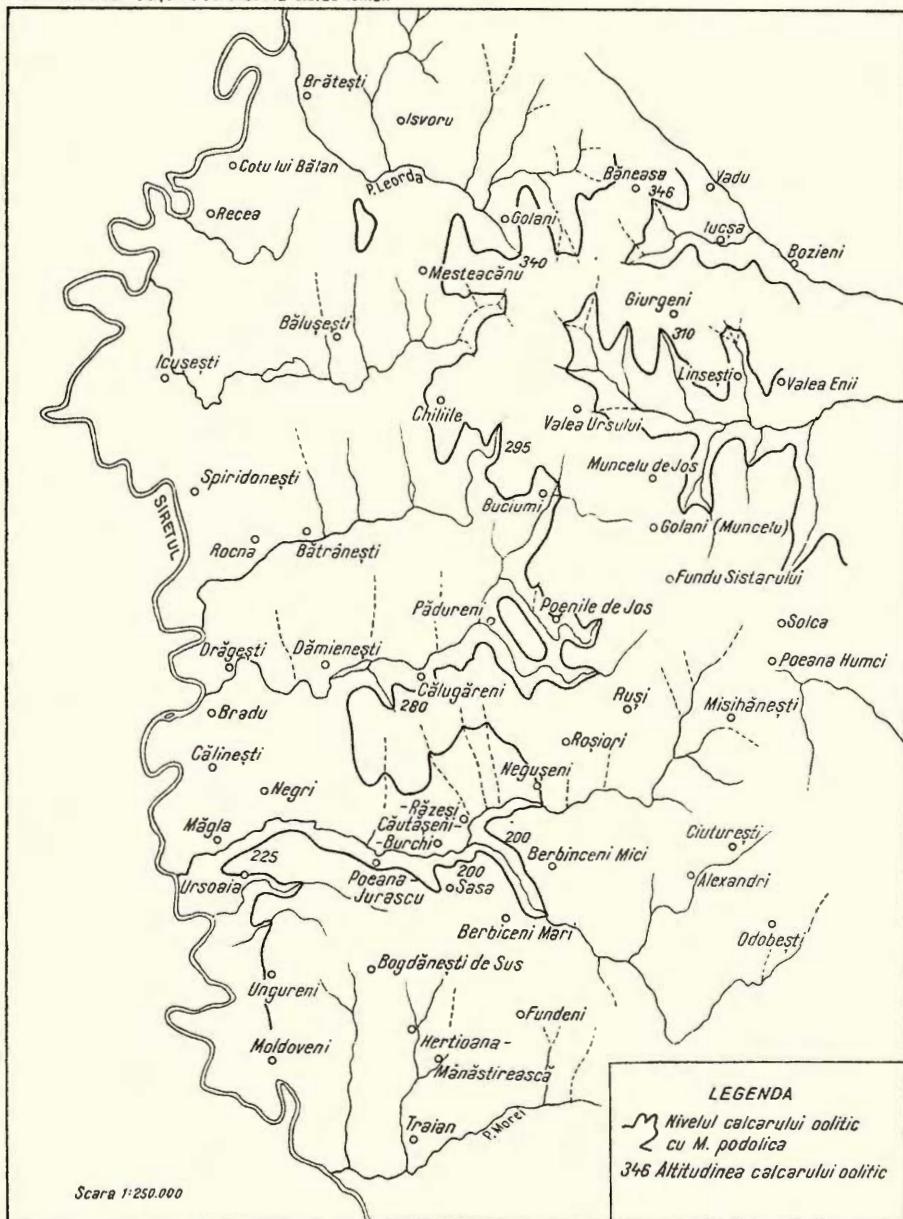
Reiese deci din studiul geologiei și tectonicei regiunii că nu există condiții favorabile pentru eventuala acumulare de gaze naturale.

II. Geologia regiunii Tansa—Gârbești. Limita regiunii cercetate se găsește la E de localitatea Tansa, trecând dela localitatea Jigoreni spre N, prin D. Podișu, până la Gârbești—Cetate. De aici limita trece spre SW prin localitatea Piscu Rusului, pe la N de Hurloaia, D. Vulpășești. Din D. Vulpășești, limita trece spre SE prin Dealul lui Stan și pe la N de Pâncești spre Dagâța.



SCHIȚA TECTONICĂ A PODIȘULUI MOLDOVENESC
LA SUD-EST DE ROMAN

P. JEANRENAUD: Podișul Moldovenesc la S.E. de Roman



Scara 1:250.000

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă ale ședințelor vol. XXXVIII

Imprim. Atel. Comit. Geologic

LEGENDA
 ~ Nivelul calcarului oolitic
 < cu M. podolica
 346 Altitudinea calcarului oolitic



Institutul Geologic al României

Regiunea este formată din dealuri înalte, în bună parte împădurite, ajungând la altitudinea de 450 m. Pe spinarea acestor dealuri se găsesc uneori podișuri bine desvoltate (D. Tansei).

N. A. SENCHEA a arătat existența unor puternice « coaste »: Coasta Dagâței și Coasta Tansei. Coasta Dagâței are orientarea normală, spre N, iar Coasta Tansei este orientată spre SW. Această orientare anormală pentru regiunea respectivă s-ar datora, după N. SENCHEA, existenței unui « Dom al Tansei ».

Geologia regiunii. Regiunea Tansa—Gârbești reprezintă partea de N a regiunii studiate, parte în care placa de calcar oolitic și gresia sarmatiană se ridică în general deasupra reliefului actual, apărând deci numai în câteva puncte înalte ale regiunii, ocupând suprafețe foarte reduse.

Regiunea este constituită aproape în întregime, numai din complexul inferior argilo-nisipos.

Singura parte a regiunii unde se poate urmări un profil mai complet, este D. Tansei, deasupra localității cu același nume.

In sat chiar, pe la 280 m altitudine, se văd în părăele ce trec prin sat, câteva deschideri mici în care apar argile vinete, nefosilifere care se văd ici-colo până pe la 330 m altitudine. Deasupra satului, spre Suhuleț, dela 330 la 365 m, se găsesc nisipuri nefosilifere, cu slabe intercalări argiloase. Dela 365 la 418 m urmează o alternanță de argile și nisipuri. La 418 m apare un banc de gresie oolitică cu *Mactra podolica* și foarte numeroase Modiole. Oolitul are grosimea de 0,50 m și este exploatat în câteva cariere mici. Peste oolit se găsesc 2 m de nisipuri și argile și apoi urmează un banc gros de 60 m, de gresie calcaroasă cu *Cardium fittoni*, Ceriți, Modiole, *Tapes*.

Dela 420 m până pe culme la 450 m deschiderile sunt foarte rare și mici; se pot vedea argile și nisipuri.

Calcarul oolitic, care are la Suhuleț altitudinea de 418 m, se ridică spre N și ajunge sub Tansa la 435 m altitudine.

Mai spre N de Tansa, calcarul oolitic cu *Mactra podolica* mai apare chiar pe culmea acestui deal, la 440 m altitudine. Dela acest punct în spre N nu am găsit nivelul calcarului oolitic. Nici la Gârbești—Cetate, la 465 m, oolitul nu se mai găsește.

Din D. Tansei și de la Gârbești—Cetate spre W, până în V. Dagâței nu se pot vedea decât foarte rar deschideri în care apar argilele și nisipurile complexului inferior.

Nici pe înălțimile mari dela W de V. Dagâței, cum este Dealul Hurloaia ori zonturile de calcar și de gresie nu mai apar. La SW de Hurloaia, în D. Teiului (D. Vulpășești), în poiana de pe culmea acestui deal, la altitudinea de 440 m, am găsit în arătură numeroase blocuri de calcar oolitic cu *Mactra podolica*.

Prin urmare, D. Teiului și D. Tansei reprezintă punctele cele mai nordice în care, în regiunea noastră, mai apare bancul de calcar oolitic, la altitudinea de 440 m.



Mai spre N relieful nu mai atinge altitudinea la care ar trebui să se găsească placa de oolit, care urcă spre NW, aşa încât regiunea rămâne constituită exclusiv din complexul inferior argilo-nisipos, nefosilifer.

Tectonica regiunii. Din cercetările noastre reiese că placa de calcar oolitic cu *Mactra podolica* prezintă o înclinare generală dela NW spre SE, fără alte complicații.

— C. MARTINIUC. — **Geomorfologia tipurilor de pante din regiunea Bârladului (Situarea degradărilor de teren).**

Regiunea studiată este cuprinsă în basinul principal al Râului Bârlad, având ca centru orașul Bârlad și întinzându-se în jur pe o rază de circa 10—15 km.

Unitatea structurală a Platformei pliocene moldovenești, în care se încadrează și regiunea Bârladului, se reflectă foarte bine și în conținutul cantitativ al adâncirii fragmentării reliefului, ca o rezultantă directă a raporturilor de luptă continuă între factorii interni și externi.

In puține puncte relieful regiunii depășește altitudinea absolută de 300 m, iar pe axul văii principale a Bârladului coboară sub altitudinea absolută de 100 m. Diferențele de altitudine, ce variază între 100 și circa 200 m, nu spun mare lucru, dacă nu am arăta că fundamentalul profilelor morfologice este alcătuit dintr'un complex nisipos cu lentile de argile, marne și gresii, care creează condiții optime pentru mobilitatea reliefului. De aceea, problema degradării solului se pune în regiunea aceasta foarte serios și studiul ei a deschis o serie de aspecte noi nu numai pentru Pedologie dar și pentru știința geomorfologiei degradărilor de teren. Pentru atingerea acestui scop, încercăm să introducem unele noțiuni noi în geomorfologia micro-reliefurilor și anume: «șes aluvio-coluvial», «vale coluvială», «pante coluviale» și «pante deluviale», ultimele două cu o accepție adaptată la modul de interpretare geomorfologic, în opozиie cu noțiunile de «coluviu» și «deluviu», mai restrânse în conținut, ce sunt privite doar sub aspectul unor simple formațiuni geologice de pantă. Sistemul de cartografiere geomorfologică pe care îl prezentăm, cât și conținutul științific, în cea mai mare parte, este folosit pentru prima dată la noi în țară. Asupra nomenclaturii întrebunțăte pentru diferite supafe de relief ne-am orientat după literatura geomorfologică sovietică¹⁾ și după W. PENCK²⁾. De un real folos mi-au fost și lucrările lui

¹⁾ K. K. MARKOV. Problemele fundamentale ale geomorfologiei, Moscova, 1948, (Osnovâe problemâ geomorfologii); Metoda construirii hărților geomorfologice. Metodika sostavleniya geomorfologicheskikh kart). *Problemâ geomorfologii*, XXXIX, Moskva, 1948.

²⁾ I. A. SKVORTOV. Metodele analizei geomorfologice și ale cartografierii (Metodâ geomorfologiceskogo analiza i kartirovaniia), *Problemâ geomorfologii*, XXXIX. Moskva, 1948.

³⁾ W. PENCK. Die morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.



N. BUCUR (Cartarea unui complex pedologic după procedeul desfășurărilor. Iași, 1949 și Cartarea agrogeologică și agronomică și reprezentarea cartografică a unui complex pedologic după procedeul desfășurării. Iași, 1948) legate de problema eroziunii solului.

Metoda noastră de cartare urmărește problemele «complexului geomorfologic» servind interesele noii societăți sociale care se clădește în țara noastră. Ea va ajuta sectorul geomorfologiei cu caracter practic, ca și Pedologia și Geologia, care folosesc metode de cartare asemănătoare și datorită cărora aceste științe au putut să progreseze atât de mult. Metoda propusă nu se confundă cu aceea a eroziunii solurilor, întrebuiantă de pedologi, deoarece în alcătuirea hărții geomorfologice se pleacă în primul rând, dela criterii de clasificare genetice (reliefuri sculpturale, structurale și de acumulare), în interiorul cărora se urmăresc procesele evoluției complexului geomorfologic. Dacă alunecările, spălările solului, formarea râpilor, etc. sunt urmărite și de pedologi, noi nu ne-am ferit de a le urmări și nota uneori cu simboluri asemănătoare, dar în același timp, având în conținutul lor un sens geomorfologic. Pentru noi, forma liniei de profil a reliefului a însemnat conduită de bază, în ea reflectându-se complexul de procese și etapele lor de evoluție pe care le-am concretizat într-o raionare microreliefală de pantă, ținând seamă și de condițiile schimbării peisagliului dinamizat de activitatea omului.

Acest sistem de cartare geomorfologică poate servi multor ramuri de activitate științifică și practică, deoarece fiecare tip de pantă, înscris de noi pe hartă, reprezintă un complex de factori bine individualizați. În acest sens, după observațiunile de teren, aceste tipuri și subtipuri de pante vor servi ca o bază de documentare pentru interpretarea acoperirii solului cu vegetație, diverse tipuri de agricultură, pomicultură, viticultură, pentru instalarea centrelor populate și a căilor de comunicații cât și pentru explicarea, în mare, a solurilor regiunii. Chiar și structura geologică a regiunii este scoasă în evidență prin predominarea anumitor tipuri de pante orientate în raport cu dispoziția stratelor din complexul unității structurale respective.

Legenda hărților are un conținut științifico-practic, dând detalii de amănunt și chiar sugestii asupra folosirii terenurilor sub raport economic, spre a servi ca o bază de documentare pentru Planificarea de Stat (fig. 1).

Credem că prin acest sistem de cartografiere răspundem și la capitolul «Degradărilor de teren», din Planul nostru de Electrificare a Țării. Intr'un studiu, pe care îl avem în pregătire, vom desvolta pe larg problema cartării «complexului geomorfologic».

1. *Relieful șesurilor aluvio-coluviale* (cartarea pe hartă în culoarea verde). Întrebuițăm noțiunea de șes aluvial în înțeles de colmatare cu materiale aluvionare aduse din amontele râului, dela distanțe mari și de pe întreaga suprafață a basinului. Noțiunea de «coluvial» o raportăm numai la acumularea



sedimentelor provenite prin procesele de spălare laterală a pantelor imediat vecine și care se amestecă cu șesul aluvial în proporții inegale, pe marginile acestuia. Uneori acumularea coluvială, provenită prin spălarea în masă a versanților, devine atât de importantă încât aproape tot șesul văii este alcătuit din coluviuni; de aici și numele pe care îl dăm de «șes coluvial». Acest tip de șes, mai mult coluvial, domină pe văile secundare de ordinul I, II, III, etc.

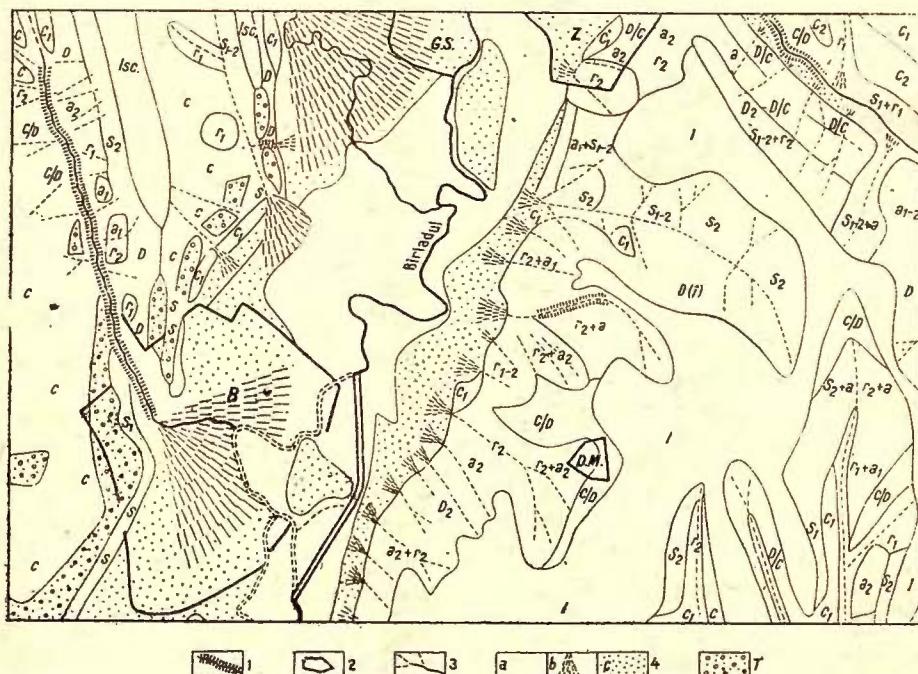


Fig. 1. — Schiță geomorfologică a tipurilor de relief și cu stadiul lor de degradare din împrejurimile orașului Bârlad.

1, Vale adâncită torrential; 2, conturul localităților; 3, rețele hidrografice, permanente și temporare; 4, șesuri aluvio-coluviale (*a*, șesuri inundabile permanente, zone umede și mlăștinoase; *b*, conuri de revărsare aluvionare, inundabile în perioadele de revărsare mari; *c*, glacisuri aluvio-coluviale umede și inundabile în perioadele excepționale de revărsare); C, pantă coluvială, în general cu stadii de evoluție de tipul C_1C_2 și C/D (ele constituiesc cele mai bune zone agricole ale regiunii); D, pante deluviale, în general cu diferite stadii de evoluție de tipul D_1 , D_2 și D/C și cu procese de spălare a solului (S_1 , S_2 și S_{1-2}), alunecări (a_1 , a_2 și a_3), forme de ripe torrentiale (r_1 , r_2 și r_{1-2}), etc.; pantele deluviale ce ocupă terenurile degradate și în curs de degradare; I, interfluvii sculpturați și structurați; T, terase aluvionare.

Culturile agricole ocupă tot profilul acelor văi, inclusiv spațiul inundabil. Fundurile de văi coluviale (V. Sohodolului, V. Tarinei dela N de Simila, V. Crucii, etc.) sunt extrem de bogate în materii humice, permitând uneori să se poată obține și două recolte pe an, în urma inundațiilor prea timpurii.

Coluviunile, în general, sunt locurile cele mai favorabile pentru culturile agricole ale regiunii.

Contactul dintre coluviuni și aluviuni, în sens geomorfologic, poate fi urmărit foarte ușor și după zona de întrepătrundere a culturilor agricole cu cea a mlaștinilor înierbate de pe șesurile aluviale.

Cea mai mare suprafață din spațiul ocupat de șesuri aparține văii principale a Bârladului. Eroziunea liniară în adâncime a acestui râu a fost depășită de eroziunea laterală și aceasta datorită procesului de colmatare care a trecut pe primul plan. Afluenții Bârladului aduc cantități imense de material aluvionar, depunându-l sub formă de conuri de revărsare, pe linia de contact cu albia majoră principală. Astfel de conuri mari sunt la gura Văilor Jăravăț, Trestiana, Zorleni, Bujorăni, Banca, Simila, Cacaina. Însuși orașul Bârlad este aşezat în cea mai mare parte, pe conul de revărsare al Cacainei, umed și inundabil în perioadele exceptionale de revărsare. De altfel, orașul a fost inundat în 1932 de apele Cacainei, ridicând aluviunile pe străzile centrale până la 1 m grosime. Procesul de colmatare laterală, prin conuri și glacisuri, fiind în unele sectoare mai activ decât colmatarea liniară, creează poduri de aluviuni ce barează șesul Bârladului, ca de exemplu la gura Jăravățului și la confluența Similei și a Zorlenilor cu Bârladul, în dreptul localităților cu același nume. Între aceste poduri cu aluviuni laterale, străbătute de albia minoră sub forma unor mici strâmtori, se creează la viitorile mari, adevărate basine lacustre ce ocupă suprafețe enorme din șesul aluvionar. Însuși orașul Bârlad este încadrat între două asemenea basine lacustre, a căror apă se infiltrează sub cartierele centrale și mărginașe. Procesul de colmatare continuă a albiei Bârladului aduce după sine ridicarea șesului și deci înmlăștinirea și a zonelor mai săvântate, ocupate de localitățile Bârlad, Gura Similei și Zorleni. Însăși canalizarea Bârladului, în zona orașului, n'a dat rezultate deoarece canalul a fost colmatat în parte și nivelul talvegului râului se găsește astăzi mai sus în unele puncte ale orașului decât în amonte. Ridicarea șesului prin colmatare se face sub ochii oamenilor. Așa, în regiunea Palerma—Bârlad existau glacisuri laterale ce se cultivau până departe în interiorul șesului actual al Bârladului, iar albia acestuia era adâncă de 5—6 m. În interiorul orașului Bârlad apa se găsea, în unele sectoare, în anul 1925, la circa 4—5 m adâncime în subsolul caselor. Azi, apele subterane și-au ridicat nivelul hidrostatic până la suprafață, iar șesul dintre Bârlad și Palerma a fost ridicat și invadat de mlaștini. În prezent ne găsim într-o perioadă de înmlăștinire a întregii suprafețe a șesului și aceasta din cauza introducerii agriculturii nerăționale, în dauna pădurilor din basinele hidrografice afluente ale Bârladului.

Prin schimbarea permanentă a bazelor de denudații locale, datorită proceselor de colmatare ce împotmolesc prin barare cursurile de apă, eroziunea liniară deschide uneori defilee, adânci de 5—10—15 m. Astfel de defilee pot fi semnalate pe V. Cacaina, între orașul Bârlad și confluența cu Valea lui Vasileache, porțiunea inferioară a Văii Tarina, zona de confluență a Văii Ebenei cu Trestiana, porțiunea inferioară a Văii Zorlenilor și V. Banca. Unele din



aceste defilee torențiale sunt extrem de periculoase, izolând localități întregi, ca de exemplu localitatea Banca. Altele, diseacă treptat apa din șesul aluvio-coluvial însecetând regiunea. Chiar și fântânile din satul Banca sunt aproape treptat, lipsite de apă datorită acestui proces de disecare prin adâncire torențială a văilor colmatate lateral prin degradarea pantelor despădurite. Procesul acesta de adâncire a văilor torențiale, pe lângă că distrug căile de comunicații, scurge apele subterane ale șesului, atrăgând după sine și evoluția pantelor laterale ce iau forme de degradare foarte sălbaticice.

Datorită procesului de colmatare activ, în multe părți surgerile apelor se fac subteran, pe sub solzii aluvionari, pe distanțe foarte mari. Cele mai multe văi secundare sunt lipsite de ape cu un debit constant, ele apar mai mult sub forma unor mlaștini. Însuși R. Bârlad, în vreme de secetă, are un debit foarte mic și uneori se izolează într'o salbă de lacuri de marmite, legate între ele foarte anemic printr'un firicel de apă, de talia unui pârâu obișnuit. În perioadele de secetă excepțională, Bârladul își întrerupe circulația liniară și se izolează în bălți și mlaștini mocirloase.

Din punct de vedere practic șesurile aluvio-coluviale pot avea o întrebunțare specială în sistemul agricol al regiunii. Văile coluviale intră total în sistemul agricol și inundațiile care apar foarte rar ar putea fi înălțurate printr'un sistem de baraje și canal de scurgere speciale. Șesurile aluvio-coluviale trebuesc folosite pentru culturi, ținând seama de treptele sale de relief: treapta aluvială, inundabilă permanent, terasele de luncă, ce apar sub formă de grinduri, conurile de revârsare și glacisurile aluvio-coluviale. Deci, culturile de șes trebuesc făcute după condițiile mediului complexului fiecarei trepte de relief a șesului, trepte cartate pe harta geomorfologică.

