

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XXXVI
(1948 — 1949)



ES

EDITURA DE STAT
PENTRU LITERATURĂ ȘTIINȚIFICĂ
1952



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Şedinţa din 17 Decembrie 1948

—Prof. G. MACOVEI, directorul Institutului Geologic și membru al Academiei Române, deschide seria ședințelor științifice din anul 1948 — 1949, arătându-și satisfacția pentru foarte frumoasele rezultate obținute în campania de lucru a anului 1948. D-sa spune, în esență, următoarele:

« Spre deosebire de anii precedenți, în care activitatea Institutului Geologic a fost mult stânjenită din cauza consecințelor războiului, care continuau să se facă simțite, anul acesta rezultatele campaniei noastre de lucru pe teren marchează un progres simțitor, atât în ce privește totalul suprafeței cercetate, cât și calitatea rezultatelor obținute.

Datorită sprijinului larg și înțelegerii desăvârșite cu care Institutul nostru a fost onorat de forurile conducătoare ale țării, precum și datorită faptului că niciun sacrificiu material nu a fost precucuit pentru ca activitatea noastră să se desfășure în cât mai bune condiții, au fost posibile rezultatele frumoase pe care vom avea placerea să le auzim expuse în seria de ședințe ce va urma.

Datorită unei noi îndrumări pe care a căpătat-o activitatea noastră științifică, rezultatele obținute sunt de cel mai mare folos pentru îmbunătățirea stării economice a țării noastre.

Trebue să menționăm, deasemenea, că tot datorită concursului larg pe care ni l-a acordat Partidul Muncitoresc Român, deschidem astăzi seria de ședințe în această sală cu totul renovată și în acest Institut complet refăcut după avariile suferite în timpul războiului.

Pentru tot sprijinul acordat cu atât de largă înțelegere de Guvern și Partid, exprim în numele membrilor Institutului Geologic cele mai călduroase mulțumiri și via noastră gratitudine.

Declar deschisă seria de ședințe pe anul 1948—1949 ».



— I. BĂNCILĂ. — Geologia regiunii Gura Humorului — Voroneț — Suha (Câmpulung și Baia).

Regiunea studiată se delimitizează astfel: malul stâng al V. Moldovei la N, malul drept al V. Suha Mare la S, o linie care unește com. Frasin cu Vf. Clădita la W, o linie care unește Păltinoasa cu satul Suha la E. În porțiunea sudică, regiunea este tăiată transversal de V. Suha Mică, spre fundul căreia se află com. Găinești. În porțiunea centrală și nordică este tăiată longitudinal de V. Voronețului. Trei văi mai mari (V. Seacă, V. Bălcoaia, V. Ivălanea) se lasă către E, spre apa Moldovei, între Drăceni—Gura Humorului, iar alte două văi mici (Dorotheia și Plotonița) coboară pe partea vestică spre Suha bucovineană (Stulpicani).

În cea mai mare parte, regiunea studiată aparține Zonei Flișului carpatic, având la interior Șisturile Negre, iar la exterior depozitele miocene subcarpaticе. Ea depășește cu puțin limitele acestor formațiuni, în măsura în care a fost necesar pentru descifrarea anumitor relații structurale.

Stratigrafia. Ca pretutindeni în Fliș, vîrsta unităților întâlnite are o valoare relativă, încrucișându-se lipsesc aproape complet. Le vom indica, de aceea, cu titlu provizoriu și mai mult pentru înlesnirea expunerii, după cum urmează:

I. Subzona de W a Flișului:

- a) Turonian-Senonian inferior (Șisturi Negre),
- b) Eocen (Gresia de Prisaca).

II. Subzona de E a Flișului:

- a) Senonian mediu-superior (Stratele de Hangu),
- b) Eocen,
- c) Oligocen.

III. Zona subcarpatică:

- a) Miocen inferior și mediu,
- b) Sarmățian.

În toate zonele se găsesc întinse depozite cuaternare: terase, conuri de dejecție, lehim, cum și pornituri, excepțional desvoltate pe aria de răspândire a Senonianului Subzonei de E.

I. Subzona de W a Flișului. a) Turonian - Senonian inferior.

Atribuim această vîrstă așa numitelor Șisturi Negre. În acest sens, părerea este mai veche, dedusă mai ales din studiul V. Trotușului. În ce privește limita de W n'a fost atinsă de cercetările noastre. Nu s'a putut face, de aceea, nici orizontarea amănuntită a acestor strate. În cazul de față, o discuție mai adâncă



asupra vârstei Șisturilor Negre nu poate aduce prea multă lumină, pentru motivul că, pe toată marginea de E, aceste șisturi iau un contact anormal cu Senonianul cenușiu-calacaros și cu depozitele eocene și oligocene pe care acesta le suportă.

In ce privește conținutul lithologic, în Șisturile Negre distingem:

Argile șistoase, fin micacee, cu separații în plăci subțiri, având treceri la argile dure, în parte silicificate;

Gresii calcaroase cenușii-închise, cu vine albe de calcit, cu intercalații negre cu silicifieri și concrețiuni de sferosiderit;

Gresii fine, compacte, care trec la aspectul de cuarțite în strate de 0,5m, cu intercalații de argile negre dure;

Calcare compacte vinete-cenușii, cu Fucoide mici și pete ciocolatii. Ele ating o grosime de 2—4 m.

Dat fiind că Șisturile Negre prezintă o cutare deasă, nu ne-a fost posibil să facem o orizontare a acestor roce. Am putut constata numai că intercalațiiile de calcar, ca și gresiile calcaroase-cenușii, apar mai des spre marginea de E, dând aspecte adesea apropiate de ale Senonianului cenușiu-calacaros.

Intregul complex este bituminos, dând chiar loc la câteva mici iviri de petrol la Stulpicană — Plotonița și Suha Mică (S Găinești).

Din punct de vedere practic Șisturile Negre pun anumite probleme, de care ne vom ocupa în capitolul ultim.

b) Eocenul. Pe Șisturile Negre și numai ca petece rămase pe urma unui lung proces de eroziune, se întâlnește o gresie grosieră, micacee, de tipul bine cunoscut al Gresiei de Prisaca. Ea formează în întregime proeminența din Clădita Mare. Este interesant de amintit că în unele petece (cum este cel dela Măgura sau dela W de Prisaca Dornei), la baza gresiei se situează un conglomerat cu elementele mari aproape numai de Șisturi Negre. Acestea relevă un caracter transgresiv al acestei gresii pe Șisturile Negre.

II. Subzona de E a Flisului. a) Senonian mediu-superior. Această vârstă o atribuim unui complex de roce calcaroase, în care intră gresii compacte cenușii-albăstrui, dure, cu hieroglife și vine de calcită. Uneori ele tind să devină curbicorticale și să se separe în strate mai subțiri.

Marne cenușii, cu separație în plăci înguste, uneori moi, formând intercalații în gresii.

Marno-calcare cenușii-azurii, cu numeroase Fucoide mari. Mai rar (în sectorul vestic) apar marno-calcare ciocolatii, apropiate ca aspecte de cele observate în Șisturile Negre.

In tot aspectul lor, aceste roce corespund cu « Stratele de Hangu » (G. MACOVEI). Ele ocupă suprafețe întinse, mai ales în V. Suha, pe clina de W a Culmii Voronețului și în doi solzi care se desvoltă între Voroneț și Păltinoasa. Aceste strate formează fundamentul apropiat al întregii regiuni și după



toate deducțiile ce se pot face, trebuie să aibă, la rândul lor, un fundament de Șisturi Negre, cu excepția părții de răsărit, unde au loc încălecări.

b) Eocene l. Pe întinsul Zonei marginale Eocenul formează mai multe sinclinale cu extindere mai mult sau mai puțin largă pe masa fundamentală a Senonianului. Aceste sinclinale sunt completate de cele mai multe ori cu depozite oligocene. Urmările dela W la E, depozitele eocene se prezintă sub două faciesuri bine caracterizate, unul gresos-marnos, apropiat de tipul Tarcău, altul calcaros-gresos cu silicifieri, corespunzând tipului Stratelor de Doamna (sau Pasieczna).

Primul facies, gresos, apare cu două nivele: unul, inferior, în care predomină gresia grosieră, micacee, în bancuri de 3—4 m și cu intercalații înguste de marne pământii; altul, superior, în care gresiile devin mai fine, mai subțiri și din ce în ce mai rare, luând locul marnelor. Acestea trec adesea la culoarea roșie-ciocolatie, putându-se compara cu «Stratele de Plop» (I. ATANASIU). În aria de răspândire a acestui facies, acolo unde urmează depozite oligocene, se aşează o gresie apropiată de tipul Gresiei de Kliwa, dar care corespunde cu Gresia de Lucăcești. Situațiile cele mai clare din acest punct de vedere sunt în tot lungul anticlinalului Moldoviței, în V. Moldovei, la Podul Voronețului, etc.

Al doilea facies apare deasemenea cu două nivele. În nivelul inferior apar gresii calcaroase compacte, conglomerate mărunte cu elemente verzi și calcare cu frecvențe silicifieri și cu intercalații subțiri de marne moi cenușii-verzui, uneori vișinii. Gresiile și în special calcarele au o stratificație deasă. Către extrema de E a Zonei marginale, la Păltinoasa, gresiile au un aspect foarte caracteristic, fiind uneori fine, alteori grosiere, aspre, slab cimentate, cu rare elemente verzi și de o pronunțată culoare albă. Am dat acestei gresii denumirea de «Gresia de Păltinoasa».

În nivelul superior apar gresii cenușii cu grosime de 2—3 cm, intercalate în marne moi, vinete și ciocolatii, comparabile cu cele din faciesul precedent.

In zonele de răspândire cele mai exterioare ale acestui facies se constată o reducere a Gresiei de Lucăcești din baza Oligocenului și o desvoltare a Eocenului superior sub forma Stratelor de Biserici.

In ceeace privește repartitia faciesurilor eocene, precizăm că nu se relevă între ele o delimitare precisă, ci o trecere gradată. Cu toate acestea se poate considera sinclinalul mare dela Molid ca zonă în care se face această tranziție. Spre W de sinclinalul Molid (W de V. Doabrei) gresiile grosiere devin mai groase, astfel că în anticlinalul Moldoviței formează singure baza Eocenului, ca și în anticlinalul Prisaca—Miclăușa. Este clar că din zona aceasta s'a produs invazia Eocenului gresos pe Șisturile Negre, acolo unde acesta începe cu conglomerate. Spre E de sinclinalul Molid, gresiile sunt mai rare și de un tip mult mai compact, fiind oarecare dificultate de separat de gresiile Senonianului.



Ele primesc treptat intercalațiile de calcare, apoi silicifierile și în cele din urmă gresiile albe, care caracterizează cutele cele mai externe.

Deosebirea de faciesuri a Eocenului este în legătură cu condițiile deosebite de sedimentare, după cât se pare cu o mare mai puțin adâncă și mai agitată în partea internă și o mare mai liniștită și mai adâncă în partea externă. În a doua jumătate a Eocenului, condițiile au devenit mai uniforme, depunerea făcându-se aproape sub același aspect.

c) Oligocenul. Această formațiune are o dezvoltare mai mică în comparație cu primele două. Ea constituie totuși umplutura mai multor sinclinală înguste dirijate N—S. În prezentarea Oligocenului se remarcă două faciesuri, al căror sincronism nu poate fi dovedit din cadrul restrâns al regiunii de față, dar pe care am avut posibilitatea să-l recunoaștem cercetând terenul destul de mult în interior și la W. Aceste faciesuri merg în asociere cu faciesurile Eocenului, unul fiind intern și corespunzând aşa numitelor Strate de Krosno, celălalt extern, corespunzând Oligocenului « normal » (menilitic).

Faciesul de Krosno se caracterizează printr-o gresie calcaroasă cenușie, cu hieroglife și accentuată formă curbicorticală. Această gresie merge cu intercalații egale de marne cenușii, ușor irizate și uneori compacte. Cu aceasta se asociază și o gresie cenușie-deschisă, moale, și rare intercalații de calcar sideritic.

Faciesul normal începe totdeauna cu marne bituminoase, cu puternice silicifieri (menilitizări), care trec la disodile și Gresie de Kliwa cu aspectul său cunoscut. Stăruim în a preciza că, și aci, între cele două faciesuri nu este o delimitare bruscă, ci trecerea se face pe o zonă care ar corespunde cu anticlinialul Moldoviței. Se constată anume că pe ambele flancuri ale acestui anticlinal, Oligocenul începe cu Gresia de Lucăcești și cu marnele bituminoase, care trec la o Gresie de Kliwa mai moale. Această gresie este înlocuită treptat prin gresii calcaroase micacee, cenușii, apoi prin gresii curbicorticale. Între gresiile micacee și cele curbicorticale se constată prezența cel puțin a unui strat de calcar sideritic cu grosime de 2—40 cm.

Cercetând regiunea dela W de acest anticlinal al Moldoviței, se constată că Faciesul de Krosno coboară până la limita inferioară a Oligocenului, ocupând în cuta cea mai internă chiar și acest nivel sau reducându-l la forma de marne cu aspect semi-disocilic.

Spre E de anticlinialul Moldoviței Faciesul de Krosno se reduce, astfel că până la marginea Flișului, Oligocenul se dezvoltă cu aspectul normal. Se constată totuși în ultimele cufe o scădere a Gresiei de Kliwa în avantajul disodilelor, care ocupă în special partea superioară. Tot aci se pot recunoaște, în câteva puncte rare, la partea superioară, menilite asociate cu disodile cum și intercalații înguste de conglomerate mici, în disodile.

Pe lângă cele de mai sus, se mai poate constata o răspândire mai mare a Faciesului de Krosno spre N. Astfel, în anticlinialul Moldoviței, la paralela Rușii-



Moldoviței, amândouă flancurile sunt ocupate de faciesul acesta, câtă vreme la Vamă, Gresia de Kliwa este încă bine desvoltată pe flancul de W și formează aproape complet flancul de E. Deasemenea, se poate constata o invazie a Oligocenului de Krosno peste Senonian, într-o mișcare care pare să fi venit dela N. Aceasta ar explica lipsa sau cel puțin prezentarea confuză a Oligocenului de Krosno la S de regiunea noastră.

III. Zona Subcarpatică. În dreptul regiunii noastre, Zona Subcarpatică este foarte îngustă. Depozitele ei aparțin Miocenului inferior, în care se pot separa două orizonturi: orizontul inferior cu conglomerate și brecii cu elemente verzi, în care dimensiunea fragmentelor variază foarte mult, putând ajunge uneori la 15—20 cm diametru, dar care, de cele mai multe ori, sunt mărunte. Cu acestea se asociază argile verzui, sistoase, satinate. Ele nu au o succesiune bine definită, deși considerate în mare, s-ar părea că breciile sunt inferioare. Asupra legăturii dintre aceste depuneri și Oligocen (formațiunea imediat mai veche) este greu de afirmat ceva, negăsindu-ne aci în față unor raporturi normale. Totuși, avem impresia că Oligocenul superior, respectiv disodilele și menilitile ce apar la partea superioară a Oligocenului cel mai extern, trec la aceste conglomerate și brecii cu elemente verzi. Faptul poate reieși din examinarea Oligocenului, care apare pe bordura Flișului, în special în Culmea Bălcoaia, cu prelungire spre Pârâul Mămucăi. Orizontul următor în Zona Subcarpatică îl formează așa numitul Orizont roșu. El este foarte puțin reprezentat în regiunea noastră, dar are o răspândire mare spre N, unde acoperă masivul de sare dela Cacica.

Acest orizont este constituit din gresii moi, grosiere, micacee, de culoare cenușie cu vagi nuanțe violete, și marne moi, cu stratificație confuză, care trec dela cenușiu-vânăt la roșcat.

In asociație cu depozitele miocene avem de semnalat un izvor sărat la Mânăstirea Slatina (Suha Mică) aproape de bordura Flișului și mai multe izvoare sărate pe malul drept al Văii Suha Mare, în legătură, după cât se pare, cu un solz cu Senonian la bază.

Din aceste prea puține elemente este greu de precizat vârsta și condițiile de formare a sării. Un studiu amănunțit al masivului dela Cacica ar putea să dea însă rezultate interesante.

Inainte de a încheia expunerea asupra stratigrafiei, amintim că peste depozitele Zonei Subcarpatice se dispun, la început cu o foarte mică înclinare, apoi orizontal, depozitele sarmatiene cu nisipuri și foarte rare intercalări marno-argiloase.

Tectonica. Cum s'a menționat în prima parte a expunerii, regiunea se separă structural în trei compartimente: Primul, la W, «Pânta Șisturilor Negre—Gresia de Prisaca», caracterizat prin marea răspândire a șisturilor



Negre cu rare petece de Gresie de Prisaca; al doilea, la mijloc, «Zona marginală», caracterizat prin prezența depozitelor cretacic-superioare-paleogene și utimul, la E, «Zona Subcarpatică», caracterizat prin prezența depozitelor miocene inferioare.

Fiecare din acestea reprezintă câte o unitate tectonică, dar nu de aceeași valoare și sens. Ele se pot caracteriza, mai de aproape, după cum urmează:

a) *Pârza Șisturilor Negre și a Gresiei de Prisaca.* Unitatea vestică corespunde în ansamblul său unei pânze care se echivalează cu Pârza de Cernahora. Calitatea de pânză reiese urmărind bordura de E, unde se constată căderi generale la W, atât în Șisturile Negre, cât și în formațiunile mai noi cu care acestea vin în atingere. Mai concludent este faptul că Șisturile Negre ating formațiuni de vîrstă diferită, senoniană, eocenă și oligocenă, pe care le taie diagonal. În cadrul regiunii noastre, asemenea situații se pot constata dela S de Clădita, în V. Suha, unde Șisturile Negre vin în contact cu Senonianul bine caracterizat, apoi cu Oligocenul sub Faciesul de Krosno, pentru a reveni apoi la contact cu Senonianul. Oligocenul este intens cutat și, în apropierea Șisturilor Negre, breciat. În același timp, bordura Șisturilor Negre are o formă sinuoasă caracteristică. Se relevă în special intrările de Oligocen Krosno dela W și S de Găinești, cum și bucla Șisturilor Negre dintre Găinești—Văleni, buclă care se opune celei care se formează pe versantul de E al Clăditei. Situația pe care o arătăm se poate urmări pe direcție și am avut ocazie să o verificăm pe mai multe zeci de km spre N.

In interior, pânza prezintă o cutare deasă a Șisturilor Negre, cutare care împiedică stabilirea unei stratigrafii de amănunt și, ceea ce este mai neplăcut, împiedică recunoașterea cu precizie a relațiilor ce există între aceste șisturi și depozitele cretacice mai vechi care le urmează la W.

Cutarea deasă a Șisturilor Negre poate fi pusă în legătură cu plasticitatea mare a unor roce, cum sunt argilele, prin opoziție cu plasticitatea mai redusă a altora, cum sunt gresile. În ce privește faza primei cutări, având în vedere poziția transgresivă-discordantă a Gresiei de Prisaca, cu conglomerate la bază, credem că o putem considera ca laramică (Senonian superior), iar încălcarea ca produsă în Post-Miocen inferior, dat fiind că Oligocenul ajunge în continuitate de sedimentare până la gipsuri (Plotonița).

In ce privește Eocenul acestei pânze, este de relevat că pe alocuri el este desprins de pe masa pânzei și alunecat, fie până la marginea acesteia — cum este în Clădita — fie peste Oligocenul și Senonianul Zonei marginale.

b) *Pârza marginală.* Spre deosebire de compartimentul descris, care se desvoltă la E, între fruntea pânzei cu Șisturi Negre și bordura Flișului, Pârza marginală prezintă o tectonică cu mult mai complexă în amănunt, caracterizând-



du-se prin existența mai multor cute și cute-solzi, în axul cărora apare ca formație mai veche Senonianul.

Dacă ne referim la cadrul limitat al hărții prezentate, ceea ce se remarcă dela prima vedere este o zonă largă de 4—6 km, pe care Senonianul însoteste marginea Șisturilor Negre și aproape foarte mult bordura zonei Flișului. Urmărind spre N acest Senonian, constatăm că el se împarte pe mai multe direcții, între care se așeză depozite mai noi. De aci rezultă o succesiune de cute care se dirijează NNW, spre V. Moldovei, cu o vădită tendință de a se răsfira și de a se îndrepta mai accentuat spre W. În felul acesta, pe fondul Senonianului se suprapun șase cute, dintre care numai trei sunt încadrate în cuprinsul hărții, celelalte trei desfășurându-se mai la W, până la Prisaca Dornei.

Cuprinzând într-o privire de ansamblu aceste cute, se constată că, cu cât sunt mai interne, cu atât sunt mai largi, mai puțin accidentate și mai aproape de faciesul gresos al Eocenului ca și de cel marno-gresos (Krosno) al Oligocenu-lui. Cutele dinspre E, dimpotrivă, au tendința de a se îngusta, alungi, de a face să dispară unele orizonturi prin laminarea flancurilor și totodată de a se revârsa spre exterior. În modul acesta se trece dela cute normale sau aproape normale la cute-solzi, ce caracterizează în special sectorul de E. Dintre cutele mai aproape de normal se reliefiază trei, și anume: prima, dela Bucșoaia la Vârfu Pietrosul, a doua, mai scurtă, dela Dealul Secătura la Mănăstirea Voroneț, a treia, cea mai lungă, dela Vf. Toaca (V. Moldovei) la gura Pietroasei — Bârca Bălăceanului.

Aceste cute nu au o dezvoltare egală, sfârșesc pe un fundament comun și reflectă astfel o tendință de ridicare axială a întregului complex tectonic dela N la S, cu un maximum în Valea Suha Mică. De aci mai reiese și faptul că aceste cute au numai o revârsare superficială, cu încălecări de mică importanță. În orice caz, ele par a se încadra într-o singură unitate tectonică. În ipoteza că această unitate are un caracter de pânză, ea ar corespunde în sens exact unei « Pânze marginale », a cărei frunte ar merge cel puțin până la bordura aparentă a Flișului.

Trebue să precizăm că deocamdată nu avem argumente satisfăcătoare din care să reiasă existența sigură a acestei pânze. Dacă privim regiunea de mai departe, intervin însă observații care, până la o altă verificare, ne obligă să luăm în considerare posibilitatea existenței acestei pânze.

Aceste observații se referă la Valea Cracăului, unde I. ATANASIU a descris fereastra Dumesnic și a dat un contur semnificativ Senon-Eocenului dela Cracău — Neamț, față de Oligocenul cu conglomerate ce se dezvoltă spre S, către V. Bistriței.

Rămâne ca studiile viitoare să ne arate până unde se poate continua la N această structură de pânze, și ce legătură se poate face cu tectonica de « skibe », relevată pe hărțile Carpaților de Nord.

În orice caz, acest stil tectonic ar fi valabil până la o linie care pleacă de la W de Gura Humorului și se lasă spre S, la E de Mănăstirea Slatina. Pe această



fâșie apare o bandă de Senonian, lată pe alocuri de 1 km și cu tendință de a încăleca restul de depozite de Fliș ce se interpun până la bordura zonei. Aceste depozite constituiesc un fascicol, care pe distanță Gura Humorului—Păltinoasa are o desfășurare mai largă, cca 5 km, iar spre S se îngustează și se strivește pentru a dispare aproape complet la Drăceni. În interiorul acestui fascicol sunt de separat mai multe cute-solzi, însă cu mult mai accentuate decât cele din W.

Dacă deplasăm observația dela Mănăstirea Slatina—Drăceni spre S, către Suha Mare, constatăm, deasemenea, un aspect diferit, în sensul că Senonianul din fruntea solzului Gura Humorului se aplatisescă și ia legătură, prin capătul de S al cutelor, cu Senonianul care se trage în interior. În același timp, de sub acest Senonian apar solzi mai inferiori, cu același aspect plat, aspect care rezultă din modul prea puțin frământat sub care apar depozitele eocen-oligo-cene suprapuse.

La cele de mai sus avem de adăugat că la extrema limită de E a zonei Flișului, contactul cu depozitele miocene este și el variabil, după cum solzii ating sau nu acest contact. Astfel, la Păltinoasa, contactul pare că nu merge prea departe de un contact normal, zona Flișului închizându-se cu depozite oligocen superioare (disodile). În schimb, depozitele miocene de aci sunt insuficient caracterizate din lipsa de deschideri și ascunderea sub depozitele sarmațiene, care lasă pentru ele un spațiu de numai 200 m.

Din rarele aflorimente și în special din cele observate mai spre N, se pare că Miocenul este reprezentat prin « Orizontul roșu », deci nu prin orizontul cel mai vechi al lui (conglomerate și brecii cu elemente verzi).

În situația accasta ne putem gândi, la o încălcare mai mare decât apare la prima vedere.

Spre S de Gura Humorului, respectiv dela Valea Mămucăi spre Suha, contactul Flișului se face numai cu orizontul conglomeratic al Miocenului și este de relevat faptul că pe alocuri Oligocenul superior cu disodile și menilite se afundă sub aceste depozite.

O situație particulară este de relevat în Valea Suha Mică (Pârâul Adânc) unde de sub Miocenul conglomeratic pătrunde o butonieră de Strate de Bisericieni încadrată de marne bituminoase albe. Această prezentare, izolată, și care urmează a fi verificată cu altele, argumentează pentru existența unui facies mai extern al Oligocenului, în care partea medie-superioară a lui este înlocuită prin conglomerate. Firește, mai rămâne de considerat o situație tectonică, pe care deocamdată nu o întrevedem dar care tinde la apariția unui Autohton.

La S de Suha Mică, contactul Fliș-Miocen este mai accidentat și aceasta ca efect al înaintării solzilor sus amintiți. Totuși, o ivire de Oligocen cu Gresie de Kliwa și menilite în fața acestor solzi arată că nici aici încălcarea nu este prea-avansată. Avem motive să credem că spre S contactul devine mai accidentat.



Considerat în totalitate, Flișul marginal dela S de V. Moldovei relevă o tectonică în care factorul principal rămâne ridicarea axială a catenei muntoase, reunită cu o tendință de încălcare a întregii zone pe un Autohton în cea mai mare parte necunoscut.

Câtă vreme ridicarea axială pune în evidență pe o întindere mai mare rocele de vîrstă mai veche (senoniene), fără a ajunge la formarea de « ferestre », încălcarea frântă pe un fundament rigid al Vorlandului, duce la aspectul de cute-solzi, în general de mică importanță.

Firește că toate acestea relevă o heterogenitate care privește ansamblul forțelor care au conlucrat, cât și timpul în care aceste forțe au intervenit. Presupunem că forțele au avut o aplicare tangențială mai veche și o alta, verticală, mai nouă.

In opoziție cu tectonica nedecisă a compartimentului marginal stă tectonica compartimentului dela W cu aspectul său mai clar de pânză.

Subliniem, totuși, că modul cum conglomeratele verzi din Pietricica se leagă cu cele din Pleșu și apoi cu cele dela marginea Flișului dela Drăceni, ne sugerează complicații de ansamblu care tind și ele la o tectonică în pânze de șariaj de o întindere mai mare. Pentru o clarificare mai bună este necesar ca studiile să încadreze o suprafață mai întinsă.

c) *Zona Subcarpatică.* În cadrul cercetat, depozitele miocene nu ridică probleme peste cele deja discutate în legătură cu marginea Flișului. Modul discontinuu de apariție a conglomeratelor cu elemente verzi se încadrează în aceeași problemă generală a stratigrafiei depozitelor miocene, problemă care a fost expusă pentru regiunea Tazlăului.

— G. CERNEA. — *Zona internă a Flișului la Sud de Valea Moldovei*¹⁾.

— T. JOJA. — *Structura geologică a Flișului marginal din regiunea Văilor Suha Mică și Suha Mare.*

Cadrul geografic și istoricul lucrărilor anterioare. De limităre. Regiunea studiată are forma unui poligon neregulat care se întinde din malul stâng al Văii Suha Mică spre SE până ceva mai la S de cumpăna apelor dintre Suha Mare și Râșca Mare.

În el este cuprins sectorul dintre Găinești și Drăceni al P. Suha Mică precum și sectorul dintre Frasin și Văleni al P. Suha Mare.

O mică suprafață din colțul SE al regiunii a fost inclusă în comunicarea de față (deși mai face parte și dintr-o altă lucrare ce va apărea în Anuarul Institutului Geologic)²⁾, întrucât prezența ei este necesară pentru întregirea imaginii tectonice a acesteia.

¹⁾ Se publică în *Anuarul Comitetului Geologic*, Vol. XXIV.

²⁾ Este vorba de un patrulater având vârfurile respectiv la gura P. Pietroasei din Văleni, Vf. Bursunari, Muchea Gruiului și D. Pietrei dela E de Vf. Cămeșou.



Cercetările noastre pe teren s-au desfășurat în două etape. În prima etapă în vara anului 1942, dar mai ales în cea a anului 1943, am cercetat partea de S a regiunii până la cumpăna apelor dintre Suha Mică și Suha Mare. În cea de a doua, tocmai în vara anului 1948, am continuat cartarea părții de NW a ei.

Morfologie. Regiunea dintre Suha Mică și Suha Mare prezintă un relief muntos.

Mai importante sunt vârfurile care constituiesc cumpăna apelor dintre cele două pâraie de mai sus. Pe această creastă întâlnim dela SW la NE vârfurile: Măguricea (981 m), Plaiul Bătrân (921 m), Bârca Paltinului (890 m), Bârca Neagră (810 m) și Bârca Răchitișului (681 m).

Cursurile de apă cele mai importante sunt desigur Suha Mică și Suha Mare și în special primul.

Istoric. Regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare a fost extrem de puțin cercetată din punct de vedere geologic.

Sub acest raport singurele date publicate pe care le posedăm asupra ei sunt cuprinse într-o « Schiță geologică a regiunii Câmpulungul Moldovei—Vatra Dornei (Bucovina) » la scara 1:500.000, tipărită în ediție provizorie cu ocazia celei de a VI-a reuniuni a Societății Române de Geologie din anul 1935.

Pe această hartă, cea mai mare parte a regiunii este înfățișată ca fiind constituită din Senonian. Face excepție o zonă îngustă, alcătuită din Oligocen, zonă care pornește dela E de Mănăstirea Slatina și se îndreaptă spre SE, terminându-se în apropierea Văii Suha Mare.

Se mai distinge, deasemenea, o a doua zonă oligocenă, constituind un sinclinal la exteriorul Zonei marginale, sinclinal încălecat la W de Senonian și flancat la E de un Eocen care încalcă la rândul său peste Miocen.

Stratigrafia. Cea mai veche formație din regiune este aceea a Șisturilor Negre (Strata de Audia) care se întâlnesc numai în partea de W a ei.

Urmează în ordine cronologică Senonianul, Eocenul, Stratele de Găinești, Oligocenul iar la extremitatea estică, Miocenul, reprezentat numai prin orizontul conglomeratic și cel supra-conglomeratic.

Șisturile Negre constituiesc la marginea de W a regiunii o zonă largă pe care am cercetat-o numai în treacăt pe P. Ciumărna, zonă care prezintă un ieșind alungit în Vf. Măguricea, ieșind ce se întinde spre N până în Vf. Butnărița, unde dispare.

Șisturile Negre sunt alcătuite în regiunea noastră, ca de altfel pretutindeni în Carpații orientali, din șisturi argiloase, bituminoase, negre, uneori foioase, alteori mai groase, silicioase și dure. În aceste șisturi se găsesc intercalate, fără o ordine oarecare, o serie de gresii negre silicioase dure, fine, groase de 10—20 cm, ~~adevărată~~ jaspuri negre, sau intercalații de 20—30 cm de gresii cuartitice, foarte dure, cu spărtura concoidală sticloasă, de culoare verde-măslinie, ca pe V.



Şopârlei. Destul de des se întâlnesc în seria Șisturilor Negre și intercalații de marne roșii (de exemplu pe P. Măguricea, Vf. Măguricea și P. Șopârlei). În fine, rareori apar în ele și conglomerate mărunte cu elemente verzi, ca în Vf. Măguricea.

Amintim că G. MACOVEI și I. ATANASIU au atribuit Șisturilor Negre vârsta barremiană, în timp ce I. BĂNCILĂ și D. M. PREDA le-au considerat senoniene. G. CERNEA, care a căutat să rezolve problema vârstei acestei formații chiar în regiunea noastră, se raliază la părerea acestor din urmă autori. În orice caz, controversa nu este, până în momentul de față, definitiv transată.

Sectorul foarte limitat pe care am atins Șisturile Negre și condițiile tectonice defavorabile în care apar aici nu ne-au permis să aducem vreun element nou pentru elucidarea acestei spinoase probleme.

Interesant este faptul că Șisturile Negre se întind cu mai bine de 1 km spre E de limita indicată pe manuscrisul hărții la scara 1:500.000. Într'adevăr, Vârful Măguricea este constituit exclusiv din Șisturi Negre și nu din Senonian, cum era reprezentat pe harta sus amintită și cum se credea până în prezent.

Senonianul constituie la limita de W a regiunii, o zonă largă de cca 25 km, care trimit un important pinten în mijlocul regiunii spre NE, pinten care taie tranversal P. Fântânelelor.

In afară de aceasta, el mai apare pe suprafețe mai restrânse, la E de P. Magherița și în cursul de mijloc al Pâraielor Prângății și Lupoiaei (în ambele aceste din urmă locuri pe aceeași linie tectonică cu Senonianul de pe P. Fântânelelor), apoi, pe altă linie tectonică, la izvoarele Pârâului Răchitișului, la gura P. Runcu și Corduneanu și în fine, în axul unui anticinal, pe P. Pietroasei (din Văleni), fără a mai vorbi de alte câteva pete ce neînsemnătate ca întindere.