2. *Regiunea pantelor coluviale și a teraselor Bârladului* (cartarea pe hartă în culoarea galben-verzui iar la terase se notează și aluviuurile). Pantele coluviale din regiune sunt suprafețe de relief cu o înclinare medie între 20 și 80‰, în interiorul căror s'a stabilit un echilibru dinamic între procesul de denudare și cel de acumulare.

Procesul de șlefuire lentă a pantei, prin spălarea cu ajutorul pângelor hidrice de scurgere superficială, duce la stabilirea unui echilibru dinamic de tipul C₁ (pantă coluvială începătoare, 80–60‰; C₂ (pantă coluvială matură, 40–20‰) și C/D (pantă coluvială ce a început să fie reîntinerită prin spargerea echilibrului de pantă datorită coborârii bazei de denudație locală; exemplu adâncirea fundului văilor din imediata vecinătate a pantei). Notarea generală a pantei coluviale o facem cu litera C și o considerăm ca un complex geomorfologic, și nu numai geologic, cum este considerată în mod obișnuit în literatura curentă (fig. 2).

Pantele coluviale, cele mai masiv dezvoltate în suprafață, sunt cele de pe stânga Bârladului (complexul coluvial Odaia, Trestiana, Copăcelul), fragmentate



de sistemul văilor subsecvente a căror evoluție de basin a influențat și desvoltarea pe flancurile consecvente ale pantelor echilibrate de tipul coluviilor. Foarte rar întâlnim câte un petec de coluviu începător pe flancurile obsecvente ale basinelor Jărvățului, Trestiana, Zorleni, Bujorăni și Banca. Este bine de reținut apoi că în complexul văilor subsecvente desvoltarea coluviilor orientate delă NW spre SW, s'a făcut și se face în condițiile tipurilor de pante din cadrul coluviilor mature ($30-20\%$), ele constituind și cele mai bune zone agricole ale regiunii.

Pantele coluviale de pe dreapta Văii Bârladului, deși ocupă o suprafață foarte întinsă, totuși nu se găsesc într'un stadiu atât de avansat ca cele de pe

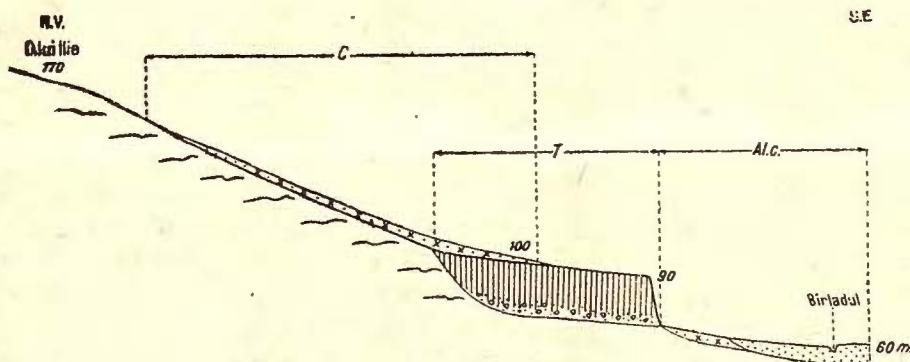


Fig. 2. — Profil geomorfologic al nivelor de acumulare dela SW de orașul Bârlad.
C, pantă coluvială; T, terasă aluvionară parazitată de complexul coluvial al D. lui Ilie; Al. c., șesul aluvio-coluviat al Bârladului.

stânga Bârladului. În această regiune domină coluviile dezvoltate în condițiile unui complex de văi de tip consecvent, cu un relief fragmentat pe direcția NW—SW, în fâșii înguste și paralele. Inclinarea coluviilor, în această zonă, este mult mai mare ($60-80\%$). Singurele coluvii mature lă intâlnim în zona de contact direct cu terasele Bârladului, la S și SE de D. Movilei, D. Bălăceană, D. Drujeștilor, D. lui Ilie, etc. Contactul dintre coluvii și terasele Bârladului se face pe o zonă destul de largă; uneori sedimentele coluviale parazitează mai mult de jumătate din suprafața terasei. Pe partea dreaptă a Văii Trestiana terasa inferioară a acesteia este parazitată aproape în întregime de coluviile pantei «In Trestiana».

Singurele elemente după care, recunoaștem terasele inferioare ale Bârladului, sunt profilele geologice ale acestora cât și forma unor poduri încă neparazitate complet de coluviile laterale, ce au inclinări transversale sub 20% .

Zonele ocupate de coluvii și terase constituiesc cele mai bune terenuri agricole iar pe pantele expuse spre W și SW se dezvoltă extrem de bine livada

și podgoria, fiind ferite de curenții reci dela NE și E. Eroziunea torențială a unor văi, ca cea a Tarinei inferioare, Cacaina, Zorleni, Banca, Bujorăni, deschide șesurile aluvionare, coborînd baza de denudație a regiunii și punând în pericol toate câmpurile agricole instalate pe coluvii. Stabilitatea coluviilor agricole este în funcție de stabilitatea bazei locale de denudație.

Zonele coluviale și terasele se recomandă, în general, ca terenuri bune și pentru instalarea căilor de comunicații și a centrelor populate.

3. Relieful pantelor deluviale (cartarea pe hartă în culoarea maron). În categoria acestor pante intră toate suprafețele de relief care depășesc, în

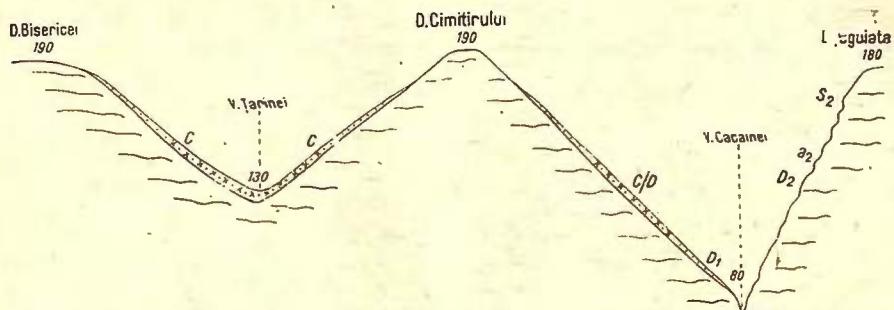


Fig. 3. — Profil geomorfologic al văilor Tarina (« vale coluvială ») și Cacaina (vale în care predomină procesele deluviale) dela NW de orașul Bârlad.

C, pante coluviale; C/D, pantă coluvială în curs de reîntinerire, datorită proceselor deluviale; D₁, pantă deluvială în fază începătoare; D₂ (a₁ + S₂), pantă deluvială degradată la maximum prin procese de alunecări și spălări ale solului până la roca-namă.

general, panta de 100%. Ele apar și în condițiile unor pante cu înclinări și mai mici, în deosebi, în sectoarele unde omul a intervenit prin defrișarea pădurii și introducerea unei agriculturi nerătaționale.

Relieful pantelor deluviale este în permanentă schimbare datorită proceselor de natura alunecărilor și surpărărilor de gradul a₁, a₂, a₀; spălări ale solurilor în masă de tipul S₁, S₁₋₂, S₂; deschideri de rigole de tipul r₁, r₁₋₂ și r₂, etc.

Pantele deluviale ale regiunii, în general, sunt foarte avansate din punct de vedere al degradărilor, iar majoritatea au înclinări ce trec de 200 și chiar 300%. Cea mai mare răspândire o au în sectorul complexului de văi subsecvente de pe stânga Bârladului, dominând în deosebi frunțile « cuestelor » structurale din sectoarele sudice ale basinelor Jărvăț, Trestiana, Zorleni, Banca. Totuși, degradările nu se opresc numai la pantele obsecvente ci ele trec și pe flancurile consecvente, în funcție de poziția nivelelor de bază locale, ca în regiunea Grivița, Docani, Grădeni, Frunțișeni, Banca și a Dealurilor Drujești, Sohodol și Țuguiata (fig. 3).

In general, profilul acestor pante este foarte neregulat, cu soluri îngrămadite în depresiunile de alunecări, cu râpi adânci, uneori de zeci de metri, iar alteori cu o fragmentare de relief de tipul « badlands »-urilor. Toate aceste procese active ale distrugerii reliefului se dătoresc în primul rând defrișărilor și introducerii agriculturii nerăționale. În mare parte satele Grădeni și Frunțișeni se găsesc într-o situație aproape similară cu Banca, ele fiind și izolate uneori de regiunile exterioare prin împotmolirea și distrugerea căilor de comunicație.

Procesele de degradare se petrec în masă și sub ochii omului, în perioade de timp foarte scurte. Astfel, la cutremurul din 1940 s-au desprins porțiuni din dealuri întregi, alunecând pe pante. În aceste zone s-au deschis și unele pânze de apă captive, ce contribue activ la continuarea procesului de degradare. Asemenea alunecări și deschideri de pânze de apă s-au petrecut, în 1940, în D. Chirei (Banca), D. Țigana (S. Grivița), D. D. Sohodolului, D. Crângului.

Remarcăm că prin activarea proceselor de alunecări și eroziuni liniare se deschid mereu pânzele de apă care sunt scurse continuu în spre fundul văilor principale, însecetând regiunea într-o formă foarte serioasă. Rezultatele ei s-au văzut la seceta din 1946.

Degradările împing mereu procesele deluviale în dauna suprafețelor plane interfluviale pe care le îngustează treptat, treptat. Pe suprafața acestor interfluvii se observă uneori doline de tasare sufozională, provenite prin procesul de evacuare a apelor subterane încărcate cu nisipuri ce se scurg foarte activ în zonele deluviale. Aceste forme incipiente de atac asupra interfluviilor prevestesc procesele de degradare ce vor urma într-o perioadă de timp foarte apropiată. Exemple de asemenea procese pot fi urmărite în zona interfluviului D. Țigana. Procesele deluviale sunt ajutate și de alcătuirea petrografică a regiunii, dominanța nisipurilor cu lentile de argile, pietrișuri și gresii.

În concluzie, se poate afirma că pantele deluviale reprezintă cele mai dinamice zone de relief, mai ales acolo unde s'a făcut defrișarea pădurii și s'a introdus agricultura în pantă. Desvoltarea proceselor deluviale a dus la spălarea uneori completă a solurilor, lăsând doar unele petece în micile depresiuni sau polițe de alunecare.

Din punct de vedere practic, pantele deluviale fiind cele mai instabile suprafețe de relief, intră în regimul de utilizare rațională a domeniului silvic —pomicol-viticol—înierbare și numai în puține cazuri, în deosebi în stadiul deluvial D/C, se recomandă o agricultură în rețea cu perdele pomice și brâie înierbate, etc. Căile de comunicații și centrele populate, instalate pe pantele deluviale, se resimt uneori foarte mult.

4. Reliefurile interfluviilor sculpturale și structurale (cartarea pe hartă în culoarea maron-roșcat). Relieful acestei zone se găsește plasat pe cumpăna



apelor, cu înălțimi medii ce variază între 200—300 m. Desvoltarea mare în suprafață a acestor interfluvii, pe partea stângă a văii principale a Bârladului, se datorează văilor afluenți (Jărvăt, Trestiana, Zorleni, Bujorăni, Banca), care au o orientare subsecventă față de structura generală geologică. Pe dreapta Bârladului interfluiile sunt foarte înguste, alungite dela NW spre SE, conform orientării consecvente a rețelei hidrografice din acest sector (V. Crucii, V. lui Ilie, V. Căldării, V. Tarinei, V. Seacă—Cacaina, V. Similei, etc.).

Acătuirea petrografică a interfluiilor este ușor de urmărit, deoarece denudația a scos la iveală, în majoritatea cazurilor, roca vie. Nisipurile pliocene domină în compunerea acestor cumpene de ape, la care se adaugă într-o măsură mult mai mică, lentile de gresii friabile (ex. D. Sohodolului) și pietrișuri (D. Cârligele, Poiana Nucului, Zara Bujorănilor).

Cu excepția unor interfluvii de pe dreapta Văii Bârladului, ele constituie un teren foarte favorabil pentru agricultură. Astfel, D. Țiganca, Comizoclu, Poiana Nucului, Dealul Mare, Copăcelul pot rivaliza cu cele mai bune câmpuri agricole ale regiunii.

Unele creste interfluviale, ca de exemplu D. Cârligele, S de localitatea Grăjdeni, fiind situate la o altitudine de peste 300 m, intră într-o altă zonă climaterică. Ingheteurile sunt mai dese iar arăturile se fac cu întârzieri de cel puțin zece zile. Nu se pot cultiva cu succes toate păioasele iar livada nu poate rezista la îngheteuri.

Ridicăm această problemă ca fiind de interes economic și credem că etajarea în altitudine a suprafețelor de relief, orientarea lor față de curenții locali și expoziția versanților, sunt elemente ce trebuie luate în considerare în interpretarea microclimatului de relief.

Evoluția prin denudație a suprafețelor interfluviale se face lent și insensibil la contactul de întrepătrundere cu pantele coluviale, și destul de brusc prin ruperi de profil foarte accentuate, în zona de contact cu pantele deluviale. Contactul cu pantele deluviale este un contact foarte dinamic, datorită alunecărilor, surpărilor, șiroirilor torențiale și spălării în masă a materialelor de pantă. Acest contact este împins mereu către creasta interfluvială, reducând continuu din suprafața reliefului cumpenei de apă.

Din punct de vedere practic, interfluiile, instalate între zonele de relief cu pante deluviale, intră în regimul silvic de utilizare rațională.

Interfluiile încadrate de o parte și de alta de pante coluviale pot rămâne în sistemul agricol al regiunii.

Interfluiile încadrate între ambele tipuri de pante (coluviale și deluviale) trebuie amenajate prin împăduriri în zonele de contact cu pantele deluviale. Zona de împădurire trebuie să meargă până pe cumpăna apelor și nu până pe capătul actual al văilor și izvoarelor, deoarece eroziunea regresivă depășește ușor perdeaua lemnoasă de protecție, cum este în cazul Dealului Mare dela



E de orașul Bârlad. Restul suprafeței interfluviale, dela nivelul cumpenei de ape și până în zona de contact cu pantele coluviale, poate rămâne în condițiile cele mai optime în sistemul agricol și pomicol-viticol, specific regiunii.

Concluziile ce se pot trage, în urma acestui sistem de cartare, sunt destul de satisfăcătoare. Unitățile și subunitățile de microrelief, clasificate pe tipuri de pante, reprezintă microcomplexe geomorfologice ce răspund într'o măsură foarte largă și la problemele economice.

Sunt multe lipsuri, este doar un modest început, dar prin discuțiile și criticile ce se vor face vom ajunge să deschidem perspective noi științei noastre geomorfologice.

— C. I. MARTINIUC. — Situația pâncelor de apă și a hidrografiei regiunii colinare Puești-Drăxeni (regiunea Bârlad).

Regiunea studiată cuprinde o parte din suprafața basinelor hidrografice ale Văilor Tutova, Ezer și Drăxeni—Dragomănești—Stucinet, întinzându-se spre S până în zona localităților Tg. Puești—Gura Ezerului, iar la N până la limita satelor Obârșenii de Sus și Drăxeni.

Din punct de vedere geologic, regiunea aceasta este alcătuită din Pliocen și formațiuni aluvio-coluviale (Cuaternar-Actual).

Structura formațiunilor este tipică torrentială, lăsând impresia unui imens glacis deltaic fluvio-lacustru.

Faciesul dominant este alcătuit din nisipuri cu lentile de pietrișuri, uneori cu bobul destul de mașcat, lentile de gresii și chiar gresii în placete ca în D. lui Miron, dela W de Stâncăseni, și lentile argilo-marnoase. Desele intercalății de lentile cărbunoase, uneori chiar de arbori limonitizați și silicifiatai, completează tabloul faciesului deltaic al Platformei pliocene moldovenești (fig. 1)

Formațiunile geologice ale regiunii, alcătuite din alternanțe de solzi deltaici, cu înclinări structurale specifice complexului pliocen lacustru, ne oferă posibilitatea de a înțelege, măcar în parte, complexul pâncelor de apă subterane, atât de neregulat etajate. Pânzele nu apar continui, pe distanțe prea mari, deoarece solzii deltaici impermeabili, ce suportă baza pâncelor de apă, sunt de mărimi limitate și răspândiți spațial neregulat.

O altă problemă, pe care ne-o pune alcătuirea geologică a regiunii, este circulația dintre diverse lentile și basine lacustre subterane etajate, prin intermediul spațiilor permeabil dintre ele și pe la marginile solzilor petrografici impermeabili.

Relieful regiunii este dominat de o serie de nivele de creste interfluviale, foarte înguste, orientate dela NW spre SE, confirmând tinerețea rețelei. Spargeerea prin eroziunea Platformei pliocene moldovenești este în plină desfășurare, ea atingând uneori adâncimi, prin secționare, de 150—200 m. În schimb, tinerețea versanților văilor contrastează în mod izbitor cu îmbă-



trânrarea prematură a albiilor majore¹⁾, ceeace confirmă evoluția rapidă a acestui relief. S-ar putea ca regiunea să suferă mișcări recente de ridicare epirogenetică, deschizând văi adânci și reducând suprafața Platformei pliocene la o serie de creste a căror înălțime medie variază între 300 și 450 m. Ferestruirea torrentială a platformei a adus după sine deschiderea pângelor de apă subterane și legarea lor cu circulația apelor superficiale.

Climatul pădurii de foioase, cu influențe de natură podzolică în solurile zonale ale regiunii, este în plină transformare. Cele circa 500 mm de precipitații anuale cât și temperatura medie anuală de 9° nu mai reprezintă un complex uniform repartizat asupra reliefului colinar din această parte. Prin

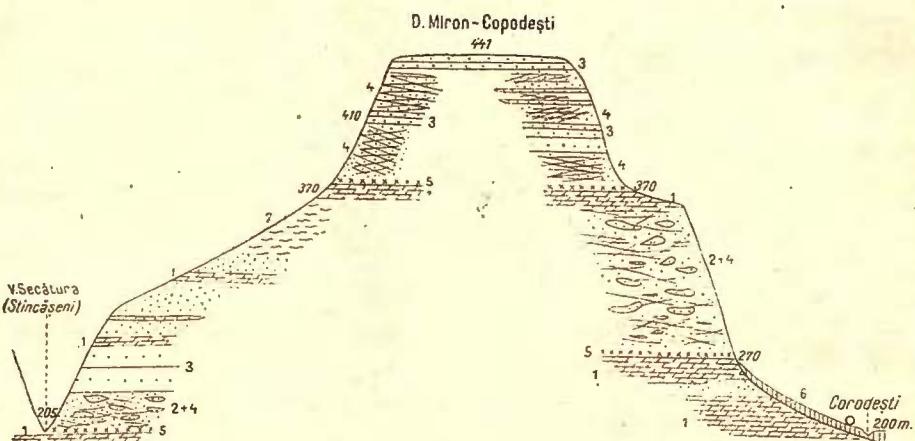


Fig. 1. — Profil hidrogeologic al Pliocenului din D. Miron-Copodești, între localitățile Stâncășeni și Corodești (reg. Bârlad).

1, orizont argilo-marnos; 2, nisipuri torrentiale cu intercalări de elemente gresoase și marnoase rulate (bucăți de trovanți) și cu urme de plante fosile; 3, gresii f. friabile; 4, complex de nisipuri cu structură încrucișată și cu intercalări de lentile marnoase și gresoase; 5, pânze captive de ape subterane; 6, coluvioni și aluvioni; 7, alunecări.

defrișările masive ale pădurilor de fag și de foioase amestecate și prin introducerea unei agriculturi nerăționale s'a ajuns la o degradare a climatului, invazia unui climat de antestepă, cu perioade uscate și secetoase foarte dese, cu soluri noi de antestepă și cu o vegetație adecuată acestui proces de transformare.

Complexul vegetal, climatic și de sol este alături de relief și apele regiunii, un model de evoluție haotică și sălbatică, contrar tuturor legilor raționale de stăpânire a mediului fizic de către omul secolului XX.

Pînzele de apă subterane pot fi împărțite în două categorii: pânze freatiche și pânze captive etajate, prinse în interiorul formațiunilor pliocene.

¹⁾ În acord cu observațiunile foarte juste ale prof. M. FILIPESCU din lucrarea: Imbrânrarea prematură a rețelei hidografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret și Prut și consecințele acestui fenomen. *Natura*, II, 5. București, 1950.

A) *Pânzele freatice*, după specificul lor zonar, pot fi împărțite în patru subgrupe: 1. pânze ale șesurilor aluvio-coluviale, 2. pânze din conuri și glacisuri laterale, 3. pânze de pe pantele coluviale și deluviale, 4. pânze de sub nivelul superior al interfluviilor, ce se alimentează direct din apele meteorice. Existența unor pânze proprii unităților de terase nu se pune pentru regiunea studiată.

1. *Pânzele de apă ale regiunilor de șesuri aluvio-coluviale*. Ele ocupă fundul văilor principale aluvio-coluviale și apar sub formă de lentile și basine lacustre subterane. Prezența apelor subterane, în cantități mai mari sau mai mici, este în funcție de grosimea aluviunilor, porozitatea materialului cât și de aportul hidric lateral și liniar al rețelelor hidrografice superficiale și al pângzelor subterane ce coboară de pe pantele laterale. Fluctuațiile pe verticală ale apelor din aceste pânze ale șesurilor sunt foarte mari (2–5 m). Aceste fluctuații sunt în funcție de variațiile climaterice ale regiunii și de aluvionarea continuă a patului. În general, apele șesurilor sunt când calcaroase, când leșioase, în interiorul aceleiași văi, în funcție de aportul lateral al pângzelor pantelor și în legătură și cu materialul filtrant, propriu lentilei care adăpostește zăcământul de apă respectiv.

Multe din șesurile lacustre sunt disecate de eroziunea torențială care deschide adevărate defilee, adânci de 5–10 și chiar 20 m. Astfel de secționări de șesuri pot fi văzute pe V. Stâncășenilor, V. Oanei dela Micești (adâncă de 20 m), V. Zahariei dela Gherghești, V. Corodeștilor și altele.

Cele mai mari cantități de ape subterane de acest tip pot fi întâlnite pe văile principale ale Tutovei, Ezerului și Dragomănești—Stucineț.

Aprecierea cantităților de apă din aceste basine lacustre subterane, ar putea fi făcută numai după studii bazate pe sondaje locale și aceste studii ar avea o valoare limitată deoarece procesul de împotmolire al albilor și de deplasare a lentilelor subterane este un fenomen propriu al albilor majore din regiune.

2. *Pânzele de apă din conuri și din glacisurile laterale*. Pe contactul șesurilor văilor principale cu pantele laterale, se interpun de foarte multe ori unele suprafețe ușor inclinate, alcătuite din materiale aluvionare aduse de afluenții secundari sau chiar de apele torenților la viiturile mari. În materialul acestor suprafețe, alcătuite din conuri de revărsare, ce apar uneori și sub forma de glacisuri, se întâlnesc pânze de ape subterane mult mai bine filtre, pânze care circulă mereu primenindu-se și de aceea, în general, apele din aceste pânze sunt potabile. Exemple de asemenea pânze potabile pot fi întâlnite în regiunea Stâncășeni, pe conul Miceștilor (cu 5–6 m de apă), pe glacisul de contact din amonte de Gura Ezerului, etc. Bogăția mare de ape din glacisuri și conuri servește și pentru instalarea de grădinării, ca de exemplu marea grădinărie de pe conul Călimăneștilor în V. Tutovei.



Acste pânze sufăr fluctuații de debit mai mici decât cele din interiorul sesurilor aluvio-coluviale. Apa conurilor este mult mai potabilă decât cea din sesuri, decât pânzele coluviale și deluviale și decât multe pânze captive etajate.

3. Pânzele de apă freatică de pe pantele coluviale și deluviale. Aceste pânze de apă circulă pe pantele de racord dintre cretele interfluviale și fundul văilor. Circulația apelor se face pe sub materialele detritice ce acoperă panta, materiale care se găsesc într'un echilibru dinamic de tipul coluviilor sau sunt în mișcare după tipul pantelor deluviale. Apele acestor pânze sunt foarte instabile ca debit și, în general, nu sunt ape

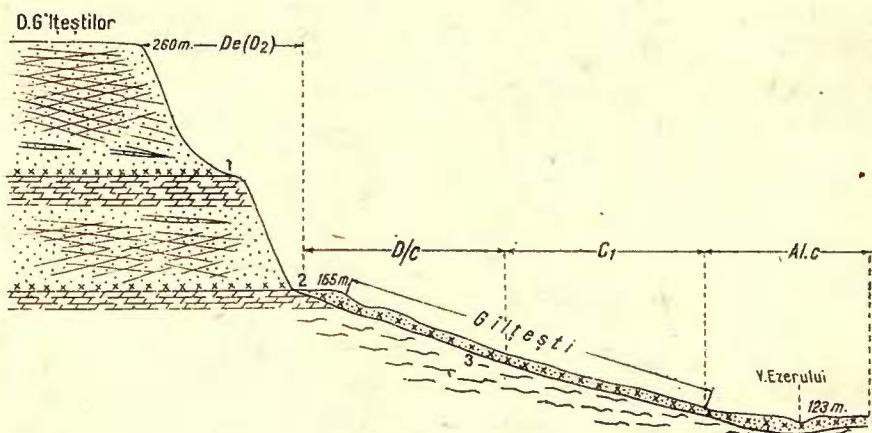


Fig. 2. — Profil hidrogeologic al localității Gâlătești (reg. Bârlad).

De (D_2), pantă deluvio-eluvială în faza de degradare maximă (tip D_2) în interiorul căreia sunt etajate două pânze de apă pliocene și anume: 1, pânză interfluvială disecată; 2, pânză de apă captivă în curs de disecare; D/C, pantă deluvială în curs de îmbătrânire (de trecere spre C₁) și C₁, pantă coluvială Tânără; ambele pante (D/C și C₁) conțin pânză de apă freatică degradată, de tip deluvio-coluvial (3); Al.c., ses aluvio-coluvial, cu o pânză freatică proprie (4).

bune pentru băut. Totuși, în multe regiuni, sate întregi folosesc aproape numai ape coluvio-deluviale, ca de exemplu satul Gâlătești, parte din Fântânele, Gârdești, Gura Ezerului, Stâncășeni, etc. (fig. 2)..

4. Pânzele de apă subterane de sub nivelul superior al interfluviilor. Valoarea reală a acestor pânze este mică deoarece interfluviile din regiune sunt foarte înguste, având un câmp de alimentare redus. Apele acestei pânze sunt neconstante ca debit și cele mai multe creste interfluviale și-au disecat complet stratul acvifer. Totuși, mai sunt unele creste care mai păstrează lentile de apă subterană ca în interfluviile din D. Cociubei, D. Bulbucilor, D. Temelia și D. Gâlăteștilor.

B) Pânzele de apă captive. Aceste pânze sunt cele mai numeroase în regiune și au cea mai mare valoare economică. Ele sunt intercalate în interiorul formațiunilor pliocene și numărul lor, suprafața, grosimea, etc., sunt în funcție

de valoarea lentilelor de înmagazinare ale structurii geologice. Pe contactul de deschidere al pângelor se observă întotdeauna o schimbare bruscă a profilului morfologic. Se poate afirma chiar, fără a greși, că etajarea reliefului în trepte, în mare parte, se datorează acestor pânze captive deschise de eroziune. Se formează astfel o serie de trepte de relief, pe care le numesc nivele de facies petrografic, create de eroziunea diferențială la înălțimea orizonturilor impermeabile și a pângelor de apă etajate. Dela nivelul lor, în aval, se formează generații de văi ce fragmentează relieful în raport cu aportul acestui motor hidric. Deci, etajarea reliefului pe basine fluviale se face în raport și cu numărul pângelor de apă captive.

Este interesant de semnalat faptul că în zona de deschidere a pângelor de apă, în interiorul formațiunii pliocene, se desvoltă o bandă de vegetație specifică. Dacă regiunea este acoperită de pădure atunci profilul acesteia suferă o schimbare radicală pe limită cu zona umedă a pângelui de apă. Așa, pe flancul drept al Văii Drăxenilor, în apropierea confluenței sale cu V. Chetrosului, pădurea de stejar, la înălțimea pângelui de apă, suferă o hipertrofie extremă de pronunțată. Copacii iau proporții mari de tot, își dublează uneori grosimea și înălțimea, calitatea lemnului se schimbă, viața în acest sector umed permanent este mult mai intensă. Apoi, livezile de nuci, la care se adaugă prunii, gutuii, merii, etc. iau desvoltări foarte mari în zonele pângelor de apă captive ale regiunii.

Din punct de vedere al debitului, pânzele captive sunt cele mai constante.

In faza deschiderii tinere a acestor pânze (faza I) ele apar liniare și pot fi urmărite pe distanțe uneori destul de mari, dela câteva sute de metri până la câțiva kilometri. Într-o fază mai avansată, a versanților văilor, prin deschiderea de râpe torențiale, pânzele captive încep să se întrerupă și ele se concentrează în anumite focare umede, de unde își trage sursa câte un izvor important, un adevărat pârâu subteran (faza II). În această fază pânzele de apă captive se concentrează după legile eroziunii normale, ele curgând subteran ca niște adevărate rețele hidrografice, adâncindu-și albiile sub nivelul original al pângelui din faza Tânără (faza I). Astfel, pâenza liniară din această fază suferă schimbări, subțîndu-se sau chiar dispărând în sectoarele laterale focarelor umede din faza a II-a. Regiunea Drăxenilor este clasică în această privință, cu râuri subterane ce ieșă pe pante și căd direct în cascade, dând impresia unei rețele hidrografice carstice. Din punct de vedere practic acest stadiu de evoluție al pângelor de apă, stadiu deluvial de tip D_2 , este foarte dăunător pentru întreaga regiune, este faza secătuirii masivelor de apă într-o formă ireversibilă. Regiunea se degradează la maximum, uscăciunea solului se accentuează și chiar umiditatea aerului se schimbă și așa numitele «secrete locale» lovesc regiunea mult mai distrugător. Acest lucru l-au observat și oamenii simpli din regiunea Drăxenilor, regiune care a îmbrăcat forme de degradare alarmante.

C) *Chimismul apelor.* În general, regiunea are ape, în toate categoriile de pânze, care depășesc duritatea normală. Aproape 60–70% din apele regiunii sunt dure. Cea mai mare duritate o au apele din pânzele coluviale și deluviale (ex. Gâlțești, Stâncășeni, Gura Ezerului). În regiunea șesurilor găsim și basine lacustre subterane a căror apă este leșioasă (Gâlțești). Chiar și pântă captivă inferioară dela satul Puești, din care se alimentează conducta Tg. Puești, are caractere de apă leșioasă.

Foarte puține ape au gust amar, ca de exemplu la Gura Ezerului.

Este interesant de semnalat apoi că uneori două izvoare, care ies din aceeași pânză de apă, nu au aceeași compozitie. Acest lucru confirmă circulația subterană uneori sub forma unor adevărate artere hidrografice.

Apele de suprafață. Circulația superficială a apelor reprezintă cel mai complex sistem hidric. Rețelele hidrografice ale regiunii nu sunt continui pe tot traseul lor și nu poți să te pronunți de fiecare dată când aceste artere sunt proprii surgerii superficiale și când devin pânze subterane. Pornind din sectorul pângelor de apă captive, izvoare puternice alimentează pâraie secundare care încep a curge în direcția axelor basinelor principale. Procesele de evoluție ale pantelor și eroziunea proprie a acestor artere barează valea la un moment dat cu materiale detritice pe sub care apele dispar pentru a reapărea mai în aval sau a se pierde sub șesurile aluvionare ale văilor principale. Circulația adevărată a apelor superficiale se face într-o formă sălbatică în perioadele ploioase, provocând inundații înspăimântătoare, distrugând sute și mii de hectare de recoltă, izolând localitățile prin împotmolirea căilor de comunicație, etc. Uneori, în mijlocul șesului, se deschid defilee adânci ce secționează solzii aluvionari, proveniți prin colmatările laterale și liniare, în deosebi conuri aluvionare, ex. la Micești, Stâncășeni, Obârșeni, etc.

Regimul acestor rețele hidrografice (Tutova, Ezer, Stucineț) nu poate fi apreciat în comparație cu al arterelor obișnuite. Ele au un regim de circulație superficială și subterană, cu schimbări foarte dese și cu vădite caractere de degradare, specific regiunii colinelor pliocene ale Tutovei. Multe din apele văilor se infiltrează și în complexul monoclinal al structurii Pliocenului regiunii, alimentând astfel sistemul de pânze etajate care, în aval, iau uneori forme de pânze cu caracter ascendent.

Concluzie. Complexul apelor din regiunea colinară Puești–Drăxeni a atins o fază maximă de degradare a circuitului său și aceasta datorită, în cea mai mare parte, metodelor de exploatare haotică și nerațională ale vechilor sisteme economice capitaliste. În cadrul noii economii planificate de Stat, în vederea stăpânirii și folosirii raționale a resurselor mediului geografic, toate apele regiunii își vor găsi utilizarea cea mai științifică.

— C. I. MARTINIUC. — Geomorfologia degradărilor de teren din Basinul mijlociu și superior al Tutovei.

Regiunea studiată este cuprinsă în basinele Văilor Tutova, Ezer și Drăxeni—Dragomănești—Stucineț, pe latitudinea localității Tg. Puești, în S și Drăxeni, la N.

Ea se găsește plasată în interiorul unității structurale a Platformei moldovenești. Din punct de vedere geografic se încadrează în aşa zisele «Coline ale Tutovei».

Din punct de vedere geologic regiunea este alcătuită din formațiunea Pliocenului, cu o structură de glacis deltaic. Alternanța nisipurilor, cu lentile gresoase și argiloase, cât și cu materiale torențiale rulate, este confirmată de numeroasele profile geologice deschise la zi. În interiorul acestui glacis deltaic, mai mult fluvio-lacustru, se întâlnesc numeroase pânze de apă captive care, prin deschidere pe pante, contribue într'o măsură foarte evidentă la evoluția reliefului.

Relieful actual prezintă un aspect de tinerețe foarte accentuată, cu creste interfluviale foarte înguste, cu înălțimi medii între 300—400 m, alungite dela NW spre SE și cu văi orientate încă pe direcția originală a înclinării Platformei pliocene moldovenești (văi de tip consecvent).

Procesele de eroziune și de denudație, în general, sunt cu mult mai desvoltate față de procesele de acumulare a căror apariție în regiune pare a fi foarte nouă; în mare parte șesurile actuale sunt istorice. Alte forme de acumulare nu găsim decât pe unele pante coluviale, materiale de sedimentare laterală prin procesele de evoluție ale interfluviiilor locale.

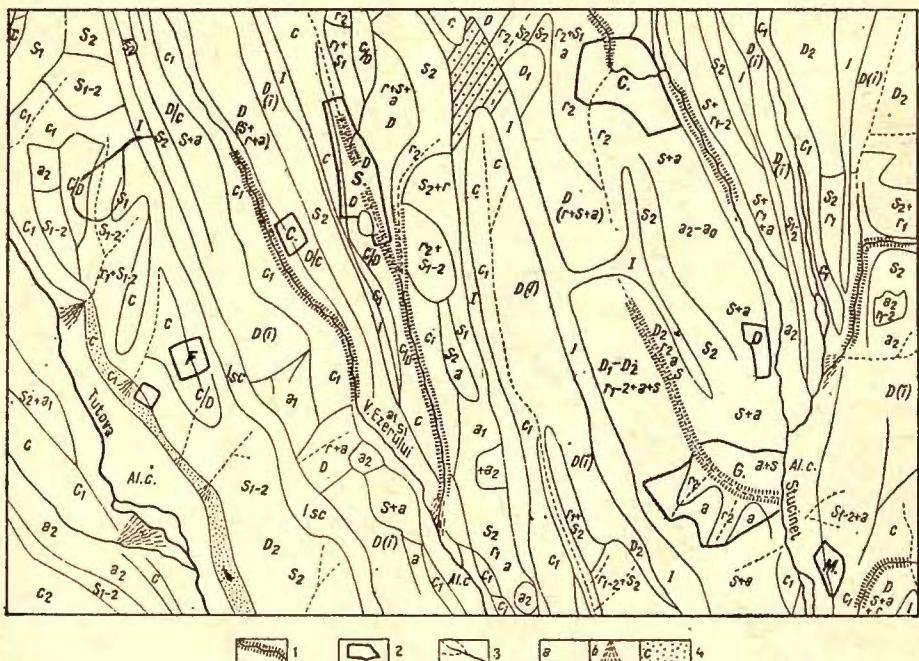
Spagereea Platformei pliocene moldovenești, din acest sector, de către o rețea hidrografică consecventă, cu diferențe de adâncime verticală până la peste 200 m, în unele compartimente ale basinurilor fluviale, ne sugerează ideea unei ridicări recente și încă prezente, de natură epirogenetică a platformei.

Pentru ușurința înțelegерii proceselor facem descrierea și interpretarea reliefului după formele de acumulare, sculpturale și structurale.

Reliefurile de acumulare	{	1. Șesurile aluvio-coluviale
Reliefurile sculpturale și structurale		2. Pantele coluviale
	{	3. Pantele deluviale
		4. Interfluviiile

1. *Șesurile aluvio-coluviale* (cartarea pe hartă în culoarea verde). Răspândirea în spațiu a acestor șesuri este redusă, ele apar mai desvoltate pe văile principale (Tutova, Ezer, Drăxeni—Dragomănești—Stucineț) și mult mai reduse pe văile aflinente de ordinul I și II.

Procesele de acumulare liniară, de tip aluvionar, se îmbină cu cele de acumulare laterală, prin spălarea în masă a pantelor, acumulări de tip coluvial. De aceea, noi nu am separat procesele de aluvionare liniară (aluviale propriu zise) de cele laterale (coluviale) ci le-am conceput sub forma complexului de «șesuri aluvio-coluviale» (fig. 1).



Văilor Dragomănești și Micești, s'a ridicat cu aproape 10 m. Ridicarea aceasta a șesurilor prin aluvionare este confirmată și de locuitorii. Așa, la Băncești, în 1922, albia minoră a Ezerului era adâncă de circa 3—4 m iar casa locuitorului Vartolomei era ridicată pe panta dealului cu încă vreo 6—8 m, de se urca cu greu pe ea. O fântână de alături avea nivelul apei la 8 m adâncime. Astăzi, casa Vartolomei a ajuns la nivelul șesului, prin ridicarea acestuia, iar apa din fântână se găsește la 2 m dela suprafață. Exemple de acestea sunt numeroase, putându-se urmări pe teren după împotmolirea copacilor până la baza coroanei, după mutarea caselor din diferite sate aşezate în apropierea șesului¹⁾, cât și după lucrările de înălțare permanentă ce trebuie să se facă la rambleurile șoselelor ce trec prin sectorul acestor șesuri.

La Gherghești, până acum treizeci de ani, pe șesul Stucinețului se făcea o agricultură intensă. Prin ridicarea patului albiei, șesul a fost împotmolit, iar astăzi el apare complet mlăștinos, impropriu pentru agricultură. Iazurile, care au avut o extindere mai mare în trecut, sunt pe cale de dispariție completă. Urme ale acestor basine lacustre locale pot fi semnalate la Gârdești, W Obârșenii de Jos, Onești (la confluența Stâncășenilor cu V Ezerului), Drăxeni, Micești, Gura Ezerului, etc.

In timp ce acumulările sunt foarte active în unele sectoare, în altele, eroziunea liniară deschide răni adânci în interiorul șesului, secționându-l sub forma unor văi torențiale, adânci de 5—10 și chiar 20 m. Astfel, Văile Stâncășenilor, Corodești, Talpău—Recea (Corodești), V. Oanei (Micești, adâncă de 20 m), V. Zahariei (Gherghești), V. Racoviță (Obârșenii de Sus). Prin aceste adânciri, pe lângă disecarea șesului de apă, se coboară și baza de denudație locală, atrăgând după sine și o reîntinerire a proceselor de evoluție ale pantelor și coborînd chiar circulația izvoarelor subterane. Se desvoltă noi generații de văi și relieful se fragmentează într'o formă foarte sălbatică.

Din cauza eroziunilor cu caracter torențial, chiar în interiorul șesurilor, prin spargerea lor, cât și datorită procesului de colmatare, căile de comunicații sunt foarte instabile. Singura cale de comunicație care are un traseu mai constant, este aceea de pe V. Tutovei, în restul regiunii nu se poate vorbi de drumuri carosabile pe care să poată circula vehicolele auto, decât în perioadele secetoase (situația din 1950).

In majoritatea zonelor de confluență relieful șesului apare mai ridicat, cu ochiuri de agricultură și grădinării; este zona conurilor de revârsare, care, uneori prin îngemănare, formează chiar glacisuri mai întinse ca între Puești și Fântânele sau pe partea stângă a șesului Stucinețului, în amonte și în aval

¹⁾ Fenomene identice cu cele observate de prof. M. FILIPESCU, pe Valea Zeletinului în lucrarea: Imbătrânirea prematură a rețelei hidrografice din partea sudică a Moldovei. *Natura*, II, 5. București, 1950.

de Gura Ezerului. Această zonă aluvionară de contact este folosită de aşezări, drumuri carosabile (îndeosebi glacisurile), deși ele nu reprezintă elemente de relief fără surpize din partea inundațiilor laterale de pantă.

Conurile de revârsare reprezintă un potențial de acumulare ce trebuie să dea de gândit acelor ce se vor ocupa cu gospodăria regiunii. Majoritatea aluviunilor din aceste conuri (Stâncăseni, Corodești, V. Oanei, V. Lupului, etc.) sunt constituite din soluri spălate de pe fiecare hecitar de pământ pe care a început să se facă agricultură nerațională, pe seama defrișării pădurii. Numai în conul de revârsare al Stâncăsenilor am calculat că sunt cărate materiale de pe pantele defrișate, în cea mai mare parte aluviuni din solurile agricole, în volum de aproape un milion de metri cubi. Iar în conul de revârsare al Văii Lupului, la S de Mănoiu, materialele conului, în majoritate tot soluri agricole, totalizează cel puțin trei sute mii metri cubi, ceea ce reprezintă o spălare de circa trei sute metri cubi pe fiecare hecitar de teren din basinul acestei văi.

In stadiul actual al evoluției șesurilor, evoluție grăbită de intervenția omului, prin defrișarea pădurilor și introducerea agriculturii neraționale pe pante, nu este posibilă folosirea lor din punct de vedere agricol.

Prinț'o organizare sistematică de împădurire a regiunii, introducerea unui regim de agricultură rațională numai pe spațiile permise de legile eroziunii normale, zăgăzuirea torenților, prin baraje transversale și creearea de băsine lacustre pe văile principale ale regiunii se va putea ajunge la folosirea șesurilor pentru o agricultură umedă și irigată. Acest sistem de lacuri de baraj va feri regiunea de inundații și va opri eroziunile torentiale în mare parte, dat fiind că se vor ridica nivelele bazelor de denudație locale.

Singurele zone cultivate din spațiul șesului sunt conurile de revârsare și glacisurile de contact, ce se recomandă în deosebi pentru devoltarea grădinăriilor sistematice.

Credem că nu sunt lipsite de interes unele baraje vii, prin perdele de sălcii și alte esențe de luncă, cum sunt cele existente pe V. Drăxenilor, V. Chetrosului și în parte pe V. Stucinețului, în fața localității Gherghești.

2. *Pantele coluviale* (cartarea pe hartă cu culoarea galben-verzue). Pantele coluviale, în interiorul căror s'a stabilit un echilibru între procesele de eroziune liniară, spălare în masă, după sistemul eroziunii plane și procesele de acumulare, au o răspândire spațială în regiune destul de mică. Sunt cu puțin mai desvoltate în suprafață ca șesurile aluvio-coluviale. Cea mai mare întindere o au în basinul Văii Tutova (regiunea localităților Puești, Tupilați — Cristești, Mărășești), fiind legate de desvoltarea rețelelor hidrografice cu caracter subsecvent (V. Strâmbă, Cristești, V. Mărului, etc.), ocupând, în deosebi, versanții paraleli cu structura generală monoclinală. Apoi, însăși V. Tutovei, cu șesul ei larg, în curs de ridicare, constituie o



bază de denudație locală mult mai atenuată în raport cu V. Ezerului și Văile Drăxeni—Dragomănești—Stucineț.

Pantele coluviale, cu excepția celor de pe partea dreaptă a basinului Tutovei, apar mai mult sub formă de petece izolate, coluvii începătoare pe liniile de contact ale bazelor de denudație locale (coluvii de tipul C₁). Multe coluvii de acest tip (C₁) se întrepătrund cu pantele deluviale, încât nici nu poți să le distingi decât după examinarea profilului lor amănuntit.