Senonianul din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare este Senonianul tipic marginal al marnelor cu Inocerami. El este alcătuit din marno-calcare cenușii-albe, calcar (așa zisele gresii calcaroase) verzi-albăstrui, asociate cu marne cenușii-închise, foioase, calcare organogene vinete și conglomerate cu elemente verzi.

Marno-calcarele fine, cenușii-albe (marnele de ciment), în strate de 10—30 cm, sunt străbătute de numeroase diaclaze subțiri, rectilinii, pline cu calcit. Pe planele lor de stratificație se observă numeroase Fucoide.

Calcarele verzi-albăstrui se prezintă în bancuri, groase de 30—50 cm, străbătute de vine groase, neregulate, de calcit. Fețele lor expuse devin galbenefumurii. Pe suprafețele acestor calcar se găsesc deseori urme cărbunoase și mai rar fragmente de Inocerami.

Marnele cenușii-închise toioase, șistoase sunt intercalate în toată seria senoniană.

Calcarele organogene, de culoare vânătă sau vânătă-cenușie, sunt mai frecvente la partea superioară și prezintă vine de calcit.



In fine, conglomeratele cu elemente verzi și Alge calcaroase sunt un constituent interesant, dar puțin răspândit, găsindu-se ca un strat subțire la 1—2 cm, grosime pe suprafața unora din calcarele (așa zisele gresii calcaroase) verzi-albăstrui.

Eocenul. Excluzând un mic petec de gresii, de tip Tarcău, de pe P. Suha, situat la S de Pârâul Șopărlei, restul Eocenului din regiune constituie 5 zone.

Mergând dela W la E distingem mai întâi o zonă care pornind din P. Suha Mică se îndreaptă spre SSE, taie P. Pietroasei (afluent al Pârâului Suha Mică) și se termină la S de Plaiul Bătrân.

A doua zonă intră în regiunea noastră în partea de N a ei, pe la izvoarele Pârâului Maghernești și D. Mare, fiind separată în două prin banda de Senonian dela E de acest pârâu, continuă apoi dealungul Maghernești și taie P. Suha Mică în dreptul M-rei Slatina. De aici merge largindu-se spre SE până la Bârca Paltinului, unde atinge 2 km și se termină la SW de ea, după ce taie P. Fântânelelor.

Cea de a treia zonă, care în partea de N a ei lasă impresia că aproape se unește cu cea precedentă, începe dela izvoarele Pârâului Herghelegiului, se îndreaptă spre SW, taie V. Suha Mică în dreptul Pârâului Pârliturii, apoi își schimbă direcția spre SSE, trece prin Vf. Runcul Barnei, iar de aci continuă spre S, în afara regiunii noastre.

Cea de a patra zonă eocenă apare din dreptul Picatorului Bârcii Negre, la marginea Filișului și se curbează în forma unei semilune până în dreptul Văii Suha Mare, pe care o atinge pe o lungime de cca 1,5 km. De aci ea părăsește marginea Filișului și continuă dincolo de Suha Mare spre S, unde constituie întregul teritoriu dintre Picatorul Arinului și P. Mălaiului.

In fine, cea de a cincea zonă apare tot la marginea Filișului, dealungul Picatorului Cămeșoiu, și continuă spre S, fiind foarte curând separată de Zona miocenă printre fâșie din ce în ce mai largă de Oligocen.

Dacă ne referim la constituția petrografică a Eocenului, trebuie să distingem gresiile de tip Tarcău dela S de gura P. Șopărlei, pe de o parte, și Eocenul, de tip marginal, pe de alta.

Amintim că Eocenul, de tip Tarcău, are o extensiune mai mare spre W, în Muntele Clădita, în afara regiunii studiate de noi, unde este de altfel cunoscut de multă vreme.

Micul petec dela S de gura Pârâului Șopărlei este constituit dintr'o gresie micaferă cenușie, grosieră, în bancuri de 1—3 m, însotită de conglomerate dure, cu elemente carpaticice, mărunte, de cca 0,5 cm diametru, în bancuri de 60 cm. Grosimea totală a acestui pachet de strate este de aproximativ 70 m. Gresiile dela S de gura P. Șopărlei sunt complet lipsite de fosile, așa încât vîrstă lor nu se poate stabili decât pe baza asemănării lor cu gresiile tipice de Tarcău.

In afară de aceasta, nici poziția lor geometrică nu se poate preciza, ele fiind strâns pensate între Șisturi Negre și deversate spre W.



Evident, petecul acesta de gresii, de tip Tarcău, fiind foarte redus, este greu de spus dacă el ține de Faciesul de Tarcău propriu zis sau de cel intermediar.

Eocenul de tip marginal, deși răspândit pe o suprafață relativ mare între Suha Mică și Suha Mare, nu se pretează la un studiu stratigrafic de detaliu. Aceasta, pe de o parte, datorită lipsei unor profile naturale transversale cu deschideri bune, iar pe de altă parte, datorită deselor laminări ale orizonturilor sale.

In linii mari succesiunea stratigrafică a lui este următoarea: la bază găsim Stratele de Tisaru, apoi un banc foarte subțire de conglomerate cu elemente verzi, precum și gresii silicioase albe-gălbui, asemănătoare cu Gresia de Kliwa. Peste acestea stă un pachet foarte gros de strate, compus din gresii și calcare cu aspect variabil, în bancuri de 30—50 cm.

Urmează calcarul de tip Pasieczna, apoi din nou un pachet de calcare și gresii cu aspect variabil, de culoare, când cenușie, când albăstruie, când verzuie, peste care stă un orizont gros de circa 150 m de argile și marne verzi, care la partea superioară admit intercalații de marne roșii.

La exteriorul Flișului marginal, cel puțin în solzul Răchitiș-Corduneanu, seria se încheie cu Strate de Bisericanî, care par să se desvolte în dauna orizontului de argile și marne verzi și roșii.

Stratele de Tisaru constituie orizontul de bază al Eocenului. Ele sunt alcătuite din gresii calcaro-silicioase verzi-ablaștrii, rubanate, dure, în strate de 15 cm grosime, asociate cu marne roșii-vișinii, aşa cum foarte bine se observă la fundul Pârâului Pietroasei (afluent al Pârâului Suha Mică).

Conglomeratele cu elemente verzi sunt alcătuite din fragmente de cca 1—2 cm de șisturi verzi și din rare fragmente de calcar. Uneori conțin Nummuliți mici, care nu par remaniati și fragmente de organisme nedeterminabile. Deschideri mai bune în aceste conglomerate găsim pe Vf. Plaiul Bătrân, pe P. Pietroasei, puțin mai la N de confluența cu P. Furnicarului precum și la W de Arșița Cornii.

Gresiile silicioase albe-gălbui se prezintă în bancuri groase de 1—2 m, au o duritate mijlocie și o asemănare frapantă cu Gresia de Kliwa. Ele sunt mai frecvente spre interiorul Flișului.

Pachetul de strate de calcare și gresii cu aspect variabil este constituit în special din calcare vinete, cenușii și gresii calcaroase verzi-albaștrii, dure, în bancuri groase de 30—50 cm.

Calcarul de tip Pasieczna are în solzul Răchitiș-Corduneanu aspectul lui obișnuit. Este alb, fin, organogen, dur, silicos și se prezintă în strate de 10—30 cm. În el se observă vine subțiri, rectilini, de calcit și adeseori pete de culoare mai închisă, care la microscop se dovedesc a fi adevarate insule de SiO_2 . Deschideri bune în acest calcar se pot vedea în special pe partea stângă a șoselei Văleni—Mălini, în dreptul Pârâului Satu Mare, precum și pe P. Bălăceanu.

In solzul Fântânelelor, ca de exemplu, la Bătca Bălăceanului și la S de M-reia Slatina, pe malul drept al Pârâului Suha Mică, același Calcar de Pasieczna



este de culoare mai gălbui și conține insule mari de SiO_2 (chaille-uri), ceeace-l face ușor de confundat cu menilitele oligocene. Este interesant că în regiunea dintre Râșca și Agapia Calcarul de Pasieczna nu prezintă accidente silicioase de importanță celor citate mai sus.

Cel de al doilea pachet de calcare și gresii, cu aspect variabil, în strate de 10–20 cm grosime, când cenușii, când verzui, când albăstrui, este, ca și primul de altfel, foarte gros. Dată fiind diversitatea rocelor care-l alcătuesc, este greu să distingem în el tipuri caracteristice.

Argilele verzi dela partea superioară a Eocenului se prezintă în strate subțiri de 1–3 cm, solzoase, šistoase. În orizontul acestor argile apar la partea superioară intercalații sporadice de argile roșii.

In fine Stratele de Biserici au aspectul cunoscut, fiind constituite din marne și argile šistoase, relativ nisipoase, de culoare verde murdară, în strate de 1–2 cm, cu fețele de separație solzoase, prezentând numeroase lamele foarte mici de muscovit și asociate cu rare intercalații subțiri de gresii fine, verzi. Ele apar în regiunea noastră numai la gura Pârâului Adânc; lângă Mănăstirea Slatina, pe P. Satu Mare, pe P. Boicului, precum și la gura Pârâului Arinului.

Stratele de Găinești. Le-am urmărit pe o suprafață restrânsă la W și S de centrul satului Găinești.

Ele sunt constituite dintr-o serie de marne šistoase, în strate subțiri de 5–8 mm, de culoare cenușie, în general închisă. Planele de stratificație sunt lipsite de asperități. Din loc în loc aceste marne prezintă vine de calcit, groase de 7–8 mm, și neregulate. Pretutindeni ele sunt foarte intens cutate.

Menționăm că la fundul Pârâului cu Cale, puțin în afara hărții noastre anexate, spre W, am găsit în Stratele de Găinești o intercalație de disodile tipice de 0,5 m grosime. Tot pe acest pârâu și anume ceva mai în aval (cu circa 300 m) de P. lui Marcu am găsit în aceleași strate, într-o serie de marne roșii, o intercalație de conglomerat de 3 m grosime.

Conglomeratul acesta este constituit din elemente mărunte de 4–5 mm (rar de 1–2 cm), de tip carpatic, cele de Vorland lipsind cu desăvârșire. El trece lateral la o argilă brecioasă verzuie-roșie.

Între elementele din conglomerat, în afară de fragmentele de řisturi cristaline, care constituiesc marea majoritate a lor, se mai disting fragmente de marne moi, verzi, violacee și chiar negre (acestea din urmă având o mare asemănare cu řisturile Negre.)

Cimentul lui este moale, cenușiu-verzui, abundant. În el am găsit numeroși Nummuliți mici, rari Nummuliți mari, precum și o Assilină.

Vârsta Stratelor de Găinești nu este încă precis determinată. D. ȘTEFĂNESCU, care a avut ocazia să le urmărească de aci spre N pe o suprafață cu mult mai mare, le consideră ca reprezentând un facies particular al Oligocenului, identic cu Faciesul de Krosno din Carpații polonezi.



Mărturisim că la începutul cercetărilor din vara anului 1948 eram tentați să atribuim aceste strate Senonianului, cu care ele au o asemănare relativ mare, considerându-le un facies particular al acestuia.

Ulterior, după găsirea Nummulișilor din conglomeratele de pe P. cu Cale, precum și a disodilelor dela fundul aceluiași pârâu, am ajuns și noi la concluzia la care ajunsese mai de mult D. ȘTEFĂNESCU. Credem, însă, că ar fi mai prudent să admitem că în baza Stratelor de Găinești trebuie să fie inclus și Eocenul.

Facem această afirmație mai ales pentru motivul că Eocenul se cunoaște atât la W (sub Faciesul de Tarcău), cât și la E (sub Faciesul marginal) și lipsa lui în dreptul Stiatelor de Găinești ar fi în orice caz ciudată.

Oligocenul constituie patru zone distințe. Prima zonă, cea mai vestică, poate fi urmărită începând dela E de Vf. Leordiș. Din acest vârf, ea se îndreaptă spre SSE, trece pe la Bârca Surducului, taie Suha Mică la E de gura Pietroasei, constituie apoi cea mai mare parte a Plaiului Bistriței și se termină în dreptul Bârcei dintre Plaiuri. Lărgimea ei variază între 300 și 800 m.

Cea de a doua zonă poate fi urmărită începând din partea de N a regiunii din dreptul Slatinei, dela E de mânăstirea cu același nume. În acest loc ea coincide cu marginea Flișului și nu măsoară mai mult de 100 m lărgime. De aci spre SE, pe malul drept al Pârâului Suha Mică, zona noastră se lărgește, pentru a se îngusta din nou până în dreptul Pârâului Lupojaia, unde este complet laminată; reapare apoi la NE de Bârca Neagră¹⁾, schimbându-și direcția spre S, părăsind totodată marginea Flișului și lărgindu-se treptat până în dreptul Obcinei Pietrișului, unde atinge aproape 1 km.

În fine, mai la S, zona aceasta se îngustează iar, taie Suha Mare în dreptul Pârâului Bursunari, se îndreaptă spre SW până în Vf. Pietrosu, unde dispăr definitiv ridicându-se în aer. Ea constituie tot spațiul dintre cursul superior al Pârâului Pârliturii și Pârâului Arinului, pe o lărgime de aproape 2 km.

Cea de a treia zonă poate fi urmărită, la rândul ei, dela NE de gura P. Runcu, unde apare în malul stâng al Pârâului Suha Mare, către S, pe suprafața dintre P. Corduneanu și P. Mălaiului, apoi pe Piciorul cu același nume, iar de aci mai departe căre Vârful Crucea Tomei.

Lărgimea ei este variabilă. În malul drept al Suhăi măsoară numai 500 m, în timp ce pe Piciorul Mălaiului atinge 1,5 km lărgime, pentru a se îngusta brusc către Crucea Tomei, unde nu mai măsoară decât 150 m.

În sfârșit, cea de a patra zonă își face apariția la marginea Flișului, la izvoarele Pârâului Butnarului și se continuă spre S, în afara regiunii noastre.

Oligocenul din regiunea văilor Suha este cel tipic marginal, cu excluderea sectorului de N al celei de a doua și al celei de a patra zone.

¹⁾ Evident, nu se poate afirma cu precizie dacă zona care apare în dreptul Bârcii Negre este sau nu prelungirea celeilalte, mai ales că faciesul Oligocenului se schimbă către S.



Acest Oligocen de facies marginal este constituit din marne brune, silicificate, bituminoase, din menilite, disodile și Gresie de Kliwa.

Marnele brune bituminoase, silicificate, dure, albe, pe suprafețele alterate, alcătuiesc un orizont de cca 20—30 m și nu prezintă nimic deosebit.

Menilitele constituiesc și ele un orizont constant, tot de 5—10 m; sunt brune, casante și nu diferă de cele descrise în tot lungul Carpaților orientali.

Cu aceleași caractere tipice se prezintă și disodilele, precum și Gresia de Kliwa, fapt care ne dispensează de a mai insista asupra descrierii lor.

In ceeace privește Oligocenul din sectorul de N al celei de a două zone, el se prezintă sub un facies deosebit. Într'adevăr, începând din dreptul Pârâului Prângata, pe Pârâul lui Miron, la Vovonu, precum și la E de Arșița Pahomiei pe Pârâul lui Toader, un mic affluent al Pârâului Blidișești, Oligocenul are o lărgime care variază între 200 — 400 m și este identic cu cel marginal în partea inferioară dar prezintă un pachet de conglomerate cu elemente verzi și calcare cu Nummuliți la partea superioară, conglomerate care înlocuiesc Gresia de Kliwa. Grosimea lor nu trece de 100 m.

Schimbarea de facies a Oligocenului la S și N de Bârca Neagră ne obligă să ne întrebăm dacă nu cumva continuitatea lui pe această zonă nu este decât aparentă și dacă nu avem de a face mai curând cu două zone independente. Este însă, deasemenea posibil, ca schimbarea de facies dela S spre N să se datoreze și apropierea liniei țărmului, aceasta părând să fi coincis în Oligocen cu limita de E a Flișului, întrucât fenomenul este ceva mai general și a fost remarcat de noi și la S, în regiunea dintre Cracău și Suha Mare.

Sub același facies conglomeratic, pentru care s'a introdus în literatura geologică denumirea nepotrivită¹⁾ de Facies submarginal, mai apare Oligocenul și în sectorul de N al celei de a patra zone, la E de Vf. Cămeșoiu.

Orizontul conglomeratic al Miocenului este constituit din conglomerate cu elemente verzi, de dimensiuni mijlocii, și cu ciment calcaros slab, de tipul celor de Pleșu. Nu insistăm asupra lor, dat fiind că ele ies din cadrul cercetărilor noastre din anul acesta, nefiind întâlnite de noi de către în mod accidental între Bârcile Răchitișului și Suha Mare.

Orizontul supraconglomeratic al Miocenului constituie o zonă când mai îngustă, când mai largă, variind între 300 și 600 m dealungul marginii Flișului, pe toată întinderea acestuia dintre Suha Mică și Suha Mare și chiar mai departe spre N și S. El este constituit din marne moi de culoare verde-deschis, cu aspect de tuf, în strate de 5—10 cm, asociate cu gresii moi de aceeași culoare, în bancuri de 20—40 cm. În partea superioară acestea trec la gresii gălbui-ruginii. Seria se încheie, în general, atât cât se poate observa, printr'un pachet de marne cenușii, moi.

¹⁾ Nepotrivită, fiind că conglomeratele se întâlnesc la partea superioară a Oligocenului, substituind Gresia de Kliwa nu numai în Autohtonul submarginal, dar și la exteriorul Pânzei marginale.

Tetonica. Din punct de vedere tectonic, Flișul marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare, continuarea spre N a Pânzei marginale, este constituit dintr-o serie de cufe foarte strâns, solzate și mai mult sau mai puțin deversate unele peste altele, spre E.

Dela W la E distingem mai întâi sinclinalul Stratelor de Găinești și anticlinalul Butnărița—Măguricea; apoi solzul Fântânelelor, solzul Răchitiș—Corduneanu și solzul Cămeșou care pare să se continue la N cu solzul D. Mare—Vovonu—Prângata.

Sinclinalul Stratelor de Găinești, care are o foarte mare lărgime în partea de N a regiunii, se îngustează repede și dispare în dreptul Pârâului Șopărlei, affluent al Suhăi Mari. El este strâns cutat, constituind de fapt un sinclinorium, flancat spre E de Senonian și pensat, începând din Vf. Butnărița spre S, între Șisturile Negre de pe Ciumăra și cele din Vf. Măguricea. În extremitatea sa sudică este prins pachetul de Gresii de Tarcău mai sus amintit.

Anticlinalul Butnărița—Măguricea apare în apropierea centrului Găineștilor dela limita dintre Stratele de Găinești și Senonian și se îndreaptă spre S, ridicându-se și lărgindu-se treptat până în dreptul Vf. Măguricea, unde atinge 2 km. Stratele, care-l alcătuesc, sunt sau verticale sau prezintă înclinări mari când spre E, când spre W, fapt care arată o intensă cutare a lor. Linia Șisturi Negre-Senonian dealungul anticlinalului Butnărița este o linie ezitantă.

Solzul Fântânelelor cuprinde aproape jumătate din regiunea studiată la E de limita Șisturi Negre-Senonian. La exterior el încalcă în partea de N peste solzul Dealul Mare—Vovonu—Prângata, iar în partea de S peste solzul Răchitiș—Corduneanu.

Linia de încălcare din fruntea solzului Fântânelelor poate fi urmărită începând din N regiunii, de pe P. lui Toader, la E de Arșița Pahomiei; de aci ea se îndreaptă spre S, tăie V. Suha Mică la E de M-reia Slatina, continuă spre SE pe la gura Pârâului Bălăceanu de unde se îndreaptă direct spre E și după ce tăie P. Prângata ajunge în P. Lupoiaia, aproape de confluența celor două ramuri ale sale. Din P. Lupoiaia, linia descrie un arc de cerc până în P. Porcăria, de unde se îndreaptă direct spre S până la izvoarele Pârâului Satu Mare, unde și schimbă din nou direcția spre SW, tăie P. Fântânelelor și ajunge, în fine, în P. Suha Mare, la gura Pârâului Pârliturii.

La baza solzului stă Senonianul care constituie o zonă largă în partea de W a lui, în timp ce, în partea de E, acesta este acoperit în mare măsură de depozite mai noi, eocene și oligocene. Către N, din D. Mare până la M-reia Slatina, iar de aci spre ESE, până în P. lui Miron, Senonianul este laminat pe linia de încălcare așa încât, în această parte, Eocenul solzului Fântânelelor încalcă direct peste Oligocenul conglomeratic al solzului din față.

Începând dela P. lui Miron până la P. Porcăria, Senonianul apare din nou la baza solzului ca o bandă destul de largă, pentru că din dreptul



acestui din urmă pârâu și pâna în dreptul Obcinei Pietrișului să fie din nou laminat. În fine, același Senonian reapare la izvoarele Pârâului Satu Mare și continuă spre SW.

După cum am spus, Senonianul din baza solzului Fântânelelor este acoperit în partea de E a lui de depozite mai noi, eocene și oligocene, începând dela E de P. Pietroasei spre exterior. Totuși, el mai apare de sub Eocen, mai întâi sub forma unui anticlinal, paralel cu P. Maghernița, deversat spre W, precum și în trei iniți butoniere anticlinale: una pe P. Adânc, altă la fundul Pârâului Lupoaia și a treia la S de Bâtca Paltinului (fig. 1).

Spre W, Eocenul din partea frontală a solzului se scufundă începând din dreptul Pârâului Bălăceanului și este acoperit de Oligocen. Acesta constituie un sinclinal alungit cu direcția NNW — SSE, sinclinalul Surduc — Plaiul Bistriței.

In partea cea mai internă a să, solzul Fântânelelor este constituit dintr-o zonă de Senonian desvoltată între P. Ruginiște și P. Pietroasa la N și P. Celariu și P. Plaiul Bătrân la S, care încalcă direct peste Oligocenul din axul sinclinalului Surduc — Plaiul Bistriței, al cărui Eocen este complet laminat pe flancul său de W. Pe zona aceasta senoniană și aproape în mijlocul ei se instalează un sinclinal de Eocen, sinclinalul Bâtca lui Creangă — Plaiul Bătrân, aplecat spre exterior și laminat puțin în partea de W a lui, la contact cu Senonianul.

Nu socotim inutil să adăugăm că Senonianul din partea de W a solzului Fântânelelor este în directă continuitate cu pintenul de Senonian dela marginea externă a lui, care taie P. Fântânelelor și se lamează la NE tocmai în dreptul Obcinii Pietrișului.

Este demn de remarcat faptul că solzul Fântânelelor avansează cu cca 2 km peste solzii din fața lui, ajungând aproape

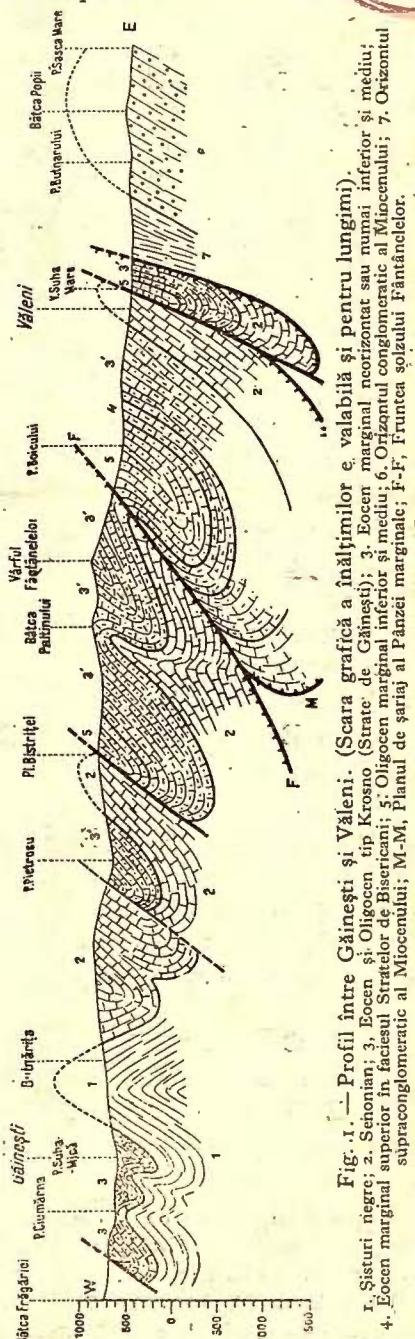


Fig. 1. — Profil între Găinesti și Văleni. (Scara grafică a înălțimilor e. valabilă și pentru lungimi).
1. Sisturi negre; 2. Senonian; 3. Eocen și Oligocen tip Krosno (Strate de Găinesti); 4. Eocen marginal superior în faciesul Stratelor de Biserici; 5. Oligocen inferior și mediu; 6. Orizontul conglomeratic al Miocenului; 7. Orizontul solzului Fântânelelor.

proporțiile unei pânze de șariaj. El este constituit din Senonian tipic marginal, din Eocen deasemenea marginal cu calcare de Pasieczna cu chaille-uri la mijlocul său și Strate de Bisericii la partea superioară, în timp ce Oligocenul, tot de tip marginal, se termină cu Gresie de Kliwa.

Solzul Răchitiș—Corduneanu constituie o bună parte din SE regiunii, la exteriorul solzului Fântânelelor. Partea dinspre amont a Pârâului Răchitișului, precum și în întregime pâraiele Boicului, Runcu, Satu-Mare, Bursunari, Arinului Pietroasei, Văleni și în parte și Corduneanu, curg pe acest solz.

Linia de încălecare a solzului Răchitiș—Corduneanu se dirijează, începând dela Piciorul Bârcei Negre, spre SE până în P. Suha Mare la E de gura Pârâului Runcului. De aci ea se îndreaptă spre S, tăie Suha Mare și P. Corduneanu și avansează din nou spre SE, pierzând totdeodată din amploare, până aproape de Vf. Crucea Tomei, de unde se îndreaptă spre S și ieșe din regiune.

La baza acestui solz stă Senonianul care nu apare însă decât sporadic în fruntea lui, pe linia de încălecare, mai întâi pe P. Răchitișului, unde stă direct peste Miocen, și apoi între cota 625 dela izvoarele Pârâului Runcu și Pârâului Corduneanu,¹⁾ pe V. Suha Mare, încălecând peste Oligocenul și apoi peste Eocenul solzului Cămeșoiu. Spre S Senonianul dispare, aşa încât contactul dintre solzul Răchitiș—Corduneanu și cel din față se face prin intermediul Eocenului dela marginea primului, peste Oligocenul din partea internă a celui de al doilea.

Aproape toată partea de W a solzului Răchitiș—Corduneanu este constituită dintr'un sinclinal de Eocen cu Oligocen în ax: sinclinalul Obcina Pietrișului—Bursunari. Eocenul din flancul de E al lui este cutat la rândul său, constituind un anticinal aplecat, cu Senonian în ax, anticinalul Pietroasa—Văleni.

Ca și în solzul Fântânelelor, și în solzul Răchitiș—Corduneanu, Senonianul este de facies tipic marginal; Eocenul deasemenea, dar se deosebește într'o măsură prin lipsa chaille-urilor în Calcarele de Pasieczna și prin prezența Stratelor de Bisericii. În fine, Oligocenul de tip marginal, cu Gresie de Kliwa la partea superioară, se prezintă totuși în două petece, unul pe P. Boicului, iar altul chiar pe Suha Mare, la W de gura Pârâului Bursunari, cu un facies deosebit, asemănător cu Faciesul de Krosno²⁾.

Solzul Cămeșoiu constituie colțul de SE al regiunii, fiind desvoltat pe P. Mălaiului, Piciorul Cămeșoiu și P. Slatinei, în fața solzului Răchitiș—Corduneanu. El constituie un anticinal aplecat spre E și încălecătat peste Miocen. Încălecarea se face în capătul de N prin intermediul Eocenului de pe flancul

¹⁾ Aproape de acest pârâu, la limita Senon-Oligocen dintre cei doi solzi, apare un izvor sărat și feruginos foarte slab. Un izvor asemănător se găsește la cca 500 m SSW de precedentul, în Eocenul de pe P. Săvenilor.

²⁾ Inițial, consideram aceste Stratice de Krosno ca aparținând Eocenului. Având unele îndoieri, le-am arătat într'o excursie comună, lui I. BĂNCILĂ care, cu această ocazie a avut amabilitatea să-mi atragă atenția asupra adevărătei lor vîrste.



T.JOJA : Fișul marginal din regiunea Văilor Suha.

FACIESURILE FLISULUI MARGINAL IN REGIUNEA VAILOR SUHAIE

T.JOJA

său de E, în timp ce, mai spre S, Oligocenul este acela care stă peste Miocen.

În axul anticlinalului apar câteva butoniere de Senonian pe P. Mălaiului. Este interesant încă faptul că pe când Oligocenul de pe flancul de W este de facies marginal cu Gresie de Kliwa, cel de pe flancul de E prezintă conglomerate la partea superioară, aşa cum se poate observa în D. Pietrei unde acestea constituiesc un mic sinclinal.

In ce priveşte Eocenul, acesta este tipic marginal, cu Calcar de Pasieczna fără chaille-uri și cu Strate de Bisericani la partea superioară.

In fine, solzul D. Mare—Vovonu—Prângata, având în mare, alură sinclinală, apare între izvoarele P. lui Toader, M-rea Slatina și P. Lupoia și este mai îngust și cele două capete și mai larg la mijloc, în locul unde taie Suha Mică. El este constituit din Oligocen de facies conglomeratic.

In concluzie, din punct de vedere tectonic, Flișul din regiunea văilor Suha nu este altceva decât prelungirea spre N a Pânzei marginale, altfel mult mai evidentă în V. Neamțului și a Cracăului.

In acest Fliș marginal se disting mai mulți solzi din care cel mai intern, solzul Fântânelelor, are și ampioarea cea mai mare, avansând cu cca 2 km peste solzii din față. Deși în solzii cei mai externi Oligocenul este de facies conglomeratic noi socotim că și aceștia țin tot de Pârza marginală, întrucât, după cum am arătat în altă parte, același Oligocen conglomeratic apare la N de Râșca în însăși Pârza marginală, chiar în continuarea flancului de E al solzului Cămeșou.

Sedința din 21 Decembrie 1948

Președinte : Prof. G. MACOVEI.

— M. SOCOLESCU și A. ESCA. — Comunicare preliminară asupra prospec-
iunii gravimetrice în regiunea Salinei dela Ocna Mureșului.

La cererea Direcției Generale C.A.M., A.. ESCA a fost delegat de Institutul Geologic că, împreună cu D. STELIAN, să execute măsurători gravimetrice la Ocna Mureșului.

Problema propusă era căutarea unei extinderi a masivului de sare cunoscut sau eventual a unui alt masiv în imediata apropiere. Exploatarea veche a cuprins toată porțiunea masivului de sare, până la adâncimea de 200 m și camerele părăsite produc surpări ale suprafeței. Exploatarea de soluție în sistemul cu camere mici este costisitoare și randamentul de extracție este scăzut.

Problema gravimetrică constă din delimitarea masivului de sare în exploatare pentru determinarea unei extinderi, preferabil către NE, și apoi din cercetarea zonei dimprejur. Mai târziu s'a cerut extinderea lucrării



în zona anticlinalului cca 3 km la N și cca 5 km la S pentru prospectarea calitativă.

Lucrarea a durat cca 50 zile, dela 1 Octombrie la 20 Noembrie 1948.

Aparatul utilizat este un gravimetru Thyssen pus la dispoziție de I. VENCOV, care a instruit echipa cu sistemul de operație și a dat constantele și toate inițiierile necesare manipulării.

Deși cu un aparat nou și în condiții de lucru grele din cauza sezonului înaintat, A. ESCA împreună cu D. STELIAN au reușit să îabă un randament bun și să execute o lucrare de mare precizie, care ne permite să ajungem la concluzii interesante. S-au executat măsurători în 155 stații repetitive și închise după poligoane, pe care s'au repartizat erori la 0,3/miligali. Calculul a fost făcut în sutimi de miligali. Aparatul a fost transportat cu o autodubă, pusă la dispoziție de Direcția Salinelor și special amenajată. Pentru stațiile în afara din drum s'a construit o casă transportabilă în care trebuia menținută o temperatură constantă de minimu 20°. Pentru corecțiile de relief, LĂPUȘANU, șeful serviciului de topografie dela C.A.M., a executat cu echipile sale nivelmentul și planimetria stațiilor. Pentru corecțiuni s'a executat nivelment pe 8 direcții în jurul stațiilor.

Calculele au fost făcute de A. ESCA și D. STELIAN, iar calculul topografiei de LĂPUȘANU.

Harta Bouguer a fost executată la scara 1: 10.000.

În ceeace privește geologia, echipa a fost inițiată de M. ILIE dela Institutul Geologic, care a lucrat în regiune. Detaliile au fost cercetate de noi, ținând seama de informațiile primite dela I. DIMA, care ne-a însoțit, pentru aceasta, pe teren.

Geologia regiunii. Teritoriul cercetat are un relief colinar străbătut dela E la W de valea largă a Mureșului. Altitudinile variază între 254 m nivelul Mureșului și 523 m pe Vf. Banța.

Valea Mureșului are o lățime de cca 3 km pe care se găsește o câmpie aluvionară și mai ales în partea de N, terasele joase pe care sunt așezate comunele Războieni și Unirea.

Albia Mureșului pare să se depleteze spre S. Ea este puțin adâncă, astfel că la creșterea nivelului au fost cazuri de inundații întinse. Pentru a le preveni, Mureșul a fost canalizat în această parte.