Coluviile constituiesc singurele zone agricole de bună calitate ale regiunii. Randamentul la hecitar al unei pante coluviale este extrem de ridicat, rivalizând

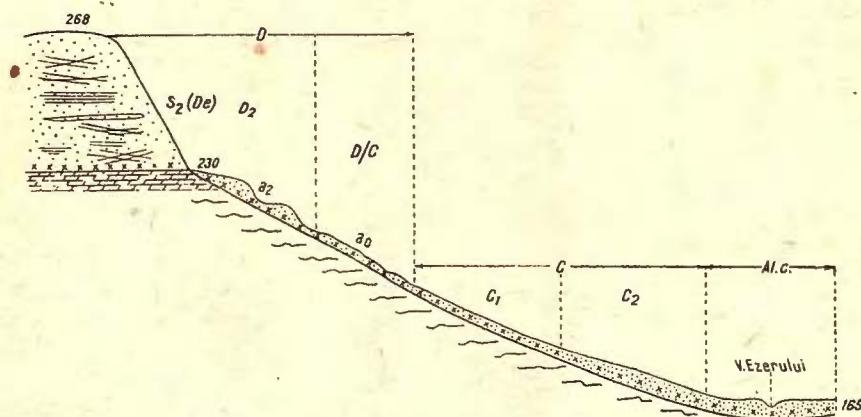


Fig. 2. — Profil geomorfologic al degradărilor de teren dela localitatea Corobănești (reg. Bârlad).

D, pantă deluvială alcătuită din două stadii de evoluție D₁ și D/C. D₁ e alcătuit dintr-un sector eluvial(De), cu spălări ale solului până la roca-mamă (S₂) și un sector de alunecări foarte bine desvoltate (a₂); D/C, stadiu de imbătrânire a proceselor deluviale, cu alunecări în fază de stingeră (a₀); C, pantă coluvială, cu două stadii de evoluție: C₁ și C₂; Al, c, șes aluvio-coluvial.

cu cele mai bune câmpuri agricole din regiunea de câmpie a țării. În general, ele au o umezeală proprie, chiar pânze de apă, care asigură dezvoltarea recoltelor în condițiile cele mai bune. Profilul vegetației ogoarelor apare destul de uniform, în contrast cu zonele deluviale unde sinuozațile profilului recoltelor este o caracteristică de bază a acestuia (fig. 2).

Practic zonele coluviale se recomandă pentru agricultură, în deosebi, cele intrate în stadiul avansat de tipul C₂. Restul coluviilor, izolate sub formă de petece, de tipul C₁, trebuie apărate de procesele de distrugere prin culturi agricole încadrate de perdele de protecție, livezi, amenanjarea torenților laterali, creearea de basine lacustre pe anumite văi care și-au coborât baza de denudație locală, ca de ex. V. Stâncăsenilor, cât și culturi în terase cu brâe înierbate.

3. *Pantele deluviale* (cartarea pe hartă în culoarea maron). Aceste pante ocupă suprafața cea mai întinsă din regiune, peste 60% din întregul sector stu-

diat de noi. Energia proceselor de degradare se manifestă sub forme de alunecări (a), spălări ale solului (S), sub forma desvoltării văilor torentiale, înscrise pe hartă cu simboluri de tipul r și altele. (fig. 3).

Datorită adâncirii rețelei hidrografice principale, până la peste 200 m, în suprafața Platformei pliocene, deschiderii pângelor de apă captive și freatică de pe versanții văilor, cât și intervenției omului în procesul defrișării pădurilor, s'a ajuns astăzi la constatarea unor realități care trebuesc studiate pentru a se găsi mijloacele cele mai adecvate pentru amenajarea degradărilor.

Prin deschiderea pângelor de apă captive s'au creat generații de văi ce

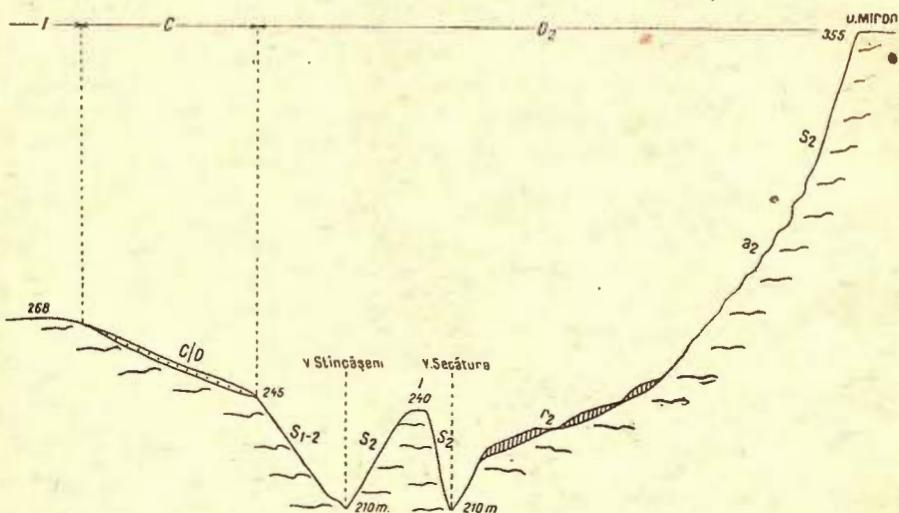


Fig. 3. — Profil geomorfologic al evoluției pantelor dela localitatea Stâncășeni (reg. Bârlad).

D_3 , complex deluvial cu procesele de degradare impins la maximum (a_3 , alunecări S_3 , spălări ale solului și r_3 , râpe torentiale). Văile Stâncășeni și Secătura apar ca «văi deluviale» (c. m.); C/D, pantă coluvială în curs de degradare și de transformare într-o pantă deluvială; I, interfluvii sculpturale.

desvoltă relieful în trepte, pe basine fluviale locale. Procesele de evoluție ale pantelor deluviale merg într'un ritm care poate fi înregistrat istoric. Așa, văile torentiale de pe izlazul comunei Stâncășeni (D. Ursoi) s'au lungit în amonte cu 100 m și s'au adâncit cu 15—20 m, în ultimii patruzeci de ani. La fel, în aval de comuna Corodești s'a creat o vale torentială, lungă de 500 m și adâncă de 25 m, și aceasta în mai puțin de 50 de ani. Dealuri întregi își fragmentează frunțile, prin alunecări și surpări, îngustând mereu cumpăna de ape. Lateral, aceste procese deluviale trec în zona coluvială cu care se întrepătrund iar contactul cu interfluviiile se face mult mai transant datorită luptei continui pe care o dă spre a nivela asperitățile dominante ale crestelor orografice. Instabilitatea caracterizează totalitatea proceselor deluviale din regiune.

Căile de comunicații, aşezările omenești, ogoarele agricole, imăsurile, toate se resimt de pe urma acestei mobilități a reliefului. Chiar profilul pădurilor este neregulat repartizat pe suprafața deluiilor. În sectoarele umede, pe contactul cu pânzele de apă, viața vegetației este mult mai intensă, în timp ce pe spațiile dintre două pânze de ape consecutive profilul vieții suferă schimbări.

Din punct de vedere al utilizării raționale a teritoriului acestei regiuni pantele deluviale intră în regimul silvic-pomicol-viticol-pășuni și un regim agricol în rețea, subordonat sistemului pomicol și al brâelor înierbate.

4. Interfluviile (cartarea pe hartă maron-roșcat). Ele ocupă o suprafață destul de redusă, cam 15% din suprafața întregii regiuni. Relieful acestor interfluvii se prezintă sub forma unor creste orografice, alungite dela NW spre SE, descrescând ca înălțime, în jurul 400 m, în medie, în regiunea nordică și trecând la înălțimi de 300 m, în medie, în regiunea sudică.

In această parte apare foarte clar procesul de spargere recentă a Platformei pliocene moldovenești. Pe lângă înclinarea originală a reliefului, în sens consecvent cu fosta Platformă pliocenă, se mai adaugă și faptul că rețeaua de văi principale și-a păstrat paralelismul primordial iar cumpenele de apă corespund peste tot cu cretele orografice de prim ordin ale regiunii.

Atacul vehement al denudației asupra acestor interfluvii este în plină desfășurare. Unele interfluvii au început să fie sparte de eroziune, izolând pe vârful culmii principale unele țancuri mai răsărite, sub forma unor martori de eroziune. Tipică, în această privință, este Culmea Muncelului, dintre V. Ezerului și V. Tutovei. Nivelul interfluvial al acestei culmi are aspectul unei lame de fierăstrău întoarsă cu colții în sus. Colții acestei lame, tocîți în parte, sunt alcătuși din lentile de gresii mai dure iar spațiile dintre acești martori de eroziune diferențială sunt ocupate de înșeuări nisipoase cărora, de multe ori, li se poate acorda titlul de «înșeuări substructurale» (prin spargerea plăcilor de gresii).

Culmea cea mai înaltă din regiune este plasată între basinele Drăxenilor și Ezerului, ajungând până la peste 480 m. Masivitatea acestei culmi, în curs de distrugere, se datorează plăcilor de gresii ce pot fi văzute în nivelele structurale din D. Corodeștilor—Obârșia și D. Miron—Cociubei.

Creste interfluviale, ca cele din D. Rosnovanu, D. Viei, D. Lazul, toate în regiunea Drăxenilor, apar pe hărțile dela 1893 ca fiind niște podișuri suspendate. Astăzi, ele au forma unor lame de cuțit; abia mai rezistă pe creastă o simplă potecă de picior.

D. Oneștilor, dela N de Ruși, și-a îngustat lățimea interfluviului cu cel puțin 100 m în ultimii 50 de ani, urmărind evoluția sa după cornișele de alunecare și surpare. Un alt exemplu de evoluție rapidă a crestelor interfluviale îl avem în D. Morilor, la NW de Obârșenii de Jos, unde în ultimii 50 de ani nivelul altitudinii crestei a scăzut cu aproape 20 m. Nu vrem să se credă că



evoluția aceasta interfluvială este uniformă peste tot, dar acolo unde procesele se pot dovedi, este clar că ele trebuie semnalate. În deosebi, prin procesele de defrișare se crează condiții de degradare a terenurilor într-o formă alarmantă, și de aici și evoluția mai rapidă a nivelor de creste ale reliefului. O reambulare a hărților pe teren, prin noi măsurători, ar arăta toate schimbările istorice suferite de relieful acestei regiuni.

Prin împădurire, în special a nivelor interfluviale, încadrate între pante deluviale, s'ar opri degradarea rapidă a terenurilor, închizându-se astfel multe « porți » prin care pătrund curentii reci de aer ce provoacă înghețurile la livezile și podgoriile locale. Un exemplu precis îl semnalăm la Stâncășeni. De când s'a defrișat pădurea de pe creasta de NE a satului, curentii de aer reci pătrund în sat și expun livezile la înghețuri, îndeosebi pe panta deschisă spre E. În urma cercetărilor de teren, am constatat că rolul cel mai mare îl joacă în economia solului microclimalele locale care se repartizează pe pante, interfluvii, funduri de văi (și în funcție de tipurile de văi), încât o singură schimbare de direcție a unui factor din formula microclimatului este suficientă spre a schimba complexul microclimatic de relief. Chiar și scurgerea pângelelor de apă, prin disecarea masivelor deluroase, crează condiții de microclimat local deosebit. Acest microclimat se poate aplica tuturor tipurilor de pante coluviale, deluviale, șesurilor, interfluviilor, etc.

In concluzie, putem afirma, fără a greși, că omul a grăbit enorm de mult evoluția reliefului din regiunea colinelor Tutovei, dar tot omul trebuie să fie acela care să-și dea seama de realități și să schimbe evoluția reliefului în favoarea sa, iar nu în detrimentul său.

— AL. CHELĂRESCU și A. MIHUL. — 1. Carierele de calcar dela Ripiceni. 2. Calcarele și marnele de Repedea-Iași. 3. Depozitele de gips dela Cuzlău-Porodiștea (Dorohoi). 4. Carierele de andezit dela Dornișoara și Dorna-Boreut¹⁾.

Şedința din 18 Mai 1951.

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— EMIL POP. — Basinul neogen al Caransebeșului, între Poarta și Caransebeș.

Lucrările geologice pe care le-am făcut în vara anilor 1949 și 1950 în Basinul neogen al Caransebeșului, au avut ca scop: cartarea regiunii la N de D.

¹⁾ Manuscrisele nu au fost primite la Redacție până la data imprimării volumului.



Domașnea până în dreptul Caransebeșului cu culegerea tuturor datelor petrografice, paleontologice, stratigrafice, și tectonice pe care le oferă terenul.

Regiunea cercetată este regiune de dealuri nu prea înalte, tăiată în lung de V. Timișului și în curmeziș de numeroase văi și vâlcele afluente Timișului.

Este încadrată la W de munții comunelor: Teregova, Armeniș, Slatina, Petroșița, Buchin, Caransebeș; la E de munții comunelor: Rusca, Feneș, Sadova, Ilova, Vârciorova, Bârlova, Dalcu; la S de D. Domașnei; la N se întinde până la Caransebeș.

Sedimentarul reprezintă depozitele rămase de pe urma golfului marin ce venea în Neogen din Câmpia Banatului peste Lugoj, Caransebeș și trecea prin regiunea Poarta spre basinul Mehadii. Ele se sprijină discordant pe un fundament, în cea mai mare parte Cristalin (gneise, micașisturi, cuartite).

Depozitele neogene se pot repartiza aici la cinci formațiuni geologice și anume: Formațiunea continental-lacustră, la bază, Formațiunea marină, Formațiunea salmastră, Formațiunea lacustră și terasele.

Formațiunea continental-lacustră fiind la baza Sedimentarului neogen, apare rareori la suprafață. Astfel se întâlnește numai la Armeniș, Sadova Nouă, Ilova, Vârciorova și în hotarul comunelor Goleș și Petroșița. Ea a fost însă întâlnită peste tot în forajele dela Vârciorova până la Caransebeșul Nou.

Peste tot este constituită din argile, nisipuri, și tufuri dacitice.

Argilele sunt de culoare cenușie, rare ori negre sau gălbui, când fine și curate, când destul de nisipoase, compacte, cu spărtura plană și aproape fără fosile (numai resturi de Plante). Au cea mai mare răspândire în partea medie și superioară a Formațiunii cu cărbuni.

Nisipurile sunt în genere verzui, când mai fine, când mai grosiere, uneori foarte micacee, fără stratificare și fără fosile. Ele formează aproape toată partea inferioară a Formațiunii cu cărbuni.

Tufurile dacitice sunt albe, fine, pe unele locuri betonizate, formează intercalări nu prea groase și deobicei se întâlnesc în partea mijlocie a Formațiunii cu cărbuni.

Vârsta acestei formațiuni încă nu s'a putut stabili precis, neconținând argumente paleontologice destul de convingătoare.

Formațiunea marină apare la zi pe marginea de E la Armeniș, Sadova Nouă, Ilova și Vârciorova iar pe cea de W în diferite locuri, la Armeniș, Sadova Veche, Slatina, Goleș, Petroșița, Bucosița; spre N până în dreptul Caransebeșului, dar s'a întâlnit peste tot în sondaje. Este constituită mai ales din marne verzui, obișnuit compacte, mai rar plastice, din loc în loc nisipoase, cu spărtură concoidală sau neregulată și bogat fosilifere, din intercalări subțiri de gresii cenușii, uneori dure, alte ori destul de ușor friabile și din puține calcare albicioase și pietrișuri.



Fosilele întâlnite sunt: *Nucula*, *Leda*, *Ostrea*, *Lucina*, *Pecten*, *Pectunculus*, *Arca*, *Spondilus*, *Venus*, *Cardium*, *Corbula*, *Conus*, *Strombus*, *Cypraea*, *Turritella*, *Murex*, *Ancilaria*, *Trochus*, *Natica*, *Fusus*, *Pleurotoma*, *Cerithium*, *Mitra*, *Dentalium*, *Vermetus*, *Lithothamnium*, etc.

Ca vîrstă, formațiunea marină aparține Tortonianului.

Formațiunea salmastră apare la zi la Teregova, Rusca, Feneș, Armeniș, Ilova, Sadova Nouă, Vârciorova; a fost întâlnită peste tot în lucrările de foraj. Este alcătuită din marne cenușii-verzui, uneori curate, alteori nisipoase, pe unele locuri cu foarte numeroase pelicule calcareoase și filme de nisip, după care se desfac ușor în plăci; din nisipuri sau gresii cenușii, când mai fine, când mai grosiere și din pietrișuri și conglomerate mărunte. Dintre depozitele arătate, marnele predomină; celelalte se intercalează numai rareori și pe grosimi mici.

In genere sunt fosilifere, conținând: *Ervilia*, *Cardium*, *Trochus*, *Cerithium*, *Irus*, etc.

Ca vîrstă, formațiunea salmastră aparține Sarmatianului.

Formațiunea lacustră se întâlnește din dreptul celor două Sadove spre N, pretutindeni unde regiunea nu este acoperită de terase.

Ca alcătuire petrografică se compune din: marne cenușii sau cenușii-verzi, cu spătură neregulată sau concoidală, ori în plăci, pe unele locuri curate, pe altele nisipoase, din nisipuri și gresii cenușii sau galbui și din pietrișuri, bolovanișuri sau conglomerate, dela mărunte până la grosolane. Intre depozitele arătate, predomină marnele dar sunt bine reprezentate atât nisipurile cât și pietrișurile și conglomeratele.

Resturi fosile se întâlnesc fie în marne, fie în nisipuri, uneori foarte frecvente, alte ori foarte rare. Se găsesc: *Congerii*, *Melanopsida*, *Limnocardiacee*, *Planorbis*.

Ca vîrstă, formațiunea salmastră aparține Pontianului.

Terasele însotesc V. Timișului și a afluentilor săi mai mari. Sunt foarte răspândite. Se pot identifica 13 terase. Sunt constituite din pietrișuri și nisipuri, cu o stratificare încrucișată. Toate au o vîrstă cuaternară.

Tectonica regiunii este destul de simplă. În hotarul comunei Armeniș se pare că stratele ar fi cutate în aşa fel că ele ar forma două sinclinal marginale, unul estic și altul vestic și un anticlinal axial. La N de Armeniș până la Caransebeș se pare însă că, cutarea straterelor ar consta numai dintr-o lăsare axială, în urma căreia s'a format un mare sinclinal sprijinit cu cele două flancuri direct pe cele două margini ale regiunii.

Sinclinalul este foarte asimetric deoarece pe când flancul de E are o înclinare ce variază între 45° — 85° spre W, flancul de W înclină abia 10° — 20° spre E.



De fapt tectonica regiunii este foarte greu de descifrat din cauza prea numeroaselor alunecări de teren și din cauza prea rarelor și prea micilor deschideri pe care le are. Pe lângă aceasta, la toate forajele ce s-au făcut în regiune, s-au întâlnit foarte numeroase oglinzi de fricțiune în cuprinsul probelor. Faptul denotă că stratele sunt foarte des faliante.

Superficial regiunea este foarte frecvent frământată de alunecări.

N. MIHAIOVICI. — Raport informativ asupra prospecțiunilor geologice din Munții Sebeșului¹⁾.

— F. OLTEANU. — Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgușeni (Bacău).

In ultimii trei ani am cercetat în regiunea Bacău, Miocenul subcarpatic pe care, în comunicarea de anul trecut, l-am cuprins în denumirea de Depresiunea Subcarpatică.

Suprafața cercetată se întinde între marginea Flișului paleogen și Tazlăul Mare, începând din R. Trotuș și până în P. Schitului dela Frumoasa. Pentru a compara faciesurile Miocenului, am făcut câteva incursiuni sumare, de informare, atât la E de Tazlăul Mare până în Culmea Pietricica, cât și la W în Miocenul din Flișul de pe Valea Oituzului.

In anul 1950²⁾, am expus concluziile noastre asupra existenței unei structuri în pânze de deslipire a Miocenului din Depresiunea Subcarpatică. Considerând că regiunea era prea restrânsă pentru a putea privi ca sigure aceste concluziuni, ne-am propus să extind cercetările în regiunile Solonț și Drăgușeni.

In regiunea Solonț, în care Depresiunea Subcarpatică se ridică și în care apare Miocenul Verde, trebuie să verificăm dacă acest Miocen este echivalentul Burdigalianului cu marne roșii și dacă el aparține numai Autohtonului, după cum sugerau cercetările de anul trecut²⁾. Totodată trebuie să vedem ce facies de Oligocen corespunde la unitățile miocene stabilite.

In regiunea Drăgușeni urmă să verificăm existența Autohtonului cu Miocen Verde în Culmea Pietricica.

I. Stratigrafia (vezi tabelul stratigrafic, pag. 302). In stratigrafie se verifică poziția constantă a reperelor întrebunțate anterior²⁾. Folosind aceste repere constatăm, în Miocenul regiunilor cercetate, existența doar a trei unități sedimentare din cele patru stabilite anul trecut, adică: Pârâa Hârja—Perchiu, Pârâa Scăriga—Pietricica și Autohtonul.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ FLORIAN OLTEANU. Tectonica și faciesurile Miocenului subcarpatic din regiunea Berzunț. D. d. S. Comit. Geol. Vol. XXXVII (1949—1950). București, 1953.



Faciesul Pânzei Viișoara nu apare în regiunea Solonț în Sinclinalul Poduri, cum presupuneam. La Stănești, profile bine deschise arată că faciesul depozitelor acestui sinclinal este aproape identic cu cel al Pânzei Hârja—Perchiu. După cum vom vedea la capitolul asupra tectonicii, el face parte dintre o digităție a Pânzei Hârja—Perchiu.

Din această constatare reiese că volumul sedimentar atribuit Pânzei Viișoara aparține unei digității. Vom vedea, în cercetările ce le vom face anul acesta la S de Trotuș, dacă această idee se confirmă.

Inainte de a menționa noile date stratigrafice referitoare la unitățile din regiune, trebuie să atragem atenția asupra unui fapt important. Este vorba de confirmarea, prin microfaună, a vârstei burdigaliene atribuită conglomeratelor și gresiilor cu marne roșii (Strate de Tescani) dela Brebu. Anul trecut, VOICU¹⁾ a comunicat la Comitetul Geologic că aceste strate conțin microfaună asemănătoare cu aceea a Stratelor de Coruș din Ardeal, care, după cum se știe, conțin macrofaună burdigaliană.

A) *Pânza Hârja—Perchiu* apare numai în regiunea Solonț. Ea cuprinde partea internă a Depresiunii Subcarpatice și, probabil, Paleogenul marginal²⁾ până aproape în Tazlăul Sărat.

In constituția acestei pânze se observă la suprafață Eocenul, Oligocenul și Miocenul inferior și mediu.

1. Eocenul prezintă către partea finală roce asemănătoare cu cele din Stratele de Bisericani și se termină prin Gresia de Lucăcesti, după cum se vede la Sălașele Mari și în Manachia.

2. Oligocenul sfărșește prin Menilitile superioare ca în D. Pietrosu, la Fundu Osoiu (NE de Uturele Mic) și în P. Slatina. El conține ici și colo conglomerate verzi. Intre Gresia masivă de Kliwa și Menilitile superioare, în D. Pietrosu și în Manachia, Oligocenul prezintă un pachet de strate cu aspect flișoid, pachet ce constă din gresii calcaroase curbicorticale cu hieroglife, marne cenușii și cinerite. Acest pachet este echivalentul stratigrafic al Stratelor de Strigoiu dela Tg. Ocna³⁾.

3. Miocenul inferior și mediu își păstrează caracterele descrise în lucrarea de anul trecut³⁾. El este reprezentat prin Aquitanian salifer cu elemente verzi, cloritice, de origină dobrogeană, Burdigalian cu Strate de Tescani, gresii cu marne roșii, fără elemente cloritice și Helvetian cu Gresii sănțuite imediat deasupra Gipsului de Perchiu³⁾. Aceste gresii au fost numite

¹⁾ GH. VOICU, Considerații stratigrafice și biofaciale asupra evoluției microfaunei din Turonian până în Pliocen între Valea Dâmboviței și Valea Cricovului. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII, (1949—1950). București, 1953.

²⁾ I. ATANASIU, Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, București, 1943.

³⁾ F. OLTRANU, Op. cit.

**TABELUL STRATIGRAFIC AL MIOCENULUI INFERIOR ȘI MEDIU
DIN REGIUNILE SOLONT ȘI DRĂGUGEȘTI ***

— limită sigură cu concordanță limită nesigură ~~~~~ limită cu discordanță

Unitățile	Pârâza Hârja – Perchiu	Pârâza Scâriga – Pietricica	Autohtonul
TORTONIAN			
	Erodat	Erodat	Sisturi calcaroase (\pm 500 m).
			Marne roșii de Valea Calului (\pm 250 m) (gresii calcaroase cu rare strate de marne roșii și o intercalajie de cinerit; Strate de Poduri la unii autori)
	Gresii sănătuite (\pm 700 m) [Stratele de Poduri (GROZESCU)].	Alternanță de pachete de marne cenușii cu pachete de gresii calcaroase (\pm 700 m).	Gresii sănătuite (\pm 250 m).
	\pm 30 m	Gips de Perchiu \pm 10 m	\pm 2 m
	Marne de Poiana (\pm 100 m) inclusiv Gresia de Perchiu (\pm 10 m).	Marne de Poiana (\pm 100 m) inclusiv Gresia de Perchiu spre exterior conglomeratică; sub ea la \pm 3 m gresii lentigulare.	Marne de Poiana (\pm 50 m)
HELVETIAN		Strate de Tescani (\pm 700 m) cu sisturi verzi ca elemente în roce (gresii calcaroase cu numeroase strate de marne roșii și cu gresii verzi conglomeratic și lenticule de conglomerate verzi argiloase, grosolană, mai ales în partea inferioară).	Strate de Borzești (\pm 900 m) [gresii verzi argiloase cu frecvente argile verzi și tose și rare lenticile și strate (către bază) de conglomerate verzi].
BURDIGALIAN			
	In digităția Solonț; Arcoza de Căsoasa (\pm 100 m)	Tipul Scâriga Marne roșii și rar cenușii cu conglomerate argiloase (\pm 100 m)	Tipul Pietricica Conglomerate argiloase grosolană verzi (\pm 700 m); Conglomerate de Pietricica.
AQUITANIAN			
	Gips de Varnita (\pm 20 m)	Brecie saliferă (0–200 m) (Sărata-Bacău)	Gips de Feschi (\pm 50 m) (marne cenușii cu lenticile de gips și de conglomerate verzi)
	Brecie saliferă (\pm 500 m)	lipsă	
	Gips de Feschi (10–40 m)		
	Gresii și conglomerate verzi, parțial gipsifere, cu marne cenușii (\pm 100 m)		
OLIGOCEN		~~~~~ Sisturi disodilice	Menile superioare

*) Tabărelul stratigrafic de față reprezintă modificarea și completarea tabelului din lucrarea: F. OLTEANU: Faciesurile și tectonica Mio-cenului subcarpat din regiunea Berzunt, D. de S. Comit. Geol. Vol. XXXVII (1949 – 1950). București, 1953.



Strate de Poduri¹⁾ și au fost considerate ca reprezentând partea finală a Helvețianului, când de fapt ele alcătuesc începutul (± 500 m). În regiunea Solonț nu se întâlnesc subdiviziunile superioare din Helvețian. Lipsesc din acest Helvețian aproximativ 2000 m de strate.

Cercetările din regiunea Solonț aduc precizări noi cu privire la Helvețianul din pârza considerată. Nisipurile de Horuza și Marnele roșii de Valea Calului²⁾ sunt trecute acum la Digitația Măgirești. Aceste două subdiviziuni helvețiene erau private până acum ca fiind caracteristice pentru Pârza Viișoara²⁾, care a devenit Digitația Măgirești.

Nisipurile de Horuza, din partea inferioară a Helvețianului din Digitația Măgirești, se paralelizează cu Gresiile Șanțuite din Digitația Solonț. Diferența reiese dintr-o mai puternică cimentare a ultimelor. În regiunea Solonț această diferență se pierde, aşa încât am renunțat la prima denumire.

B) *Pârza Scăriga—Petricica* ocupă parte din regiunea Solonț și întreaga regiune Drăgușeni. Ea se întinde în partea externă a Depresiunii Subcarpatice aproximativ dela Tazlăul Mare spre E.

În regiunea Solonț ea este restrânsă la dealurile dintre Tazlăul Mare și Tazlăul Sărat, și anume D. Tărăța, D. Grecului, D. Majotiei și D. Comanului, începând dela o linie Pârjol-Ardeoani spre W.

În regiunea Bacău, Pârza Scăriga — Petricica prezintă la suprafață Oligocen, Aquitanian, Burdigalian, Helvețian și Tortonian. Dintre acestea Aquitanianul și Tortonianul conțin brecii salifere. Burdigalianul conține elemente verzi, cloritice, de origină dobrogeană.

Ceea ce aduc nou ultimele noastre cercetări, este observația că faciesul Pânzei Scăriga — Petricica merge până în marginea platformei. Impresia pe care am avut-o în cercetările din 1949, că în Anticlinialul Culmea Pietricica ar apărea Miocenul Verde, nu se confirmă. În Culmea Pietricica întâlnim un facies de Burdigalian ceva mai puțin roșcat, mai cenușiu și mai conglomeratic decât în restul Pânzei de Scăriga — Petricica, dar faciesul acesta, acum după ce cunoaștem bine Miocenul Verde, ni se pare a fi asemănător cu cel din Pârza Scăriga.

O caracteristică a Burdigalianului din culmea considerată este prezența Conglomeratelor verzi în Gresia de Perchiu²⁾ din partea lui terminală. Deosemenea este caracteristică prezența șisturilor calcaroase în Gipsul de Perchiu din baza Helvețianului. Aceste caractere se remarcă în P. Brătilița (Brătila) și în P. Cârligatu (Drăgușeni).

Până acum se știa că șisturile calcaroase apar numai în jumătatea superioară

¹⁾ H. GROZESCU, Geologia regiunii subcarpatice din partea de N a districtului Bacău. An. Inst. Geol. Rom. Vol. VIII, București, 1917.

²⁾ F. OLTEANU, Op. cit.

a Helvețianului. Apariția lor în jumătatea inferioară este caracteristică pentru Helvețianul din Pârza Scăriga—Pietricica și se pare că aceasta este un caracter de margine al pânzei, care se observă numai la E de Tazlăul Mare, deoarece la partea ei internă, în regiunea Ardeoani — Pârjol, stratele de șisturi calcaroase sunt destul de rare și apar numai în jumătatea superioară a Helvețianului. Stratele cele mai numeroase de șisturi calcaroase se găsesc în Sinclinalul P. Călugărului (Onești), situat imediat la W de Anticlinialul Pietricica.

O altă contribuție a ultimelor noastre cercetări este determinarea prezenței Marnelor roșii de Valea Calului (± 250 m) dela partea mijlocie a Helvețianului și în această pânză. Ele apar pe malul drept al Tazlăului Mare în P. Goșa (Tărăța), apoi în P. Mărzănești (Ardeoani), în D. Stânei (Stufu) și P. Lovin, (Drăgușeni).

C) *Autohtonul* se ivește numai în regiunea Solonț, la marginea Flișului, adică respectiv la marginea internă a Depresiunii Subcarpatice. Așa cum am presupus¹⁾, el este reprezentat prin Miocenul Verde.

Cea mai însemnată contribuție a cercetărilor noastre o constituie datele referitoare la Miocenul Verde, pe care îl considerăm un element stratigrafic de importanță capitală pentru descifrarea tectonicii Depresiunii Subcarpatice.

Miocenul Verde apare foarte puțin în regiune, și anume pe versantul estic al Uturului Mic și în dealurile Mihoc și Șuba.

GROZESCU, în lucrarea sa din 1917²⁾, consideră acest Miocen ca o intercalărie în Stratele de Antal, strate cu care sfârșește Mediteraneanul inferior.

ION ATANASIU în 1943³⁾, deși repartizează Miocenul Verde la Pârza Submarginală, totuși, pe cel din regiunea noastră îl trece la Autohton. În acest autohton însă include întreg Miocenul subcarpatic, zică și Miocenul Roșu, respectiv Burdigalianul din pârza noastră Hârja — Perchiu.

Potibilitatea ca Miocenul Verde să reprezinte Autohtonul a fost întrevăzută de noi în 1949, când, străbătând întreg Miocenul din partea de S a regiunii Bacău, dela apariția lui cea mai internă (Hârja) și până la cea mai externă (Culmea Pietricica), nu am întâlnit nicăieri acest Miocen, atât de caracteristic. Am presupus că el reprezintă Autohtonul și se află afundat și acoperit de pânze în întreaga regiune cercetată atunci de noi.

Care este motivul care ne-a făcut să conchidem că Miocenul Verde reprezintă Burdigalianul Autohtonului și că este paralelizabil cu Burdigalianul roșcat din pânze? Este situația lui stratigrafică. El este cuprins între două gipsuri: Gipsul de Feschi și Gipsul de Perchiu, ca și Burdigalianul roșcat din pânze. Cuprins între aceste gipsuri, el are o grosime de aproape 1000 m. Această

¹⁾ F. OLTEANU, Op. cit.

²⁾ H. GROZESCU, Op. cit.

³⁾ I. ATANASIU, Op. cit. AN 22



grosime ne împiedică să-l considerăm ca o intercalație. El se caracterizează prin gresii verzi, cu rare conglomerate și argile șistoase verzi. Numim aceste depozite *Strate de Borzești*, spre deosebire de gresiile cu marne roșii din Burdigalianul pângelilor, pe care le numim, ca și KÜNDIG în 1939, *Strate de Tescani*. Astfel, Burdigalianul Autohtonului se caracterizează prin *Strate de Borzești*, iar cel al pângelilor, prin *Strate de Tescani*. Este cea mai accentuată diferență de facies întâlnită în Miocen.

Gipsul de Feschi, aquitanian, apare ca lentile de gips gresos în aproximativ 50 m de marne cenușii, cu lentile de gresii verzi în P. Cucueți, la intrarea din vale a satului Cucueți, și în P. Slatina (primul afluent pe stânga al Pârâului Solonț, la N de P. Pustiu).

Gipsul de Perchiu, helvețian, se găsește în P. Cheia dela fundul Pârâului Ludași și în P. Măstacănu lui dela Timărești.

Interesant este că Burdigalianul verde al Autohtonului se termină prin Marnele de Poiana (\pm 50 m).

Deasupra Gipsului de Perchiu, din P. Cheia, și din P. Măstacănu lui, în marnele cenușii helvețiene încep să se interpună gresii calcaroase ca și în Pânza Hârja—Perchiu în subdiviziunea Gresiilor sănătuite.

Helvețianul Autohtonului nu depășește cu mult 300 m. El este întrerupt tectonic de baza pângelilor.

Atribuim cu rezervă Autohtonului, și Paleogenul din Utare, caracterizat în Eocen prin *Strate de Biserici* peste care stă Gresia de Lucăcești conglomeratică și în Oligocen prin două nivele conglomeratice, unul în Gresia masivă de Kliwa și unul în Menilitele superioare. Dată fiind sărăcia în conglomerate verzi, nu este exclus ca acest Paleogen să aparțină Pânzei Hârja—Perchiu.

Din cele expuse până acum rezultă că urmărirea Miocenului verde, care caracterizează Autohtonul, este de mare importanță. Este posibil să apară în Moldova în zona Pânzei submarginale dintre Piatra Neamț și Agapia, deoarece el este tipic pentru această unitate. În Bucovina, în regiunea Suceava, geologul T. Joja semnalează deasemenea Miocen Verde, și anume tot la marginea Flișului paleogen, la E de localitatea Putna. Din aceste câteva date se pare că această creastă de Autohton dela marginea Flișului paleogen se întinde regional din mijlocul Moldovei până în Bucovina.

D) *Concluzii stratigrafice* (planșa I, sus). Din datele pe care le avem până acum, asupra Miocenului din regiunile cercetate în ultimii trei ani, suntem în situația de a întrevedea, în Burdigalian, următoarele schimbări de facies dela exterior spre interior.

Deosebim un facies extern, verde, al Burdigalianului din Autohton, năpădit total de elemente verzi, material cloritic extracarpatic, provenit din catena varistică dobrogeană. Ne imaginăm că, la marginea exterioară a geo-

sinclinalului, depozitele burdigaliene sunt depuse direct pe Șisturile verzi ale catenei varistice. În acest mod ne explicăm abundența și exclusivitatea materialului verde.

Se deosebește apoi un facies intern, roșcat, cu material lateritic, conținut de marnele roșii, faciesul Pânzei Scăriga — Pietricica și al Pânzei Hârja — Perchiu.

Faciesul Pânzei Scăriga — Pietricica este un facies intermediu între cel al Autohtonului și cel al Pânzei Hârja — Perchiu pentru că în el se întâlnesc atât elementul cloritic cât și cel lateritic.

Căutând să urmărim răspândirea elementului cloritic în seria oligocenă și miocenă — luând pentru prima dată după I. ATANASIU¹⁾, iar pentru ultima după noi — ajungem la concluziuni interesante.

Observăm cum volumul materialului cloritic se reduce dela exterior spre interior. În Autohton, pe care noi îl echivalăm, facial, cu Pânza submarginală a lui I. ATANASIU, elementele cloritice apar de timpuriu, dela sfârșitul Eocenului, din Gresia de Lucăcești, invadază aproape tot Oligocenul și se mențin până în Helvețian. Pânza Scăriga — Pietricica bănuim că se echivalează cu Pânza marginală externă a lui I. ATANASIU. Aci, elementele cloritice apar mai târziu, anume către partea mijlocie a Oligocenului, și mult mai rar. În Burdigalian ele se mențin cu intreruperi, până la sfârșitul lui, ocupând jumătatea inferioară a acestui etaj sub forma Conglomeratelor de Pietricica. În Pânza Hârja — Perchiu, Pânza marginală internă a lui I. ATANASIU, elementele cloritice se întâlnesc numai din Oligocenul superior (Menilitele superioare) și până în Burdigalian, reducându-se practic la Aquitanian.

Nu mai este nevoie să atragem atenția asupra faptului cunoscut că prezența materialului cloritic aduce odată cu ea și caracterul psefitic.

In diagrama de răspândire a elementelor caracteristice din Oligocen și Miocen, am adăugat și materialul roșcat, lateritic, din marnele roșii, și pe cel al sării. Ambele se pare că se găsesc numai în Pânzele Scăriga — Pietricica și Hârja — Perchiu.

Se observă că zona de răspândire a sării din Aquitanian coincide cu aceea a materialului lateritic din Burdigalian, ceea ce ni se pare logic, deoarece geneza atât a sării cât și a lateritului este favorizată de un regim arid.

Se mai observă deasemenea o abundență de arcoze, care conțin material granitic, în Aquitanianul, Burdigalianul și Helvețianul inferior al Pânzei Hârja — Perchiu. Se pare că pe măsură ce înaintăm spre interior, materialul cloritic este înlocuit cu material granitic. Se pare că în timpul sedimentării Miocenului Depresiunii Subcarpatice există o provincie cloritică, la exterior și una granitică, la interior. Materialul provinciei cloritice provine din cor-

¹⁾ I. ATANASIU, Op. cit.



diliera de Șisturi verzi ce pornește dela Peceneaga—Camena spre N și care, după majoritatea geologilor, se prelungesc în Moldova în fundamentalul Autohtonului, iar materialul provinciei granitice își are, probabil, sursa în Cordiliera Cumană care, după MURGEANU¹⁾, a furnizat material granitic Cretacicului din Muntenia.

Grosimea depozitelor burdigaliene din Pârza Scăriga (aproximativ 1500 m), exagerată față de grosimea Burdigalianului din Pârza Perchiu (500—900 m), se explică prin formarea lor într-o zonă cu o depunere mai abundentă.

II. Tectonica (planșa I jos și planșa II). În tectonica regiunii, cel mai important element structural este fereastra Autohtonului Utura—Mihoc.

Brusca apariție a Burdigalianului verde, de facies extern, în mijlocul ariei ocupată de faciesul intern, roșcat, nu poate fi interpretată decât ca o fereastră.

Tectonic, considerăm că situația dela Borzești și dela fundul Pârâului Ludași ilustrează poziția în fereastră a Autohtonului.

La Borzești, în P. Slatina, peste Burdigalianul mediu din Autohtonul Muntelui Utura, stă tectonic Aquitanianul salifer al Pânzei Hârja—Perchiu. Autohtonul se află spre W iar pârza spre E.

La fundul P. Ludași (P. Cheia), P. Crucii și P. Căsoasa, peste Helvețianul inferior din Autohton, încălcă Burdigalianul inferior, sau chiar Aquitanianul Pânzei Hârja—Perchiu. Aci Autohtonul se află spre E, iar pârza spre W.

În forajul dela Ludași se întâlnește Miocen Verde sub sarea aquitaniană. După noi, sarea de aci nu reprezintă decât sarea din profilul dela Borzești, adică Aquitanianul Pânzei Hârja—Perchiu.

Dealungul încălcării Cucueți, este interesant că Autohtonul din solzul Șuba încălcă prin Aquitanianul lui peste Helvețianul inferior al Pânzei Hârja—Perchiu, dela exterior, și astfel se schimbă raporturile inițiale dintre aceste două unități.

Un alt fapt tectonic important este existența în Pârza Hârja—Perchiu a două digităii suprapuse: Digația Solonț dedesubt, la exterior și Digația Măgirești, deasupra. Acest fapt reprezintă o confirmare a figurii tectonice presupusă de noi anul trecut, cu singura diferență că noi presupuneam că Digația Măgirești reprezintă Pârza Vișoara.

Digația Măgirești este venită în Depresiunea Premontană²⁾ și este pusă în evidență sigur, prin poziția de plutire tectonică a Oligocenului din Vârful Pietrosu peste Burdigalianul Digației Solonț. Plutirea tectonică a acestui Oligocen este de netăgăduit. În același timp, tot de netăgăduit este continui-

¹⁾ G. MURGEANU Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpathique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI, (1932—1933), pag. 69—85, București, 1937.

²⁾ F. OLTEANU, Op. cit.



tatea stratigrafică dintre acest Oligocen și Miocenul dela exterior, care formează Sinclinalul Poduri. Această observație ne duce *a priori* la concluzia că și Miocenul acestui sinclinal plutește. În adevăr, urmărind Burdigalianul periclinului nordic al Sinclinalului Poduri, această idee se confirmă. În mare parte, el plutește peste Helvețianul Sinclinalului Solonț.

Paleogenul marginal al lui I. ATANASIU, dintre Tazlăul Sărat și Miocenul regiunii noastre, aparține Digației Măgirești. Se pare că el face parte din această digație, deoarece la N de P. Cucuți marginea lui, prin ieșinduri pe dealuri și intrânduri pe văi, arată o poziție clară în șariaj peste Digația Solonț.

Un element tectonic, care considerăm că trebuie menționat, este încălecarea dela Băsești, care este pentru prima oară remarcată.

Cercetătorii anteriori nu observau acest element tectonic, deoarece considerau Gipsul de Varnița cu caracter aquitaniene drept un gips oarecare din Helvețian și mai neglijau o informație a localnicilor care spun că de pe malurile Pârâului Ludași, dela ultimele case din susul pârâului s'a scos sare.

Încălecarea dela Băsești se pune în evidență la suprafață prin ivirea unei lame de Aquitanian (Gipsul de Varnița + brecie saliferă) între depozite burdigalian-superioare. Această lamă începe din P. Codrului (Timărești) și a fost urmărită de noi până în P. Codrului (Băsești). La 1 km spre interior de încălecarea dela Băsești, în P. Ludași, acest Aquitanian apare ca o mică fereastră cu un diametru de cca 100 m de sub Burdigalianul superior (Gresia de Perchiu).

Prima idee ce reiese din contactul Aquitanianului salifer cu formațiuni mult mai noi, ar fi că avem de a face cu o cută diapiră. Noi credem însă că aci nu avem de a face cu o cută cu sămbure activ de sare, deoarece stratele în jurul sării prezintă înclinări slabe, de aprox. 10°.

Aquitanianul de aci a fost tescuit spre exterior prin săniera peste el a Gresiei de Perchiu din structura Ludași, care încălecă peste cuta-falie Borzești din marginea externă a Ferestrei Utură—Mihoc; de aceea dăm acestei structuri numele de încălecare.

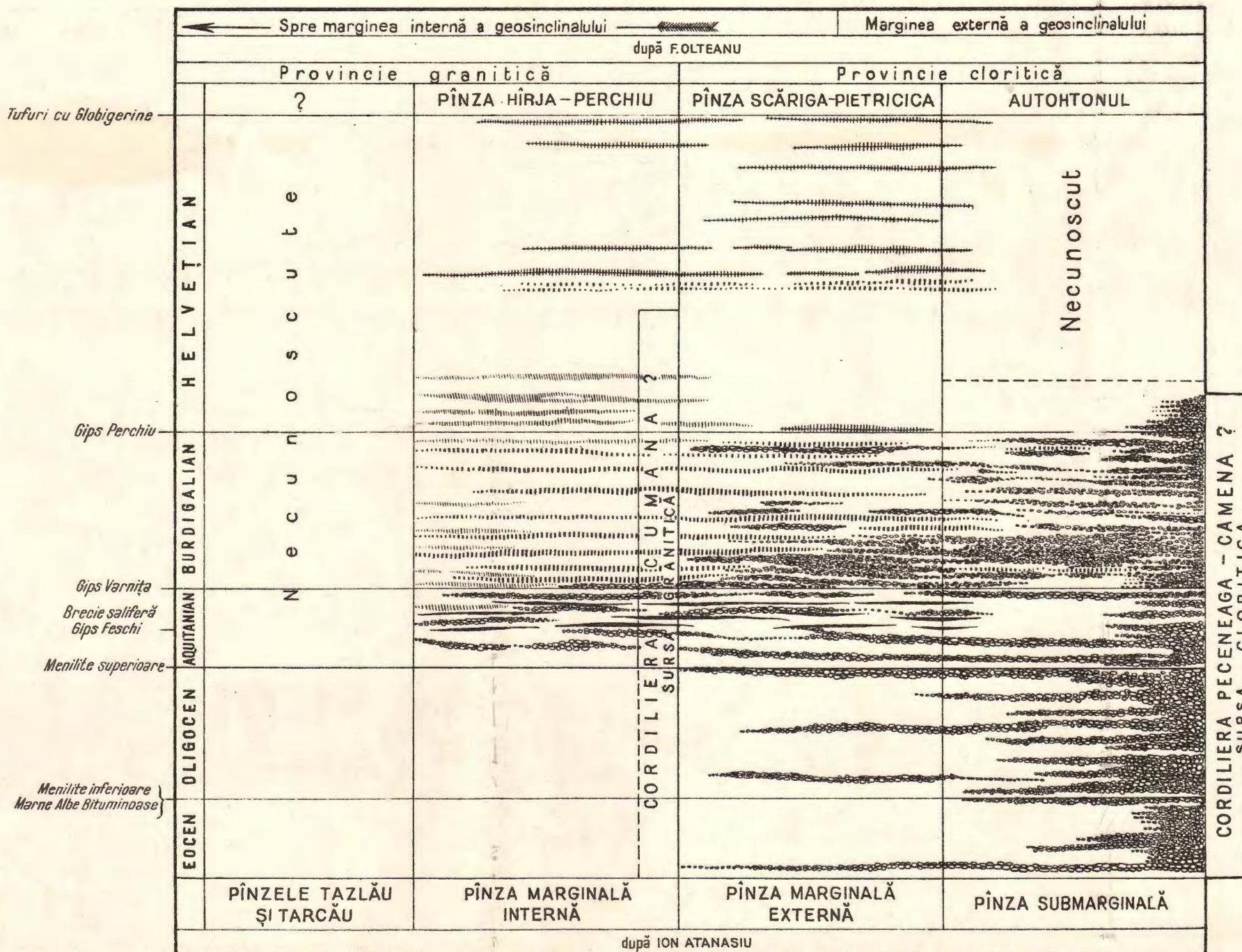
Un alt fapt tectonic interesant este acela din regiunea Solonț. Aci Pânta Hârja—Perchiu stă la interior pe Autohton și la exterior pe Pânta Scăriga—Pietricica. Această observație sugerează pentru ultima unitate două posibilități: prima, de a reprezenta Autohtonul și, a doua, de a constitui o digație a Pânzei Hârja—Perchiu.