Valea Mureșului a fost sculptată pe o terasă veche, care la S are altitudinea de 300 m, iar la N se ridică ușor. La S de Mureș, din această terasă a rămas numai o porțiune mică pe care este așezată comuna Uioara de Sus.

La N de Mureș, din cauza teraselor, formațiile geologice nu apar la zi decât pe o bandă îngustă, sub terasa de 300 m și în aceste locuri adesea sunt acoperite de prăbușiri de maluri. În partea de S, formațiunile sunt deschise destul de bine.



Pe o terasă joasă la S de Mureș, probabil exclusiv în legătură cu salina care se găsește în mijloc, a fost construit orașelul Ocna Mureșului. Deasupra salinei, în multe puncte, terenul s'a prăbușit și în partea de W se găsește chiar o groapă adâncă în care se observă resturile dela exploatare. Sarea este prință aproape la verticală în depozitele Tortonianului, reprezentate prin marne cenușii-negricioase. La partea inferioară domină marne moi, argiloase, iar la partea superioară, ceva mai gresoase.

Peste Tortonian urmează în perfectă concordanță Sarmațianul, reprezentat prin depozite de marne asemănătoare cu cele de dedesubt. Abia mai sus apar strate mai argiloase și benzi de gresii dure.

Drept limită între Tortonian și Sarmațian a fost ales un strat de tuf andesitic compact, de culoare albă, gros adesea de peste 1 m. Sub acest strat, la cca 20 m, se găsește alt strat de tuf mai subțire și mai impur.

In partea de SW a regiunii, peste depozitele sarmațiene plutește Pliocenul, reprezentat prin nisipuri mai mult sau mai puțin argiloase, uneori bine consolidate.

Rezultatul cercetărilor noastre a fost consemnat în harta alăturată, însotită de două profile.

Harta Bouguer. Rezultatul calculelor asupra datelor de măsurători gravimetrice a fost consemnat în harta Bouguer cu echidistanță 1 mgal (fig. 1—5).

Examinând această hartă, remarcăm următoarele:

Din cauza sistemului de calcul relativ valorile isodinamelor au rămas pozitive și sunt cuprinse între 0,06 mgali și 20,90 mgali.

In general, observăm un regim regional de creștere către E. Nu l-am putut extrage din cauza lucrării prea limitate, dar trebuie ținut seama de el la fixarea anomalieiilor, care sunt deplasate la W.

Deasemenea, gradientul crește puțin și spre S.

Prin mijloc, dela NNW se extinde o linie de minime, care trece peste salină și care din dreptul Pădurii Banță capătă o inflexiune pronunțată către SEE și apoi SE.

Această linie reprezintă anticlinalul principal pe care s'a plasat domul de sare în exploatare. Minimum gravitațional care corespunde cu maximul ridicării axiale se găsește în regiunea salinei. Spre N, isodinamele sunt mai rare, ceea ce corespunde unei cutări largi.

La înălțimea salinei ele se îndepărtează, indicând maxime de ridicare axială sau o formă de dom larg împrejurul sămburelui de sare de străpungere.

Zona limitei sării este marcată mulțumitor printre schimbare a căderii isodinamelor. Din cauza golurilor datorate exploatarii, masivul este marcat, în special la SW, de un minim pronunțat, cu caracter care voalează întrucâtva concluziile. Căderea periferică este netă, în special pe direcția anticlinalului, astfel că putem conchide asupra caracterului de sămbură de stră-



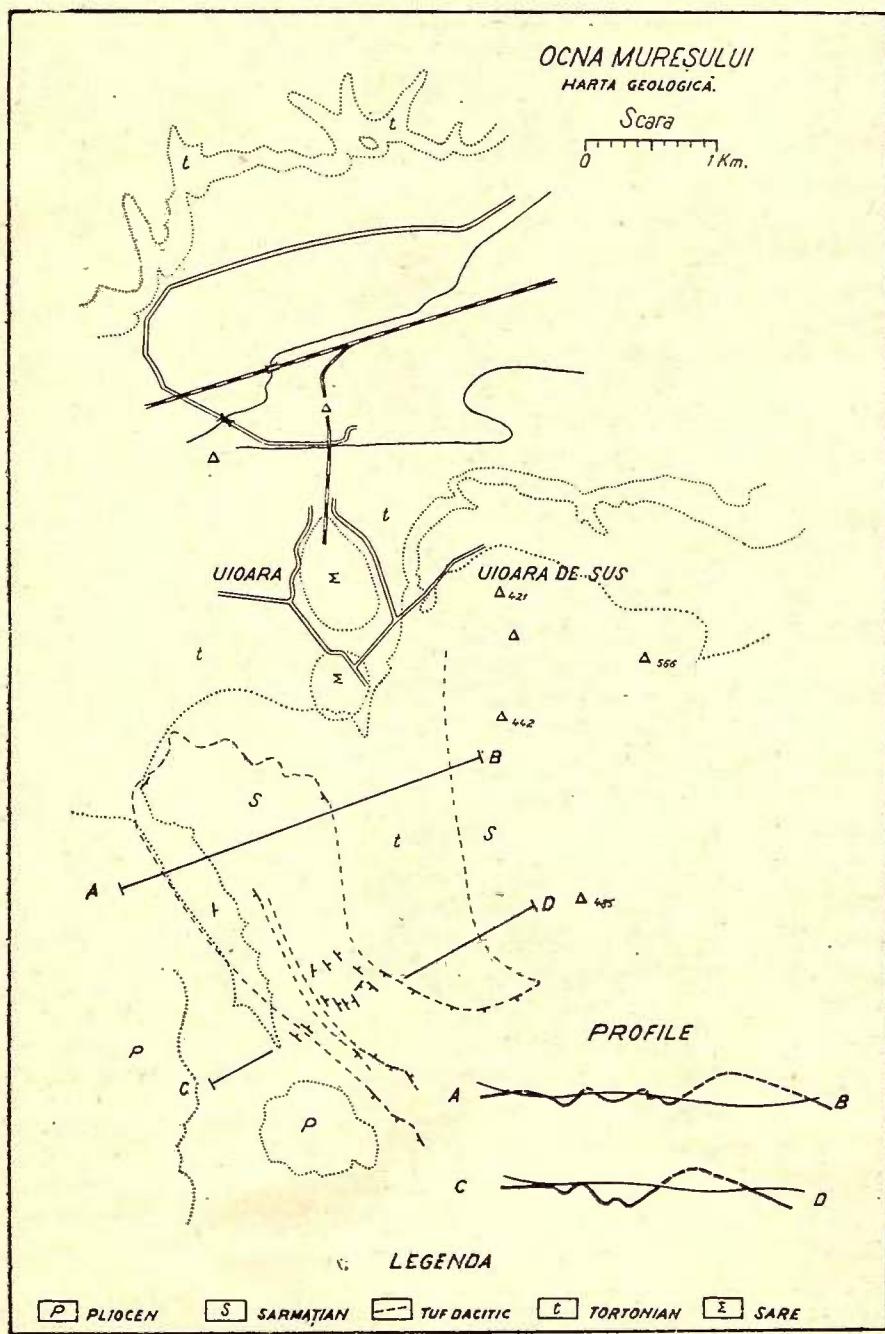
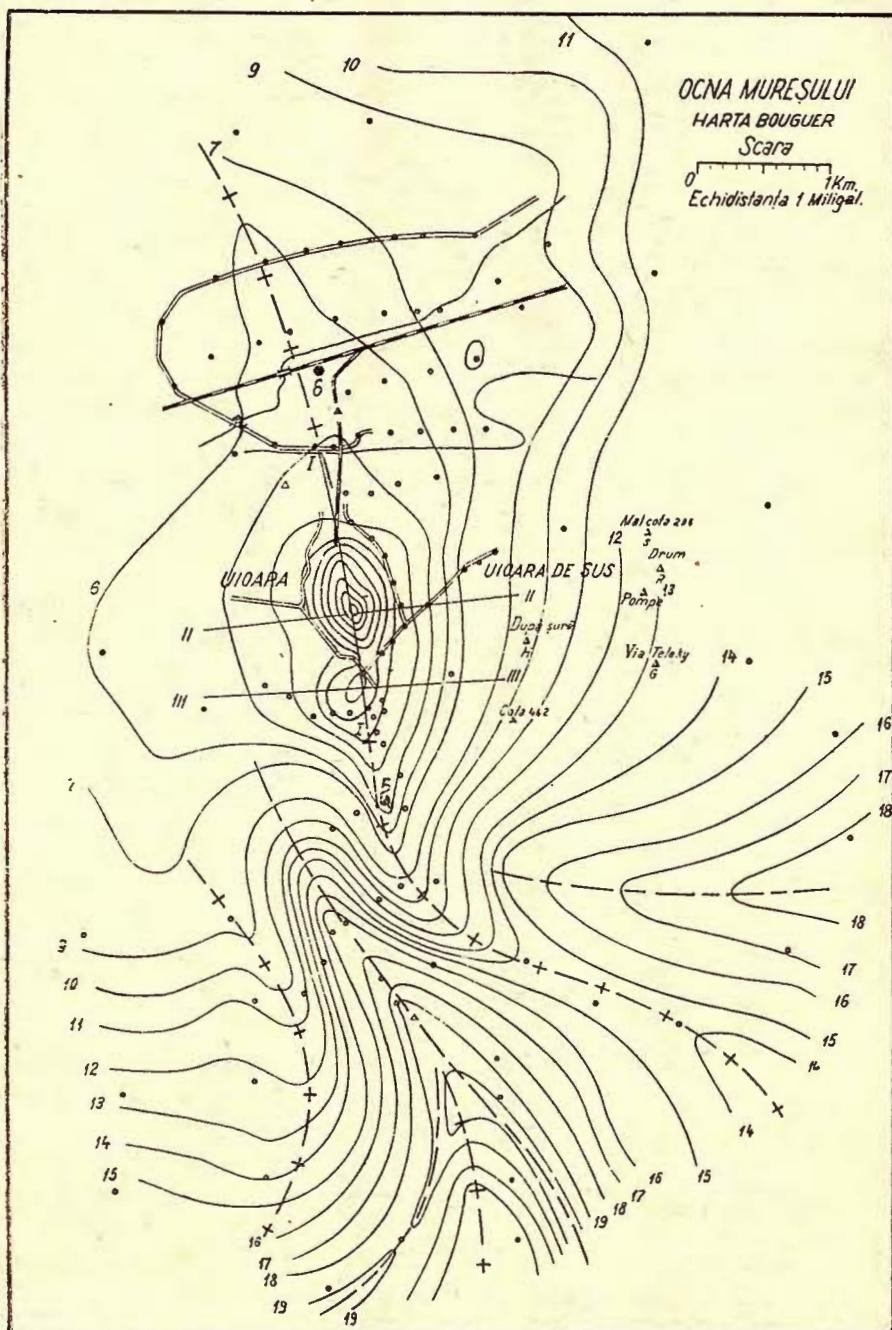


Fig. I





OINA MUREŞULUI
PROFIL GRAVIMETRIC PE HARTA BOUGUER

Scara
0 500 m.

PROFILUL I-I

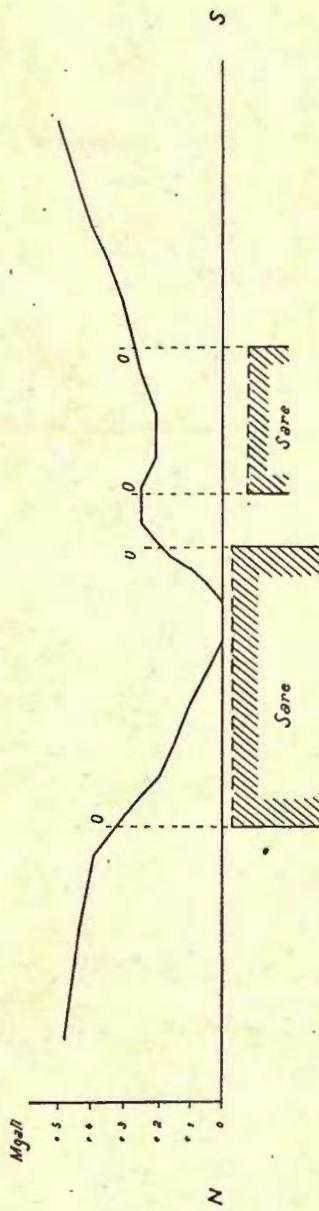


Fig. 3

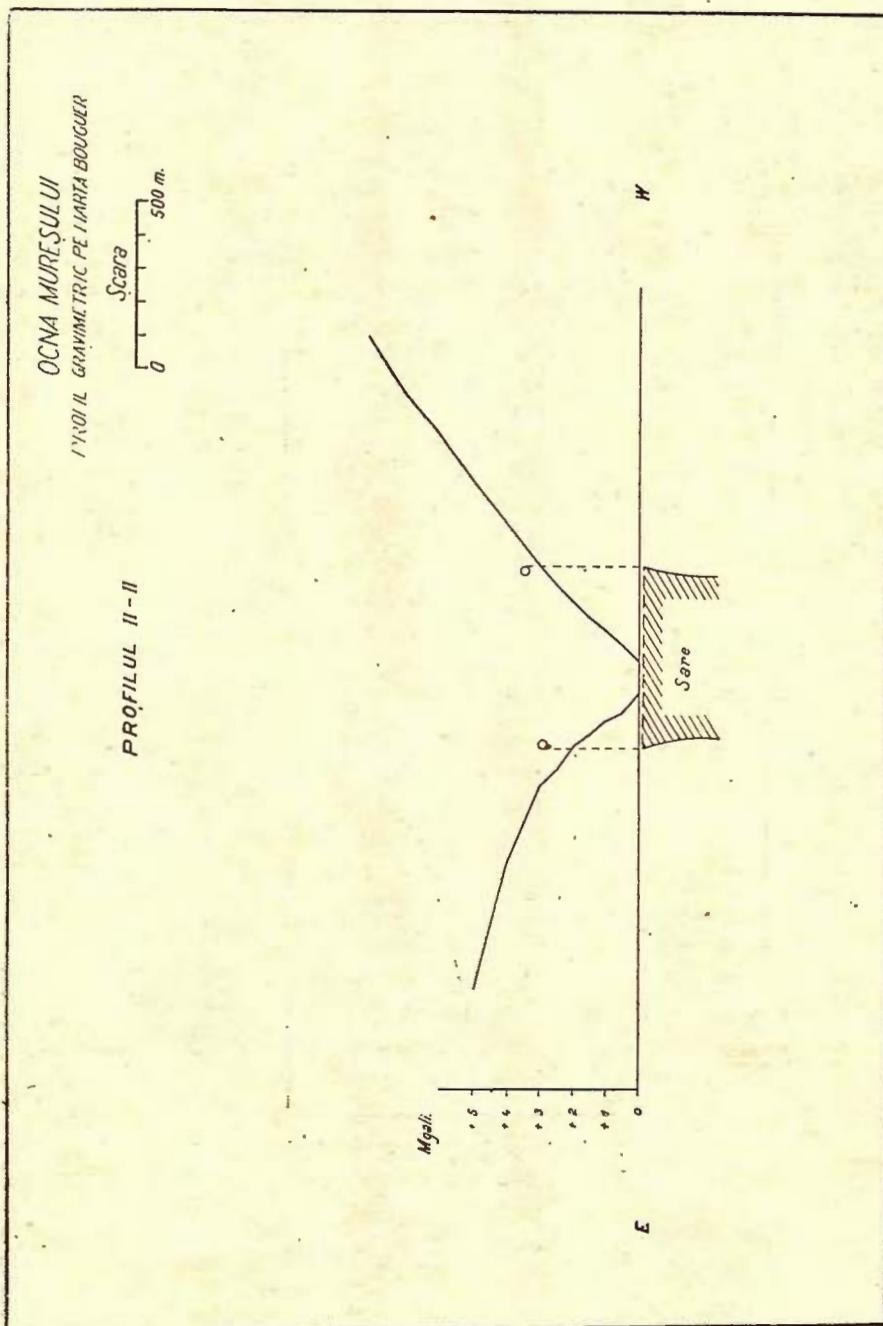


FIG. 4

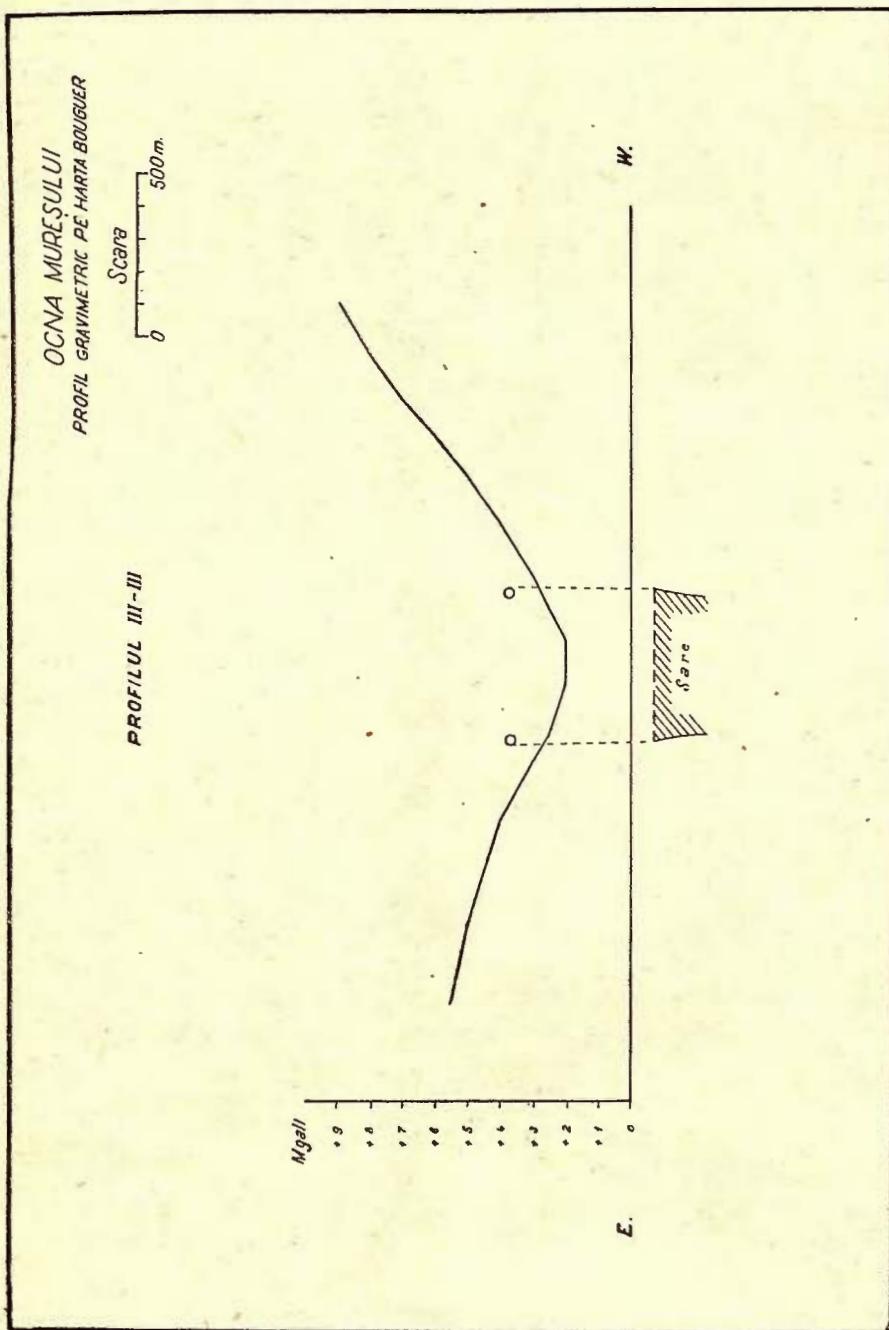


Fig. 5



pungere cu limite mai mult sau mai puțin verticale, cel puțin pe mai multe sute de metri.

La S de acest sămbure și în regiunea superficială despărțită de el se găsește o anomalie negativă pronunțată care, foarte posibil, corespunde la un al doilea sămbure de sare. El ar avea o secțiune aproape circulară cu diametrul de cca 4—500 m. Limita exterioară este deosemenea aproape verticală, în regiunea superficială. Nu avem elemente pentru a preciza adâncimea lui, care pare însă să fie ceva mai mare decât la primul, totuși foarte superficială.

In afara de aceasta, în lungul anticlinalului determinat gravimetric nu se poate determina niciun alt sămbure de sare.

Spre S de înălțimea salinei, zona anticlinalului este flancată de două anomalii pozitive, dintre care cea dela E, mai slabă, este dirijată W—E iar cea dela W strânsă la SW de pădurea Banța, se ramifică la S în două părți, cuprindând între ele un minimum. Ambele reprezintă zone de sinclinale dintre care cel de W strivește, sub formă de armonică, depozitele sarmătiene.

La W de acest sinclinal se schițează o zonă anticlinală cu flanc pronunțat spre E, iar spre W cu o cădere slabă.

După măsurătorile gravimetrice se pare că înclinările în profunzime sunt mai pronunțate și credem interesant ca acest anticlinal să fie studiat mai detaliat.

Concluziuni. Din interpretarea datelor de măsurători gravimetrice executate între 1 Octombrie și 20 Noembrie în regiunea Ocna Mureșului, rezultă:

1. Masivul de sare, în care este cuprinsă exploatarea actuală, este marcat printr'un minim deformat din cauza gulerilor produse. Se remarcă limitele lui exterioare cu caracter vertical, atât pe flancuri, corespunzând flancurilor anticlinalului, cât și pe capete. Nu poate fi deci considerat un anticlinal de sare, ci numai un sămbure de străpungere de secțiune eliptică.

2. La S de acest masiv și în imediata vecinătate a fost determinată o anomalie gravimetrică negativă care corespunde foarte posibil unui al doilea sămbure de sare, de secțiune aproape circulară și cu limitele mai mult sau mai puțin verticale, cel puțin în zonele superficiale.

3. Acești doi sămburi de sare sunt așezăți pe un anticlinal bine marcat printr'un minim gravimetric, corespunzând diferenței de densitate a Tortonianului, care este mai argilos la partea inferioară și mai gresos la cea superioară. În zona sămburilor, acest anticlinal prezintă o ridicare axială sub formă de dom alungit.

4. Anticlinalul de mai sus, determinat pe cale gravimetrică, corespunde exact datelor geologice chiar și către S, unde capătă o inflexiune în direcția ESE.

5. Pe porțiunea din anticlinal cercetată de noi nu se mai observă nicio anomalie care să ne permită presupunerea unui alt masiv de sare.

6. La W, anticlinalul de mai sus este flancat de un sinclinal complex, în care sunt strivite depozite din Sarmătian, iar în V. Ciunga apare o zonă anticlinală largă.



7. In zona Ciunga, datele gravimetrice nu ne permit să bănuim un masiv de sare. Dat fiind caracterul de cutare bruscă, nu pot fi găsite decât cel mult lame de sare de secțiune redusă.

— I. VENCOV. — 1. Prospecțiuni gravimetrice și seismice în regiunea Hârlău. 2. Prospecțiuni cu gravimetru Thyssen în regiunea Cașin—Bisoca.¹⁾

Şedința din 23 Decembrie 1948

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— I. BĂNCILĂ. — Date noi asupra Flișului din Valea superioară a Tazlăului.

Regiunea la care ne referim este încadrată de V. Nechitului, la N, cursul superior al Tazlăului Sărat la S, cumpăna apelor dintre Tarcău—Asău—Tazlău, la W și o linie care unește satul Borlești cu schitul Frumoasa, la E.

In afara de V. Nechitului, care o taie transversal pe linia nordică, regiunea este brăzdată în sectorul următor de S, de numeroase pâraie tributare ale Tazlăului Mare.

In porțiunea de S, V. Tazlăului Sărat o taie oblic, apoi longitudinal.

Din punct de vedere geologic, regiunea se situează în zona Flișului, la întâlnirea a patru individualități tectonice, și anume: Pânza Gresiei massive de Tarcău, la W, Pânza faciesului intermediar de Tazlău, la S, Pânza faciesului marginal intern, la SE și Zona faciesului marginal propriu zis, la N și E.

Prin aceasta ea deschide perspectiva unor interpretări geologice mai întinse, care au făcut, de altfel, obiectul de preocupare al mai multor geologi și în special al lui I. ATANASIU, care a publicat o notă asupra faciesurilor din diferențele unități și o hartă tectonică generală.

Cercetările noastre în regiune datează și ele de mai mulți ani și încadrează, de fapt, o suprafață cu mult mai mare. Cu forma sub care se prezintă, harta ce înfățișăm ține seamă de experiența strânsă în acești ani, fiind o revizuire a datelor mai vechi și o punere de acord pe cât s'a putut mai completă, cu elementele de recunoaștere generală în domeniul Flișului, ca și cu reexaminarea amănunțită a terenului.

Stratigrafia. Formațiunile întâlnite în regiune sunt: Senonianul, Eocenul, Oligocenul, Miocenul, Pliocenul și Cuaternarul.

Unele din acestea, Eocenul și Oligocenul, în special, prezintă importante schimbări de facies, dând, pe lângă relațiile geometrice, un criteriu de recu-

¹⁾ Manuscrisele nu au fost primite la redacție până la data imprimării volumului.



noaștere a diferitelor unități tectonice. Pentru acest motiv vom reda stratigrafia pentru fiecare unitate în parte.

a) *Pânza Gresiei massive de Tarcău*. La formarea acestei unități contribue: Senonianul, Eocenul și Oligocenul.

S e n o n i a n u l apare pe o fâșie în medie de 500 m lungime, care însoțește baza Gresiei de Tarcău, începând dela fundul Pârâului Geamăna, pe la fundul Pârâului Tazlău până la fundul Nechitului, de unde se continuă spre N. De cele mai multe ori, Senonianul acestei zone este frământat și acoperit cu pornituri.

Roca mai întâlnită este gresia calcaroasă cenușie, dură, cu vine de calcit, care se înglobează în pornituri cu un material marno-argilos întunecat la culoare. Mai rar se întâlnesc marno-calcare cu Fucoide. Având în vedere această prezentare puțin caracteristică, ne-am pus întrebarea dacă o parte din această zonă nu reprezintă chiar baza Eocenului de Tarcău care, din câte cunoaștem din V. Trotușului, are un conținut asemănător. Nu avem niciun element precis din care să rezulte continuitatea în această zonă a Senon-Eocenului din Pânza Tazlăului Sărat (intermediar) și deci nimic care să releve modul în care această unitate s-ar continua spre N.

E o c e n u l este constituit din trei orizonturi care, de jos în sus, se succed astfel:

Gresii calcaroase cenușii, în dale de 0,5 m, cu intercalații marnoase moi, cenușii, vinete;

Gresii micacee, calcaroase și grosiere, cenușii în spărtură proaspătă, brune-gălbui sau cenușii-închise prin alterare, formând bancuri de 10—15 m grosime, cu rare intercalații de gresii în plăci sau marne de câțiva cm grosime, uneori cu trecere la conglomerate mărunte cu elemente verzi și cuartit alb. Este Gresia de Tarcău *stricto sensu* (S. ATHANASIU).

Gresii în plăci înguste, bogate în hieroglife, alternând cu marne vinete care devin pe alocuri roșii-ciocolatii (Strate de Plop — I. ATANASIU).

O l i g o c e n u l este constituit din patru orizonturi care, de jos în sus, se succed astfel:

O gresie fină, albă, foarte aproape de aspectul Gresiei de Kliwa care poate atinge până la 40 m grosime. Ea corespunde cu « Gresia de Lucăcești » și poate fi întâlnită pe toată întinderea sinclinalului de Oligocen ce ocupă Culmea Stiugoiul. Asupra atribuirii acestei gresii la Oligocen și nu la Eocen, vom discuta mai jos.

Marne bituminoase compacte, brune-negre în interior și albite la suprafață prin expunere, cu menilitizări, mai mult sau mai puțin înaintate la partea inferioară, putând atinge până la 40 m grosime.

Disodile cu intercalații mărunte de Gresii de Kliwa.

Gresie de Kliwa, în bancuri groase de mai mulți metri, cu intercalații subțiri de disodile. Nu putem preciza nimic asupra ultimului termen al Oligo-

cenului din această unitate, încrucișat el a fost peste tot descoperit prin eroziune. Ca idee generală adăugăm numai că acest termen ar putea să se apropie de «Faciesul de Krosno». De altfel, Oligocenul va trebui căutat sub acest facies în adâncimea unității de Tarcău, de unde avem deocamdată numai indicații vagi.

b) *Pânza de Tazlău* (intermediară) este constituită din Senonian, Eocen și Oligocen.

Senonianul, bine caracterizat prin apariția frecventă a marno-calcarelor cu Fucoide, are o răspândire mai mare către bordura de N și E a unității. Ca pretutindeni, dă loc la pornituri întinse mai ales pe coasta stângă a Tazlăului Sărat, la S de Chilii. El apare ca elementul cel mai vechi și mai avansat al unității.

Eocenul apare cu claritate pe văile care scoboară de sub coama Stîrigoiul în Tazlăul Sărat, între Senonian și Oligocen, deci în cele mai bune condiții pentru stabilirea stratigrafiei.

I. ATANASIU, care s'a ocupat cu această succesiune, a stabilit un Eocen inferior, constituit din gresii dure și calcare dure, între care se interpun trei bancuri de gresie de tipul Tarcău (Gresia de Moinești *stricto sensu*) și un Eocen superior cu gresii și marne vinete și roșii corespunzător «Stratelor de Plopou». La aceasta avem de adăugat faptul că la partea cea mai de sus a Eoceneului marnele înlocuiesc complet gresia și pe o grosime de cca 20 m ele iau un aspect apropiat de al «Stratelor de Bisericanî». Situația aceasta se observă mai bine în P. cu Arini, ramura de N, unde contactul Eocen-Oligocen este foarte bine deschis. Observația aceasta rămâne valabilă, după noi, și pentru Pânza marginală și ne va servi la interpretarea poziției Stratelor de Bisericanî.

Oligocenul apare sub forma unor sinclinali eșalonate dela N la S, și de cele mai multe ori într-o succesiune liniștită cu Eocenul. În această succesiune se pot stabili următoarele orizonturi:

Orizontul Gresiei de Lucăcești,

Orizontul de marne bituminoase cu menilitizări,

Orizontul de disodile cu Gresie de Kliwa, și

Orizontul Gresiei masive de Kliwa.

Ca și în cazul precedent, nu putem preciza care este ultimul termen, Oligocenul fiind și aici erodat. Ca fapt general se relevă și aici absența intercalărilor de conglomerate, pe care le vom semnala în unitățile mai externe.

O însemnatate stratigrafică specială o prezintă trecerea dela Eocen la Oligocen și aspectul orizontului Gresiei de Lucăcești. În această privință sunt de relevat profilele din P. Coacăzei, Tăciune și P. Arinilor.

In P. Coacăzei, mărnele dela limita superioară a Eoceneului trec la un complex de 10—12 m grosime, în care apar intercalate, gresii calcaroase foarte fine, cenușii-deschiise cu hieroglife inferioare și tendință curbicorticală. Acestea



trec la o gresie mai fină și în strată mai groase până la maximum 10 m lățime, după care, prin intermediul a 4—5 m de disodile, se dispun marnele bituminoase menilitizate. Intregul orizont nu depășește 25 m grosime normală.

În P. Arinilor, contactul se prezintă în aceleași condiții, numai că este mult mai clar. Reducerea de grosime a acestui orizont față de unitatea precedentă și de predominarea marnelor în partea superioară a Eocenului ne indică o schimbare treptată a condițiilor de sedimentare, nu numai spre zonele interne (Tarcău), ci și spre cele externe. Această observație ne va servi la discutarea temei dacă diferențelor unități tectonice din regiune le corespunde o individualitate perfectă sau dacă ele nu sunt în realitate decât complicații a numai două unități mari: unitatea șariată și Autohtonul ei.

c) *Pânza marginală* este constituită, în cazul de față, numai din Eocene și Oligocen.

Eoceneul apare în lungul unui anticlinal care se menține din P. cu Chitici până la Poiana Bosianu (E Zemeș). Dat fiind că acest anticlinal nu este străpuns de formațiuni mai vechi, o stratigrafie precisă a lui este greu de stabilit. Totuși, prin considerarea probelor scoase din sonda 1 Foale, care explorează acest anticlinal la E de Zemeș, se poate spune că Eocenul inferior este formațiunea care se aşează direct pe Autohtonul de Miocen și că el se apropiă de tipul Stratelor de Doamna, adică de gresii și călcare dure, compacte, cu vine de calcit, local cu silicifieri. Eocenul superior este constituit din gresii subțiri, cenușii-închise, ușor micacee, intercalate cu marne vinete moi, care trec la marne ciocolatii. La partea superioară se relevă aceeași predominanță de marne și aspect apropiat cu al Stratelor de Bisericană.

Oligocenul apare într-o desvoltare largă pe toată întinderea acestei unități și adesea cu o dispoziție haotică, pe care vom încerca să o explicăm în capitolul următor. În succesiunea lui se constată: Gresia de Lucăcesti, de cca 20 m grosime, marne bituminoase cu menilitizări, groase de circa 40 m, disodile și disodile cu Gresie de Kliwa de circa 100 m.

Gresia de Kliwa masivă, cu rare intercalații de disodile și menilite subțiri, variabile, în medie de 250 m grosime.

Această succesiune apropie Oligocenul de acela al unității intermediare, dar și de acela al unității următoare.

d) *Zona marginală* ocupă întinderea cea mai mare din harta prezentată și la alcătuirea ei iau parte: Eocenul, Oligocenul și în oarecare măsură Miocenul inferior.