Prima posibilitate este exclusă, având în vedere succesiunea normală a faciesurilor din Burdigalian, expusă la stratigrafie. Conform acestei succesiuni ne așteptăm ca spre exterior Burdigalianul să devină din ce în ce mai verde; el nu poate lua aspectul faciesului intermedian roșu-verde al Pânzei Scăriga—Pietricica.

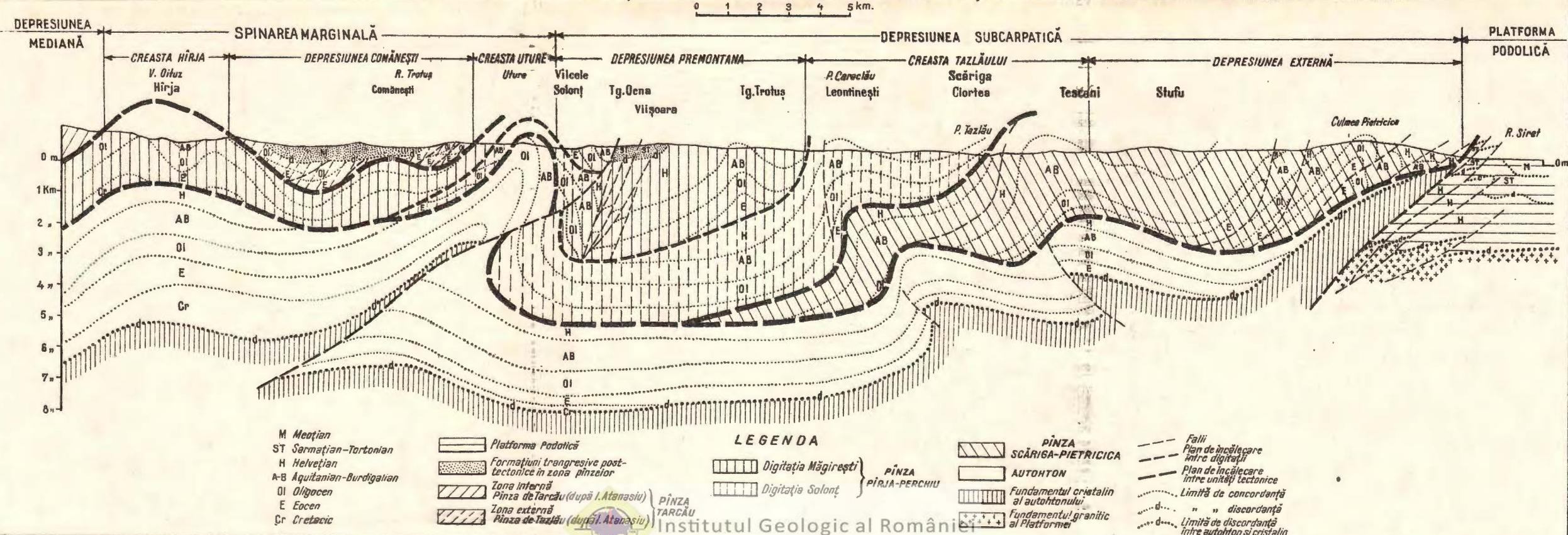
Cea de a doua posibilitate nu este exclusă. Ea rămâne ca problemă de urmărit în cercetările viitoare.

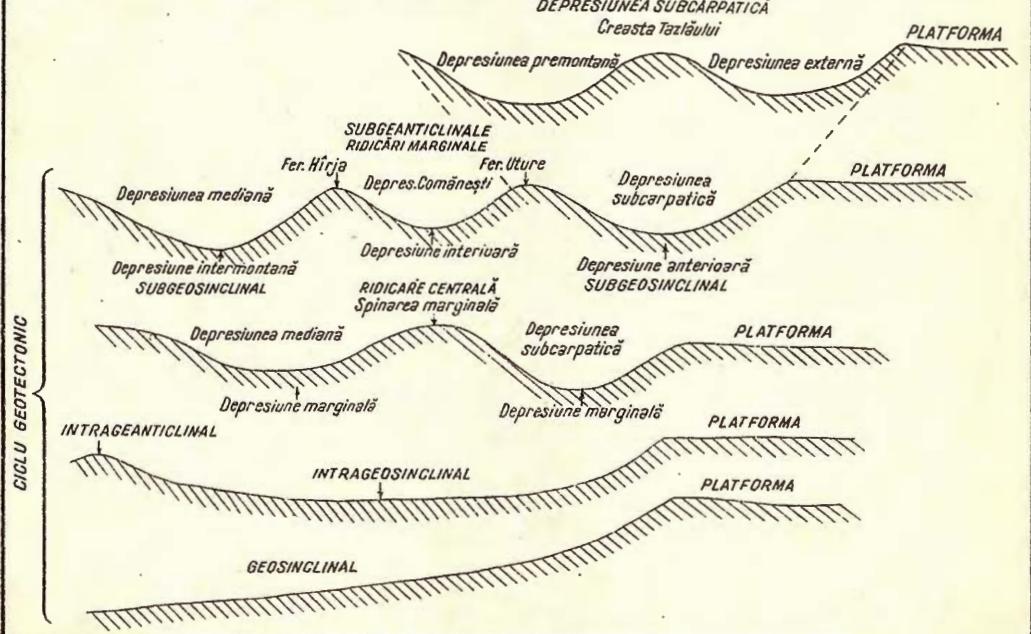
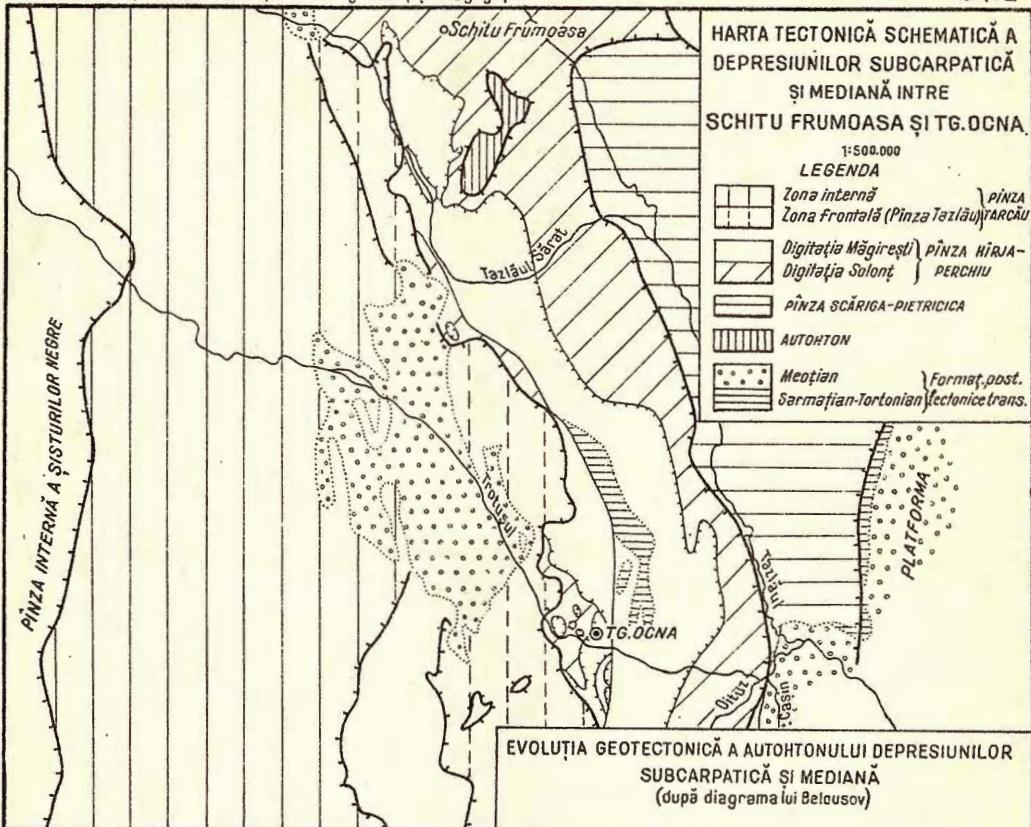


**DIAGRAMA RĂSPINDIRII ELEMENTELOR CARACTERISTICE DIN MIOCENUL INFERIOR ȘI MEDIU
ȘI DIN OLIGOCENUL UNITĂȚILOR TECTONICE DIN DEPRESIUNILE SUBCARPATICA ȘI MEDIANA ÎN REG. BACĂU**



SECȚIUNE GEOLOGICĂ TRANSVERSALĂ SINTETICĂ PRIN UNITĂȚILE TECTONICE DIN SPINAREA MARGINALĂ ȘI DEPRESIUNEA SUBCARPATICA ÎN REGIUNEA BACĂU





In ce privește poziția în pânză a unității Scăriga—Petricica, ne întrebăm dacă grosimea însemnată de peste 3000 m a Miocenului inferior și mediu, aci lângă platformă, nu poate fi privită și ea ca un motiv în plus pentru a considera unitatea Scăriga—Petricica alohtonă. Nu mai luăm în seamă și grosimea Paleogenului care există în această unitate.

Se știe din sondajul dela Deleni (Hârlău — Iași) că în platformă nu se cunoaște Miocen inferior și mediu și nici Paleogen. Tortonianul stă direct pe Cretacic. Oare nu ar trebui ca lângă platformă, Miocenul, dacă el este autohton, să fie mai subțire? Însă, din contră, el este mai gros decât la interior (vezi stratigrafia).

Pânza Hârja—Perchiu cu cele două digitații, Măgirești și Solonț, se întâlnesc numai în regiunea Solonț. Aci, în Digitația Măgirești se deosebește largul sinclinal de Helvetian inferior, Poduri. Interesant este că în alcătuirea flancului intern al acestui sinclinal intră Paleogenul din Vârful Manachia și din Piatra Crăpată. În această parte flancul este răsturnat în mare parte și ușor recuat. Flancul extern formează cuta frontală a digitației considerate, respectiv Cuta-falie de Burdigalian Negreni.

Digitația Solonț este împărțită în două de Fereastră Utură—Mihoc și de Falia Băsești. Falia Băsești se află în continuare, la NE de fereastră și are o poziție diagonală.

La S de Fereastră Utură—Mihoc și de Falia Băsești se deosebește Cuta-falie de Burdigalian Pârjol, din fruntea digitației, și Cuta-falie de Aquitanian, Borzești, dela interior. Ultima încalecă peste Autohtonul din Utură și împreună cu acesta este răsturnat. Între aceste două cute, în Digitația Solonț dela interior spre exterior se formează Sinclinalul de Helvetian Solonț, din prelungirea Sinclinalului Poduri din Digitația Măgirești și Anticlinialul de Burdigalian Timărești în prelungirea Anticlinialului Leontinești¹⁾. Anticlinialul Timărești este separat printr'un sinclinal de Helvetian de cuta frontală Pârjol.

La N de Fereastră Utură—Mihoc și de Falia Băsești, Anticlinialul Timărești se continuă prin Anticlinialul de Burdigalian Ludași, iar Sinclinalul Solonț prin Sinclinalul de Helvetian Rățeni. Falia P. Văcăriei, cu direcția N—S, tăie diagonal Anticlinialul Ludași și Sinclinalul Rățeni, provocând o coborîre a blocului estic. Această falie pare să fie continuarea faliei dealungul căreia Cuta-falie Mihoc încalecă peste Cuta-falie Șuba, ambele cute din Autohtonul Ferestrei Utură—Mihoc.

La W de Sinclinalul Rățeni se observă câteva cute mici în care apare Aquitanianul în anticlinale și Burdigalianul în sinclinale. Dintre aceste cute, mai însemnate sunt Anticlinalele Căsoasa și Plaiul Bâtcei.

¹⁾ F. OLTEANU, Op. cit.

, Pânza Scăriga—Pietricica. În regiunea Solonț, a fost cercetat, în această pânză, flancul vestic al anticlinalului schelei Tescani, cuta majoră din regiune. Între acest flanc și fruntea Pânzei Hârja—Perchiu se interpune cutafalie de Helvețian superior Ardeoani.

In regiunea Drăgugești, în Pânza Scăriga — Pietricica, dela interior spre exterior, sunt următoarele structuri: Anticlinalul de Burdigalian superior Orășa Mare, Sinclinalul de Helvețian superior Stufu, Cuta-falie de Burdigalian inferior Cârligatu și Anticlinalul Pietricica cu sămbure de Oligocen.

Autohtonul formează, în Fereastra Utură — Mihoc, Anticlinalul de Eocen Utură, Anticlinalul de Burdigalian Mihoc și Cuta-falie de Aquitanian Șuba. Anticlinalul Mihoc reprezintă continuarea spre N a Anticlinalului Utură. Cuta Șuba încalcă în P. Cucueți prin Aquitanian peste depozitele Pânzei Hârja—Perchiu, dealungul Faliei Băsești.

Concluziile tectonice și consecințele lor (planșele I jos și II). În concluzie, în urma cercetării regiunilor Solonț și Drăgugești, se confirmă structura în pânze de deslipire a Depresiunii Subcarpatice. După cum este indicat în lucrările geologilor sovietici MURATOV¹⁾ și MIHAÏLOV²⁾, sunt cercetători polonezi ca TOLWINSKY, care, pentru o parte din Subcarpații polonezi, au ajuns la asemenea concluzii.

Punerea în loc a pângelor s'a făcut după Helvețian, deoarece el este prins sub pânze și înainte de Sarmaticul superior sau de Meotian care se aşeză puternic discordant pe cutile preformate.

Pânzele merg până la marginea Platformei Podolice.

Autohtonul, caracterizat prin Burdigalianul verde, nu apare decât la marginea Flișului cretacic-paleogen, în Fereastra Utură—Mihoc.

In regiune se disting două pânze: Pânza Hârja—Perchiu cu Burdigalian roșcat și Pânza Scăriga—Pietricica cu Burdigalian roș-verde. Prima stă la interior pe Autohton și la exterior pe Pânza Scăriga—Pietricica.

In Pânza Hârja—Perchiu se disting două digitații: Digitația Măgirești deasupra și Digitația Solonț dedesupră și în față.

Având drept criteriu elementul cloritic extracarpatic, se pare că sunt de remarcat următoarele corespondențe între unitățile tectonice stabilite de noi și cele stabilite de MACOVEI-PREDA³⁾ și I. ATANASIU⁴⁾:

¹⁾ M. V. MURATOV Tectonica U.R.S.S. și a țărilor învecinate. Moscova, 1949.

²⁾ A. E. MIHAÏLOV Principalele etape ale dezvoltării depresiunii marginale subcarpatice. An. Rom. Geol. - Geogr. Nov.—Dec. 1951.

³⁾ G. MACOVEI et D. PREDA. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuș. Bul. Soc. Rom. de Geol. Vol. III. București, 1937.

⁴⁾ I. ATANASIU, Op. cit.



F. OLTEANU

Autohton
 Pânza Scăriga—Pietricica
 » Hârja — Perchiu

MACOVEI—PREDA și I. ATANASIU³⁾

Pânza submarginală
 » marginală externă
 » marginală internă

Din Digația Măgirești a Pânzei Hârja—Perchiu se pare că fac parte depozitele paleogene de facies marginal ce plutesc la marginea Flișului în fața Pânzei Tazlău. Aci ar intra și Pânza Oușoru, remarcată de noi în lucrarea dela Tg. Ocna¹⁾.

Din Digația Solonț fac parte ferestrele de Miocen pe care plutește Digația Măgirești, cum este Miocenul din Fereastră Vâlcele (Tg. Ocna), Miocenul dela suprafață din P. Tazlăul Sărăt, dela Lucăcești la Tazlău, etc.

Paleogenul și Miocenul din Fereastră Hârja aparțin sigur Pânzei marginale (Pânza Hârja—Perchiu) și, probabil, fac parte din Digația Măgirești.

In urma concluziilor la care am ajuns, este sigur că după caracteristicile Miocenului, depozitele paleogen-miocene din Fereastră Hârja nu aparțin Autohtonului.

Interesant este faptul că, luând drept criteriu faciesul Miocenului, am ajuns la aceeași concluzie ca și MACOVEI—PREDA²⁾ și I. ATANASIU³⁾, care au avut drept criteriu faciesul Paleogenului plus unele rațiuni tectonice.

Din echivalarea făcută cu unitățile tectonice stabilite anterior de MACOVEI—PREDA și I. ATANASIU, reiese că pânzele determinate de noi pe baza faciesurilor Miocenului sunt pânze marginale.

Din cercetările întreprinse în Depresiunea Subcarpatică un lucru rămâne sigur stabilit și anume că pe lângă Autohton și Pânza de Tarcău, mai există sigur o pânză, Pânza marginală. Astfel confirmăm ipoteza MACOVEI—PREDA și ATANASIU. In Pânza de Tarcău includem Pânza de Tazlău ca pe o zonă frontală.

Stadiul actual al cercetărilor dă următoarele sugestii în ce privește geotectonica Flișului cretacic-paleogen și a Miocenului subcarpatic din Bacău.

In partea internă a geosinclinalului s-au format mai multe intrageanticlinale, care în evoluția lor prezintă un stadiu înaintat ce merge până la formarea de pânze de deslipire.

In partea externă a geosinclinalului se pare că depozitele au rămas pe loc și servesc de Autohton pentru aceste pânze. In intrageosinclinalul acestui Autohton se constată un ciclu geotectonic complet după diagrama dată de BELOUsov⁴⁾, geolog sovietic (vezi pl. I jos și pl. II jos).

Mai întâi se formează o ridicare centrală, pe care o numim Spinarea marginală, cuprinsă aproximativ între marginea internă a Depresiunii subcarpatice

¹⁾ F. OLTEANU, Op. cit.

²⁾ G. MACOVEI și D. PREDA, Op. cit.

³⁾ I. ATANASIU, Op. cit.

⁴⁾ V. V. BELOUsov. Geotectonica generală. Moscova, 1948.



și marginea internă a Ferestrei Hârja, adică corespunzătoare zonei în care prin ridicare apare la zi Pânza marginală.

Această ridicare centrală separă o depresiune marginală externă, corespunzătoare actualei Depresiuni Subcarpatice, și o depresiune marginală internă pe care o numim Depresiunea mediană, deoarece se găsește pe amplasamentul zonei mediane din Fliș. Aceasta din urmă se află la W de marginea internă a Ferestrei Hârja. La suprafață, depresiunea mediană constituie culcușul Pânzei de Tarcău, iar Depresiunea Subcarpatică pe cel al Pânzei marginale.

Mai târziu, în ridicarea centrală apare Depresiunea interioară a Comăneștilor. Această depresiune se formează abia la începutul Pliocenului, după cum arată lipsa Tortonian—Sarmatianului și invadarea Pliocenului direct pe Paleogen.

Depresiunea interioară este mărginită de două creste: una vestică, mai coborită, corespunzătoare Ferestrei Hârja din Pânza Hârja—Perchiu, Creasta Hârja, și una externă estică, corespunzătoare Ferestrei de Autohton Utură—Mihoc sau ferestrei de Miocen dela Vâlcele din Pânza Perchiu, numită de noi Creasta Utură.

Este de observat că Pânza de Tarcău nu depășește creasta externă Utură, în timp ce pânzele marginale trec această creastă și ajung până în platformă.

După cum arată invaziunea Pliocenului, concomitent cu Depresiunea Comănești, în Depresiunea Subcarpatică se formează o ridicare pe traseul Tazlăului, ridicare pe care o numim Creasta Tazlăului. Ea este mărginită de creasta structurii Tescani și de aceea a structurii Leontinești și de echivalentele lor. Ultima structură se urmărește, cu mici intreruperi și devieri, dela Ludași și până la Mănăstirea Cașin, adică pe o distanță de cca 70 km.

Această ridicare separă două depresiuni: la interior, Depresiunea Pre-montană, în care este așezată Digitația Măgirești respectiv marele Sinclinal Viișoara, și la exterior, Depresiunea externă care se individualizează la S de Trotuș prin invaziunea Pliocenului ce formează marele Sinclinal Odobești.

Spre S de Trotuș, Creasta Tazlăului se continuă prin Falia Cașin—Bisoca.

In afara depresiunilor longitudinale citate mai sus, se deosebește și o Depresiune diagonală a Trotușului care, ca un uluc enorm, a favorizat curgerea pângelilor spre exterior. În acest uluc se constată cea mai avansată poziție a pângelelor.

Şedința din 22 Mai 1951.

Președinte: MIRCEA D. ILIE.

— E. LITEANU. — Geologia Basinului inferior al Argeșului¹⁾.

¹⁾ Lucrarea a apărut în *Studii Technice și Economice Comit. Geol.* Seria E, Nr. 2.



— VASILE DRAGOŞ.—*Asupra structurii geologice a regiunii dintre R. Doamnei și R. Târgului (Muscel).*

In vara anului 1950 am cercetat regiunea care se limitează la W de R. Doamnei, la E de R. Târgului, la N de o linie care unește satul Corbșorii cu orașul Câmpulung, iar la S de o linie care unește satele Petroșani (pe R. Doamnei) și Capul Piscului (pe R. Târgului).

Primele cercetări geologice asupra Râului Doamnei datează din anii 1872—1873 și se datorează lui GREGORIU ȘTEFĂNESCU, care a făcut prima descriere a orizonturilor petrografice.

Apoi prețioase contribuțiuni stratigrafice le aduce SABBA ȘTEFĂNESCU, (1896—1897), TH. FUCHS (1894) și ANDRUSSOW (1895).

L. MRAZEC face interpretări cu privire la tectonica regiunii.

Cele mai valoroase lucrări au fost întocmite de POPOVICI-HAȚEG (1898) și de I. POPESCU-VOIȚEȘTI (1908). Ultimul autor mai revine asupra acestei regiuni în 5—6 lucrări ulterioare.

In anul 1926, O. PROTESTESCU întocmește o lucrare de interes economic.

Mai recent, în 1938, G. MURGEANU, cercetând regiunea dintre Vâlsan și R. Doamnei, face o separație a orizonturilor petrografice, alăturând Eocenului, Orizontul menilitelor și disodilelor și Orizontul gipsurilor inferioare socotite, în general de toți autorii, ca oligocene și respectiv aquitaniene.

In trei comunicări am adus precizii cu privire la Stratigrafia și Tectonica regiunii dela W de V. Vâlsanului.

Stratigrafie. Formațiunile întâlnite în regiune aparțin următoarelor unități stratigrafice:

Cuaternar	
Pliocen	Levantin Dacian Pontian
Miocen	Helvetian—Tortonian Burdigalian
Paleogen	Aquitanian Oligocen

Paleogenul. Depozitele oligocene și aquitaniene apar între Corbșorii—Stănești, pe R. Doamnei și V. Lupului. Asupra acestor formațiuni am insistat în comunicările noastre anterioare, de aceea în comunicarea de față socotim că nu este cazul să mai revenim.

Miocenul. Depozitele miocene nu diferă, în general, de echivalentele lor din regiunile vecine, iar descrierea lor a fost făcută de diferiți autori aproape stereotip.



B u r d i g a l i a n u l. Gipsurile aquitaniene sunt acoperite de puternice conglomerate poligene, care debutează prin elemente foarte grosolane, ajungând uneori până la blocuri de zeci de metri cubi. Spre partea superioară dimensiunile blocurilor scad treptat, ajungând până la nisipuri. Ca natură petrografică elementele constituente sunt alcătuite în majoritate din blocuri de Șisturi cristaline provenite din Masivul Făgărașului, apoi în mai mică măsură din gneise oculare de tip Cozia, din blocuri de conglomerate eocene, din blocuri de calcare tithonice și urgoniene și din calcare cu Nummuliți. Ca o rară excepție s-au găsit și câteva blocuri de porfire roșii, a căror proveniență rămâne nelămurită.

Cimentul conglomeratelor nu este consistent ci foarte friabil, încât pe alocuri depozitele burdigaliene capătă aspect de adevărate pietrișuri. Matricea este în general nisipoasă; mai rar, în partea superioară, se găsesc lentile subțiri de marne sau argile.

Depozitele burdigaliene sunt, în general, de culoare roșcată, ciocolatie, violacee pe unele locuri, mai rar de culoare cenușie. Culoarea roșcată constituie un caracter al depozitelor burdigaliene. Acest caracter, adăugat la cel al marii durități a conglomeratelor, datorită căruia ele alcătuiesc relieful cel mai îndrăzneț, contribue la recunoașterea Burdigalianului dela distanțe mari.

Un alt caracter al depozitelor burdigaliene îl constituie marea lor permeabilitate. Apa pătrunde cu mare ușurință prin matricea nisipoasă, tăind capetele de strat perfect vertical, modelând splendide forme de eroziune sub forma unor mărețe turle de catedrală, cum se întâlnesc pe V. Toacei, la W de R. Doamnei în dreptul satului Stănești și pe V. Boasei la NW de Părâștei.

In regiune, Burdigalianul alcătuiește culmile cele mai înalte, continuându-se dela W din Vf. Toacei, Culmea Bahnei între R. Doamnei și R. Slănicului, Culmea Stârminoasa între Slănic și P. Bratia. Mai lângă E, afară de întreruperea din dreptul grabenului Malu, Burdigalianul se continuă până în Vf. Mățău, unde alcătuiește un relief puternic, cu deschideri frumoase. De aceea POPOVICI-HAȚEG, FUCHS, TOULA, le-au numit « conglomerate de Mățău ».

Vârsta burdigaliană a fost dată de I. POPESCU-VOITEȘTI după forma *Pecten solarium* găsită în conglomeratele dela Mățău.

Cartografic, înaintarea Burdigalianului marchează una din cele mai frumoase transgresiuni, înaintând spre NW, depășind formațiunile mai vechi și umplând Depresiunea Loviștea.

H e l v e t i a n - T o r t o n i a n u l. Burdigalianul îi urmează, în continuitate de sedimentare, depozite psamitice și pelitice, reprezentate prin gresii și nisipuri fine și grosolane și prin marne nisipoase. Urmărind aceste depozite dela W de R. Doamnei, observăm că ele sunt intens impregnate de un pigment roșu-ciocolatiu. Gresiile și nisipurile mai grosiere să fie înlocuiesc treptat spre E, prin marne fine roșii și cenușii.



Formațiunea helvețian-tortoniană este răspândită în ambele depresiuni. În Depresiunea Getică se găsește ca o bandă îngustă dela W de R. Târgului până în dreptul satului Părăești. Între Părăești și Berevoești depozitele helvețian-tortoniene sunt întrerupte de transgresiunea ponțiană. Apoi apare din nou și se continuă pe la S de Mărcuș și Mățău până în V. Argeșelului. La N, în Depresiunea Câmpulungului, Helvețian-Tortonianul ocupă o regiune întinsă, aflorând însă numai pe flancul de S al depresiunii dela Oțelu—Malu—Câmpulung—Flămânda.

In partea superioară a acestor depozite se găsește un strat sau pe unele locuri două strate de tuf dacitic. Între satele Oțelu și Malu se găsește și un strat de tuf dacitic cu o grosime de cca 2 m. Între Malu—Berevoești și Godeni, tuful dacitic apare sporadic. La S de Câmpulung, pe R. Târgului, tuful apare mai gros (4—5 m) și se prezintă cutat și faliat.

Sub zidul care împrejmuește Școala Normală, apare în marginea șoselei ce duce la Flămânda, un tuf dacitic de cca 2,50 m grosime, caracterizat prin aceea că conține foarte numeroase exemplare de Lamellibranchiate mici de tipul *Spaniodontella pulchella*, care ne indică vîrstă tortoniană. Existând însă o continuitate de sedimentare dela conglomeratele atribuite Burdigalianului, socotim că în depozitele de deasupra se găsește reprezentat Helvețianul și Tortonianul fără posibilitate de separație.

Pe D. Flămânda a fost semnalat de autori mai vechi, un strat de gips alb, zaharoid, pe alocuri fibros. De data aceasta semnalăm, la rândul nostru, prezența gipsului mai la W, pe dealul dintre V. Zidarului (Anghelenului) și V. Bărbușei, între Mățău și Câmpulung. O mare desvoltare o prezintă gipsul din D. Piatra Boteni, la N de satul cu același nume de pe dreapta Văii Argeșelului.

Pliocenul. Formațiunile pliocene descrise de autori mai vechi aparțineau Dacianului și Levantinului. Dintre aceștia numai Levantinul a fost recunoscut în Depresiunea Câmpulungului. În 1926, O. PROTESCU descrie Dacianul din Depresiunea Câmpulungului.

Ponțianul. După cercetări minuțioase, întreprinse dela W, din V. Oltului, am putut stabili și în această regiune existența Ponțianului. Ponțianul este alcătuit din nisipuri micacee, grosiere sau fine, cenușii, gălbui în partea inferioară, și din marne argiloase compacte, cu spărtură concoidală, aşchioasă, de culoare vinete-albăstruie, în partea superioară. Marnele au rare intercalări nisipoase.

Deasupra lor se găsește un banc de marne șistoase, foioase, negricioase, cu patină galbenă și cristale de gips, cum se observă pe V. Glodoasa, între Părăești și Slănic și pe V. Podului la E de Berevoești.

După cum se știe, această formațiune, care cuprinde mai multe straturi, este considerată de toți autori ca având vîrstă daciană, atestată de prezența Stylodacnelor, a Cardiaceelor mici și a Viviparelor.



In urma cercetărilor de detaliu întreprinse anterior mai la W, pe V. Argeșului, pe care le-am urmărit apoi spre E până în R. Târgului, am putut constata că deasupra stratului-reper se găsește fauna următoare:

- Valenciennius annulatus* ROUSSEAU
Paradacna abichi HOERNES
Monodacna pseudocatillus BARBOT DE MARNY
Melanopsis decollata STOLICZKA
Unio rumanus TOURNOUËR
Viviparus achatinoides

Aceste forme n'au fost găsite decât parțial între Slănic și Schitu Golești. Punctul cel mai estic unde a fost găsit *Valenciennius annulatus* este D. Cărbunelui și V. Vișinului încât, ținând seama că ele se află deasupra stratului-reper, milităm pentru trecerea acestora la partea superioară a etajului ponțian.

Urmărind cercetările la N, în Depresiunea Câmpulungului, am constatat prezența Ponțianului pe flancul de S al acesteia. Ponțianul se aşează direct peste Helvetian-Tortonian și cuprinde un strat-reper vizibil la Bândeia. Pe V. Schitului, la S de Vf. Ciocanu, Ponțianul are mai multe strate-reper deasupra cărora la 50—60 m am găsit numeroase exemplare de *Valenciennius annulatus* și *Viviparus achatinoides*.

In ceea ce privește modul de înaintare a Ponțianului, atenția noastră este atrasă de marea linie de transgresiune pe care o marchează. Dela Pârâești la E, Ponțianul depășește Tortonian-Helvetianul și înaintează mult spre N, peste depozitele burdigaliene, cum se întâlnește la NW de Slănic și pe creasta dintre R. Slănic și R. Bratia. Intre R. Bratia și R. Bughea, Ponțianul ocupă o bună parte din Depresiunea Câmpulungului.

Dacă nu urmează Ponțianului în continuitate de sedimentare încât o limită petrografică între aceste două etaje nu se poate stabili cu precizie.

Depozitele daciene sunt alcătuite dintr-o alternanță de bancuri de marne argiloase, foioase cu solzi de Pești și impresiuni de frunze, marne nisipoase, nisipuri micacee și pietrișuri mărunte. Grosimea bancurilor variază dela 30—40 cm, până la 2—3 m. In general, spre partea superioară, Dacianul îmbracă un facies mai arenaceu și mai grosolan.

Limita inferioară a Dacianului trece pe la N de șoseaua Domnești—Câmpulung și se menține aproape paralel cu aceasta.

Puncte fosilifere mai importante se găsesc în malul drept al Râului Doamnei, sub terasa inferioară, la 1 km N de satul Petroșani, la E de Domnești pe versantul drept al Văii Siliștei și pe taluzul șoselei Domnești — Slănic, la 2,5 km E Domnești, în versantul stâng al Văii Rugianca, NE satul Aninoasa, ca și pe versantul stâng al Râului Bughea între Cotești și Capu Piscului. Fauna cea mai frecventă este alcătuită din:



- Viviparus rumanus* TournouëR
Viviparus argesiensis ȘTEFĂNESCU
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus BIELZ
Melanopsis decollata STOLICZKA
Hyriopsis krejci WENZ
Unio sturdzae TournouëR
Prosodacna munieri STEPH.
Prosodacna (Stylocadna) rumana FONT.

Dacianul cuprinde două nivele-reper.

Nivelul inferior se poate urmări aflorând continuu din V. Mare, la N de Cotești, pe versantul drept al Văii Lazului, pe versantul stâng al Văii Rugianca, unde se întrerupe pe o distanță de 5 km și reapare pe V. Lăncioi (N. Aninoasa) sub terasă în malul drept al Râului Doamnei și pe V. Rudei, la NW de Petroșani.

Nivelul-reper superior apare în V. Dițului, la W de Schitu—Golești și pe V. lui Căciulat la N de Capu Piscului.

Levantinul este desvoltat în regiune sub faciesul pietrișurilor de Cândești. Limita inferioară trece cam pe la 1 km S de o linie care unește localitățile Petroșani și Capu Piscului.

La N, în Depresiunea Câmpulung, Levantinul alcătuiește Dealul Ciocanului. Pietrișurile sunt, în general, sortate, de 2–3 cm în diametru, foarte rar de dimensiuni mai mari; sunt bine rulate, au o stratificație încrucișată, vizibilă în frumoasele deschideri de pe V. Schitului, unde versanții văii au pereti verticali, înalți de 40–50 m.

Cuaternarul. Ultimele depozite, care au colmatat Depresiunea Câmpulungului, sunt reprezentate prin aşa numitele Pietrișuri de Gruiu, care alcătuesc coama D. Gruiu între R. Bughea și R. Târgului și pe care este situată o bună parte din oraș. Pietrișurile de Gruiu sunt alcătuite din blocuri mici și grosolană, în general de mărimea pumnului și mai mari. Pietrișurile de Gruiu se deosebesc de Pietrișurile de Cândești din D. Ciocanu, prin aceea că sunt nesortate și sunt aşezate cu totul desordonat, neputându-se observa nici un fel de stratificație. Ele nu se pot deosebi cu nimic de obișnuitele depozite de terasă. Pentru aceste motive considerăm că aceste pietrișuri sunt mai noi decât Levantinul (Pleistocen.)

Tot cuaternare trebuie considerate terasele formate de cele 5 râuri consecutive ale căror albi, dirijate N–S, sunt aproape paralele.

Toate aceste râuri, dela R. Doamnei la R. Târgului, exceptie făcând V. Bughea, au trei rânduri de terase. Terasele superioare sunt situate între 560–590 m.

Terasele medii se află la 480–500 m, iar terasele inferioare, mult mai desvoltate, urmăresc actualele albi ale râurilor.



Observând terasele superioare și medii, care sunt dezvoltate numai pe versanții drepti ai râurilor, putem deduce că în decursul evoluției lor râurile acestea s-au deplasat spre E.

Depozitele miocene și pliocene sunt afectate de numeroase alunecări de teren active, care distrug suprafețe întinse de livezi. Între Domnești și Slănic însăși șoseaua este antrenată de alunecările de teren.

Izvoare mineralizate. Din depozitele burdigaliene apar trei izvoare sărate: două izvoare pe V. Slănicului la N de satul Slănic, unul pe stânga și altul pe dreapta văii. Dealtfel, ambii versanți sunt acoperiți de eflorescențe groase de NaCl și NaSO_4 , de aici numele de Slănic.

Al treilea izvor sărat se află pe versantul drept al Râului Târgului, la 3 km în aval de Câmpulung, în dreptul satului Apa Sărată.

Două izvoare de H_2S se găsesc la partea superioară a Burdigalianului, la NW de satul Slănic.

Tectonica. Din literatură se știe că regiunea dintre R. Doamnei și R. Târgului face parte din Marea Depresiune Getică și anume alcătuiește partea de E a acestei depresiuni. Se știe de asemenea că în partea de NE a acestei regiuni, între R. Bratia și R. Dâmbovița, se mai găsește o depresiune mai mică, numită Depresiunea Câmpulungului. Cele două depresiuni sunt separate între ele prin Anticlininalul Mățău, al cărui ax orientat E–W, trece pe la S de Câmpulung cu 4 km.

Cercetările noastre ne-au dus la concluzia că tectonica acestei regiuni este mai complicată, aici având loc, pe lângă ridicarea Anticlininalului Mățău, importante mișcări, care au avut ca rezultat compartimentarea întregei regiuni dintre Muntele Leaota la E și Muntele Ghițu la W.

In lumina datelor noastre, Depresiunea Câmpulungului reprezintă capătul estic al Depresiunii intramuntoase Brezoiu–Titești–Câmpile Vâlsanului (Depresiunea Loviștei). Imediat după punerea în loc a Pânzei Getice o parte din Cristalinul Getic a fost afectat de o mare mișcare verticală care a provocat scufundarea direcțională a unei regiuni întinse dela W de V. Oltului și până la V. Dâmboviței sub forma unui mare culoar deschis la capătul estic.

Aici s'a instalat apoi mareș în timpul Turon-Senonianului și a dăinuit între V. Oltului și R. Doamnei până în Burdigalian, iar mai la E, în regiunea Câmpulungului până în Cuaternar, cu o regresiune (Sarmatian – Pontian inferior).

Totodată mișcările tectonice între R. Doamnei și R. Dâmboviței, au continuat să se manifeste continuu până la Cuaternar.

Dacă ne referim la raportul dintre Cristalinul Făgărașului și Sedimentarul din Depresiunea Câmpulungului, constatăm că acestea sunt ezitante. Între R. Târgului și R. Bratia, Cristalinul ia contact tectonic, încălecând ușor Senoni-

anul, Eocenul și Oligocenul, remarcându-se o solicitare a șisturilor cristaline în faza post-oligocenă.

Coborînd mai la S și referindu-ne la zona care separă Depresiunea Câmpulungului de Depresiunea Getică, constatăm că ea a fost afectată de mai multe falii transversale și longitudinale și asociații de falii în trepte.

Grabenul Părâești. Pe V. Părâești, la E de comuna Stănești, se află un mic graben, alcătuit din două falii transversale paralele și o falie longitudinală. Între aceste trei falii Burdigalianul este scufundat pe o zonă lată de 500 m, Helvețianul luând contact cu Aquitanianul pe versantul stâng al Văii Lupului.

Grabenul Malul. Mai la E, între râurile Bratia și Bughea și la S de satul Malul și Berevoești, se află un alt graben, alcătuit tot dintr'un sistem de trei falii (două transversale și una longitudinală), între care Burdigalianul este scufundat pe o lățime de peste 2000 m. În modul acesta Helvețianul din Depresiunea Getică ia contact tectonic cu Helvețianul din Depresiunea Câmpulung.

Accidente tectonice de importanță mai mică se află la contactul dintre Miocen și Pliocen între V. Slănic și V. Bughea.

Falia Drăgana se află pe creasta dintre V. Slănicului și V. Bratia, la origina Văii Drăgana. Ea este orientată aproape N—S și reprezintă o scorboră a Pontianului sub conglomeratele burdigaliene.

Falia Rugencei se găsește pe Muchea Rugencei dintre V. Bratia și V. Bughea. Orientarea sa este NE—SW și ține dela Râpa Fetei până în V. Podului, (E Berevoești) afectând Helvețianul și Pontianul.

Anticlinialul Mățău, al cărui ax se poate urmări pe o direcție E—W, între Mățău—Sărata și Mărcuș, merită să fie tratat cu atenție deosebită.

Cele mai vechi depozite interesante în Anticlinialul Mățău sunt cele oligocene. Un izvor sărat aflat pe malul drept al Râului Târgului, la cca 3 km S de Câmpulung, ne face să bănuim existența Aquitanianului, care nu apare la zi fiind acoperit de transgresiunea burdigaliană.

Caracterul esențial al acestui anticlinial îl prezintă marea sa asimetrie. Pe când flancul său sudic plonjează cu 6° — 10° la S, flancul său nordic este afectat intens de mai multe falii longitudinale în trepte și falii transversale. Încă dela prima recunoaștere făcută pe teren, între Câmpulung și Mățău, am rămas surprinsă de faptul că succesiunea formațiunilor nu corespunde cu aceea care ar trebui să fie pe flancul unui anticinal normal. Această anomalie observată dela început, ne-a determinat să ne propunem cercetarea cu atenție a întregii regiuni cuprinsă între R. Târgului—Mățău și V. Românești.

Din cercetarea acestor profile reiese că flancul de N al Anticlinialului Mățău a fost afectat de patru falii longitudinale, dirigate WSW—ENE care traversează cele trei văi, precum și șoseaua Câmpulung—Mățău, îndreptându-se spre V. Românești. Cele două falii dela S, care se află aproape de axul Anticlinialului



Mățău, au scos la zi depozite oligocene. Faliile dela N, din apropierea Câmpulungului, nu afectează decât Burdigalianul, Helvețianul și Tortoniului.

O altă falie se poate urmări dela gura Văii Bozului (Groșani) în spre N, trecând peste R. Târgului, pe la S de Câmpulung până în D. Gruiu, traversând axul Depresiunii Câmpulungului.

Toate faliile sunt dispuse în trepte care coboară dela Mățău spre Câmpulung.

Scufundarea compartimentelor spre N a provocat formarea Depresiunii Câmpulungului. Pe măsură ce scufundarea depresiunii se accentua, apele erau solicitate, căutând să acoperă treptat formațiunile mai vechi. În felul acesta ne explicăm noi succesiunea de transgresiuni întâlnite.

Cercetările gravimetrice întreprinse de către Ing. R. BOTEZATU în regiunea dintre Dâmbovița și Argeș, au stabilit existența unui prag care leagă masivul cristalin al Leaotei cu creasta cristalină Cozia—Ghițu. Această constatare este foarte importantă, ea confirmând afirmațiile noastre că Depresiunea Câmpulungului reprezintă capătul estic al Depresiunii Loviștea. Legătura, între cele două masive cristaline Leaota—Ghițu se face pe sub Anticinalul Mățău și pe direcția grabenelor Malul și Părâștei. Ing. R. BOTEZATU, a determinat existența a două anomalii care coincid cu cele două grabene stabilite de noi. Vedem astfel că accidentele tectonice stabilite la suprafață se grefează pe un fundament rigid, tectonizat.

Cum se racordează cele două masive cristaline? Creasta Cozia—Ghițu se leagă cu Masivul Leaota printr'un prag afectat de mai multe fali transversale compensatoare. Capătul estic al Crestei Cozia—Ghițu este faliat la E de Vf. Cheii (Est V. Vâlsanului) și ia contact tectonic cu formațiuni oligocene. Apoi, urmărindu-l spre E, constatăm că acest prag este afectat de două grupe de fali transversale, peste care se suprapun cele două grabene, vizibile la suprafață, care au fost descrise mai sus. Asupra modului cum se leagă acest prag cristalin, în partea sa de E, cu Masivul Leaota, nu putem aduce preciziuni, deoarece cercetările noastre nu s-au extins până în Leaota. Bănuim însă că ar putea să existe și aici o falie transversală, pe planul căreia s'a produs denivelarea Cristalinului. Ca poziție geografică, această falie ar putea să corespundă cu ceeace autorii mai vechi numeau « Falia sau Linia Dâmboviței ».

Din cele arătate mai sus se poate deduce că regiunea Câmpulungului a fost teatrul unor intense și îndelungate mișcări tectonice care au început după punerea în loc a Pânzei Getice și au continuat în Eocen, Oligocen și în tot timpul Neogenului până în Cuaternar, când ultimele mișcări au produs ușoara ondulare a pietrișurilor din D. Gruiu.

Astfel se poate deduce ușor că originea Depresiunii Câmpulungului este tectonică și că întreaga sa evoluție a fost legată de numeroasele mișcări tectonice care au avut loc în această regiune.