Eoceneul este reprezentat prin orizontul inferior și superior. În ce privește Eocenul inferior, întâmpinăm greutăți de orizontare, dată fiind lipsa unor formațiuni mai vechi care să-l străpungă. Totuși, din examinarea singurului anticlinál mai adânc erodat, care trecă din V. Nechitul (Piciorul lui Iacob)

pe la Zăvoarele—Tulburea, se constată că Eocenul inferior este mai aproape de tipul Stratelor de Doamna, având în corpul său gresii dure calcaroase, calcare și gresii cu silicifieri, cu predominanța gresiilor calcaroase dure. Acestea formează în special strânsura Văii Tazlăului Mare, La Zăvoare și proeminența cu același nume dela Nordul acestei strânsuri. Uneori gresiile cuprind sfărâmături de elemente verzi sub un cm grosime. Aceste elemente se situează totdeauna spre fața inferioară a stratului și au resturi de Nummuliți. Este necesar să menționăm că în acest punct, gresiile sunt puternic deranjate și axul cutiei pare să fie fracturat pe direcția N—S. Deasemenea, este de reținut că aceste strate cuprind multe intercalații de roce ce amintesc bine faciesul Stratelor de Cașin și aceasta în aşa măsură, încât putem considera Stratele de Doamna ca o continuare spre N a zonei din Valea Cașinului.

Eocenul superior este format din gresii subțiri cu hieroglife, în plăci, intercalate cu marne, care trec la marne roșii mai bine desvoltate în P. Șoimului. În general, acest orizont nu are însă o grosime mare (maximum 40 m) și trece gradat, pretutindeni unde apar, la orizontul Stratelor de Bisericanî. Marnele roșii, după cât se vede, nu au o desvoltare absolută, ele variind ca grosime pe direcția cutiei până la dispariție.

Stratele de Bisericanî se prezintă ca roce marnoase gresoase, cenușii-închise, verzui, dacă apar prin eroziune sub apa pâraielor, sau albăstrijii-închise și cu eflorescențe, pe rupturile mai puțin expuse și uscate, uneori brune-ruginii pe coastele larg expuse. Ele sunt aproape totdeauna rău stratificate și relevă o țesătură în toate direcțiile. Din această cauză se sparg în colțuri mici sau cel mult concoidal când sunt săpate mai adânc. Rareori au intercalații subțiri de gresii. Aceste intercalații apar însă în axele anticlinalelor mai largi, făcând trecerea la orizontul marnos vânăt și roșu, anterior descris. Pe alocuri, Stratele de Bisericanî conțin concrețiuni calcaroase de tipul sferosideritic. În regiunea cercetată, aceste roce au o răspândire foarte mare și, în lipsa unor formațiuni mai vechi, pun în evidență axele anticlinale. Grosimea lor atinge cca 205 m.

O l i g o c e n u l are o răspândire largă în zonele sinclinale, în succesiunea lui generală putându-se distinge următoarele orizonturi:

Gresii de tipul Lucăcești cu intercalații de disodile, menilite sau chiar conglomerate cu elemente verzi, pe grosimea de cca 15 m;

Marne bituminoase menilitizate, până la 40 m grosime;

Disodile cu intercalații de conglomerate verzi, mici, negre și Gresie de Kliwa cca 50 m;

Gresie de Kliwa, în strate groase până la 2-3 m, cu intercalații subțiri de disodile pe cca 150 m;

Disodile cu intercalații subțiri de Gresii de Kliwa și menilite la partea superioară pe cca 100 m;

Marne cenușii, gresii micacee, conglomeratice, moi, ușor cărbunoase și gresii cùrbicorticale de cca 40 m (Strate de Polanița—Strate de Șoimu—



C. STOICA). Grosimea totală este de circa 500 m și reprezintă întregul complex.

Prin intercalarea lor se anunță faciesurile de Fliș propriu zis ale Oligocenului, Faciesul de Krosno în Galitia-Bucovina, Faciesul de Pucioasa-Vinețisu, în Muntenia.

Succesiunea aci arătată nu are o valoare absolută, pentru că se pot constata variații, uneori mari, după locul ce ocupă cuta considerată. Astfel, cutedele mai interne sunt cele care corespund mai bine cu succesiunea tip. Între acestea figurează:

Cuta din P. Sihlei (Nechit) — P. Rotăriei (Tazlău), — Fundul Pârâului Geamăna; Cuta din P. Gugiu (Nechit) — gura Pârâului Geamăna (Tazlău) — P. Bratu — Gropile;

Cuta din P. Șoimul (Tazlău).

In cutedele de margine, cum este în special cuta din Măgura Tazlăului, Oligocenul încadreză două intercalații de conglomerate cu elemente mari, uneori peste 1 m diametru, formate din șisturi verzi, calcare albe-vineții, probabil tithonice, mai rar cuarț alb. Ele sunt puternic cimentate, de cele mai multe ori rotunjite și ating până la 40 m grosime. Pentru prima intercalație, poziția este la partea superioară a Gresiei de Kliwa, iar pentru a doua, la partea superioară a disodilelor.

Urmărind cuta pe marginea de E și de S se constată că partea cea mai de sus a Oligocenului este constituită din disodile și menilite, peste ele așezându-se Miocenul gresos cenușiu și cu gipsuri. Aceleași conglomerate reapar la punctul Vărărie, în șeaua dintre Măgura Tazlăului — Dealul Clopoțelului. Conglomeratele mai apar pe Valea Brusturatu, la gura Pârâului Larga, dar de astădată foarte aproape de marnele albe, la Runcul Fetii în Gresia de Kliwa și în Valea Socăriei, la partea superioară a Oligocenului.

Concluziile ce se pot trage din toate acestea sunt:

1. Stratele de Șoimu rămân caracteristice pentru partea superioară a Oligocenului, putând arăta o trecere spre Miocen.
2. Cutedele externe înglobează conglomerate mai multe, mai mari, care nu ocupă totdeauna nivel și nu au o continuitate pe direcție.
3. Există o continuitate de sedimentare dela Oligocen la Miocenul inferior.

e) *Zona subcarpatică*. Pentru a completa lanțul formațiunilor ce apar pe întinderea hărții, amintim că depozitele Zonei subcarpatice, care mărginește la exterior aceste depozite, sunt formate din Miocenul inferior, înglobând ceeace s'a denumit Orizontul verde și Orizontul roșu.

Aceste depozite trec la E spre depozitele miocene în serie continuă până la Helvețianul superior cu tufuri dacitice și nisipuri. Stratigrafia acestei unități ieșe din cadrul lucrării de față. Subliniem, însă, că din zona imediat alăturată Flișului, Miocenul pătrunde adânc în corpul Zonei marginale pe la S, unde



cutele se afundă, punctul cel mai înaintat fiind pe Tazlăul Sărăt, la W de Bolătău, cu continuare în P. Gropilor la N. Pe acest pârâu apare orizontul inferior cu gresii micacee cenușii-brune, cu izvoare sărate. La W de Bolătău apar gresii și marne ciocolatii, aparținând Orizontului roșu. În referire la acest Miocen pătruns, I. ATANASIU întrebuiștează termenul de «Miocen intramarginal», spre deosebire de cel din exterior. Pentru înlesnirea expunerii vom păstra acest termen, dar subliniem că nu este nicio deosebire de făcut în ce privește conținutul lithologic și nici poziția tectonică.

Tectonica. Cum s'a subliniat, regiunea Tazlăului se situează într'un sector interesant din punct de vedere tectonic, în cuprinsul ei întâlnindu-se unitățile menționate. Argumentele pe care se sprijină separarea acestor unități reies din diferențele de facies ale Eocenului și Oligocenului, ca și din relațiile geometrice care există între diferențele grupări de strate.

1. *Pânza Gresiei de Tarcău* este cea mai sus situată tectonicește, fruntea ei urmărind cu destulă regularitate ruptura de pantă dintre Culmea Tașbuga—Runcul—Stirigoiu—Geamăna—Goșmanul și teritoriul din față. Pe tot acest parcurs apar strate inferioare gresiei masive, cu căderi vestice în medie de 35° . Doar în câteva puncte sunt căderi mai mari, care nu influențează însă aspectul general. Dela stratele inferioare se constată o trecere continuă prin orizonturile descrise până la Gresia de Kliwa. Aceasta dă dela început individualitate acestui bloc. Dacă se urmărește contactul cu formațiunile din față, această individualitate reiese mult mai bine, întrucât Senonianul sau Eocenul inferior din bază atinge diagonală formațiuni mai noi. Într'adevăr, pornind dela fundul Nechitului se observă o primă cută de Oligocen, cu Eocen și Strate de Bisericieni în ax, care este retezată pe terminația de S. Aceeași situație este la fundul Tazlăului Mare, unde este retezată a doua cută, și la fundul Geamănei. De aci, spre S, un petec de pietrișuri pliocene și o zonă mare de porfiruri maschează fruntea acestei unități, dar ea reapare la S de Tazlăul Sărăt, sub Bârca Corbului. De astădată, ea nu mai atinge Oligocenul, ci un Senoh-Eocen de tipul Unității intermediare. În evoluția către S, limita Unității de Tarcău, deși mai groaie, rămâne totuși expresivă prin aceea că taie cutele acestei noi unități. Sunt cu deosebire de relevat unele petece mici de Oligocen intens sdrobit, care apar în câteva puncte pe culmile joase, imediat sub Gresia de Tarcău. Pe alocuri, acestea sunt însoțite de iviri de petrol (Gropile lui Zaharache). Mai la S, fruntea Pânzei Gresiei de Tarcău este acoperită de depozitele meotiene ale Depresiunii Moinești—Dărmănești.

In ce privește structura internă a acestei unități, rămâne încă o problemă de studiat, putând să rezerve situații interesante. Pentru moment, este de remarcat sinclinalul mare ocupat de Oligocen din Tașbuga, la Stirigoiu, și care relevă un stil de cute largi. În direcție, această unitate are



o mare extindere, atât spre N, unde credem că se sudează pe Șisturile Negre, cât și spre S.

2. *Pârza intermediară* ocupă o întindere cu mult mai mică. Meritul precizării acestei unități, deși nu exact sub forma în care o vedem aici, revine lui I. ATANASIU. Ea se relevă din Valea superioară a Tazlăului Sărat, imedia a S de petecul de pietrișuri pliocene, deci fără să se vadă clar modul în care își face intrarea. De aici, fruntea unității, după o mică decroșare dealungul Pârâului Corbu, se dirijează către E, oarecum paralel cu malul drept al Tazlăului Sărat, până la Chilii. Acolo se curbează peste vale, pentru a trimite un « cap tectonic » spre N, în Bârca Chililor, după care revine spre S, urmărind versantul stâng al văii. Pe acest parcurs, fruntea pârzei este foarte sugestivă, prin aceea că, ea însăși fiind formată din Senon-Eocen inferior, vine în atingere cu depozitele mai multor cutii normale cu Oligocen și Miocen ce aparțin Zonei marginale. Asupra realității acestor cutii normale nu ne îndoim, ele având o desfășurare după cele mai stricte reguli. De altfel, forajul executat la Bârca Chililor în această idee a relevat prezența sub Senonian a Miocenului și Oligocenului.

Dela punctul cel mai înaintat, care este în Plaiul Chililor, spre S, fruntea Unității, mereu cu Senonian, se sprijină pe Pârza marginală pe un parcurs lung de aproape 20 km, după care atinge marginea Flișului la Moinești. Cam la mijlocul acestei distanțe, între Poiana Vărăriei—Lupărie (Zemeș), fruntea pârzei face un intrând de aproape 3 km, lăsând să apară într-o semi-fereastră Oligocenul din D. Bălan—Bârca Corbului—Semi-fereastra de Zemeș. În acest sector este concentrată exploatarea dela Zemeș. Mai la S, unitatea pare că înaintează mai mult și formează în cea mai mare parte Culmea Berzunțului. Asupra continuării spre N a acestei unități nu putem aduce precizii, fiind încă o chestiune de cercetat.

In ce privește structura internă a Unității Intermediare, se reflectă prea puțin în cadrul hărții prezентate. Mai spre S se constată, însă, că ea dă loc la o direcție sinclinală, pe care se eșalonează petece destul de întinse de Oligocen. Dela Senonianul din baza unității până la Oligocenul cu Gresia de Kliwa se constată o trecere neîntreruptă. Câtă vreme, însă, compartimentul din fața axei sinclinalului rămas liber, are tendința de a se întinde și revărsa peste Pârza marginală a compartimentului din spate se îngustează sub împingerea Gresiei de Tarcău, ajungând chiar la o completă dispariție la W de Muntele Calistru.

3. *Pârza marginală* intră puțin în colțul de SE al hărții, dela Plaiul Chililor la fundul Văii Juga (Schitul Frumoasa). Fruntea acestei unități ia contact cu Miocenul subcarpatic pe un plan de încălecare dealungul căruia, apare, de o parte, Oligocenul, cu Gresia de Kliwa, de alta, Miocenul cu Orizontul, roșu, deci



în discontinuitate. Din observații mai vechi cunoaștem că spre S, fruntea acestei unități face un ieșind la Cucueți, un întrând mai mare pe V. Solonțul de Sus (P. Lacului), după care, pela W de Muntele Utur și rotunjindu-se pe sub Modârza, ajunge în V. Tazlăului Sărat unde se ascunde (Zemeș).

Asupra structurii interne a acestei pânze este de relevat lipsa de simetrie față de un ax anticlinal principal, dirijat N—S, din P. cu Chitici la Poiana Bosianu. Acest ax este pus în evidență prin apariția Miocenului și se află în curs de explorare prin sonda 1 Foale Conc. Pe flancul de W, anticlinalul este format din Oligocen, dela Gresia de Lucăcești la Gresia de Kliwa, cu o repetare de marne bituminoase menilitizate. Această repetare reflectă o ondulație strânsă, faliată. Suntem de părere că această ondulație și falie trece prin Gresia de Kliwa și apoi pe sub Pânza intermediară, făcându-și ecou în ceeace numim Semi-fereastra de Zemeș. Nu avem până acum o indicație până unde se întinde Pânza marginală sub precedenta. Părerea noastră este numai că maximul de lărgime trebuie să fie la Zemeș și îngustarea cea mai mare la Chilii. În adevăr, sonda dela Chilii nu a întâlnit elementele Pânzei marginale, câtă vreme la Zemeș sondele au trecut toate prin Oligocenul ei neproductiv înainte de a da în Oligocenul productiv din fundal. Direcția generală a stratelor concordă cu acest fel de a vedea. Flancul de E al anticlinalului urmează după o falie longitudinală, care se resimte spre S până în spatele Oligocenului din Chilioaia. Acest flanc este revărsat și aplătit, din care cauză elementele inferioare, marnele albe bituminoase fiind cele mai caracteristice, apar ca fâșii repetitive sau numai ca butoniere mai mult sau mai puțin largi și legate. În ce privește continuarea spre N a Pânzei marginale, subliniem că ea nu depășește în niciun caz paralela din Plaiul Chililor. Din acest punct de vedere, ne deosebim complet de vederile lui I. ATANASIU, care admite o prelungire a acestei unități până la N de V. Bistriței. Argumentele pentru punctul nostru de vedere reiese și din cele ce expunem mai jos asupra unității următoare.

4. *Zona marginală.* Ocupă spațiul cel mai întins din terenul care se desfășoară la N de Pânza intermediară și Pânza marginală și la E de Pânza de Tarcău. Ea nu are nimic din caracterul tectoniciei de șariaj al acestor unități, ilustrându-se printr-o succesiune de cute ceva mai strânse la interior, mai largi spre exterior și pe alocuri revărsate la E. De sub Gresia de Tarcău și până la Miocenul Subcarpatic, cutile se succed astfel:

- a) P. Arșiței (V. Nechitului);
- b) P. Bolătaielor—Ciungelul—Poiana Vițelăriei (Tazlău—Plaiul Șoimului);
- c) Vf. Sihlei (Nechit) — Preluci (Tazlău) — Bârca Neagră—Oușorul;

d) Zăvoarele (Tazlău)—Tulburea. Această cută este cea mai reliefată, prin ivirea în axul ei a Eocenului inferior. Spre fundul Pârâului Tulburea, cută se împarte pe două direcții, una spre P. Gutului—Tazlăul Sărat, alta spre Fruntea Comanului—Chilii. Spre N ea se împarte, deasemenea într-o ramură de W



care se lasă spre Picioarul lui Iacob și alta de E, care se lasă în direcția satului Nechit. În ansamblu, ea reproduce forma alungită a unui X:

- e) Picioarul Scurt—P. Stuhulețul—Bârca Scroafei—V. Tisoavei;
- f) P. Grindului—P. Brusturatu—Limpegișorul;
- g) P. lui Toader—Măgura Tazlăului.

Axele acestor cute sunt marcate în majoritatea cazurilor prin apariția Stratelor de Biserici și prin Eocen mai vechi. Spre S, aceste elemente, relativ vechi, se îmbracă cu orizonturile în succesiune mai nouă ale Oligocenului, apoi cu Miocenul, pentru ca să se ascundă final sub masa pângelilor. Pe o singură direcție, aceea a Pârâului Cuțului, Stratul de Biserici se bagă direct sub Pârâul de Tazlău, explicând prin aceasta, situația sondei de explorare Chilii și demonstrând existența unei scurte perioade de eroziune înainte de formarea pângelilor.

Prin forma lor, cutile din fruntea Comanului, Bârca Scroafei și cea din Măgura Tazlăului reflectă, deasemenea, o caracteristică terminație «în culise» capetele lor retrăgându-se cu eșalonare NNE de sub învelișul miocen și lăsând să pătrundă printre ele depozite de această vîrstă. Unele accidente tectonice, cum este acela dela confluența Văleanu—Limpegișorul și Brusturatu—Tazlău, nu modifică stilul general. O situație care merită și revelată este aceea care se reflectă pe flancul estic al cutei din Măgura Tazlăului. Se constată, anume, că dela largimea și tranziția normală la Miocen, ce există în capătul de S, acest flanc se îngustează spre N, pierde treptat din orizonturile superioare oligocene, cu toată duritatea lor, astfel că în V. Nechitului contactul lui se face foarte aproape de marnele bituminoase (cu 15 m de Gresie de Kliwa brecificată).

Toate elementele descrise ne duc la concluzia că în valea superioară a Tazlăului Mare ne găsim în fața unei înrădăcinări a Flișului sub Miocenul inferior subcarpatic și că acestea împreună formează Autohtonul unităților șariate dela S (inclusiv Orizontul roșu). În acest sens și pentru acest Autohton întrebuințăm expresia de Zona marginală.

Cât privește extensiunea spre S a acestei zone de Autohton, avem indicații din forajele executate la Zemeș, unde ea este întâlnită la adâncimi de 4—500 m și este purtătoare de petrol. Având în vedere aspectul plat și de solzi al profilelor de adâncime din acest șantier, este de admis că pe traseul dintre Chilii—Zemeș, cutile relativ liniștite din V. Tazlăului Mare, solicitate de presiunea dirijată a maselor șariate, au suferit o răsturnare și o suprapunere sub formă de cute-solzi.

Spre S de Zemeș, Autohtonul se continuă, deși avem indicații mai slabe în regiunea Moinești. Mai departe, aceeași zonă trece pe sub o parte din depozitele pliocene ale depresiunii Comănești—Dărmașești, pentru a reapărea în valea superioară a văilor Doftana și Slănic.

In ce privește extinderea spre N a Zonei marginale, cu structura ei de simple revârsări în genul acelleia semnalate între Tazlău—Nechit, o socotim sigură cel puțin până la S de Piatra Neamț.



5. *Subcarpați*. În Subcarpați, atât cât se încadrează în harta de față, se constată o cutare relativ liniștită în toată porțiunea care face față Zonei marginale și o accentuare a cutelor în sectorul de S, în care se resimte efectul de împingere al pângelilor.

Cadrul tectonic expus ne îndeamnă să interpretăm Flișul extern ca aparținând unui teritoriu care, anterior formării pângelilor, a avut o formă depresionară, cu afundarea mai mare spre E și S. În acest teritoriu a avut loc depunerea Stratelor de Biserici, apoi a Oligocenului cu intercalări mari de gresii și conglomerate cum și, în continuare, depunerea Miocenului, cel puțin până după Orizontul roșu.

La urma acestora, în Post-Helvețian, au putut avea loc oarecare eroziuni și apoi primele cutări care, sub atracția golului din față, au dus la ondularea și decolarea stivelor de roce din interior, cu faciesurile specificate.

Considerăm, deci, pânzele ca născute simultan și aparținând unei «unități superioare» comune, pentru care s'ar putea întrebuiță denumirea de Pânza Flișului mediu extern.

Diferitele «unități calificate ca pânze» (Pânza de Tarcău—Pânza intermediară—Pânza marginală) ar avea în această accepțiune o valoare de pânze-solzi, de importanță neegală și descrescândă, dela interior la exterior. Firește, sunt de considerat accidentele din corpul intern al acestor pânze-solzi, dar cu ele întrăm în detaliu de structuri puțin importante față de punctul de ansamblu la care ne referim.

Lâpolul opus «Unității superioare» se află un Autohton care asociază depozite cretacic-paleogene cu depozite miocen-inferioare, ce nu lasă nicio ruptură vizibilă, cu depozitele din lungul Subcarpațiilor. Acest Autohton trece dela aspecte de cutare liniștită la aspecte de cute-solzi, acolo unde s'a resimțit presiunea de mișcare spre E a pângelelor și a solzilor lor.

Toate acestea conduc la concluzii de ordin mai general, care vor face obiectul unei lucrări speciale.

— C. OLTEANU. — Cercetări geologice între Valea Bistriței, Pârâul Cuejdiului și Pârâul Pângărciorul (jud. Neamț). (Comunicare preliminară).

Regiunea cu studiul căreia ne-am ocupat în campania de lucru pe teren a anului 1948 este situată între V. Bistriței la S, P. Cuejdiului la N și E și P. Pângărciorul (mal drept) la W.

Scopul principal al cercetărilor noastre era, în afară de ridicări geologice de detaliu la N de V. Bistriței, cartarea exactă a limitei de S și de W a ferestrei în care apare aşa numita Pânză Submarginală, introdusă în geologia Flișului Marginal moldovenesc de regatul I. ATANASIU (3).

Problemele urmărite prezintau o deosebită importanță, atât pentru întocmirea hărții geologice la scara 1:500.000, cât și pentru economia țării.



Rezultatele cercetărilor noastre au un caracter provizoriu. În cele două luni de lucru pe care ni le-a îngăduit stația precară a sănătății noastre n-am putut aduna date complete.

Cu toate acestea, și în ciuda faptului că timpul foarte scurt care ne-a fost acordat pentru pregătirea acestei comunicări nu ne-a îngăduit examinarea materialului recoltat, vom încerca totuși a formula unele concluzii, în speranță că ele nu vor fi desmîntite de cercetările ce vor urma.

Parte din regiunea cercetată de noi este destul de bine cunoscută din lucrarea lui S. ATHANASIU publicată, în colaborare cu prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU, în 1927 (1).

După acești autori, regiunea face parte din Zona Marginală a Flișului, a cărei margine externă este caracterizată printr-o linie de încălecare dealungul căreia depozitele Flișului acoperă în parte Zona Miocenă dela exterior.

Depozitele care apar în regiune aparțin, după aceiași autori, următoarelor subdiviziuni stratigrafice: Barremian, Senonian, Eocen, Oligocen și Miocen.

După H. GROZESCU (2), partea de E a regiunii (portiunea dela confluența Cuejdiului cu Bistrița) reprezintă extremitatea nordică a solzului A din Zona Marginală, solz a cărui bordură exterioară încalecă peste depozitele Zonei Subcarpatice. Autorul include aceste două zone într-o unitate mai mare, căreia propune să i se dea numele de Zona Externă Carpatică.

In ce privește stratigrafia, autorul admite aceleași subdiviziuni stratigrafice ca și autorii precedenți.

In trei lucrări apărute în ultimii 11 ani (3—5), I. ATARASIU aduce noi și importante contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii Flișului marginal moldovenesc.

Spre deosebire de cele afirmate împreună cu ceilalți doi autori în lucrarea din 1927, I. ATANASIU separă acum, în cuprinsul Zonei Marginale, următoarele patru unități tectonice: Pânza Gresiei de Tarcău, Pânza de Tazlău, Pânza Marginală și Pânza Submarginală.

In ordinea în care le-am enumerat, aceste unități reprezintă zone de sedimentare din ce în ce mai externe. Ele se acoperă una pe alta, total sau în parte, dela interior spre exterior (4).

Fiecare din aceste pânze se subdivide în solzi secundari și se caracterizează prin faciesuri distințe ale uneia sau alteia din formațiunile geologice componente..

Dintre toate aceste patru unități, numai cele două din urmă sunt de luat în considerare. Într-adevăr, Pânza Gresiei de Tarcău rămâne mult în afara regiunii care ne interesează, iar Pânza de Tazlău nu este reprezentată pentru că niciăieri nu întâlnim în zona senoniană de la W, Eocen de facies intermediar (4, harta). Se poate ca ea să fi rămas prin să undeva sub Pânza Gresiei de Tarcău.

Este necesar să menționăm că, în concepția lui I. ATANASIU, Pânza Submarginală, întrunind condițiile esențiale ale unei unități tectonice purtătoare de



zăcăminte de țieți (având, adică, și roca-mamă — șisturile disodilice — și roca-magazin—conglomeratele și gresiile din jumătatea superioară a Oligocenului), ar putea să prezinte, în cazurile când are și un înveliș protector, un interes deosebit pentru explorări.

Să trecem acum la rezultatele noastre.

Din punct de vedere morfologic, regiunea cercetată face parte din bordura externă a Carpaților. În relieful ei distingem o creastă principală dirijată în general WNW—ESE, care formează cumpăna de ape dintre P. Cuejdiului și V. Bistriței, și o serie de creste mai mici sau picioare care coboară către S sau către N, în aceste două văi.

Inălțimile din regiune variază în general între 1100 m și 600 m.

Regiunea fiind aproape complet acoperită cu păduri și o bună parte din păraie mergând pe direcția straturilor, studiul ei devine uneori foarte dificil.

Stratigrafia. Complexele stratigrafice din regiune fiind în bună parte cunoscute din lucrările autorilor citați, ne vom mărgini a da asupra lor numai o caracterizare foarte sumară.

Șisturile negre. Sedimentele cele mai vechi întâlnite în regiune sunt Șisturile Negre, sau, cum li se mai spune în literatura noastră geologică, Stratetele de Audia.

Ele sunt constituite în cea mai mare parte din șisturi argiloase, bituminoase, tari, negre, care se desfac în plăci sau în foi subțiri. Subordonat apar în ele intercalații de gresii negre silicioase, dure, cu aspect de jasp, care se sparg cu muchii ascuțite. Foarte rare și fine diaclaze, pline cu calcit cristalizat, străbat stratele de gresii. Uneori se întâlnesc, tot ca intercalații, strate de câțiva cm grosimiște de calcare sideritice cu crustă de alterație ruginie și mai rar concrețiuni rotunde de sferosiderit. Din când în când se observă câte un strat de brecie cu elemente verzi mărunte, care apare, de obicei, la contactul cu depozitele deasupra.

Șisturile Negre, însotite pe unul sau pe ambele flancuri, de niște depozite pe care le considerăm senoniene, apar în câteva puncte din axa unui anticlinal de Eocen care se află către marginea Flișului. Ele se pot urmări pe P. Sărata, pe 2 vâlcele afluente de pe stânga Văii Mici (la N de Mănăstirea Bistrița) și, în sfârșit, pe P. Tisei (afluent pe dreapta Pârâului Cuejdiului). Cuta în care apar aceste Șisturi Negre este continuarea anticlinialului din D. Cefnegura dela S de Piatra Neamț.

Deschiderile menționate nu oferă, din nefericire, raporturi clare între Șisturile Negre și depozitele mai noi, pentru a putea trage oarecare concluzii asupra vîrstei lor încă nesigure, pentru că niciodată nu le vedem apărând în cutede normale. În Șisturile Negre ce apar pe cel de al doilea vâlcel pe stânga Văii Mici, la N de Bârca Bobocioaiei, am găsit anul acesta un schelet de Pește (jumătatea posterioară) care nu poate fi determinat, iar în 1934 — așa cum am arătat în comunicarea din 7 Ianuarie 1941 — am găsit pe P. Gliguța (afluent



pe dreapta Văii Doamnei) tot în Șisturi Negre, un Ammonit mic (circa 2 cm diametru) deasemenea nedeterminabil. Ca vârstă ele pot fi cel mult senoniene.

S e n o n i a n u l. Senonianul este reprezentat în partea de W a regiunii, prin marne cenușii deschise cu Inocerami și Fucoide¹⁾ mari și mici, cu intercalații de marnocalcare cenușii-albăstrii (așa numitele gresii); nisipoase, pline cu resturi organice și cu hieroglife pe fețele inferioare. Aceste marnocalcare sunt străbătute de foarte numeroase diaclaze umplute cu calcit cristalizat și devin mai frecvente către partea superioară a complexului; unde se mai adaugă strate până la 50 cm de marne verzi cu desagregare solzoasă și unele argile aproape negre fin șistoase în alternanță cu marnocalcare cenușii șistoase, curbi-corticale, cu calcit pe diaclaze.

In partea de E a regiunii, adică în cuta anticinală în axul căreia am menționat aparițiile de Șisturi Negre, Senonianul este reprezentat prin marne negricioase care se desagregă după suprafețe curbe, în care se intercalează marnocalcare cenușii-albăstrii, cu vine de calcit numeroase, foarte asemănătoare cu cele din Senonianul dela W.

Partea inferioară a stratelor de marnocalcare este uneori mărunt conglomeratică și conține, printre altele, și elemente de roce verzi.

Trebue să menționăm că în acest anticinal, Senonianul cenușiu cu Fucoide și Inocerami, atât de caracteristic în zona dela W, nu se întâlnește nicăieri. El sau a fost depus și a rămas dedesubt pe un plan de falie, sau a fost înlocuit cu ceeace numim Senonian negricios.

In partea de W a regiunii, Senonianul constituie o zonă largă ce se află bine deschisă pe V. Bistriței, între gura Pângărciorului și comuna Straja. Despre raporturile acestei zone cu Paleogenul vom vorbi la capitolul Tectonică.

E o c e n u l este reprezentat, de jos în sus, prin următoarele orizonturi: o brecie calcaroasă organogenă de culoare beige, mai măruntă decât aceea dela S de Bistrița; marne argiloase verzi cu intercalații de gresii verzui, uneori rubanate cu verde, care seamănă cu așa zisele Strate de Tisaru de pe V. Bistriței; marnocalcare nisipoase, de culoare cafenie-negricioasă, verzuie prin alterare, peste care urmează, în grosimi variabile, un pachet de calcar cenușii-deschis-albăstrii cu zone de silicifiere, în general sub forma unor lentile mici (Strate de Doamna sau Strate de Pasieczna). Peste aceste calcar urmează o serie marnoasă cu intercalații de gresii verzui, calcaroase, serie care se termină cu un pachet de marne verzi și roșii. Sub Calcarele de Pasieczna se găsește o gresie albă calcaroasă, asemănătoare cu Gresia de Kliwa care uneori poate avea câțiva metri grosime. În această gresie, am găsit la Sud de Bistrița nivele de Orthophragmine.

¹⁾ Se citează uneori în Senonian, ca un fel de fosil caracteristic, *Taonurus cf. briantheus*. Menționăm că această formă a fost găsită de noi în Eocen, atât în Gresia de Tarcău cât și în Eocenul marginal, deasupra calcarelor de tip Pasieczna.



Se găsesc de asemenea intercalații de conglomerate cu elemente de roce verzi care merg până la mărimea unui pumn; stratele având uneori grosimi de câțiva metri.

Eocenul este bine deschis pe P. Cuejdiului, între P. Gherman și P. Recea și, mai la vale, între gura P. Țiganca și gura P. Runcu. Deasemenea, pe P. Sărata affluent pe stânga Bistriței.

S tr a t e l e d e B i s e r i c a n i . Urmează deasupra marnelor roșii dela partea superioară a Eocenului, către care există o tranziție gradată, și sunt constituite dintr-o serie de marne nisipoase, sistoase, cenușii-negricioase, verzi-deschis sau ruginii pe fețele expuse.

In aceste marne se intercalează gresii silicioase cenușii-albăstrei, în strate groase până la 12 cm, mai frecvente către partea inferioară a seriei, și câteodată niște lentile de calcare cenușii cu vinișoare violacee și cu crustă de alterație ruginie, care se disagregă după suprafețe curbe.

Uneori, în Stratele de Biserici se găsesc elemente de roce verzi, dar apariția acestora nu se face după norme care ar putea îndreptați caracterizări și separări de faciesuri (vezi 3, pag. 6).

Frecvente eflorescențe albe pudrează în unele locuri suprafața răpilor constituite de aceste roce.

Considerate ca aparținând Oligocenului inferior, noi le-am reprezentat deocamdată separat, înclinând să le atribuim Eocenului, după afinitatea lor petrografică cu acest complex. Aceste strate sunt bine deschise pe P. Bisericană, pe Valea Mare, pe P. Runcului și, în sfârșit, mai la N, pe P. Cuejdiul, pe ambele flancuri ale anticinalului de Eocen dintre P. Gherman și P. Recea.

O l i g o c e n u l . Deasupra Stratelor de Bisericană urmează depozitele Oligocenului, reprezentate printr-o serie groasă de aproximativ 300 m, constituță după cum urmează. La bază, un pachet de strate de 10—20 m de marne nisipoase cafenii, disodile, între care se intercalează uneori gresii cenușii micacee, un fel de Gresie de Kliwa cenușie sau cafenie și deseori, la partea de sus a pachetului, menilite.