INSTITUTUL
GEOLIC AL ROMÂNIEI

Şedinţa din 25 Mai 1951.

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— G. MASTACAN. — Harta geologică a regiunii Cârlibaba—Iacobeni—Dealul Runcului.¹⁾

— C. EUFRONIU. — 1. Studiu geologic al regiunii Reşiţa — Ciudanoviţa¹⁾
 2. Prezenţa genului *Palaeoniscus* în asociatie cu flora autuniană din V. Berzaviţa (Caras)^{2).}

— R. CIOCÂRDEL și M. POPOVICI. — Date privind sursele de apă dela Caragea Dermen (regiunea Constanța).

La 6 km N de liziera oraşului Constanța se desenăză Valea Peștera. Ea are aproximativ direcția S—N și debușează în Lacul Siutghiol. Are circa 2 km lungime; punctul cel mai înalt este la +30 m față de nivelul Mării Negre, iar punctul de vărsare la + 2 m (nivelul Lacului Siutghiol).

Spre deosebire de aspectul general arid al regiunii, în partea inferioară a acestei văi este o bogată floră care contrastă cu mediul înconjurător. Acest fapt a atrăs atenția încă de multă vreme (se pare de pe vremea Romanilor), fapt care a dus la săparea de puțuri care au dat apă bună și în cantitate.

Acum circa 20 ani, punându-se problema alimentării cu apă a orașului Constanța, s-au săpat în diferite perioade o serie de puțuri sistematice până la circa 25 m, care s-au dovedit capabile a asigura 20.000 m.c./zi apă, astfel că astăzi orașul Constanța se alimentează cu apă dela această sursă.

Problema obținerii unui debit de circa 50.000 m.c./zi din această zonă, a readus în discuție capacitatea acestei surse.

In cele ce urmează se încearcă a se arăta condițiile geologice și hidrogeologice care determină debitul acestei surse și în măsura posibilității să se explică originea acestor ape.

Condițiile geologice. În regiune s-au identificat depozite aparținând formațiunilor geologice descrise în cele ce urmează:

Silurianul este reprezentat prin Șisturile verzi care apar la N de Canara, constituind o masă largă de circa 50 km.

Jurasicul este constituit din calcare zoogene, dure, zaharoide, albe-cenușii, dolomitice până la 22%. Prezintă numeroase fisuri, dintre care unele colma-

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție până la data imprimării volumului.

²⁾ Va apărea în *Anuarul Comitetului Geologic*.

tate cu argilă, iar altele cu nisipuri. Diaclazele sunt frecvente și căptușite cu cristale de calcit. Prezența grotelor pe anumite direcții pare a fi confirmată de unele foraje.

Contactul cu Silurianul se face dealungul Văii Carierei anormal, formațiunile venind în contact de front.

La Caragea Dermen, Jurasicul a fost identificat prin sondaje la adâncimi variind între 11—20 m, desemnând o culminărie. Pe o porțiune restrânsă Jurasicul este identificat direct sub Cuaternar. O sondă recent săpată arată că Jurasicul prezintă același caracter până la cca 400 m sub nivelul mării.

Cretacicul. Barremianul este alcătuit dintr-o alternanță de calcare zoogene, albe-gălbui, uneori roz, cu marne argiloase roșietice-cenușii, uneori gălbui; grosimea acestui complex este de circa 40 m. La Cariera Canara repauzează pe calcare jurasice și înclină spre S cu 14—15°.

In forajul 290 N s'a constatat sub Barremian depozite eocene, după care s'a întâlnit din nou Barremianul și înfine Jurasicul (profil B—B'). Acest fapt dovedește pe porțiunea menționată un contact anormal între Jurasic și Barremian. La Caragea Dermen s'a constatat că această formațiune acoperă Jurasicul; depozitele barremiene prezintă însă grosimi de numai 1—4 m, ele fiind erodate.

Aptianul apare la N de Canara transgresiv pe Șisturile verzi; deasemenea a fost identificat la N de Mamaia și Năvodari. Este constituit din argile groase de circa 20 m. La Caragea Dermen a fost identificat acoperind formațiunile mai vechi ca o pătură impermeabilă de cca 1—5 m, constituită din argile deasupra cărora sunt pietrișuri și nisipuri torențiale.

Cenomanianul apare la N de Canara, unde repauzează pe argilele și nisipurile aptiene. Este constituit din conglomerate adesea puternic cimentate; cimentul este calcaros, iar elementele constitutive în majoritate cuarțuri și roce fosforitice. Fauna indică o vîrstă cenomanian-turoniană.

Senonianul este constituit din crete cu concrețiuni de silex și marnocalcare gresoase. El acoperă toate formațiunile mai vechi, cu începere dela Canara spre S. La Caragea Dermen este erodat, lăsând să apară de sub el formații mai vechi.

Neogenul apare ca o placă de calcare cochilifere sarmatice, groasă de cca 6 m, la S și E de Caragea Dermen.

Cuaternarul este constituit în bază din bolovănișuri, peste care stau lehmuri și loessuri. Peste tot acest complex, astăzi ajuns la înălțimea Lacului Siutghiol din cauza scufundării recente a Dobrogei, s'au depus materiale măloase, cenusii, de baltă.



Din cele expuse mai sus rezultă că în lungul Văii Carierei există o linie puternică de dislocație, care se continuă foarte probabil prin Lacul Siutghiol, linie dealungul căreia Șisturile verzi siluriene vin în contact de front cu Jurasicul.

Peste Jurasic, începând din zona Canara, formațiunile cretacice se aştern cu tendință de cădere spre S. La Caragea Dermen se constată însă o culminăție, Jurasicul apărând aproape de suprafață (la 10—15 m adâncime), iar toate formațiunile cretacice superioare sunt foarte subțiri și cu înclinări slabe către N și S.

Prin foraje de explorare la distanțe mari s'a constatat că Jurasicul din zona Canara se leagă pe sub depozitele cretacice cu calcarele de aceeași vîrstă dela Caragea Dermen (vezi profilul longitudinal).

Condițiile hidrogeologice. Sondajele executate în calcarele jurasice la Caragea Dermen și în zona Canara, în anii 1949—1952, au indicat nivele acvifere concordante. Astfel, în zona Canara, nivelul apei subterane în calcare se găsește la + 10 m în zona cea mai înaltă și coboară spre Siutghiol până la nivelul acestuia ca strat acvifer. Patul acestui strat este situat pe Șisturile verzi sau alte depozite impermeabile mai vechi decât Jurasicul, care se găsește la adâncime de 100—450 m sub nivelul Mării Negre (după datele sondelor săpate).

La Caragea Dermen, Jurasicul erodat până la adâncimea de — 20 m, este acoperit de calcare barremiene mai mult sau mai puțin groase, peste care stau argilele aptiene care sunt impermeabile și constituie tavanul apelor din Jurasic. Pânza freatică dela Caragea Dermen se găsește în nisipurile aptiene, creta senoniană și depozitele cuaternare, la un nivel ceva mai înalt decât al Lacului Siutghiol.

Există deci la Caragea Dermen două strate acvifere: unul, freatic, care stă în legătură directă cu apele Lacului Siutghiol și este alimentat de precipitațiile atmosferice, și al doilea, în calcarele jurasice, captiv, sub argilele aptiene.

Stratul acvifer din Jurasic se limitează spre N probabil la linia de dislocație identificată pe Valea Carierei și care se prelungesc prin Lacul Siutghiol. În lac, aproximativ pe linia de dislocație amintită, apar izvoare puternice ascensiionale în punctele unde Jurasicul este desgolit de formațiunile mai vechi și acoperit doar de Cuaternar. La Caragea Dermen, după străbaterea formațiunilor ce acoperă Jurasicul, apa tășnește urcând până la nivelul normal al apei libere din Jurasicul dela Canara (+ 5,5 m la + 6 m și chiar mai mult). Acest fapt a fost constatat și în forajul 132 B, executat la Lacul Siutghiol, unde apa s'a ridicat cu 3 m deasupra nivelului lacului.

Debitul sursei dela Caragea Dermen este mare; puțurile 3 și 5 dau împreună circa 20.000 m. c. apă pe zi. Vechile puțuri 1, 2 și 4, săpate ca puțuri deschise până la adâncimi relativ mici, neîncastrate suficient în calcarele jurasice, nu au avut debitul așteptat, iar prin utilizare, s'au colmatat parțial. Puțuri forate



în ultima vreme (R 1 și R 2), deși săpate în calcarele jurasice până la adâncimi mari (~ 30 m), au dat debite asemănătoare cu puțurile Nr. 3 și 5.

Acest fapt dovedește că apa din Jurasic apare numai accidental în cantități mari, pe fisuri sau caverne mari și deci pentru a se nimeri într'o astfel de cavernă sau fisuri, trebuie efectuate o serie de foraje pentru detectarea lor.

Alimentarea stratului acvifer dela Caragea Dermen, care prezintă debite aşa de mari, nu poate fi explicată pe baza infiltratiilor din precipitații, pe de o parte pentru că stratul este limitat către N de linia Șisturilor verzi care apar între Canara și Hârșova, iar pe de alta, pentru că petecile de Jurasic liber sunt reduse și deci infiltratiile din precipitații (350–400 mm anual) sunt cu totul neînsemnante.

Aceste fapte ne duc la concluzia că stratul jurasic dela Caragea Dermen este alimentat în cea mai mare parte de o sursă îndepărtată (poate Dunărea) și într'o oarecare măsură de precipitații și unele strate acvifere ce se varsă în ea.

Concluzii. a) Apa din calcarele jurasice dela Caragea Dermen se găsește în cavernele și uneori în fisurile colmatate cu nisipuri și argile nisipoase prăfoase.

b) Apa este captivă sub depozitele argiloase ce se aştern pe masivul de calcar.

c) Izvoarele dela Caragea Dermen și din Lacul Siutghiol apar în punctele unde Jurasicul este acoperit direct de Cuaternar, adică unde practic nu există un strat impermeabil.

d) Pentru mărarea capacitatei sursei dela Caragea Dermen este nevoie de un program suplimentar de foraje mecanice și manuale pentru a detecta zonele fisurate. În zonele unde calcarul nu este fisurat, adică cu aspectul normal din deschiderile naturale și cariere, debitul este mic.



CUPRINSUL

	Pag.
*AIRINEI ȘTEFAN. Prospecțiuni magnetice regionale în Dobrogea de Nord	145
*ALBU C. Basinul de cărbuni Caransebeș	17
* — Basinul de cărbuni Tebea	17
* — Cercetări geologice în regiunea Tg. Ocna—Moineni	183
*ASVADUROV H., POPOVĂT M., CÂRSTEIA ST. și OANCEA C. Cercetări pedologice între Dunăre și Pârâul Drincei	183
*ASVADUROV H., POPOVĂT M., SPIRESCU M., OANCEA C. și CÂRSTEIA ST. Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Motrului și Samarinești	183
*ATANASIU GH. Prospecțiuni magnetice regionale în Făgăraș și Sibiu	145
ATANASIU L. Geologia regiunii Șarul Dornei (Câmpulung)—Măgura Calului (Năsăud)	109
*BĂNCILĂ I. Cercetări geologice în Carpații orientali	183
*BĂRBAT T. Cercetări asupra bauxitelor din Pădurea Craiului	51
*BOTEZATU R. Măsurători gravimetrice regionale între Pitești—Târgoviște—Câmpulung și Râmnicu-Vâlcea	160
*CÂRSTEIA ST., POPOVĂT M., ASVADUROV H. și OANCEA C. Cercetări pedologice între Dunăre și Pârâul Drincei	183
*CÂRSTEIA ST., POPOVĂT M., SPIRESCU M., ASVADUROV H. și OANCEA C. Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Motrului și Samarinești	183
*CERNEA G. Cercetări geologice în regiunea Sucevița	202
*CERNESCU N., GOGOAŞĂ T. și GRUMĂZESCU H. Cercetări pedologice în ținutul Cozvărului	178
* — și FLOREA N. Cercetări pedologice în regiunea Putna	178
*CHELĂRESCU AL. și MIHUL A. Carierele de calcar dela Ripiceni	298
* — și MIHUL A. Calcarele și marnele de Repedea—Iași	298
* — și MIHUL A. Depozitele de gips dela Cuzlău—Porodiștea (Dorohoi)	298
* — și MIHUL A. Carierele de andezit dela Dornișoara și Dorna-Borcăt	298
CIOCÂRDEL R. și POPOVICI M. Date privind sursele de apă dela Caragea Dermen (regiunea Constanța)	321
*CIORNEI P. Șisturile cristaline din Maramureș (Basinul Vaserului)	258
CODARCEA AL. și PAVELESCU. Cercetări geologice în regiunea Ruschița	13
*CONSTANTINESCU L. Măsurători magnetice pentru variație seculară în R.P.R.	183
*COSTESCU I. Prospecțiuni magnetice în regiunea Țincova—Nădrag	169
* — Prospecțiuni magnetice în regiunea Topleț	169
* — Prospecțiuni magnetometrice în regiunea Moldova Nouă	178
*CRISTESCU TR. Prospecțiuni magnetometrice la Ghelar—Teliuc	160
DIMITRESCU RADU. Cercetări geologice în regiunea Capnic—Jereapă (Baia Mare). — Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa—Toroiaaga	4 53

*) Asteriscul arată că manuscrisul nu a fost primit la timp sau că a fost publicat într-un alt periodic.



DRĂGHINDĂ I., FILIPESCU M. și MUTIHAC V. Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason—Tușnad (comunicare preliminară)	93
DRAGOȘ V. Asupra structurii geologice a regiunii dintre Râul Doamnei și Râul Târgului (Muscel)	313
*DUMITRESCU N. Ridicarea fotogrametrică din Nordul Olteniei	229
*ESCA ALEX. Măsurători gravimetrice în regiunea Grozești—Onești	145
* — Măsurători gravimetrice în regiunea Gura Ocnitei—Răsvad—Târgoviște—Dolan—Tătărani și Pucioasa—Voinești	160
*EUFROSIN C. Studiu geologic al regiunii Reșița—Ciudanovita	321
* — Prezența genului Palaeoniscus în asociație cu flora autuniană din V. Berzava (Caraș)	321
*EUSTAȚIADE V. Prospecțiuni electrice în Basinul Silvaniei	178
X *FILIPESCU M. Mineralizările din Neogenul dintre V. Buzăului și V. Bistriței și problema vulcanismului pericarpatic	178
— DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAC V. Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason—Tușnad (comunicare preliminară)	93
*FLOREA N. și CERNESCU N. Cercetări pedologice în regiunea Putna	178
X GHEORGHIU C. Geologia Munților Almăjului (regiunea Bozovici—Rudăria)	24
— Miocenul din Basinul inferior al Streiului	44
*GHERASI N. Cercetări geologice în regiunea V. Roșie și Boița	4
*GIUȘCĂ DAN. Cercetări geologice în regiunea Baia Mare	4
*GOETZ A., TÖRÖK Z. și TREIBER I. Metoda faciesurilor complexe aplicată la cartarea geologică a masivelor eruptive din Munții Călimani—Gurghiu	229
*GOGOAŞĂ T., CERNESCU N. și GRUMĂZESCU H. Cercetări pedologice în ținutul Covurlui	178
*GRUMĂZESCU H., CERNESCU N. și GOGOAŞĂ T. Cercetări pedologice în regiunea Covurlui	178
ILIE MIRCEA D. Cercetări geologice în regiunea Sebeș—Sibiu—Avrig	161
— Probleme geologice în Munții Perșani (Defileul Oltului)	202
— Considerații tectonice asupra Perșanilor de Nord (Regiunea Vârghiș)	209
IORGULESCU T. Notă preliminară asupra datelor micropaleontologice obținute în profilul normal V. Oltului, între Fedeleșou și Râmnicu-Vâlcea	58
JEANRENAUD P. Cercetări geologice în Podișul moldovenesc din cuprinsul raionului Roman	268
JOJA T. Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei	183
*LEONTESCU I. Studii de seismometrie în regiunea Șuța Seacă	228
*LITEANU E. Geologia ținutului de câmpie din Basinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării	72
* — Procese morfogenetice holocene în Basinul inferior al Argeșului	72
* — Geologia zonei orașului București	183
* — Geologia Basinului inferior al Argeșului	312
LUPEI N. și MANILICI V. Studiu geologic al sectorului Baia Sprie—Capnic (Reg. Baia Mare)	72
MACAROVICI N. Sarmațianul de pe dreapta Siretului dintre Ozana și Bistrița	261
MAMULEA M. A. Geologia regiunii Bănița—Crivadia	178
MANILICI V. și LUPEI N. Studiu geologic al sectorului Baia Sprie—Capnic (Reg. Baia Mare)	72
*MARINESCU-FRĂSINEI M. Prospecțiuni electrice în regiunea Minei Bălan	146



	Pag.
*MARINESCU-FRĂSINEI M. Prospecțiuni electrice la Ghelar	160
* — Prospecțiuni electrice în regiunea Moldova Nouă	178
MARTINIUC C. Geomorfologia tipurilor de pante din regiunea Bârladului. (Situată degradărilor de teren).	276
— Situația pângelilor de apă și a hidrografiei regiunii colinare Puești — Drăxeni (regiunea Bârlad)	285
— Geomorfologia degradărilor de teren din Basinul mijlociu și superior al Tutovei	291
*MASTACAN GH. Harta geologică a regiunii Cârlibaba—Iacobeni—Dealul Runcului	321
* — și SAVUL M. Notă asupra Șisturilor cristaline dela Iacobeni (regiunea Suceava)	258
*MATEESCU I. Cercetări asupra cărbunilor din Basinele Secu și Doman	229
*MIHAICOVICI N. Raport informativ asupra prospescțiunilor geologice din Munții Sebeșului	301
*MIHUL A. și CHELĂRESCU AL. Carierele de calcar dela Ripiceni	298
* — și CHELĂRESCU AL. Calcarele și mărnele de Repedea-Iași	298
* — și CHELĂRESCU AL. Depozitele de gips dela Cuzlău—Porodiștea (Dorohoi)	298
* — și CHELĂRESCU AL. Carierele de andezit dela Dornișoara și Dorna-Borcău	298
MOTAŞ I. Contribuționi la cunoașterea faunei fosile dela V. Muereasca (Oltenia)	51
* — și ONCESCU N. Cercetări geologice între V. Otășăului și V. Oltețului	118
MUTIHAC V., FILIPESCU M. și DRĂGHINDĂ I. Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason—Tușnad (comunicare preliminară)	93
NICHITA O. Cercetări geologice în vestul Munților Călimani	258
— Geologia regiunii Colibița	259
*OANCEA C., POPOVĂȚ M., SPIRESCU M., ASVADUROV H. și CÂRSTEIA ST. Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Motrului și Samarinești	183
* — POPOVĂȚ M., CÂRSTEIA ST. și AZVADUROV H. Cercetări pedologice între Dunăre și Pîrful Drincea	183
OLTEANU F. Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgugești (Bacău)	301
*ONCESCU N. și MOTAŞ I. Cercetări geologice între V. Otășăului și V. Oltețului	118
PAPIU V. Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare—Căprioara—Bulza—Pojoga	169
* — Cercetări geologice în partea de Est a Masivului Drocea	229
PATRULIUS D. Observaționi asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și din Persană	136
PAUCĂ MIRCEA. Cercetări geologice în basinele neogene din nord-vestul Ardealului	155
*PAVELEVSCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Poiana Rusă (Valea Fierului)	8
— Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic	9
— și CODARCEA AL. Cercetări geologice în regiunea Ruschița	13
POP EMIL. Basinul neogen al Căiansebeșului între Poarta și Căiansebeș	298
PCPESCU GR. Cercetări geologice în regiunea Govora—Râmnicu-Vâlcea—Olănești (Depresiunea Getică)	118
*POPOVĂȚ M., CÂRSTEIA ST., ASVADUROV H. și OANCEA C. Cercetări pedologice între Dunăre și Pârâul Drincei	183
* — SPIRESCU M., ASVADUROV H., OANCEA C. și CÂRSTEIA ST. Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Motrului și Samarinești	183

Pag.

*POPOVICI D. Măsurători gravimetrice în regiunea Berca—Arbănași	146
* — Măsurători gravimetrice în regiunea Moreni—E Valea Reșca	146
* — Măsurători gravimetrice în regiunea Cernegești—Lădești	146
POPOVICI M. și CIOCÂRDEL R. Date privind sursele de apă dela Caragea Dermene (regiunea Constanța)	321
RĂILEANU GR. Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Fața Mare—Svinecea Mare (Banat)	17
ROȘCA LIVIU. Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea Munților Semenic de Nord	146
SAVUL M. Cercetări geologice în regiunea Cârlibaba (Bucovina)	251
* — și MASTACAN GH. Notă asupra Șisturilor cristaline dela Iacobeni (regiunea Suceava)	258
SEMAKA AL. Geologia regiunii Dorna-Cândreni—Coșna	102
*SERBĂNESCU I. Cercetări geobotanice în regiunea Buzău—Putna	178
* — Cercetări geobotanice în zona de nisipuri din lungul Dunării, între Hinova și Bistrețu și în Basinul Drincea	183
*SOCOLESCU M. Mineralizațiile dela Toroiağa	118
*SPIRESCU M., POPOVĂȚ M., ASVADUROV H., OANCEA C. și CÂRSTEIA ST. Cercetări pedologice în regiunea dintre T. Severin, Peșteana de Vulcan, Gura Morului și Samarinești	183
*STOENESCU SC. Măsurători gravimetrice în regiunea Slănic-Prahova	146
* — Măsurători gravimetrice în regiunea Ocna Mureșului	146
TOCORJESCU M. Studiul Globotrunanelor din Cretacicul superior din Zona Flișului	215
*TÖRÖK Z., TREIBER I. și GÖTZ A. Metoda faciesurilor complexe aplicată la cartarea geologică a masivelor eruptive din Munții Călimani—Gurghiu	229
*TRÂMBIȚAŞ I. Lucrări gravimetrice în regiunea Șimlăul Silvaniei—Oradea	178
*TREIBER I., TÖRÖK Z. și GÖTZ A. Metoda faciesurilor complexe aplicată la cartarea geologică a masivelor eruptive din Munții Călimani—Gurghiu	229
*VASILIU I. Cercetări seismice în regiunea Caransebeș	183
* — Cercetări seismice în regiunea Suha Mare	183
* — Cercetări seismice în regiunea Medgidia	183
VOICU GH. Cercetări geologice și micropaleontologice în Bazinele Bahna și Petroșani	229



Redactorii: Diversi.
Dări de Seamă ale Ședințelor Comitetului Geologic. Vol.
XXXVIII.

Dat la cuies: 8/X 1953. Bun te tipar: 25 XI 1954.
Tiraj: 700. Hârtie cărți școlare de 45,5 gr.m.p. Ft. 70 × 100/16.
Coli editoriale: 26,7. Coli de tipar: 20,625
Comanda: 1567/1953 Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55.

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică Nr. 4, Calea
Serban-Vodă Nr. 133—135. București — R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României