Urmează marne bituminoase brun-ciocolatii în interior, albe-albăstrei la suprafață, în grosime de 5—40 m, rareori cu menilite peste ele; disodile cu intercalații de Gresie de Kliwa și conglomerate mici și mari cu elemente verzi de origină extracarpatică. Stratele de conglomerate, care se situează în special către partea superioară a complexului, alternează cu strate de o gresie verzuie, masivă, care prezintă trecheri la conglomerate mărunte.

In sfârșit, la partea superioară se observă, peste disodile tipice, menilite (1—2 m grosime) peste care urmează niște marne negricioase, unsuroase la pipăit, și gresii cenușii, micacee, cu suprafețe neregulate.

Depozitele oligocene ocupă poziții sinclinale și sunt bine desvoltate mai ales în bazinul mijlociu al Pângăriaciorului și apoi în P. Cuejdiului, între gura P. Răchitișul și cursul inferior al P. Stirigoeșului.



M i o c e n u l constituie, la marginea Flișului, din marne argiloase cenușii-inchis, cu intercalări de gresii de aceeași culoare, slab micacee, și de gipsuri, și din conglomerate cu elemente verzi mari și mici, se desvoltă în partea de NE a regiunii și nu a fost încă cercetat.

O altă ivire de Miocen se găsește în interiorul Flișului. Acest Miocen apare în malul drept al Cuejdiului, începând dela gura P. Țiganca și continuându-se în jos pe aproximativ 50 m. El urmează imediat după o succesiune normală de străte oligocene ce apar în sinclinal.

Este constituit din argile cenușii, moi și din gresii de aceeași culoare, micacee și foarte friabile. Pe fețele expuse se observă eflorescențe alb-gălbui, puțin sărate. În această deschidere se găsesc bucăți de gips argilos și elemente de roce verzi.

Trecerea la Oligocen nu se vede. Neșansa face ca, tocmai în punctul unde apar aceste depozite, malul să fie foarte jos (1,5 m înălțime) și acoperit de o terasă, iar cursul Cuejdiului să fie dirijat NNW, adică pe direcția stratelor.

Imediat mai jos de această deschidere urmează, tot pe același mal, marnele verzi și roșii dela partea superioară a Eocenului, Stratele de Bisericanii fiind laminate până la dispariție.

Acest Miocen poate avea două poziții: sau o poziție tectonică, apărând în fereastră, de sub depozitele Flișului, la aproximativ 2 km de marginea lui, sau o poziție normală, apărând la partea superioră a unui sinclinal de Oligocen.

Cum distanța la care se găsește această ivire față de marnele calcaroase bituminoase din baza sinclinalului de Oligocen este de circa 400 m — stratele căzând cu 60—70° spre E — noi am considerat, deocamdată, acest Miocen ca având o poziție normală.

In orice caz, poziția acestei iviri mai trebuie examinată.

Tectonica regiunii. Regiunea cercetată face parte din Zona Marginală a Flișului și se caracterizează printr-o serie de cută uneori cu tendință spre solzi, care sunt în general deversate la E.

Distingem în cuprinsul ei următoarele cută mai importante:

1. Zona largă de Senonian, dela W, care în ansamblul ei poate fi considerată ca o mare cută anticlinală recutată, al cărei flanc estic este laminat în aşa fel că depozitele senoniene iau contact, de-a-lungul unei linii de încălcare, cu Stratele de Bisericanii. Această linie a fost urmărită spre SE din P. Cioroňișului pînă SE de P-na Pietrei, apoi pe la fundul P. Trestiei și jumătatea Pârâului lui Balmeș până aproximativ în dreptul gurii Pârâului Călugăriței. De aici spre S, Eocenul începe să se degajeze de sub Senonian, pentru a la S de Bistrița să fie din nou acoperit.

2. O altă cută anticlinală se află către marginea de E a regiunii și este constituită în cea mai mare parte din Eocen de tip marginal străpuns din loc în loc de Șisturi Negre și de Senonian negricios.



Ea nu este altceva decât prelungirea spre NW a marelui anticlinal de Eocen cu Senonian și Șisturi Negre în ax, care formează D. Cernegura dela S de Piatra Neamț. Această cută se prelungeste, spre NW din V. Bistriței pe la jumătatea P. Sărata, peste Vf. Prihodiștei și cele două vâlcele dela N de Bârca Bobocioaiei, în P. Tisei și P. Cuejdiului, pe care îl taie între P. Sălătrucului și P. Țiganca.

Aparițiile de Șisturi Negre din această cută, ca și cele din anticlinalul Cernegura dela S de Bistrița, dau impresia că sunt dislocate. Disparația unor pachete de strate care ar trebui să se găsească deasupra lor, ne face să întrevedem unele laminări cu caracter diapir.

3. In sfârșit, o a treia cută anticlinală, constituită din Eocen de tip marginal, este foarte bine deschisă în V. Cuejdiului, pe o lățime de aproape 3 km, între P. Recea și P. lui Gherman. Ea se afundă repede spre S, probabil ceva mai spre mijlocul de D. Mare și reapare ca o străpuștere anticlinală de mică importanță de sub Stratele de Biserici, pe V. Mare. Această ultimă apariție de Eocen se continuă spre S și face legătura cu un anticlinal ce se urmărește pe malul drept al Bistriței și pe P. Agârciei până în regiunea Calu-Iapa.

Intre aceste anticlinale se desvoltă cele două sinclinale pline cu depozitele Oligocenului, dintre care cel dela W este și cel mai mare. Acesta din urmă este orientat în general NW—SE și se întinde din P. Cuejdiului până în V. Bistriței având, după cum am spus, cea mai mare desvoltare în basinul mijlociu al Pângărăciorului. Vârfurile: Gherman, Dosul Muntelui, Simon și Pietraru se eșalonează pe flancul estic al acestui sinclinal.

Două ramificații care încep cam din dreptul P. Varniței fac legătura cu cutede dela Sudul Bistriței, cea dela W continuându-se prin Bârca lui Ciorobârca peste P. Secului până în Vf. Afinișului, iar cea dela E legându-se peste P. Viișoarei și V. Bistriței cu sinclinalul care începe pe malul drept al Bistriței la gura P. Rusului, taie P. Agârcia și se continuă pe la fundul Pârâului Doamnei, în V. Calului.

Cealaltă cută sinclinală începe dela confluența Văii Mari cu Valea Mică (N M-rea Bistrița) și se continuă spre NW — sprijinindu-și flancul său estic pe creasta formată de Vf. Păducelului și Bârca lui Călin — în P. Runcului (imediat la E de gura P. Opreștilor) apoi, prin Bârca Plopului și Piatra Soimului, până în P. Cuejdiului. Ea se continuă, fără îndoială, mult mai la Nord.

In sfârșit, Oligocenul mai formează câteva cutede mai mici dintre care aceea de pe Muntele Cozla încalcă, prin laminarea flancului său invers, depozitele miocene ce se pot urmări la partea inferioară a versantului estic al acestui munte, în tot lungul lui.

Detalii mai ample asupra liniei de contact dintre Fliș și Miocen, ca de altfel și asupra întregii părți de E a regiunii cercetate, nu putem da întrucât nu avem date suficiente. Malul drept al Cuejdiului între P. Morii și P. Bârzoghișanu a rămas necercetat. Chestiunea va fi urmărită cu toată atenția în campaniile viitoare.



După harta tectonică publicată de I. ATANASIU în lucrarea din 1943 (4) regiunea cercetată de noi cade mai mult de jumătate (partea de S) în Pânza marginală, restul (partea de N) făcând parte din Pânza Submarginală care, aşa cum se vede în harta menționată, apare ca o imensă fereastră. Linia de încălecare trasată pe harta mai sus menționată, linie ce reprezintă marginea sudică a ferestrei, ar trece în regiunea noastră prin următoarele puncte, dela W la E: Vf. Muncel, Poiana dela fundul P. Trestiei, şeaua N Vf. Prihodiştei, însotind, de aci și până la Piatra Neamţ, cursul Pârâului Cuejdiului, la distanță de cel mult 1 km, pe malul său drept.

Urmărind din V. Bistriței până în V. Cuejdiului evoluția diferențelor cute din regiune, noi am constatat că această linie de încălecare nu există. Nu se întâlnește nicăieri, între aceste două văi, un contact tectonic între o unitate inferioară și una superioară. Cute cu aceleași faciesuri ale formațiunilor componente se continuă nestingherite între aceste două văi. Exemplu clar în această privință îl formează sinclinalul de Oligocen conglomeratic la partea superioară care începe ceva mai la N de M-rea Bistrița și se continuă până în P. Cuejdiului, la W de gura P. Țiganca. Pe harta tectonică a prof. I. ATANASIU, acest sinclinal este tăiat cam pe la mijloc de linia de încălecare a Pânzei Marginale și întrerupt chiar de intervenția unor depozite senonian-paleogene, pe care noi nu le-am întâlnit.

Eliminând din această hartă linia de încălecare, urmează că se pune în discuție însăși existența Pânzei Submarginale în regiunea cercetată.

Noi nu am găsit pe teren niciun argument care să pledeze în sensul admiterii acestei pânze. O umbră de îndoială am avut, de altfel, chiar înainte de a pleca pe teren. Intr'adevăr, examinând harta tectonică menționată (4) și admînând că datele de teren transpuze pe această hartă au fost exacte, observăm o foarte curioasă racordare între limitele Oligocenului din Pânza Marginală și limitele aceleiași formațiuni din Pânza Submarginală. Nouă ni se pare greu de admis ca două unități tectonice săriate una peste alta, să se fi putut opri tocmai în momentul când zonele aparținând acelorași formațiuni se suprapună exact.

Indoiala noastră este sprijinită și de faptul că regiunea dela Sudul Bistriței, în care eventual s-ar putea pretinde să fie plasată marginea presupusei Pânze Submarginale dela N, nu constituie o pânză, ci este un autohton. Cu toate că între Gârcina și gura Cuejdiului, marginea Flișului încalcă Zona Miocenă Subcarpatică pe aproximativ 3 km, mai la S raporturile dintre aceste două unități devin, în unele puncte, normale, cum se poate observa, de pildă, în V. Iapa și la S de V. Nechitului, unde anticlinale bordiere de Oligocen se acoperă periclinal cu depozite miocene (I. BĂNCILĂ).

În tot cuprinsul regiunii dintre Bistrița și Nechit, noi n'am întâlnit, în interiorul Flișului, o căt de mică dovdă de existență unor depozite mio-cene sub massa Flișului marginal. Am întâlnit, într'adevăr, pe V. Iapa, două



izvoare sărate, situate unul la 2 și altul la 10 km distanță de marginea Flișului, dar numai pe baza lor nu putem construi pânze de șariaj, prezența lor acolo putând fi explicată și pe alte căi.

Pentru a înlătura orice îndoială cu privire la existența Pânzei Submarginale, considerăm necesare unele lucrări de revizuire în regiunea de mai la S.

Concluzii. În cursul cercetărilor întreprinse în regiunea cuprinsă între V. Bistriței și P. Cuejdiului, la E de P. Pângărcior, nu am găsit argumente temeinice pentru a susține existența unei pânze submarginale.

Linia de contact dintre cele două unități suprapuse nu a fost întâlnită între Bistrița și Cuejdiu. Regiunea face parte din Zona Marginală a Flișului, pe care am considerat-o încă din 1931 ca autohton.

Conglomeratele ce apar la N de Bistrița, către partea superioară a Oligocenului, nu constituesc un facies caracteristic al unei unități tectonice separate, ci numai niște acumulări locale, pe direcție, în punctele unde au existat condiții favorabile pentru formarea lor. Spre S, ele se subțiază și cedează locul Gresiei de Kliwa.

In aceste condiții, credem că interesul pe care îl suscita regiunea pentru prospecțiunile geologice, scade.

In sfârșit, față de harta publicată în 1928 (1), harta noastră aduce îmbunătățiri în contururile limitelor, în orientarea cutelor și în repartiția differentelor formațiuni care în unele locuri nu erau reprezentate.

LUCRĂRI CITATE

1. S. ATANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU. La zone Marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Assoc. p. l'avancement de la géologie des Carpates, II-ème réunion en Roumanie. Guide des excursions*, p. 315, București, 1927.
2. H. GROZESCU. Geologia Zonei Marginale a Flișului între Moinești și Piatra Neamț. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, p. 7, București, 1931.
3. I. ATANASIU. Contribution à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. scient. de l'Univ. de Jassy*, seconde partie, Tome XXV, annee 1939, Fasc. 1, Iași, 1938.
4. — Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXII, București, 1943.
5. — Zăcăminte de țieci din România. *Publicațiile Institutului pentru știință și tehnică din România*, anul academic 1947—1948, Nr. 7, București, 1948.

Ședința din 28 Decembrie 1948

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

- I. VENCOV.—1. Prospecțiuni seismice în regiunea Sălard—Oradea Mare.
- 2. Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Praid—Corund (jud. Odorhei) ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Manuscrisle nu au fost primite la redacție până la data imprimării volumului.



Şedinţa din 31 Decembrie 1948

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— I. DUMITRDSCU. — Cercetări geologice în Vrancea de Nord.

In campania de lucru a anului 1948 am continuat cercetările geologice în M. Vrancei de Nord, unde, din punct de vedere geologic, se disting două mari unități: Pârza de Tarcău la W și Zona marginală la E. Anume, s'a cercetat regiunea situată la S de segmentul transversal al P. Putna dintre comuna Tulnici și Pichetul Tabla, brăzdată de P. Coza, P. Dălhăuș, P. Tișița, P. Lespezilor, P. Alb și P. Țiganului, unde se înalță M. Coza (1632), M. Tisarul, M. Condratul (1490 m) și M. Sburătura (1587 m), apoi regiunea așezată la W și N de segmentul longitudinal al Putnei, mărginită la N de Pichetul Tabla, iar la S de confluența Putnei cu P. Sburăturii, regiune drenată de P. Buniu, Bobonici și Iauruș și, în fine, porțiunea dela NW de comuna Tulnici, brăzdată de P. Mocearu de Jos. Altitudinea cea mai mare se întâlnește în S regiunii, în Vf. Coza de 1632 m, constituit din conglomerate verzi eocene, unde, din punct de vedere tectonic, asistăm la o ridicare axială a Zonei marginale ce funcționează ca Autohton al Pânzei de Tarcău. Acest fapt influențează desvoltarea rețelei hidrografice care prezintă văi brute, devărate canioane (V. Tișiței), iar eroziunea laterală a deschisăt culmile, reducându-le la adăvărată muchii (Stâncă Gurguiată, Vf. Coza, Cășăria). Spre W, în domeniul Pânzei de Tarcău, culmile sunt mai întinse și netezite. Eroziunea diferențială a scos în evidență, în cuprinsul Zonei marginale, forme structurale caracteristice pe care le denumim după MACAR « hogback-uri » (1), adică forme rezultate din acțiunea agenților externi asupra structurilor cutate, din care sunt scoase în evidență stratele cu duritate mai mare, cum sunt, de pildă: M. Condratu, M. Sburătura, D. Negru și M. Tisarul Mare — La Grădină. Hogback-urile sunt niște cuseste mai redresate și mai puțin asimetrice.

Primele date geologice asupra regiunii revin lui GR. ȘTFFĂNESCU, care, în anul 1885, atribue Flișului din jud. Putna vîrstă eocenă, menționând calcarele compacte, albăstrie, albicioase, din M. Păișele (2).

In 1897, S. ȘTDFĂNESCU consideră șisturile disodilice dela Coza și Andrișoaia de vîrstă eocenă superioară, iar Gresia dela Coza și Andrișoaia o paralelizează cu Gresia de Kliwa și o consideră probabil oligocenă (3).

In 1908, S. ATHANASIU este de părere că Zona marginală este constituită din Oligocen, Eocen superior, Senonian probabil, la care mai adaugă « Stratele de Tisarul » de vîrstă mai veche decât Senonianul (probabil barremiene) (4).

In 1915, H. GROZESCU publică oarecare observații tectonice asupra regiunii, menționând o falie ce ar trece pe la gura Pârâului Brusturosul și pe la E de M. Condratul și Sburătura și ar separa doi solzi foarte întinși (5).

In 1929, ȘT. MATEESCU deosebește două zone: Zona mediană, ce s'ar întinde până la confluența Putnei cu P. Ciutei și Zona marginală (6).

Mai recent, în 1933, G. MURGEANU și M. FILIPESCU disting două unități: Pârza mediană și Pârza marginală. Pârza marginală ar fi constituită din depozite senoniene și eocene neseparabile și depozite oligocene, iar Pârza mediană din Eocen (Gresie de Tarcău) și Oligocen. Din punct de vedere tectonic, Pârza marginală, care ar cuprinde Zona marginală și Subcarpații, ar fi șariată peste un Autohton, reprezentat prin Aquitanianul cu sare și s'ar împărți în două digitații: digitația superioară, care ar corespunde Zonei marginale, și digitația inferioară, care ar cuprinde Subcarpații. Pârza mediană ar fi decolată de pe Zona internă și ar avea ca Parautohton digitația superioară (Zona marginală) (7).

Intre anii 1937—1939 am întreprins cercetări pe versantul de N al Putnei dintre P. Mocearu de Sus și gura Pârâului Brusturosul, ale căror rezultate au fost comunicate în ședințele Institutului Geologic, în anul 1941 (8).

Stratigrafia

Regiunea studiată este constituită din o serie de formațiuni geologice de vîrstă cretacică superioară și paleogenă, desvoltate în facies de Fliș, și formațiuni neogene ce pot fi repartizate următoarelor trei unități geologice importante, de direcție generală N—S: Pârza de Tarcău, la W, Zona marginală, la mijloc, și Zona neogenă, la E.

I. Pârza de Tarcău. Unitatea Pârzei de Tarcău, ce se întinde în W și N regiunii studiate, este alcătuită din formațiuni senoniene și paleogene (eocene și oligocene). După caracterul lithologic al Eocenului, care variază lateral, s'au putut distinge trei zone stratigrafice, care în succesiunea lor dela W la E sunt următoarele: Zona Gresiei de Tarcău, Zona de Piepturi—Puica și Zona de Leșunț. Faciesul Eocenului, din calcaros ca în faciesul extern de Leșunț, devine progresiv gresos, facies characteristic zonei de Piepturi—Puica, până ce capătă faciesul Gresiei de Tarcău, facies ce definește zona Gresiei de Tarcău. În sectorul studiat, unitatea Pârzei de Tarcău este reprezentată numai prin Zona Gresiei de Tarcău, ce se întinde la N de o linie orientată aproximativ E—W, ce ar trece prin Pichetul de Iarnă (V. Lepșei) și pe la fundul Pârâului Iauruș și la W de o linie depărtată cu 3—4 km de coama înaltă a Carpaților Orientali, reprezentați prin M. Mușat și Buniu.

Această zonă este constituită din depozite senoniene și eocene.

Senonianul. Senonianul este reprezentat prin orizontul Stratelor cu Inocerami, constituit dintr'o alternanță de marne cenușii cu Fucoide, calcare cu



spicule de Spongieri, gresii calcaroase curbicorticale și argile marnoase cenușii sau verzui. Formează o bandă orientată aproximativ N—S între gura Pârâului Lupchianu (V. Oituzului) și fundul Pârâului Iauruș și altă bandă festonată, la E de coama înaltă a Munților Mușat și Buniu.

Eocene l. Eocenul Pânzei de Tarcău prezintă mari variații de facies laterale, putându-se distinge trei faciesuri dela W la E: Faciesul Grăniei de Tarcău, Faciesul de Piepturi—Puica și Faciesul de Leșunț. După cum am amintit, în regiunea studiată se întâlnește numai Faciesul Grăniei de Tarcău, caracteristic pentru zona cea mai internă a Pânzei de Tarcău, denumită Zona Grăniei de Tarcău.

In acest facies, constituit în cea mai mare parte din Grănie de Tarcău, se pot distinge trei orizonturi, destul de dificil de urmărit pe teren, dăt fiind faptul că ne găsim într-o regiune cvasi-sălbatică, situată în creierul munților și cu date neîndestulătoare.

Orizontul inferior, gros de cca 250 m, este constituit din Grănie de Tarcău, care este o gresie calcaroasă, micacee, în bancuri, cu slabe intercalății de marne cenușii-verzui. De regulă, Grănia de Tarcău este bine cimentată, dură, mai rar ea devine friabilă, fiind mai slab cimentată, când prezintă concrețiuni gresoase, sferice, de cca 2 m diametru. In intercalății marnoase se observă, mai rar, concrețiuni calcaroase, sideritice, de tipul septariilor.

Orizontul mediu este constituit dintr-o alternanță neregulată de pachete gresoase, argile verzi, roșii și pătate, micacee, argile ce formează cel puțin 2—3 intercalății, gresii micacee în plăci și gresii verzi glauconitice, dure.

Orizontul superior este constituit, la bază, din argile șistoase disodilice nisipoase, iar la partea superioară din Grănie de tip Tarcău. Aceste orizonturi se pot urmări mai bine pe plaiul dintre Munții Piatra Tâlharului și Sboina Verde.

Problema Oligocenului în Zona Grăniei de Tarcău. Oligocenul de tip Kliwa nu a fost întâlnit în Zona Grăniei de Tarcău; în schimb, el se întâlnește în Zona de Piepturi și Zona de Leșunț. Singurele roce care amintesc de acest Oligocen sunt șisturile argiloase dela baza orizontului superior, constituit în majoritate din Grănie de tip Tarcău. Dacă am paraleliza ultimele intercalății de argile roșii din Zona Grăniei de Tarcău cu Eocenul superior din Zona de Piepturi sau Zona de Leșunț, desigur că orizontul superior, deosebit de noi în complexul Grăniei de Tarcău, ar corespunde Oligocenului; cu alte cuvinte, Oligocenul acestei zone ar schimba de facies față de Oligocenul de tip Kliwa, fiind desvoltat sub același facies gresos micaceu ca și Eocene l. Faptul că nu am întâlnit între ultimele intercalății de argile roșii și șisturile disodilice, orizontul marnelor calcaroase bituminoase, care în celealte zone constituie un leit-orizont, prezența unor formațiuni oligocene în domeniul



Zonei Gresiei de Tarcău nu a putut fi încă elucidată. Studiile noastre nu sunt definitive în această zonă, încât problema prezenței Oligocenului în cuprinsul Zonei de Tarcău rămâne deschisă.

2. Zona marginală. A doua mare unitate geologică, situată la E de unitatea Pânzei de Tarcău, este Zona marginală, care este constituită din depozite senoniene, paleogene și miocene. Înând seama de variațiile de facies ale Eocenului din cuprinsul acestei unități, s-au putut deosebi două subzone, una internă, situată la W, în care Eocenul este dezvoltat sub facies marnocalcaros cu accidente silicioase de tip « chailles », pe care l-am denumit Faciesul de Greșu, și alta externă, situată la E, cu Eocenul dezvoltat în facies calcaros, cu masive intercalații de conglomerate poligene cu elemente verzi în bază, denumit Faciesul de Cașin.

Senonianul. Senonianul, care se dezvoltă numai în Subzona marginală externă, este reprezentat prin două orizonturi: la partea inferioară Stratele de Streiu, iar la partea superioară Stratele de Tisaru.

Stratele de Streiu reprezintă cel mai vechi orizont al Flisului marginal din regiunea noastră și este constituit din argile șistoase bituminoase, în care se intercalează gresii calcaroase curbicorticale, cu elemente verzi, marne cenușii și cu concrețiuni de FeS_2 , calcare cenușii și calcare sideritice nisipoase. Acest orizont are o grosime de cca 400 m și formează o zonă în formă de S între confluența Pârâului Streiu cu P. Epurelui la N și W M. Coza (1632 m) la S, constituind sămburele anticlinoriumului Coza. Pe P. Iepurelui apare un izvor sărat în acest orizont.

Stratele de Tisaru dela partea superioară a Senonianului sunt alcătuite dintr'un complex terigen, constituit în majoritate din marne, apoi argile, gresii calcaroase și conglomerate cu elemente verzi, cu intercalații de Radiolarite. Coloarea marnelor, ca și a Radiolaritelor, este roșie, verde, neagră sau reiată. Acest orizont are o grosime de cca 350 m și formează 4 zone: două flanchează zona Stratelor de Streiu, a treia se găsește la W, formând sămburele anticlinalului Tisarul Mic, iar a patra o întâlnim la E de M. Coza, unde constituie sămburele anticlinalului Fața Mare.

Eocenul. Eocenul Zonei marginale este dezvoltat sub două faciesuri: Faciesul de Cașin și Faciesul de Greșu. Faciesul de Cașin este răspândit în Subzona marginală externă, iar cel de Greșu în Subzona marginală internă.

Faciesul de Cașin. Acest facies se caracterizează prin dezvoltarea unui complex marno-calcaros, având în bază masive intercalații de conglomerate poligene cu elemente verzi. În acest facies se pot deosebi trei orizonturi: Strate de Cașin, Strate de Buciaș și Eocen Superior (Strate de Biserici).



S r a t e l e d e C a ș i n, care urmează Stratelor de Tisaru, sunt constituite dintr'un complex marno-calcaros de culoare cenușie, cu intercalații puternice de conglomerate cu elemente verzi spre bază. Conglomeratele sunt foarte desvoltate în V. Putnei, la confluența cu P. Tișița, unde au o grosime de 60—70 m. Ele se desvoltă pe flancul de E al anticlinalului Pârâului Streiului, fiind observate pe o distanță de 8 km din Vf. Piatra Streiului până în Vf. Coza.

Urmărindu-le lateral, se observă că pe flancul de W al anticlinalului menționat, în V. Putnei, acolo unde încep Stratetele de Cașin (Gura Pârâului Ciubăroaia), ca și pe Tișița, aceste conglomerate nu mai apar. Se întâlnesc și pe acest flanc numai la S de Tișița Mare, pe plaiul Cristian. Urmărind desvoltarea lor în direcție spre N, constatăm că ele dispar, probabil stratigrafic, în P. Iepurelui. Contactul Stratelor de Cașin, reprezentate prin conglomeratele de Piatra Streiului, cu Stratetele de Tisaru, în V. Putnei, este un contact tectonic. Contactul devine normal pe Tișița Mică și Tișița Mare, dar mai cu seamă pe plaiul Cristian (W Vf. Coza), unde observăm că Stratetele de Cașin, cu căderi contrare, stau concordant peste Stratetele de Tisaru. Tot aici observăm că de unde în V. Putnei sau în V. Tișiței, Stratetele de Cașin vin în contact cu Stratetele de Tisaru prin conglomerate, spre S, în V. Tișiței Mici și Mari, între conglomerate și Stratetele de Tisaru se mai interpune un orizont marnos cenușiu, orizont ce dispără tectonic în V. Putnei. După părerea noastră, datele culese până în prezent nu ne îngăduie să acordăm conglomeratelor de Piatra Streiului, care în V. Putnei și V. Tișiței sunt tectonic discordante cu Stratetele de Tisaru, valoarea unui conglomerat de bază, ce ar marca începutul unei transgresiuni. Acest orizont are o grosime de cca 500—600 m și formează 4 zone ce urmăresc cutile secundare ale anticlinoriumului Coza. În ele apar 5 izvoare sărate: două pe V. Putnei (la gura Tișiței și gura P. Brusturosul), unul pe P. Lespezile Putnei, altul pe P. Lespezile Tișiței Mici, și, în sfârșit, ultimul izvor sărat pe P. Brusturosul. Izvorul sărat dela gura Tișiței este în legătură cu zăcăminte de petrol pe cale de epuizare spontană, întrucât conține gaze care ard, origină ce ar putea fi probabilă și celorlalte izvoare întâlnite în aria de răspândire a Stratelor de Cașin.

S r a t e l e d e B u c i a ș sunt formate din gresii silicioase verzi, marne albe, marne verzi, gresii conglomeratice cu Nummuliți, iar către partea superioară din marne verzi pătate cu roșu. În anumite puncte, ca de pildă la E de M. Coza și S de Dealul Negru, Stratetele de Buciaș capătă aspect tisaroid în baza orizontului, prezintând chiar accidente silicioase. Acest suborizont tisaroid capătă o desvoltare mai mare, însă în Faciesul de Greșu. Stratetele de Buciaș au o grosime de 100—150 m.

E o c e n u l S u p e r i o r (Stratele de Biserica n.i), urmează deasupra marnelor roșii și este format din marne argiloase, cenușii-verzui, sfârâmicioase, cu intercalații de gresii calcaroase cu hieroglife. Pe P. Alunului, ca și pe afluenții de pe partea dreaptă a Pârâului Coza, am întâlnit, către par-



tea cea mai superioară a acestui orizont, o intercalație gresoasă, conglomeratică, de câțiva metri grosime, ce ar putea fi un echivalent al Gresiei de Lucăcești din fațiesul mai intern al acestui orizont.

Faciesul de Greșu. Faciesul de Greșu este desvoltat în Subzona marginală internă, situată în Vestul regiunii studiate. Este caracterizat prin dezvoltarea unui complex marno-calcaros ce prezintă accidente silicioase cu caracter de « chailles ». În acest facies se pot distinge trei orizonturi: Strate de Cașin, Strate de Greșu și Eocen superior.

Stratele de Cașin se prezintă cu același aspect ca și în Faciesul de Cașin, atât cât sunt accesibile observației. Întrucât nu cunoaștem limita inferioară a orizontului, nu putem să dacă în bază prezintă conglomerate verzi; foarte probabil că acestea să nu fie prezente, deoarece chiar în Faciesul de Cașin conglomeratele s-au întâlnit numai pe flancul de E al anticlinalului Părăului Streiului. Stratele de Cașin se dezvoltă la S de V. Putnei, în Plaiul Noveselor, trec apoi printre M. Condratu și Sburătura în bazinul Nărujei, întâlnindu-se până în Piscul cu Paltini, constituind sămburele anticlinalului Plaiul Noveselor — Piscul cu Paltini, din Subzona marginală internă.

Stratele de Greșu sunt constituite în bază dintr'un suborizont tisaroid, reprezentat prin marne verzi, marne roșii, marne pătate și gresii silicioase verzi, care în general seamănă cu Stratele de Tisaru de vîrstă senoniană, întâlnite în Subzona marginală externă. Peste acest suborizont urmează o alternanță neregulată de gresii calcaroase curbicorticale, argile verzi, conglomerate cu elemente verzi și Foraminifere, alternanță ce suportă calcare fine aproape lithografice și calcare detritice cu accidente silicioase de tip «chailles». Stratele de Greșu formează două zone ce flanchează Stratele de Cașin din Plaiul Noveselor și care, la S de Piscul cu Paltini, se unesc, constituind M. Păisele; deasemenea, ele mai constituie sămburele anticlinalului Poiana Mărlului.

Eocenul superior este constituit din argile roșii în bază, argile verzi cu intercalații de gresii curbicorticale la partea mijlocie, iar la partea superioară din Gresii de Lucăcești. Eocenul superior din Faciesul de Greșu se deosebește de același orizont din Faciesul de Cașin prin grosimea mai mare pe care o capătă în Faciesul de Greșu (150—200 m) și prin individualizarea Gresiei de Lucăcești, care în Faciesul de Cașin era aproape inexistentă, pe când aici ea are o grosime de cca. 10 m.

Oligocenul este constituit în mare parte din depozite argiloase bogate în materie sapropelică (sisturi disodilice), considerate ca rocă-mamă de petrol de SZAYNOCHA și prof. G. MACOVEI, ceeace denotă schimbări în evoluția geosinclinalului carpatic, care au determinat condiții biologice particulare în marea oligocenă, favorizând geneza sisturilor disodilice. Seria oligocenă este constituită, pe lângă sisturi disodilice, din roce silicioase detritice (Gresia de



Kliwa) și chimice (menilite), din roce calcaroase de origină detritică (marne calcaroase bituminoase). Pe lângă aceste roce, în partea superioară a Oligocene-nului Zonei marginale se întâlnesc gresii curbicorticale și marne cenușii foarte asemănătoare cu strate eocene. Oligocenul prezintă oarecare variații de facies laterale, care vor fi menționate la orizonturile respective. S-au distins patru orizonturi: menilite inferioare și marne calcaroase bituminoase, disodile inferioare, Gresia de Kliwa și orizontul disodilelor și menilitelor superioare.

Orizontul menilitelor inferioare și al marnelor calcaroase bituminoase este constituit la bază din șisturi marno-calcaroase, gresoase, ce ating grosimea de 5—10 m, în Subzona marginală externă. Aceste șisturi, în care la microscop se observă resturi organice reprezentate prin Globigerine și Textularii, în Subzona marginală internă ajung la o grosime mai mare (20—30 m) și în același timp primesc intercalații mai întâi de gresii curbicorticale, apoi de gresii albe asemănătoare Kliwei, gresii care au fost denumite Gresii de Fierăstrău (V. Oituzului).

Peste aceste șisturi marno-calcaroase urmează menilite, ce ating o grosime totală de 5—10 m, și marne calcaroase-bituminoase cu o grosime de 25—35 m. Menilitele au un aspect rubanat, deoarece materia organică este răspândită în zone paralele. Marnele calcaroase bituminoase prezintă caracter constant și constituie, de aceea, un orizont-reper în stratigrafia Oligocenului. Marnele calcaroase-bituminoase, în Subzona marginală internă din V. Putnei, ca și în aceea din V. Oituzului, prezintă elemente verzi și o mulțime de cochiliile strívite de Lamellibranchiate, devenind adevărate lumachelle, ceeace denotă un episod mai propice vieții în marea oligocenă. În bazinul Putnei aceste lumachelle se întâlnesc în mod continuu, din Piscul Piatra Albă și până în P. Greșu; deasemenea, au fost întâlnite de noi și la fundul Putnei (gura Pârâului Sburătura) pe flancul de W al cunei-falii P. Alb.

Orizontul disodilelor inferioare este alcătuit din depozite argiloase foioase, bituminoase, cu suprafață acoperită de rozete de gips și o pulbere roșcată de sulfat de fer.

Orizontul Gresiei de Kliwa, care urmează, prezintă treceri gradate către disodilele inferioare și către disodilele superioare, ceeace face ca limita între aceste orizonturi să fie arbitrară. Dat fiind acest fapt, orizontul Gresiei de Kliwa nu poate fi considerat decât ca un episod psamitic în faciesul sapropelic al mării oligocene. Acest orizont pare să fie mai gros în subzona internă, unde atinge grosimea de 150—200 m, pe când în subzona externă, în anumite locuri (M. Andrișoaia), grosimea este numai de 70—100 m.

Orizontul disodilelor și menilitelor superioare este constituit în bază din disodile, care formează un păchét de cca 100—150 m grosime, după care urmează un orizont eoceniform, constituit din gresii cuatoase cu hieroglife aciculare și marne cenușii-verzui, gros de vreo 20 m, și apoi menilite superioare, groase de 20—30 m. Peste menilitele superioare



urmează un orizont constituit din marne și conglomerate cu elemente verzi de cca 15—40 m grosime. În V. Putnei, în punctul unde se află cascada, întâlnim un soi de conglomerate constituite dintr'un ciment argilos în care se găsesc presărate elemente verzi, iar pe P. Dălhătaș, la partea superioară a disodilelor, se observă concrețiuni calcaroase sideritice, care la partea superioară constituie chiar strată. Menilitele superioare, spre deosebire de cele inferioare, au substanță bituminoasă răspândită uniform în toată masa. În V. Putnei, la gura Pârâului Iauruș, orizontul marnelor și conglomeratelor cu elemente verzi este despărțit în două de un al doilea orizont de menilite superioare. Aceste fapte ne-au determinat să atribuim conglomeratele Oligocenului, conglomerate care în alte părți, cum ar fi pe P. Feschi (V. Oituzului), alternează cu gipsuri.

Miocenul. Miocenul este reprezentat printr'un complex detritic marnogresos având în bază depozite lagunare alcătuite din sare și marne argiloase cu gipsuri (*Strate de Hârja*). Brecia sării, ce apare în legătură cu sareea, se întâlnește peste conglomeratele verzi dela confluența Pârâului Dălhătaș cu P. Coza, unde prezintă puternice izvoare de H_2S . Miocenul se întinde pe V. Putnei dela Tulnici până la confluența cu P. Mocearul din Jos.

3. Zona neogenă. În regiunea studiată Zona neogenă, ce mărginește la E zonele Flisului, este constituită din formațiuni ce aparțin Oligocenului, Aquitanian-Burdigalianului (*Strate de Hârja*) și Helvețianului (*Orizontul cenușiu*).

Oligocenul este reprezentat numai prin orizontul superior, constituit din disodile superioare, menilite superioare și conglomerate cu elemente verzi. Apare la Tulnici, la W de P. Satului, pe o zonă lungă de 2 km și lată de 200 m.

Stratele de Hârja constituie o fașie situată la W de Zona neogenă.

Tectonica

Cele trei mari unități geologice amintite corespund la tot atâtea unități tectonice.

I. Pânza de Tarcău. În Nordul regiunii studiate, cam pe paralela Soveja, aflându-ne într'o zonă de scufundare axială a Zonei marginale, Pânza de Tarcău înajintează până la marginea de E a acestei zone, pe care o și depășește, luând contact cu Zona neogenă. Pânza se retrage apoi pe la Pichetul de Iarnă, V.



Lepșei, M. Macraideu, N Vf. Mesteacăn până pe paralela M. Coasta Lepșei. Spre S, cam la nivelul M. Coasta Buniului, pârâza înaintează din nou 2 km, apoi se retrage spre izvoarele Putnei. Pârâza ia contact cu diferiți termeni ai Autohtonului: cu Miocenul, la Pichetul de Iarnă, cu menilitile superioare, în D. Greșului, cu Eocenul; la N de Piscul Piatra Albă și pe P. Lepșa Iaurușului, cu orizontul menilitelor superioare între P. Soroș și Buniu, ceea ce denotă că, independent de laminări, trebuie să admitem un relief al Autohtonului înainte de formarea Pârâiei de Tarcău.

Cutele Pârâiei de Tarcău. S-au putut deosebi în cuprinsul pârâiei două cutie anticlinale principale: anticlinalul P. Lupchian — W Pichetul Piatra Scrisă, care are sămburele constituit din Strate de Lupchianu (inferioare Stratelor cu Inocerami) în bazinul Oituzului, iar flancurile din Strate cu Inocerami și Gresie de Tarcău, și anticlinalul Întărcațoarea (V. Cașinului) — Pichetul de Iarnă, cu sămburele constituit din Strate cu Inocerami. Acest anticlinal separă Zona Gresiei de Tarcău, care se întinde spre W de Zona de Piepturi — Puica, ce rămâne la E. Amploarea șariajului este de ordinul a 16 km, întreaga Zonă marginală fiind depășită de Pârâia de Tarcău.

2. **Zona marginală.** În V. Putnei, Zona marginală prezintă o supradică axială marcată prin retragerea Pârâiei de Tarcău, la W de vechea frontieră. Aceasta se poate divide în două subzone: Subzona marginală internă și Subzona marginală externă.

Cutele Zonei marginale. Subzona marginală externă este constituită din trei cutie anticlinale de ordinul 2, care, considerate în ansamblu, formează anticlinoriumul Coza, în general deversat către E. Acest mare anticlinal se amorsează în V. Dragomirei și se afundă la fundul Tișitei și Cozei, constituind un periclin la care iau parte M. Condratu, D. Negru și D. Tichertu. Cele trei cutie anticlinale le-am denumit precum urmează: anticlinalul P. Streiu — P. Cristian, anticlinalul Tisarul Mic și anticlinalul Plaiul Fața Mare.

Anticlinalul P. Streiu — P. Cristian are sămburele constituit din Strate de Streiu, cel mai vechi orizont al Flișului marginal. Flancurile sunt constituite din Strate de Tisarul, cu înclinări de 40—50° spre W. Stratele de Tisarul de pe flancul de E formează hogbackul Tisarul Mare — La Grădină, decupat în vreo 7 căpriori.

Anticlinalul Tisarul Mic, ce se dezvoltă la W de primul, are sămburele constituit din Strate de Tisarul, iar flancurile din Strate de Cașin.

Anticlinalul Plaiul Fața Mare, ce se dezvoltă la E de anticlinalul P. Streiu, are în ax Strate de Tisarul, spre S, iar în V. Putnei, unde se afundă, Strate de Bucias.



Sinclinalul La Geamăna se dezvoltă între anticlinalele P. Streiu și Plaiul Fața Mare și are umplutura constituită din conglomerate cu elemente verzi și din Miocen: se ridică axial spre S, iar spre N vine în contact cu subunitatea Mocearu.

Subzona marginală internă este constituită din 3 cute anticlinale:

Anticinalul Poiana Mărului are sămburele constituit din Eocen de Facies Greșu. Acest anticinal reprezintă perechea anticinalului P. Cernica—Dealul Suri, din bazinul Slănicului și Oituzului.

Cuta-falie Pârâul Alb, ce are în ax orizontul superior al Eocenului dezvoltat în Facies de Greșu.

Anticinalul Plaiul Noveselor — Piscul cu Paltini are în ax Strate de Cașin, iar flancurile sunt constituite din Strate de Greșu. Acest anticinal se dezvoltă la S de Pùtna și are o direcție NE—SW până pe paralela Pârâului Sburături, după care suferă o inflexiune spre SE, ajungând în Piscul cu Paltini.

Sinclinalul Tabla se dezvoltă între anticinalul Poiana Mărului și anticinalul Plaiul Noveselor și are umplutura constituită din conglomerate cu elemente verzi, reprezentând corelativul sinclinalului Hârja—Poiana Sărătă de pe V. Oituzului.

Zona marginală, considerată în ansamblu, constituie Autohtonul Pânzei de Tarcău, cu care vine în contact dealungul unui plan de șariaj la N și W; la E vine în contact ezitant cu Zona neogenă, aşa cum se observă la confluența Pârâului Coza cu P. Dălhătașu sau pe P. Putna.

Intre V. Cozei și V. Sușiței se întâlnesc două petece de acoperire: Muncelus și Mocearu—Omagu.

Petecele Muncelus este constituit din Eocen superior și Oligocen și repausă pe Stratele de Hârja.

Petecele Mocearu—Omagu este constituit din Oligocen și stă peste Stratele de Hârja între Gura Mocearului și comuna Tulnici, la N, peste flancul NW al sinclinalului Geamăna, la W se sprijină pe flancul de E al anticinalului P. Streiul, iar la E peste Stratele de Hârja.

Nu se poate preciza dacă aceste petece fac parte dintr-o pânză mai internă sau dacă nu cumva au fost rabotate ca lame de șariaj de către Pânza de Tarcău în mersul ei către E.

3. Zona neogenă. Zona neogenă se dezvoltă la Estul unităților Flișului și se caracterizează din punct de vedere structural printr'o serie de cute-falii. La W vine în contact ezitant cu Subzona marginală externă sau după un plan de șariaj cu petele de acoperire Mocearu—Omagu.

La 3 km E de bordura Flișului, în Zona neogenă, apare cuta faliată Tulnici, cu Oligocen superior în sămbure, înconjurată de brecia sării cu elemente verzi și blocuri de Oligocen.



BIBLIOGRAFIE

1. MACAR PAUL. Principes de Géomorphologie normale. Liège, 1946.
2. ȘTEFĂNESCU GR. Raport sumar asupra lucrărilor Biroului geologic în campania anului 1884, către Ministerul Lucrărilor Publice. *Anuarul Biroului Geologic*, Anul II, Nr. I, București, 1885.
3. ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Teză de doctorat, Lille, 1897.
4. ATHANASIU SAVA. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *Rap. an. activ. Inst. Geol. Rom.*, 1 Aprilie 1908—1 Ianuarie 1910, Buc., 1913.
5. GROZESCU H. Comunicare preliminară asupra Munților Vrancei și Neogenului din jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV (1912—1913), București, 1915.
6. MATEESCU ȘT. Structura geologică a Flișului din Valea Putnei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—1929), București, 1930.
7. MURGEANU GH. și FILIPESCU M. Subcarpații între Cașin și Zăbala. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXI (1932—1933) București, 1937.
8. DUMITRESCU I. La Nappe du Grès de Tarcău, la Zone marginale et la Zone néogène. entre Cașin et Putna. *C. R. Inst. Géol. Rom.* Tome XXIX (1940—41) București 1948.

— ION DUMITRESCU. — Cercetări geologice asupra Flișului din Valea Oituzului.

Regiunea studiată este încadrată la N de localitatea Băile Slănic și coama de despărțire a apelor Slănicului de ale Oituzului, la E de marginea regiunii muntoase ce trece prin comuna Grozești și punctul Sticlăria (V. Curiței), la SE de o linie care, plecând din Vf. Dobri (1.158 m), ar trece prin Plaiul Fata Moartă și D. Lacului, și, în sfârșit, la W, de o linie ce ar trece prin cătunul Oituz și Muntele Chișauș (1.270 m).

Stratigrafia

In regiunea studiată se pot deosebi două unități geologice, din care una superioară, denumită Pânza de Tarcău, și alta inferioară, Zona marginală, constituite din formațiuni cretacice superioare și paleogene, desvoltate în facies de Fliș și formațiuni neogene. Regiunea, din punct de vedere tectonic, fiind axial mai scufundată decât regiunea Văii Putnei de mai la S, se pretează mai bine decât aceasta la studiul Pânzei de Tarcău, care are o poziție superioară față de Zona marginală ce funcționează drept Autohton.

I. **Pânza de Tarcău.** Unitatea Pânzei de Tarcău este alcătuită din formațiuni senoniene și paleogene. După caracterul petrografic al Eocenului, care variază lateral, se pot distinge trei zone stratigrafice, care se succed dela W la E, și anume: Zona Gresiei de Tarcău, Zona de Puica și Zona de Leșuṇt.



Senonianul este reprezentat prin două orizonturi: Stratele de Lupchianu, la partea inferioară, și Stratele cu Inocerami, la partea superioară.

Stratele de Lupchianu sunt constituite din marne roșii, verzi și pătate, cu rare urme de Fucoide mici, cu intercalări de marne calcaroase pătate, străbătute de diaclaze umplute cu calcit. Apar la gura P. Lupchianu, pe P. Brezaia și în bazinul Slănicului, la fundul P. Dobrului. Acești orizonte se situează între Stratele cu Inocerami și Șisturile Negre, reprezentând partea cea mai superioară a Șisturilor Negre.

Stratele de Lupchianu au fost descrise pentru prima dată de HERBICH, în 1878, sub denumirea de marne roșii și verzi — « rothe und grünliche, auch gefleckte Mergel » — și sunt înglobate cu alte orizonturi, sub denumirea de gresie cretacică carpatică mai nouă — « Jüngerer Kreide Karpathen-sandstein » (2, profil pag. 220 și p. 217, 218).

In 1879, PAUL și TIETZE menționează aceste marne roșii, pe care le cuprind în denumirea comprehensivă de Strate de Ropianca — « Ropianka-Schichten » — de vîrstă cretacic-inferioară (3, p. 203).

Cu același înțeles, de Cretacic inferior, a fost întrebuințată această denumire, în 1900, de I. BÖCKH (6, p. 89), în 1903 de UHLIG (7, harta) și în 1911 de I. POPESCU-VOIȚEȘTI (9, p. 381 și tabela 1).

S. ATHANASIU, în raportul pe anul 1908—1909, remarcă asemănarea marnelor roșii și verzi ale cercetătorilor anteriori cu Stratele de Tisaru din V. Putnei și vede în ele un echivalent al Stratelor de Audia (Cretacic inferior), (10, p. XXXI și XXXII).

In 1911, MRAZEC și POPESCU-VOIȚEȘTI, în lucrarea lor asupra pânczelor Flișului carpatic, menționează marnele roșii-cărămizii din V. Oituzului și le atribue, pentru prima dată, Senonianului (11, p. 538). Ele sunt considerate de acești autori că aparțin stratigrafic Pânzei Gresiei de Șiriu, reprezentând din punct de vedere tectonic flancul ei invers laminat (11, p. 543).

In 1923, Prof. G. MACOVEI și I. ATHANASIU paralelizează aceste strate cu Stratele de Tisaru din V. Putnei, însă, spre deosebire de S. ATHANASIU, le atribue vîrsta senonian-inferioară (12, p. 32).

După părerea noastră, acest orizont se situează între Stratele cu Inocerami și Șisturile Negre, reprezentând partea cea mai superioară a Șisturilor Negre și sunt sincrone numai cu partea inferioară a Stratelor de Tisaru, care aparțin însă Senonianului Autohtonului.

Stratele cu Inocerami sunt constituite dintr-o alternanță de marne cenușii cu Fucoide și calcare cu spicule de Spongieri, cu hieroglife, în parte curbicorticale. Atât calcarele, cât și marnele, sunt străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcit. Către partea superioară a orizontului se întâlnesc gresii micacee, dispuse în plăci, și gresii de tip Tarcău, cu elemente verzi la baza bancului. Singurele resturi organice întâlnite în acest orizont, pe lângă Fucoide mici și Fucoide mari în marne, sunt două fragmente de



Inocerami nedeterminabili, găsiți într'o gresie calcaroasă, curbicorticală, la fundul P. Brezaia (W Poiana Sărătă).

In lucrările mai vechi ale lui HERBICH (2, profil p. 220 și p. 217 și 218) PAUL și TIETZE (3, p. 203) și O. BÖCKH (6, p. 89 și următoarele), acest orizont nu a fost descris ca atare, ci înglobat, fie în grupa gresiilor cretacice mai noi (Jüngerer Kreide Karpathen-sandstein) a lui HERBICH, fie în denumirea de Strate de Ropianca (Ropianka-Schichten) a lui PAUL și TIETZE. Prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU l-au descris pentru prima dată, ca atare, în 1923, paralelizându-l cu stratele din bazinul Bistriței, în care se găsesc Inocerami mari (12, p. 32).

(Senonianul constituie termenul inferior al pânzei; Stratele de Lupchianu se găsesc numai pe V. Oituzului în Zona Gresiei de Tarcău, iar în celelalte zone ale pânzei Senonianul este reprezentat numai prin Stratele cu Inocerami.

Eoceneul. Eocenul Pânzei de Tarcău se prezintă sub trei faciesuri: Faciesul Gresiei de Tarcău, Faciesul intermediar de Puica și Faciesul calcaros de Leșuṇṭ.

Faciesul Gresiei de Tarcău este constituit, ca și în M. Vrancei, din trei orizonturi: orizontul inferior, constituit din Gresie de Tarcău; orizontul mediu, alcătuit dintr-o alternanță de argile roșii cu pachete de strate gresoase, și orizontul superior, format din argile disodilice și gresie de tip Tarcău. Disodilele se pot observa la gura P. Predicator (cătunul Oituz).

Facieșul de Puica, reprezintă faciesul intermediar între Faciesul Gresiei de Tarcău și Faciesul calcaros de Leșuṇṭ, în constituția căruia apar intercalații marno-calcaroase care alternează cu pachete de strate gresoase. Se pot distinge două orizonturi: orizontul inferior și orizontul superior.

Orizontul inferior este constituit dintr-o alternanță de pachete gresoase cu pachete de strate marno-calcaroase. Pachetele de strate gresoase sunt în număr de patru, dintre care primele două au până la 10 m grosime, iar ultimele, 60—70 m fiecare. Ultimul pachet este mai nisipos și relativ bogat în Nummulotide (P. Ungureanu). Intercalațiiile marno-calcaroase, constituite din marno-calcare nisipoase, curbicorticale, prezintă conglomerate cu elemente verzi la partea inferioară a stratului, conglomerate bogate în Foraminifere: Pe suprafața marno-calcarelor se văd resturi de Lamellibranchiate și dinți de Squali. Pe lângă aceste calcare se mai remarcă gresii calcaroase, foarte micacee, în plăci, și marne cu Fucoide. La baza orizontului se întâlnescete, în anumite regiuni, cum ar fi pe versantul de E al Dealului Puica și în Plaiul groapa Zâmnitelor, o gresie silicioasă verde, asemănătoare cu Gresia de Lucăcesti. De obicei, orizontul inferior începe cu un conglomerat calcaros cu elemente verzi și fragmente de Melobesiee (gura P. Piua, V. Oituzului). Pe P. Iord-



gatu am găsit pe suprafața unei gresii curbicorticale un exemplar de *Palaeodictyon*. Ca și în faciesul Gresiei de Tarcău, intercalațiile marnoase au uneori concrețiuni de tipul Septariilor, iar pachetele gresoase, concrețiuni gresoase.

Orizontul superior (Eocen superior) este constituit din argile roșii, verzi sau pătate, argile cenușii, cu intercalații de marne cu Fucoide, gresii calcaroase cu hieroglife și gresii micacee în plăci. La partea superioară a acestui orizont se individualizează Gresia de Lucăcești, care este verzuie, silicioasă, slab micacee, și se prezintă în bancuri. Acest orizont, exclusiv Gresia de Lucăcești, este denumit de I. ATANASIU «Strate de Plop» (16, p. 6).

Faciesul de Leșunț. Eocenul desvoltat sub acest facies este constituit în majoritate din depozite calcaroase cu intercalații de strate gresoase de tip Tarcău, numai de câțiva metri. Ca și în faciesul precedent, se pot deosebi două orizonturi: orizontul inferior și orizontul superior.

Orizontul inferior are ca element caracteristic calcarele de tip Pasieczna, de coloare gălbuiu, fine, aproape lithografice, cu urme de Fucoide și uneori cu zone mai detritice. În ele apar accidente silicioase de tip «chailles». Calcarele trec deseori, la partea inferioară, la conglomerate verzi, bogate în Foraminifere. Intercalațiile gresoase, de tip Tarcău, se reduc la câțiva metri și se întâlnesc aproximativ la mijlocul orizontului.

Orizontul superior este identic cu acela din Faciesul de Puica, numai că grosimea lui pare să fie mai mare. Se poate observa mai bine la confluența P. Cosmii cu P. Hășman. Faciesul denumit de noi Facies de Leșunț a fost descris pentru prima dată de TEISSEYRE sub denumirea de Strate de Tg. Ocna, considerate de vîrstă oligocen-inferioară — eocen-superioară (5, p. 617—644 și profile).

Oligocenul. Oligocenul Pânzei de Tarcău este constituit din patru orizonturi: Gresia de Fierăstrău, menilite și marne calcaroase, bituminoase, șisturi disodilice și Gresia de Kliwa și se găsește desvoltat sub acest facies numai în Zona de Puica și Zona de Leșunț; în Zona Gresiei de Tarcău n'a fost întâlnit Oligocenul desvoltat sub acest facies.

Orizontul Gresiei de Fierăstrău este constituit dintr'un complex marno-calcaros șistos, cu intercalații de gresii calcaroase, curbicorticale, glauconitice și o gresie calcaroasă albă, în bancuri asemănătoare Kliwei, dar care face efervescență cu acid clorhidric, pe care am denumit-o «Gresia de Fierăstrău» (cătun pe V. Oituzului, la gura P. Leșunț). Șisturile marno-calcaroase, care sunt bine desvoltate în Zona de Leșunț, în Zona de Puica sunt aproape complet înlocuite prin Gresia de Fierăstrău.

Orizontul menilitelor și marnelor calcaroase este constituit la bază din menilite, iar la partea superioară din marne cal-



caroase bituminoase cu rare intercalații de disodile și de o gresie albă, cu ciment argilos.

Orizontul șisturilor disodilice este constituit din depozite argiloase, foioase, bituminoase, cu suprafață acoperită de rozete de gips și o pulbere gălbui-roșcată de sulfat de fer.

Orizontul Gresiei de Kliwa reprezintă termenul rămas cel mai nou al Oligocenului Pânzei de Tarcău. Succesiunea completă a Oligocenului pânzei nu poate fi cunoscută în regiunea studiată, deoarece limita superioară a seriei este o limită impusă de eroziune. Întrucât Oligocenul Autohtonului mai prezintă, peste orizontul Gresiei de Kliwa, un orizont gros de circa 200 m de șisturi disodilice și menilite superioare, suntem de părere că lipsa lui în regiunea noastră nu este stratigrafică, ci este vorba de o lacună de eroziune, afară numai dacă nu cumva am avea o variație de facies laterală a Oligocenului superior.

2. Zona marginală. A doua mare unitate geologică, situată la E de unitatea Pânzei de Tarcău, este Zona marginală, constituită din depozite eocene oligocene și miocene.

Eoceneul. În V. Oituzului, Zona marginală suferă o scufundare axială, marcată prin înaintarea Pânzei de Tarcău până la marginea de E a Flișului. Din această cauză, Eocenul nu apare la zi decât într-o singură cută « Anticlinalul P. Cernica—Dealul Suri », situată în semi-fereastra Slănic—Hârja, fiind reprezentat numai prin partea superioară a orizontului inferior și prin Eocenul superior, constituit din argile roșii, argile verzi și Gresie de Lucăcesti.

Oligocenul. Oligocenul este desvoltat cu aceleași caractere ca și în V. Putnei, adică este constituit din patru orizonturi: orizontul menilitelor inferioare și marnelor calcaroase bituminoase, orizontul disodilelor inferioare, orizontul Gresiei de Kliwa și orizontul disodilelor și menilitelor superioare, o grosime totală de 600—650 m. Primele două orizonturi se găsesc numai în partea de W a regiunii, pe flancurile anticinalului P. Cernica—Dealul Suri și în sămburii anticinalelor secundare ale anticinalului Plaiul Runcului—Dealul Păcuri, de pe P. Haloș și P. Rotăriei. Marnele bituminoase de pe P. Rotăriei și de pe P. Haloș prezintă cochilii de Lamellibranchiate, remarcate pentru prima dată de J. V. MATYASOVSKY în 1887 (4) în bazinul Haloșului, sub formă de blocuri foarte apropiate de Piscul Runcul Mare. Deși nu a văzut roca *in situ*, bănuște că aceste blocuri cu fosile ar proveni dintr-o intercalătie în șisturile menilitice.

Miocenul. Miocenul este reprezentat în Zona marginală numai prin Stratele de Hârja.

Stratele de Hârja constituie cele mai noi depozite întâlnite în Zona marginală, care se aştern peste orizontul disodilelor și menilitelor superioare, și nu peste orizontul Gresiei de Kliwa, cum greșit s'a crezut. Aceste strate sunt alcătuite dintr'un complex detritic, marno-gresos conglomeratic, cu roce de concentrație chimică în baza sa, ca gips și sare. În legătură cu sareea apare brecia sării, o formăție sedimentară constituită dintr'o matrice cenușie marno-argiloasă, care conține, disseminate în desordine, mai ales elemente de șisturi verzi și calcare cu Nummuliți mari; deasemenea se mai observă în brecie și gips secundar, eflorescențe și cruste de sare. Brecia sării apare bine dezvoltată la marginea de E a Zonei marginale, la Grozești; se întâlnește și în interiorul Zonei marginale la fundul Văii Leșunțului (Poiana Buții). Depozitele detritice sunt reprezentate prin conglomerate verzi cu ciment constituit din carbonat de calciu sau gips, marne roșii, gresii cu elemente verzi, gresii feldspatice cu aspect mollasic (Gresia de Condor) și marne cenușii. Stratele de Hârja constituie în bazinul Oituzului și Slănicului sapte zone: zona I, pe P. Slănicului, în aval de confluența cu P. Pescarului; zona a II-a, pe P. Dobrului; zona a III-a, pe P. Cernica; zona a IV-a, care este cea mai bine dezvoltată, constituie sinclinalul Hârja—Poiana Sărătă; zona a V-a se întâlnește la W de Coama lui Martin, care de fapt constituie flancul de E al anticlinalului Plaiul Runcului—D. Păcuri și care în D. Păcuri se întâlnește cu sinclinalul Hârja, acoperind capătul de N al acestui anticlinal; Zona a VI-a se observă la W de D. Leșunțului, iar a VII-a, la marginea de E a Zonei marginale (E Dealul Leșunț) care pe sub D. Leșunț se unește cu zona a VI-a dela W. Stratele de Hârja sunt legate stratigrafic și tectonic de Zona marginală. În Bazinul Oituzului ele sunt mai bine dezvoltate ca în Vrancea de N, datorită faptului că în acest sector Zona marginală suferă o scufundare axială, pe când în Bazinul Putnei, Zona marginală se ridică axial, dând posibilitate eroziunii să îndepărteze sedimentele mai noi.

Primele relații asupra Miocenului din regiunea Flișului Văii Oituzului sunt datorite lui STACHE și datează din anul 1863. Ele sunt foarte sumare și se referă la depozitele miocene dela Poiana Sărătă (1, p. 290). Studii mai detaliate întâlnim în lucrările lui TEISSEYRE din anul 1897, pentru care sareea din Fliș avea două vârste, și anume: o sare de vîrstă paleogenă «Paleogene Salzthon-Facies» ca aceea dela marginea Flișului, iar altă sare de vîrstă miocenă «Miocene Salzformation» ca aceea dela Hârja (5, p. 569—577).

In ceeace privește poziția tectonică a Miocenului din Fliș, L. MRAZEC și I. POPESCU-VORTEȘTI, în 1910, sunt de părere că Miocenul dela Hârja reprezintă o fereastră în Pânza marginală (8, p. 83).

In 1923, G. MACOVEI și I. ATANASIU arată că Miocenul dela Hârja nu poate fi privit ca o fereastră a Pânzei marginale, ci ca sinclinale de Miocen prinse între cutile anticlinale ale Zonei marginale (12, p. 53).



In 1934, G. MACOVEI și D. M. PREDA consideră sinclinalul dela Hârja ca stând normal peste Pânza marginală, iar Miocenul de pe Pârâul lui Stroe ca apărând în fereastră de sub Pânza marginală (14, harta).

In anul 1941, noi am arătat că Miocenul din Zona marginală, împreună cu sarea, se găsește în poziție normală peste Oligocenul reprezentat prin orizontul superior constituit din disodile și menilite superioare și aparține, atât stratigrafic, cât și tectonic, Zonei marginale. El apare în ferestre numai față de Pânza de Tarcău, nu și față de Zona marginală, contrar părerii lui L. MRAZEC și I. POPESCU-VOIȚEȘTI, din 1910 și în parte a lui G. MACOVEI și D. M. PREDA din 1934 (15).

In anul 1943, I. ATANASIU este de părere că Miocenul care se găsește în domeniul Pânzei marginale se prezintă din punct de vedere tectonic sub două aspecte: 1. Miocen intramarginal, care stă normal peste Gresia de Kliwa, ce reprezintă, după acest autor, termenul final al Oligocenului (Cuveta Hârja—Poiana Sărată) și 2. sedimente miocene care ar apărea în ferestre și deci nu aparțin Pânzei marginale (16, p. 22).

Limita superioară a Stratelor de Hârja nu este o limită stratigrafică, ci o limită de eroziune, aşa că nu ne putem da seama dacă ele reprezintă termenul cel mai nou depus în marea miocenă de pe amplasamentul carpatic, sau dacă nu cumva lipsesc orizonturile mai noi (orizontul cenușiu), din cauza eroziunii care a existat înainte de formarea Pânzei de Tarcău.

Tectonica

Cele două unități geologice amintite corespund la două unități tectonice: Pânza de Tarcău și Zona marginală.

I. Pânza de Tarcău. Pânza de Tarcău, după faciesurile Eocenului, o putem împărți în trei zone: Zona Gresiei de Tarcău, Zona de Puica și Zona de Leșuști.

Cu toate că aceste zone nu le găsim în continuitate, pe teren, ci răzlețite din cauza eroziunii, dat fiind faptul că stau peste același Autohton, ele constituie un tot unitar: Pânza de Tarcău.

Incepând dela confluența P. Pescarul cu P. Slănicului și până la Înțărătoare (V. Cașinului), Pânza de Tarcău, reprezentată prin Zona Gresiei de Tarcău, încalcă continuu Zona marginală.

Pânza ia contact cu diferenți termeni ai Autohtonului: cu Miocenul la confluența P. Pescarului cu P. Slănicului, la fundul Pârâului Dobrului, pe Oituz, pe P. Fata Moartă; cu Gresia de Kliwa în Plaiul Runcului sau cu menilitele superioare, ceeace denotă că trebuie să presupunem un relief al Autohtonului

anterior formării pânzei. Pânta prezintă două cute în care apare Senonianul: anticlinialul W Muntele Cernica—Gura P. Lupchianu, ce se continuă până la fundul Iaurușului (V. Putnei) și anticlinialul E gura Caraslăului W Muntele Ratkottyașt (1130):

In fața marginii continue a pânzei se remarcă următoarele petece de acoperire:

Peteul D. Puica—Vf. Ungureanu este constituit din Senonian (Strate cu Inocerami), Eocene de facies Puica și Oligocen. El șepăuzează peste Stratele de Hârja, dela fundul Leșunțului, dela W de Coama lui Mațin, dela N de anticlinialul Plaiul Runcului—D. Păcufi și peste orizontul superior al Oligocenului de pe flancul de W al anticlinialului Hărâncelul—D. Manașcu, din semi-fereastra Fierăstrău.

Peteul D. Arșiței—D. Leșunțului—Vf. Pietrei, este constituit din Strate cu Inocerami, Eocene de facies Leșunț și Oligocen, și stă peste Strate de Hârja. În partea de NW este încălcăt de marginea de E a peteului D. Puica—Vf. Ungureanu, iar în partea de NE ia contact cu lama de șariaj D. Albert—D. Lăzăroaie.

2. Zona marginală. În V. Oituzului, Zona marginală suferă o scufundare axială, marcată prin înaintarea Pânzei de Tarcău până la marginea Flișului, ca și prin desvoltarea, în toată plenitudinea, a termenilor superioiri ai Autohtonului. Cu toată această scufundare axială, Autohtonul apare la zi în două semi-ferestre: semi-fereastra Slănic—Hârja la W, și semi-fereastra Fierăstrău la E, datorită eroziunii intense a Văii Oituzului, care s-ar explica prin nivelul de bază scăzut dela Onești, ce reprezintă un nod hidrografic important, deoarece acolo se adună apele a trei mari râuri: Cașinul, Oituzul și Tazlăul.

S'au distins patru cute anticlinale, dintre care trei în semi-fereastra Slănic—Hârja, și anume: anticlinialul Plaiul Dobrului, anticlinialul P. Cernica—D. Suri și anticlinialul Plaiul Runcului—D. Păcurari, și o cută anticlinală în semi-fereastra Fierăstrău: anticlinialul Hărâncelul—D. Manașcu.

Anticlinialul Plaiul Dobrului are axul constituit din Gresie de Kliwa; pe flancul de W al acestui anticlinial se găsește desvoltat Miocenul situat în aval de confluența P. Pescarul cu P. Slănicului. Pe flancul de E al acestui anticlinial, cam la limita dintre orizontul Grăsiei de Kliwa și orizontul disocialelor și menilitelor superioare, se află izvoarele minerale dela Slănic.

Anticlinialul P. Cernica—D. Suri are în sămbure Strate de Greșu, iar flancurile din Oligocen.

Anticlinialul Plaiul Runcului—D. Păcuri, la S, se descompune în două anticlinale secundare, care au în ax Gresia de Fierăstrău. La N de V. Oituzului, în D. Păcuri, anticlinialul se afundă sub Stratele de Hârja, apoi este acoperit de peteul D. Puica—Vf. Vrânceanu—Vf. Ungureanu.



Sinclinalul P. Dobrului se desenează între anticlinalul Plaiul Dobrului și anticlinalul P. Cernica—D. Suri și are umplutura constituită din Strate de Hârja.

Sinclinalul Hârja — Poiana Sărătă se desvoltă între anticlinalul P. Cernica—D. Suri la W și anticlinalul Plaiul Runcului—D. Păcuri la E; în umplutura acestui sinclinal s'au păstrat în modul cel mai complet Stratele de Hârja.

Anticlinalul Hărăncelul — D. Manașcu, la S, în V. Cașinului, are în ax Eocen superior, iar spre N axul este constituit din Gresie de Kliwa. La N, în semi-fereastra Fierăstrău (V. Leșunțului) are flancul de W acoperit de petecul D. Puica, iar flancul de E acoperit de petecul D. Arșiței—D. Leșunț. În V. Oituzului, acest anticlinal se afundă în comuna Fierăstrău sub Stratele de Hârja, apoi este acoperit de petecul D. Leșunț — V. Pietrei.

Sinclinalul Plaiul Măguricii se desvoltă între anticlinalul Plaiul Runcului la W și anticlinalul Hărăncelul — D. Manașcu la E; spre N, acest sinclinal este acoperit de petecul D. Puică—Vf. Ungureanu.

Este demn de relevat că primul profil geologic în care se reflectă concepția pânzelor de șariaj în țara noastră este profilul Flișului de pe V. Oituzului, datorit profesorilor MRAZEC și POPESCU-VOIȚEȘTI, ce datează din anul 1910 (8, p. 43). Din acest profil reiese că Pârâna Gresiei de Uzu (Tarcău) se întinde la W de Poiana Sărătă, iar Pârâna marginală s'ar întinde dela Poiana Sărătă până la Grozești și ar fi formată din mai mulți solzi, prin recutare și fenomene de răbotaj. De sub Pârâna marginală ar apărea în ferestre depozitele miocene dela Hârja.

Cu 20 ani mai târziu, în 1930, prof. G. MACOVEI publică un profil geologic pe V. Oituzului, în care se remarcă o încălcare a Senonianului peste Zona marginală (13, p. 43).

BIBLIOGRAFIE

1. STACHE GUIDO u. HAUER FR. Geologie Siebenbürgens, Wien, 1863.
2. HERBICH FR. Das Széklerland (mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile und paläontologisch beschrieben) *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. V. Budapest, 1878.
3. PAUL C. M. u. TIETZE E. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXIX. Wien, 1879.
4. MATYASOVSKY J. v. Gutachten über das Petroleum-Vorkommen in der Umgebung von Sósmező. *Ung. Montan-Industrie-Zeitung III. Jahrg.*, Budapest, 1887.
5. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol R.-A.* Bd. XLVII, Heft 4, Wien, 1898.
6. BÖCKH JOHANN. Die geologischen Verhältnisse von Sósmező und Umgebung. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XII, Budapest, 1899.
7. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
8. MRAZEC L. L'industrie du pétrole en Roumanie. Les gisements de pétrole. Buc., 1910.
9. POPESCU-VOIȚEȘTI I. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Géétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, Buc., 1911.



10. ATHANASIUS SAVA. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom.* 1908—1909. Buc., 1913.
11. MRAZEC L. și POPESCU-VOITEȘTI I. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. 1911, Buc., 1914.
12. MACOVEI G. și ATANASIU I. Câteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea Văilor Slănicului și Oituzului (Moldova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923), Buc., 1923.
13. MACOVEI G. Die Erdöl-Gas- und Asphaltlagerstätten Rumäniens. In *Engler-Höfer: Das Erdöl*, Leipzig, 1930.
14. MACOVEI G. et PREDA D. M. Sur la structure géologique et les richesses minières du Bassin du Trotuș (Dép. de Bacău). *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. III, Buc., 1937.
15. DUMITRESCU I. La Nappe du Grès de Tarcău, la Zone marginale et la Zone néogène entre Cașin et Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tom. XXIX (1940—41), Buc., 1948.
16. ATANASIU I. Les Faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, Buc., 1943.

Şedința din 4 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— S. ȘTEFĂNESCU. — Prospecțiuni electomagnetiche prin metoda « Turam » în regiunea Altân-Tepe (Tulcea) ¹⁾.

Şedința din 7 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— MIRCEA PAUCĂ. — Cercetări geologice în Saliferul dela Curbura de SE a Carpaților.

Depozitele miocene presarmațiene din regiunea dela curbura Carpaților au făcut obiectul a numeroase cercetări mai vechi (Gr. ȘTEFĂNESCU, MRAZEC, TEISSEYRE, etc), precum și al altora mai noi (GROZESCU, MATEESCU, etc.). Acele lucrări se refereau însă, fie numai la unele părți din regiunea studiată în acest an, fie la unele unități geologice învecinate, dar intrău și în regiunea care a făcut obiectul preocupărilor noastre. În plus, ea n'a făcut obiectul unui studiu destul de amănunțit pentru rezolvarea sau măcar pentru punerea problemelor ce caracterizează această regiune, probleme deosebite de acelea ale regiunilor învecinate.

După ce în anii trecuți avusesem ocazia să cunosc depozitele salifere cuprinse între Trotuș și Putna, anul acesta m'am restrâns la cercetarea depozitelor

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



cuprinse între Putna și Zăbala—Milcov. Într'adevăr, problemele tectonice care se pun aci sunt întrucâtva deosebite de acelea care se pun în regiunile situate mai la N și la S de aceste râuri, ca o consecință a pozițiilor pe care le ocupă unitățile tectonice învecinate, anume zona Flișului în W, dar mai ales diferitele compartimente ale Vorlandului, în E.

Astfel delimitată, regiunea corespunde unei puternice ridicări transversale a zonei salifere. Ea este cuprinsă între depresiunea tectonică din regiunea masivului Monteoru, în care Flișul înaintează mult spre E, ca o consecință a unei puternice scufundări transversale față de direcția cutelor carpatici și a scufundării deasemenea pronunțată dela N de Putna, scufundare care culminează cu prezența depozitelor sarmato-meoțiene, pe Sușița, în plină zonă saliferă.

Cunoașterea acestei regiuni rămăsese destul de incompletă pentru următoarele două motive:

1. Interesul economic secundar pe care îl prezinta ea pe atunci în comparație cu alte regiuni, și
2. Problemele stratigrafice și tectonice deosebit de dificile, datorită lipsei totale de macrofosile caracteristice, a unei tectonice din cele mai complicate și nu mai puțin numeroase alunecări mari care o caracterizează.

Stratigrafia. În afară de etajele care aparțin Saliferului, în regiune apar și depozite de vîrstă paleogenă. Paleogenul a fost recunoscut, sub formă de șisturi menilitice și disodilice, mai întâi de către Șt. MATEESCU pe P. Algheanului, la Vrâncioaia și apoi de M. PAUCĂ la N de Năruja. Pe acestea din ultima localitate le cunosc și R. CIOCÂRDEL și O. BOLGIU, dar ei le atribue cunoșcutelor șisturi calcaroase cu bitumen, care apar în legătură cu gipsul helvețian. Pe lângă condițiile tectonice în care apar și faciesul lor care nu poate fi confundat cu acela al șisturilor bituminoase din Helvețian, aceste șisturi conțin și numeroase resturi de Pești cunoscute de mult din Oligocen.

Problema stratigrafică cea mai importantă din regiune este aceea a orizontării unui complex de roce detritice cu aspect destul de monoton, a cărui grosime se ridică până la 2.000 de metri. Tectonica complicată nu permite să ne dăm seama care sunt rocele salifere de vîrstă cea mai veche. Aceste roce nu pot fi văzute, după cum s'a presupus în trecut, nici măcar pe marginea de W, unde întreaga zonă este încălecată de Fliș. De altfel, limita inferioară a depozitelor salifere trebuie să corespundă în această regiune unei importante discordanțe tectonice și nicidecum unui profil care să ne arate o continuitate de sedimentație.

In profilele făcute am putut stabili următoarele patru orizonturi:

1. Orizontul greso-conglomeratic cu material de roce verzi și cu ciment argilos de coloare roșie. Acesta se prezintă cel mai bine individualizat în regiunea satelor Bârsești—Topești—Prisaca. Mai la N și mai



la S, elementele conglomeratice dispar, orizontul rămânând a fi reprezentat numai prin cimentul său argilos roșu. Formarea acestui orizont o atribuim unei faze de cutare importantă, pe care a suferit-o regiunea la începutul Miocenului.

2. **Orizontul gresos inferior** constă din gresii cu hieroglife care apar în toate porțiunile transversale ale Văilor Putna, Văsuiul, Zabala, Năruja, Milcov, etc. Ambele orizonturi formează un singur complex pe care noi îl atribuim etajului Burdigalian.

3. **Orizontul marno-gresos** cu mult gips și cu șisturi bituminoase. Acesta ocupă cea mai mare parte din regiunea studiată, formând axul a două sinclinală și a cinci cute-solzi. Vârsta sa o atribuim Helvețianului. Poziția mediană pe care o ocupă depozitele acestui orizont în raport cu restul depozitelor salifere a determinat păstrarea grosimii lor inițiale mari, care se ridică la aproximativ 1.000 metri.

In timp ce rocele etajului inferior sunt subțiate prin laminare, acelea ale etajului superior sunt reduse prin erodare. Liniștea tectonică relativă în combinație cu condițiile climatice aride au dus la depunerea mai întâi a șisturilor bituminoase care reprezintă conținutul de carbonați al apelor din lagune, și apoi al gipsurilor. Șisturile bituminoase depunându-se anterior gipsului, raporturile existente între ele — deasupra sau dedesubt — ne-au pus la îndemână un important criteriu pentru descifrarea tectonicei complicate a acestei regiuni.

4. **Orizontul gresos superior cu microfaună**, cu mult tuf dacitic și cu intercalări de marne albe cu *Spirialis*. Pe acesta, care încheie ciclul de sedimentare salifer, îl atribuim Tortonianului. În acest timp, liniștea tectonică relativă a permis desvoltarea vieții, ale cărei urme sunt chiar destul de numeroase în unele regiuni învecinate.

In regiunea dela curbură, acest orizont se întâlnește în axa unor sinclinală, dintre care două sunt mai importante. Unul din ele, cu o întindere destul de restrânsă, se găsește în regiunea dela S de Nereju, în Dealul numit «la Hambare», unde se desvoltă mult tuf dacitic verde, adeseori silicifiat. Cel de al doilea sinclinal este acela al Culmii pericarpatic, care mărginește Saliferul pe latura lui de răsărit. Această unitate morfologică, separată mai demult, se continuă pe mari distanțe și dincolo de limitele de N și de S ale regiunii studiate. Ea formează vârfurile cele mai înalte din regiune, cum sunt Răiușul (966 m), Titila (865 m), etc. Cea mai mare parte a depozitelor de această vârstă au căzut însă victimă în timpul fazei de eroziune care a avut loc imediat după depunerea lor.

Tectonica. Problemele geologice noi, care se pun în această regiune, sunt însă de natură tectonică. Astăzi suntem în situația de a descifra în bună măsură structura atât de complicată a regiunii, dându-ne seama că în inte-



riorul ei se pot distinge două stiluri tectonice, în care se pun probleme diferite.

Cu toate că aci, la curbură, cutările s-au continuat cu o intensitate mai mult sau mai puțin susținută în tot timpul Saliferului, astăzi suntem în situația de a distinge următoarele trei faze orogenice:

1. Faza burdigaliană, când au luat naștere conglomeratele poligenе dela Bârsești—Topești. Noi atribuim geneza acestor conglomerate unei faze de regresiune determinată prin ridicarea unei cordiliere de șisturi verzi și nicidecum unei transgresiuni.

2. Faza helvetician-superioară, datorită căreia depozitele atribuite Tortonianului apar discordante peste orizontul marno-gipsos. Importanța acesteia stă îndărătul celei precedente.

3. Faza tortonian-superioară reiese din faptul că nicăieri în regiunea dela curbură depozitele sarmatiene nu sunt în continuitate de sedimentare cu cele anterioare lor. În timp ce depozitele sarmatiene formează o zonă continuă la exteriorul Saliferului, depozitele tortoniene apar sub formă de sinclinale în imediata apropiere a zonei sarmatice. Acestei faze i se datorează încălecarea tufului dacitic de către Fliș la S de Nereju.

Aceste trei faze de cutare au dat naștere aci la două stiluri tectonice: în jumătatea de E unei zone de solzi, iar în jumătatea de W unei zone cu o tectonică mai liniștită, reprezentată prin două sinclinale. Limita dintre cele două zone începe la N, dela Tulnici, de unde se îndreaptă spre S prin regiunea satelor Spinești, Vrâncioaia, Nistorești și Paltin. La E de această linie, pe care noi o numim *falia intrasaliferă*, distingem un număr de cinci solzi. Aceştia sunt caracterizați prin existența flancului de E al cutelor, adică al celui normal, în timp ce acela de W lipsește cel mai adesea. Încălecarea este de mică amplitudine, întrucât ea se produce după unghiuri de 50° — 70° .

Această zonă este singura care se continuă dincolo de limita de N a regiunii studiate, iar spre S, dincolo de izvoarele Milcovului. Stilul ei ne trădează tectonica pe care o prezintă, la mari adâncimi, zona cutelor diapire, în a cărei continuare spre N se găsește.

In unitatea tectonică din W constatăm prezența a două sinclinale culcate spre E, la care s'au păstrat și flancurile lor de W, ceeace se vede din prezența hieroglyphelor pe suprafața superioară a stratelor. Această unitate corespunde în linii generale intrândului în spre W pe care îl prezintă Saliferul în regiunea cuprinsă între satele Tulnici și Nerejul. Față de zona Flișului ea reprezintă o zonă de ridicare, în timp ce, în comparație cu zona de solzi situată imediat la E, ea reprezintă o zonă de scufundare.

Falia intrasaliferă este linia tectonică cea mai importantă care străbate Saliferul dela curbură. Ea este caracterizată printr'o puternică brecie și separă în fundiment două structuri deosebite, anume una vestică, în care fundimentul se găsește la o adâncime mai mare, de alta estică, în care fundimentul,



foarte strivit, se ridică mult în spre suprafață. De aceea, nu este de mirare că tocmai pe această linie apare un număr aşa de mare de lentile de Oligocen și de masive de sare, începând în N cu acelea de pe dreapta Putnei, la Tulnici, apoi pe V. Algehanului, la S de Vrâncioaia, la N de Năruja, la Paltin, etc.

O altă linie de importanță egală este aceea ce limitează Săliferul înspre E, anume falia pericarpatică. Si aceasta trebuie să reprezinte ecoul dela suprafață al separației în fundament a două blocuri situate la adâncimi diferite. Numai un bloc mult scufundat la E de falia pericarpatică a putut permite existența unui sinclinal aşa de larg cum este acela sarmato-pliocen ce se desvoltă la limita cu Câmpia Română. Această falie este și ea însoțită, nu numai de numeroase masive de sare, dar și de manifestații de hidrocarburi care au impregnat gipsurile strivite dela N de V. Sării, N de Andreiaș, etc.

Maximum de ridicare a zonei salifere se găsește, deci, în regiunea cuprinsă între falia intrasaliferă și cea pericarpatică. La E și la W de acestea se află zone în care fundamentele fiind scufundat, s-au putut desvolta unități tectonice mai largi.

Din punct de vedere economic, credem că interesează mai mult linia pericarpatică, și anume pe porțiunile ei neatinse de eroziune adâncă, precum și zona cuprinsă între linia intrasaliferă și marginea Flișului. Însăși zona cuprinsă între cele două linii tectonice importante este prea ridicată și în același timp prea strivită pentru a ne putea da vreo speranță.

— C. STOICA. — Harta geologică a regiunii Pătărlagele¹⁾.

Ședința din 11 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. AL. CODARCEA.

— M. SOCOLESCU. — Raport preliminar asupra prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Drăgășani și Slătioarele.

Încă din studiul măsurătorilor gravimetrice mai vechi a rezultat în regiunea Drăgășani o serie de anomalii gravimetrice, care trebuiau măsurate cu o rețea mai deasă. Echipa de gravimetrie a ing. R. BOTEZATU a fost însărcinată cu continuarea acestor măsurători după data de 1 August 1948, utilizând gravimetru Carter și măsurătoare topografică de precizie cu nivelment pe 8 direcții. Până la data de 1 Noemvrie, când a primit altă misiune, această echipă a făcut măsurători în cca 450 stații, cu care a acoperit o bună parte din regiunea menționată. Harta Bouguer executată aci arată un gradient regional foarte mare,

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



de cca. 2 mgali/km, care voalează anomaliiile obișnuite, în afară de anumite ondulații mari. Eliminând gradientul regional se obține o serie de anomalii complexe care trebuie analizate. În ele se observă uneori o anomaliă dirijată E—W, datorită Pliocenului superior, și o anomaliă NE—SW, care s-ar datora unei structuri colmatate. Chiar anomalia E—W este uneori complexă, prezentând două maxime sau minime care nu se suprapun. Unul s-ar datora cutării superficiale, iar celălalt unei cutări mai adânci. În fine, ca o completare, se constată o intrerupere pe linia N—S a anomalilor, de ex. zona N—S a Văii Oltului este marcată printr'un minim de gravitate. Concluzia asupra unei structuri adânci, diferită de cea din suprafață, nu pare să poată fi explicată cu presupunerea unui relief vechi care să fie colmatat, deoarece ne găsim într-o avant-fosă în care fundamentul este scoborât la adâncimi mai mari de 4000 m. O ipoteză care pare să explice mai bine acest fenomen consideră regiunea ca o cutare diferită înaintea Pliocenului. Acest fapt ar putea avea o deosebită importanță practică pentru cazul când cel puțin în Miocen s-ar putea găsi zăcăminte de hidrocarburi.

Această problemă urmează să fie studiată după ce vom avea calculul definitiv al anomalilor gravimetrice de aci. Anomaliiile acestea cu cauze adânci par să fie marcate și de prospecțiunea magnetică de detaliu cu care R. BOTEZATU a completat măsurările gravimetrice.

După data de 1 Noemvrie echipa de mai sus a primit misiunea să prospeteze în detaliu zona Slătioarele, în vederea determinării conturului masivului de sare dela Slătioarele, care a fost întâlnit în mai multe sondaje.

Intrucât rezultatele erau așteptate urgent în vederea fixării de locaționi, s'a dispus urgentarea calculelor chiar pe teren. După calculul definitiv, bazat pe o ridicare topografică prescrisă și corecțiuni topografice și cartografice de precizie pentru relief, s'a întocmit harta Bouguer alăturată. Prin scăderea din valorile obținute a unui gradient regional local, s'a obținut o hartă a anomalilor la scară 1 : 5.000.

Examinând această hartă, constatăm într'o zonă cu valoarea de cca 1 mgal, o anomalie locală până la 1,5 mgali, cuprinsă la S și la N între două anomalii minime ce scoară până la -0,5 mgali. În total, observăm că această anomalie are o valoare de 2 mgali.

Axa minimelor indică limita medie a sării pe adâncimi ce influențează invers proporțional cu pătratul distanței. Dacă trasăm axul minimelor obținem o elipsă aproape perfectă, care are axa mare de cca 2 km, iar axa mică de cca 1 km. Acest gen de anomalii a fost întâlnit și în alte măsurători desupra sării, ca de ex. în măsurările dela Praid, executate de echipa ing. Iov, sub conducerea ing. I. VENCOV, sau la Ocna Mureșului, în măsurătoarea executată de echipa ing. A. ESCA. Tot din interpretarea acestei anomalii s-ar putea trage concluzia că în partea de NW a masivului limita este aproape verticală, deoarece minimul este mai evident. Acest minim în jurul sării se datorează sedimentelor



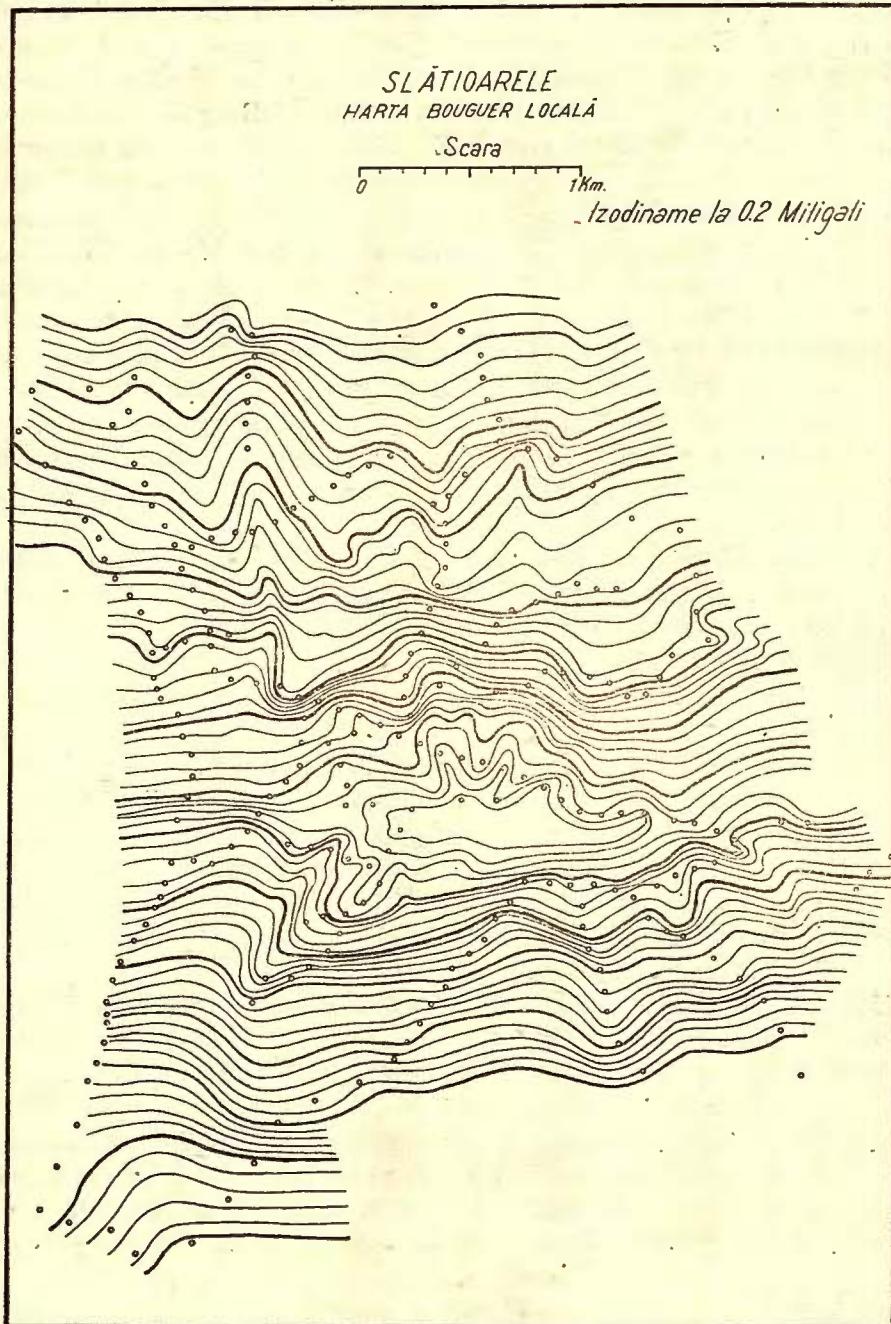


Fig. 1



SLATIOARELE
HARTA BOUGUER LOCALĂ
CU GRADIENTUL REGIONAL SCĂZUT

Scara
0 1Km

Izodiname la 0.2 miligali



Fig. 2



argiloase îmbibate cu apă sărată, care astfel au o densitate mai mică, în schimb, centrul masivului de sare rămâne cu densitatea mai mare. Trebuie să amintesc, însă, că concluziile de mai sus se reazimă numai pe anomalii foarte mici și urmează să fie completate cu rezultatele calculelor având în vedere rezultatele sondajelor și măsurătorilor de densitate.

In hărțile alăturate (fig. 1 și 2) se remarcă la Sudul masivului de sare o inflexiune putând să fie interpretată ca o apofiză de sare sau numai ca o cută strânsă, ridicată dinspre Sud.

— M. SOCOLESCU. — Măsurători cu gravimetru în regiunea Mediaș.

Intre 27 Noembrie și 15 Decembrie 1947, o echipă compusă din A. ESCA și F. HOSBEIN s'a deplasat în regiunea Mediaș—Târnăveni, pentru a executa măsurători cu gravimetru. Sezonul fiind puțin indicat pentru astfel de măsurători se hotărîse să se execute numai o lucrare de probă, de recunoaștere a valorii anomaliei în vederea studierii și punerii la punct a unui program de detaliu care urma să fie executat în primăvara anului 1948. Am sperat cu acea ocazie că înghețul ne va permite executarea unor profile gravimetrice peste domurile gazeifere. Cum vremea a fost tot timpul ploioasă, ne-am mulțumit cu acea ocazie să executăm niște circuite mari pe șoselele pietruite. Deasemenea, am executat o rețea de 8 puncte de pendul care leagă lucrarea de măsurătorile existente și încadrează regiunea. In total s'au executat măsurători în 65 puncte la distanță până la 4 km, cuprinzând și un profil greu, pe un drum noroios, dela Cetatea de Baltă la Blăjel, peste Basna.

Rezultatele obținute au fost comunicate în Februarie 1948. Din calculul și interpretarea datelor de măsurători s'a obținut o hartă Bouguer din care se constată:

1. Regiunea este acoperită de numeroase anomalii gravimetrice, dintre care domurile de gaz prezintă anomalii negative până la 2 miligali.
2. Un gradient regional arată o creștere a gravitației către S care variază dela direcția SSE la Luduș, la direcția SW în regiunea Blaj.
3. O măsurătoare gravimetrică de precizie poate aduce rezultate foarte interesante pentru determinarea structurii câmpurilor de gaze, cu condiția ca stațiile să nu fie la distanță mai mare de 400 m, iar interpretarea, pe cât posibil, să plece dela puncte cunoscute.

In urma acestor prime rezultate, între 1 Iunie și 1 August aceeași echipă s'a deplasat în regiune pentru executarea măsurătorilor. Am regretat că nu am putut avea la dispoziție un gravimetru ușor, dintr-o comandă specială din Suedia, astfel că a rămas să utilizăm mai departe gravimetru Askania Nr. 13, pe care-l aveam la dispoziție.

Acest gravimetru este un aparat robust și de mare precizie, practic pentru măsurători pe șosele bune, dar cântărește peste 60 kg, în afară de aparatele de



bord și acumulatori, și nu poate fi purtat decât de autovehiculul special amenajat și carosat.

Din nenorocire, sezonul de vară în regiune a fost excepțional de ploios, astfel că lucrarea a putut să fie executată numai cu foarte mare greutate. De numeroase ori, autovehiculul a rămas înămolit, aşa că a trebuit să se facă apel la tractoarele Centralei Gazelor sau să se execute lucrări dificile de despotmolire. Au fost cazuri când chiar tractorul a rămas împotmolit sau cazuri când numai prin măsuri de prevedere s-au putut evita accidente din cauza derapării. Chiar în aceste condiții, echipa a fost în măsură să aibă un răndament mulțumitor, făcând măsurători în cca 400 stații.

Cu aceste stații a fost acoperită pe drumurile accesibile, regiunea Saroș—Blăjel—Basna—Cetatea de Baltă—Târnăveni.

Topografia a fost executată de personalul Centralei Gazelor dela Mediaș.

Datele de nivelment ne-au parvenit în luna Octombrie dar calculele am fost nevoiți să le amânăm până după 10 Decembrie, când personalul a revenit dela lucrările de pe teren.

Rezultatele obținute după studiul nostru, mai necesită încă anumite verificări și calcule de lungă durată, dar care nu le vor influența decât în detaliu, de cele mai multe ori complet neglijabile.

Astfel, pentru fiecare stație trebuie calculată o corecție topografică făcută după un nivelment pe 8 direcții. Aceasta, aplicată la 450 stații, este o lucrare mi-găloasă și lungă, care urmează să fie executată de aci înainte.

Calculele noastre constau, după determinarea valorii brute a gravitației în fiecare stație, în fixarea și compensarea erorii de închidere pe poligoane, care nu trebuie să depășească 0,5 mgali și în corecțiunile de aer liber (Faye), Bouguer și de latitudine.

După acestea am executat harta Bouguer la scara 1:25.000, considerând densitatea 2.00. Această densitate corespunde cu acea constatată la materialul din Colecția Centralei dela Mediaș și cu acea utilizată pentru Sarmațian la Ocna Mureșului, unde am avut ocazia să comparăm cu densitatea sării. Întrucât această hartă părea să muleze puțin relieful, am executat și hărțile Bouguer cu densitățile 1,8 și 1,6. Deasemenea, am calculat întreaga hartă Bouguer pentru densitățile 2,2 și 2,4 (fig. 1—5).

Aplicarea unui sistem mecanic de determinare a densității, în cazul cu anomalii neregulate ca aci, poate duce la erori, și considerăm mai indicat ca ele să fie deduse din ansamblu. Densitatea mai independentă de relief în cazul nostru, este pentru formațiunile superficiale de 1,8. Ea este întrucătiva mai mică decât cea reală, dar în mod artificial compensează și corecținea topografică. Din examinarea hărților reiese că mularea suprafeței, în cazul nostru, este o simplă coincidență evidentiată prin plasarea văilor pe formațiunile mai puțin dense sau pe axele anticlinale.



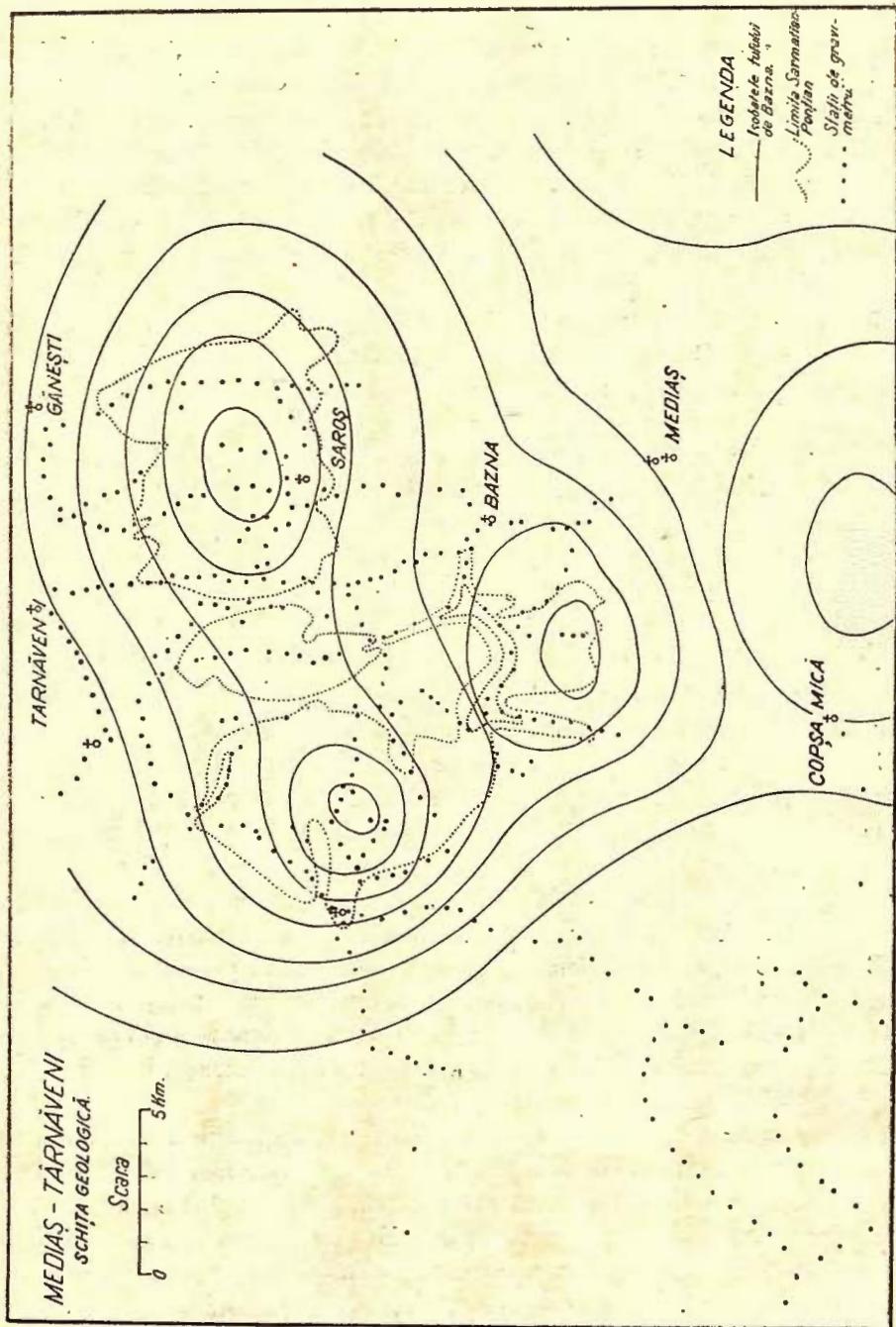
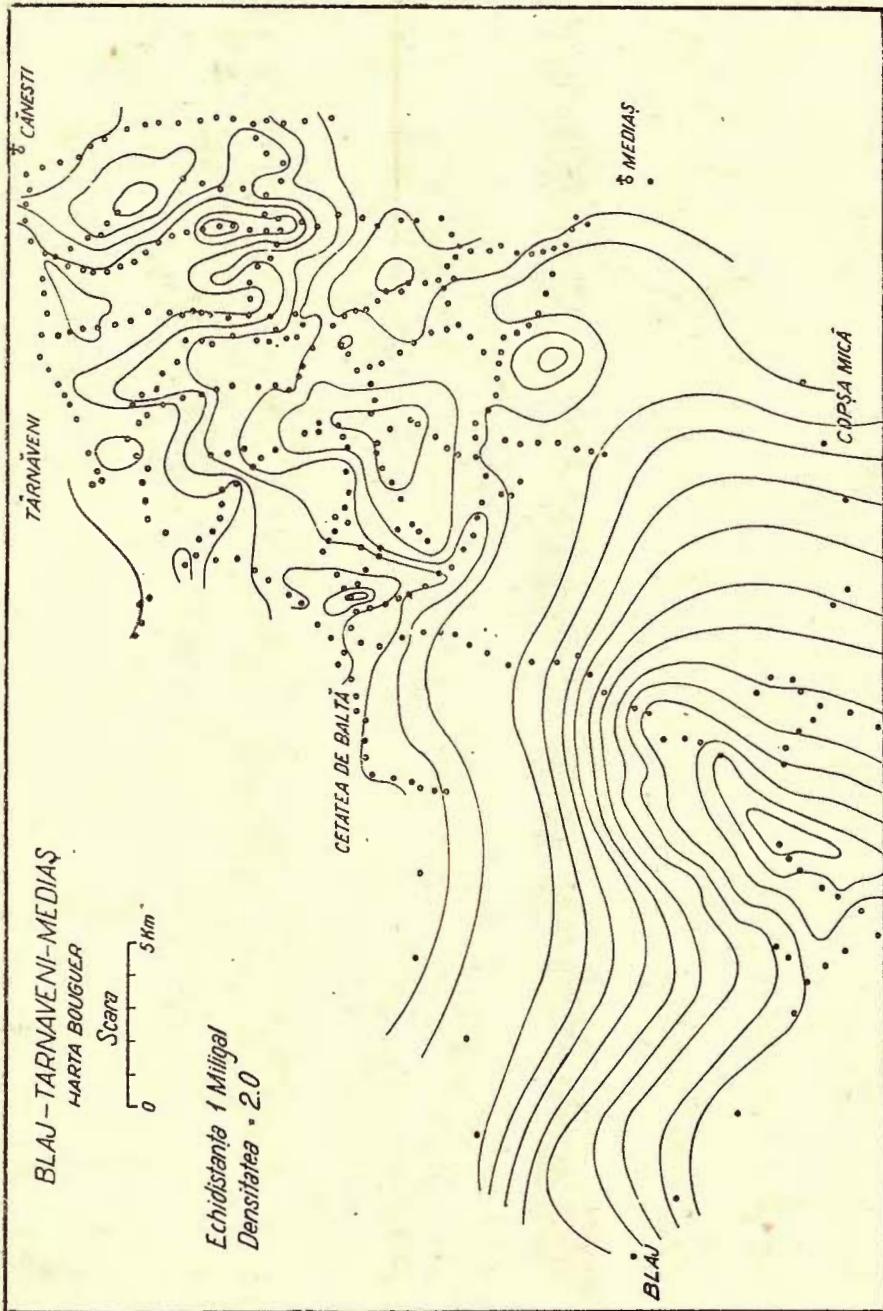


Fig. 1



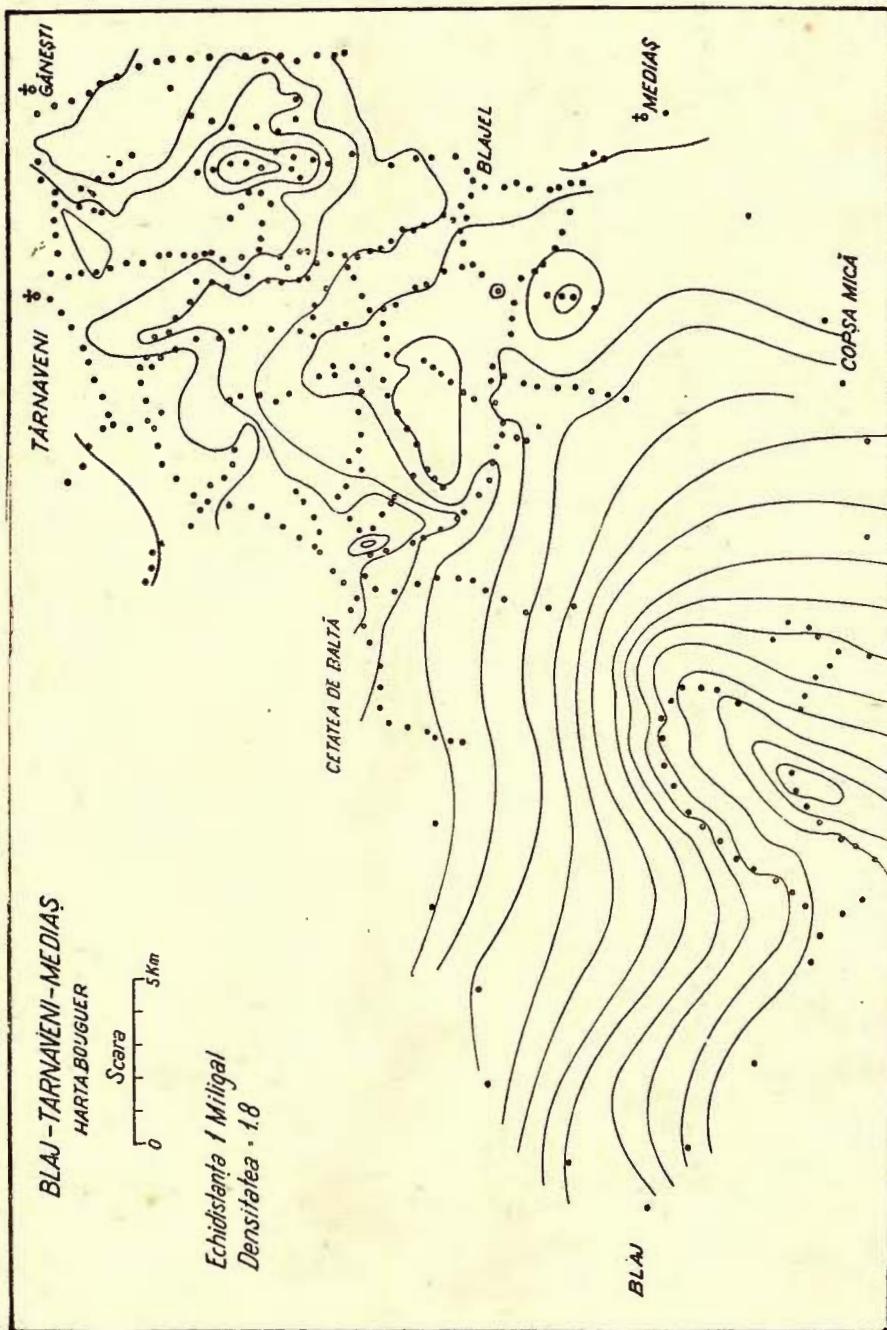


Fig. 3



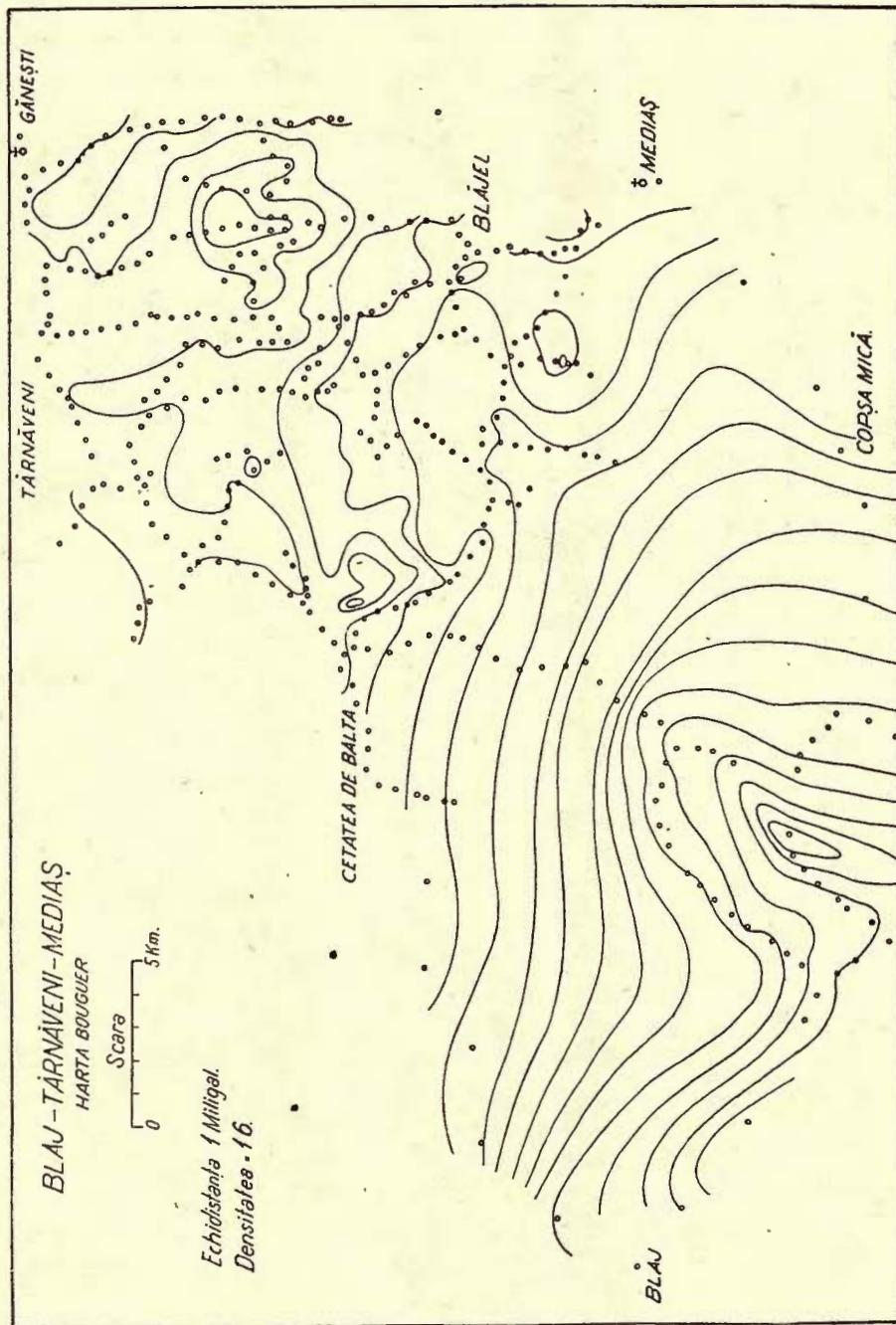


Fig. 4

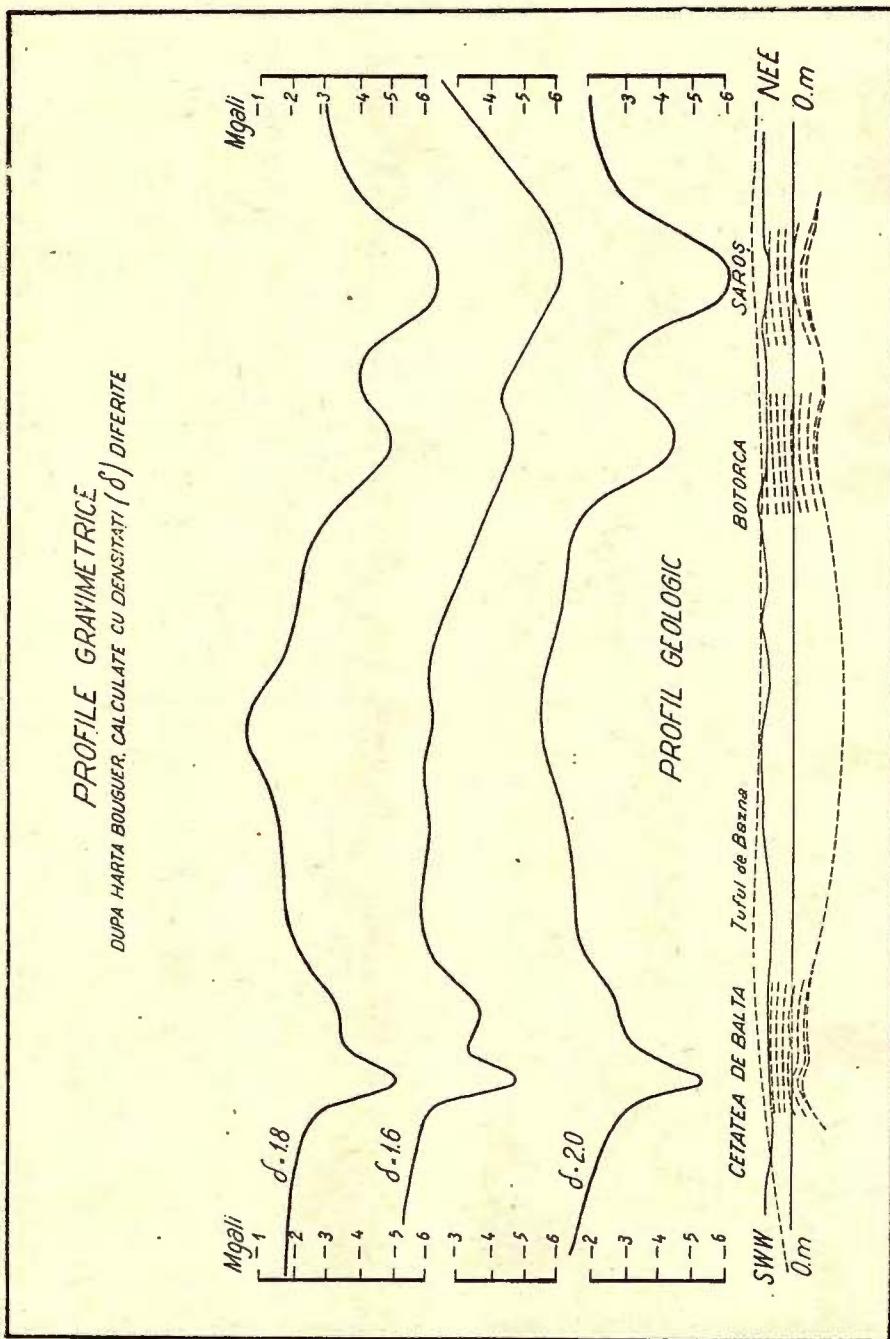


Fig. 5

Din calculele de verificare rezultă că în cazurile cele mai puțin favorabile corecțiunea topografică este de ord. 0,5 mgali, pe câtă vreme anomaliiile noastre, de obicei, depășesc 2 mgali.

In ceeace privește gradientul regional, am văzut că el este curb. Se pare că avem un gradient care s'ar datora la două cauze diferite, și anume, la topografia regională și la structura fundamentalui care nu dă o anomalie liniară. Acest gradient este în general mic și nu face altceva decât să deplaseze puțin anomaliiile. Din încercările noastre actuale îl putem neglija. De fapt, pentru determinarea lui sunt necesare lucrări regionale mai extinse. Cum el este ondulat, este în general dificil de determinat valoarea lui, care în anumite puncte ar putea fi chiar negativă.

In ceeace privește geologia regiunii, am obținut datele necesare dela dr. VANCEA. Deasemenea, am avut la dispoziție studiul ing. D. T. CIUPAGEA, publicat în Buletinul Societății de Geologie, Vol. II, și studiul ing. C. MOTĂȘ, E. GUMAN și D. A. ERNI, din Buletinul I. R. E.

Din aceste studii rezultă că în regiune apare o boltă majoră, de formă neregulată, pe care sunt mulate domurile înalte dela Saroș și Boian—Cetatea de Baltă, domul intermedian dela Basna și domul coborât dela Copșa Mică. Regiunea este acoperită de depozite pliocene (ponțiene), de sub care apar depozitele Sarmățianului în ferestre, pe domurile din partea de N.

Din datele de foraje, obținute recent pe domul Boian—Cetatea de Baltă, rezultă că geologia de adâncime diferă în oarecare măsură față de cea de suprafață, astfel că înclinările devin mai mari și chiar axul domului a suferit o translație.

Formațiunile ce alcătuiesc regiunea, deși par foarte monotone, prezintă mici variații de densitate după diferențele pachete de strate. Astfel, argilele și nisipurile sunt în general mai puțin dense decât marnele și calcarele. Ponțiianul, în general, este mai puțin dens, afară de partea inferioară unde apar nisipuri mai grosolane și ceva calcare. Deasemenea, partea superioară a Sarmățianului are densitatea crescută din cauza elementului marno-calcaros și chiar dolomitic.

Pachetele nisipoase au, în general, densitate mai mică decât cele marnoase. Această densitate este micșorată atunci când nisipurile sunt în zone anticlinale și mai mult atunci când sunt îmbilate cu gaze.

Relieful colinar din regiune este accentuat de văile adânci ale Târnavelor și de afluenții acestora. El variază pe o înălțime de cca 200 m în regiunea măsurată. În general, nu se găsesc depozite de terasă, dar densitatea este adesea turburată de porniturile de strate. Depozitele fiind în general moi, pantele normale nu depășesc 30° și în general se mențin pe lângă 15° . Excepție fac numai anumite strate de nisip sau marne nisipoase, mai mult sau mai puțin cimentate, care se desfac după clivaje aproape verticale.

Harta Bouguer cu densitatea = 1,8 prezintă o variație de cca 19 mgali, la care însă creșterea regională poate fi de aproximativ 10 mgali.



In general, distingem la S de paralelul Basna, o creștere de cca 6 mgali, pe o lungime de cca 15 km, iar la N, o descreștere de cca 4 mgali, pe o lungime tot de 15 km.

La N de Basna distingem o zonă de minim gravimetric în regiunea Saroş—Târnăveni și o zonă de minim în regiunea Cetatea de Baltă—Boian, separate printr-o zonă de creștere destul de întinsă. Deasemenea, domul dela Basna apare ca o zonă de minim proeminent.

La Saroş apare minimul cel mai mare din regiune, în partea de N a comunei, cam în mijlocul sănătierului, având valoarea de 6,34 mgali. Zona de minim se extinde dela N spre S pe o lungime de cca 5 km și o lățime de cca 2 km, flancată la E și W de minime mai puțin proeminente și mai puțin desvoltate în lungime. Cel dela W apare cam la 1 km de sonda Nr. 1-Botorca, cu o valoare de 5,08 mgali, pe când cel dela E este mai scurt și are o valoare de 4,22 mgali. Nu este exclus ca măsurători într-o rețea mai deasă să indice la E de Saroş și minime ceva mai proeminente.

La Cetatea de Baltă, după cum se vede în plan, măsurările gravimetrice au stabilit o zonă triunghiulară de minim, în care se observă, spre S, o îngustare și o încovoiere către E, în direcția Basna, iar către N, o tendință de bifurcare cu ramura de E care trece prin sănătierul exploatarii și cca 800 m la NW, un minim exagerat de 5,41 mgali, dar lat abia de 500 m.

Intre aceste minime se întinde la N o zonă de maximum care depășește gradientul regional.

La Basna, domul este marcat printr'un minim net de peste 2 mgali care pare să aibă o formă aproape circulară.

In fine, la SW de Basna, un profil gravimetric a determinat o creștere gravimetrică importantă până la 12,6 mgali, orientată aproape NNE—SSW, pe câtă vreme la S de Basna, isodinamele se înconvoiae în direcția SW.

Concluzii. 1. Din examinarea hărților Bouguer rezultă că domurile gaizeifere din regiunea Mediaș apar în relief sub formă de minime gravimetrice depășind în general 2 mgali.

2. Față de alura regulată după ondulații largi și cu pante foarte mici a geologiei de suprafață, harta Bouguer prezintă o serie de anomalii, dând o configurație turbure. O parte din aceste anomalii se datorează, evident, diferenței de densitate a stratelor sau pachetelor de strate ce aflorează în câmpul stațiilor, dar mai rămâne o parte importantă ce revine structurii subsolului, care ar fi mai puțin regulat decât cum apare în suprafață.

3. Gradientul regional variază după o anumită curbă, pentru determinarea căreia este necesară o rețea mai extinsă. In general însă, el nu este prea mare, încât, cu puțină obișnuință, se poate citi direct rezultatele.

4. Anomalia negativă dela Saroş este desvoltată pe direcția N—S pe cca 6 km, iar pe direcția SW pe o lungime de peste 7 km. In ea se observă o zonă me-



diană lată de cca 2 km ce corespunde șantierului actual, o zonă de W spre Botorca, pe care sonda Nr. 1 s-ar afla pe flancul de W, și o zonă mai scurtă la E. S'ar părea că domul de aci se divide în trei părți prin ondulații slabe.

5. Anomalia dela Cetatea de Baltă se compune din două părți care converg către S. Este posibil ca amândouă aceste părți să reprezinte creștete distincte în același dom, de formă oarecum triunghiulară.

6. Domul dela Basna pare să aibă o formă aproape rotundă, dar el a fost încadrat într'un număr mic de stații, astfel că probabil ne scapă oarecare detaliu.

7. Dela Cetatea de Baltă, zona de minim se extinde către S și apoi capătă o inflexiune către E, în direcția Basna. După alura generală a isodinamelor suntem inclinați să considerăm legătura de anticinal între domul dela Cetatea de Baltă — Boian și cel dela Basna, continuându-se apoi spre S, către Copșa Mică.

8. In partea de SW, pe P. Lodroman, la N de comuna cu același nume, apare o zonă de maxim, care poate fi interpretat ca sinclinal sau anticlinal cu un sămbure de densitate mare. El poate fi în legătură cu sinclinalul ce separă domurile Cetatea de Baltă — Boian, de Basna și se extinde către N pe la W Târnăveni.

9. Desigur că o rețea gravimetrică mai deasă, cu un aparat portabil care să execute măsurători și afară de drumurile accesibile, ar fi în măsură să completeze aceste rezultate, dar pentru aceasta se impune stabilirea corecțiunilor de interpretare în afară de importanța unei vederi de ansamblu.

10. Pentru completarea studiului ar fi de mare importanță executarea unor măsurători seismice care credem că sunt în măsură să întărească concluziile noastre și să le completeze cu date de adâncimi și înclinări de strate.

Şedința din 14 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— T. JOJA. — Geologia regiunii Telega — Buștenari¹⁾.

Şedința din 18 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— R. CIOCÂRDEI. — Geologia regiunii Gornetul Cuib — Matița — Apostolache și considerații generale asupra rocelor-mame ale petrolului din Subcarpați.

A) *Geologia regiunii*. Plecând dela lucrările anterioare, lucrările prezente ne-au permis să facem o serie de observații stratigrafice și tectonice.

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



Depozitele care iau parte la constituția regiunii aparțin Miocenului, Pliocenului și Cuaternarului.

Miocenul este reprezentat prin «orizontul roșu», gros de circa 200 m, constituit din marne, gresii și conglomerate (Turburea și Sofâcu). Urmează «orizontul cenușiu», constituit din gresii micacee, uneori friabile, cu spărtura curbicorticală, marne, rare bancuri de cinerite și gipsuri din ce în ce mai frecvente către partea superioară. Grosimea acestuia atinge 1.000 m. În partea superioară a acestei succesiuni se găsește un banc de marne albe cu Globigerine, peste care se aşează un strat de cinerit dacitic alb, gros de circa 50 m, din care am recoltat forme tortoniene, ca *Amussium cristatum* BRONN, etc. Cineritele prezintă silicifieri, apropiindu-se ca aspect de șisturile menilitice, ceeace a făcut pe unii autori să le considere greșit oligocene.

Urmează o brecie sedimentară, constituită din argile vinete, cu blocuri de proveniență foarte variată, și sare. Este posibil ca în timpul sedimentării acestui complex să fi existat unele insule mai vechi din fundamentul pre-paleogen, care au furnizat blocurile aşa de variate din conglomeratele breciforme cu ciment argilo-marnos din complexul cu sare. Printre aceste blocuri sunt de remarcat: sisturi verzi, granite roșii de tipul celor dela Camena, diabaze identice cu cele dela Isaccea, calcare barremiene ca cele din Dobrogea (din care SABBA ȘTEFĂNESCU a descris o bogată faună), diferite roce triasice și jurasice, etc. Este posibil ca toate roce să se găsească în loc în fundamentul pre-paleogen al acestei regiuni și al celor învecinate și că acest fundament (sub forma unui prag) reprezintă o ramură vestică, scufundată, a Munților Dobrogei de N.

In partea superioară a formațiunii cu sare se găsește un pachet gros de circa 50 m de argile marno-șistoase cu Radiolari, cu aspect disodiliform și puternic bituminoase. Acestea au fost confundate de diferiți autori cu disodilele oligocene, ceeace a dus la interpretări tectonice greșite. Urmează un pachet de circa 200 m de marne cenușii, uneori cu *Spirialis*, care fac trecerea spre Buglovian.

Sarmatianul se prezintă sub trei faciesuri distincte: unul calcaros recifal, desvoltat în zona pragului Podenii Noi — Apostolache — Mărlogea; un altul de cuvetă, nisipos, în zona Păcureți — Matița — Atârnăți, și în fine, un al treilea, desvoltat într-o zonă mai internă (Cuveta Șoimari), marno-argilos în bază (Buglovianul) și marno-nisipos în partea superioară.

Pliocenul, cuprins între Gornetul Cub — Măgurele — Păcureți — Matița, prezintă un facies deosebit, în el reflectându-se toate transgresiunile și regresiunile ce au avut loc în această zonă; acest facies corespunde unei arii care dela sfârșitul Oligocenului și până astăzi a fost probabil mai ridicată decât regiunile vecine.

Din cauza acestui fapt, subetajul ponțian și cel dacian, aşa cum au fost separate la noi mai mult pe baza unor criterii petrografice, nu apar în regiunea Matița — Păcureți ca subdiviziuni naturale ale Pliocenului. Ponțianul apare ca o subdiviziune care cuprinde numai Stratele cu *Paradacna abichi* și Stratele



cu *Congeria rhomboidea*. Așa zisul Ponțian superior dela noi, care nu-și are un echivalent în Ponțianul din alte părți ale Europei, se încadrează, împreună cu jumătatea inferioară a Dacianului, în Cimerian, întocinai ca și în Sudul Uniunii Sovietice (ANDRUSSOW). Ca urmare a acestui fapt, suntem nevoiți să separăm și Dacianul superior ca o subdiviziune distinctă sau să-l atașăm Levantinului. Nu intrăm în mai multe amănunte asupra acestei probleme; ar fi cazul, poate, să separăm la Păcureți — Matița Dacianul superior împreună cu Levantinul sub numele de Româanian (denumire introdusă de KREJCI-GRAF, 1932).

Cu atenția rău este reprezentat prin depozitele lăsate pe cele trei nivele de terase identificate în regiune și prin materialul aluvionar din văile râurilor.

In ceeace privește structura regiunii, dela N la S, se constată următoarele accidente tectonice:

- a) O mare linie de încălecare în partea de N a regiunii, pe direcția Gornetul Cuib — Curmătura — Pieptânari — Matița — Pute Rău;
- b) Mai la S se recunoaște un anticlinal normal la Păcureți, cu o falie pe flancul N și o alta pe flancul S, la Matița;
- c) La S de anticlinalul Păcureți, sub Vf. Bărzila, se distinge o dislocație care se continuă la E cu masivul de sare de sub Piscul Hoților până la Apostolache — N Mârlogea și la W până dincolo de V. Pietrei, unde se face remarcată prin diferențe de înclinare;
- d) La limita de S a regiunii este anticlinalul Apostolache — Podeni Noi, anticlinal care bănuim că ar putea să se continue sub formă unei cute profunde sau dislocații până la Gornetul Cuib.

Alte complicații se remarcă în partea de N, între Chiojdeanca și Matița, unde se pare că este vorba de mai multe cute-solzi, depozitele sarmațiene fiind dislocate pe această linie. Deasemenea, mai la N, în Zona Slavu-Berindel, este o linie de dislocație dealungul căreia Miocenul încalecă ușor, pe o porțiune restrânsă, Pliocenul flancului sudic al Cuvetei Copăceni.

* * *

Din observațiile efectuate asupra stratigrafiei și tectonicei regiunii rezultă că o consecință a mișcărilor orogenice dela sfârșitul Oligocenului a fost stabilirea unui regim continental în timpul căruia s-au depus gresii, uneori conglomeratice, gipsuri și rareori sare.

A urmat apoi o transgresiune slabă și oarecum ezitantă, în urma căreia, sub un regim marin și lagunar, s'a depus orizontul roșu, orizontul cenușiu, cineritele și marnele albe, sarea tortoniană și sisturile cu Radiolari.

La sfârșitul Tortonianului, mișcări noi orogenice au accentuat liniile tectonice preexistente și au creat, probabil, altele noi. Este sigur că după aceste mișcări, anticlinalul Podeni Noi—Apostolache și linia de încălecare Matița—Pieptânari—Curmătura—Gornetul Cuib erau deja conturate.



Acestor mișcări, însoțite de o mare regresiune, le-a urmat, și în parte le-a fost contemporană, o perioadă de eroziune. A urmat apoi o scurtă perioadă de transgresiune, în care, sub un regim marin cu mici recurențe lagunare, s'a depus Tortonianul superior. După depunerea Tortonianului a urmat o nouă regresiune și o fază de eroziune, în care o mare parte din Tortonianul marin fosilifer a fost erodat. În regiunea Matița se găsesc numai resturi ale Tortonianului inferior, reprezentat prin brecia sărăii, complexul tufurilor și marnelor albe cu Orboline și Globigerine.

Urmează o nouă transgresiune, în timpul căreia se depune complexul buglovian-sarmațian, la început probabil marin, iar apoi salmastru, cu o faună tipic volhinian-basarabiană.

In timpul Kersonianului se produce o regresiune și noi mișcări orogenice afectează regiunea, o parte din depozitele miocene fiind erodate.

O nouă transgresiune marchează începutul Meotianului, care se depune în perfectă continuitate de sedimentare cu Pontianul sensul strict (Stratele cu *Paradacna abichi* și Stratele cu *Congeria rhomboidea*).

Către sfârșitul Pontianului sensul strict, adică în timpul depunerii nisipurilor cu *Congeria rhomboidea*, au loc noi mișcări orogenice, în timpul cărora se accentuează vechile structuri și se conturează sigur și anticinalul Matița-Păcureți.

Concomitent cu aceste mișcări orogenice și următor lor, unele zone anticlinale sunt exondate și erodate, așa încât, odată cu noua transgresiune relativ restrânsă dela începutul Cimmerianului, depozitele acestui etaj (Pontian superior și Dacian inferior) se depun discordant chiar peste Meotianul inferior și Miocen. Prezența blocurilor de menit oligocen în lumachellele cimmeriene denotă că pe anumite arii învecinate eroziunea a ajuns chiar la Oligocen.

In timpul mișcărilor orogenice dela sfârșitul Pontianului sensul strict, au fost puse probabil în loc zăcăminte de țăței din Meotian și din Pontianul nisipos, iar în timpul eroziunii premergătoare și concomitente Cimmerianului, aceste zăcăminte au fost degradate parțial, iar unele strate ale Cimmerianului s-au format pe socoteala gresiilor și nisipurilor bituminoase pontiene și meotiene. În mișcările orogenice dela sfârșitul Cimmerianului este probabil că o parte din zăcăminte de petrol formate anterior au fost parțial revificate și unele strate nou impregnate.

Mișcările dela sfârșitul Levantinului au afectat probabil pe o scară destul de mare zăcăminte de petrol. Opera de degradare și distrugere a zăcămintelor din regiunea Matița-Păcureți s'a continuat dela sfârșitul Levantinului și până astăzi și au rămas numai arii relativ mici în care zăcăminte s-au păstrat mai puțin alterate.

B) Considerații generale privind rocele-mame ale petrolului din Subcarpați. Privitor la rocele-mame ale petrolului din Subcarpați, azi sunt două păreri, care se impune a fi luate în considerare: una privitoare la origina



miocenă, susținută de L. MRAZEC, și alta care se referă la origina paleogenă, susținută actualmente de G. MACOVEI.

Din studiile recente și forajele efectuate de întreprinderile de petrol rezultă date noi privitoare la stratigrafia și tectonica regiunilor petrolier din Subcarpați. Cu această ocazie, am verificat ipotezele emise anterior și am tras concluziile care rezultă din aceste date.

Iată pe scurt stadiul cunoștințelor actuale.

In ceeace privește Paleogenul, nu găsim că este cazul să intrăm în amănunte stratigrafice, deoarece poziția subdiviziunii șisturilor menilitice considerate de G. MACOVEI (1924, 1932) ca rocă-mamă a petrolului, nu se schimbă și datele noi căpătate nu influențează cu nimic problema ce urmărim.

Nu același lucru se întâmplă, însă, cu Miocenul, care suferă modificări importante mai ales în ce privește poziția masivelor de sare în scara stratigrafică. Ca o consecință a acestui fapt trebuie să admitem și o tectonică alta decât cea imaginată și admisă până acum.

In Muntenia de E, peste Oligocen, în succesiune normală, se depune un complex gros de cca 200 m, atribuit de M. G. FILIPESCU (1933) Aquitanianului. In Cuveta de Drajna este constituit din conglomerate și gresii adeseori glauconitice, marne și uneori gipsuri; se remarcă și eflorescențe saline. In Cuveta de Slănic, peste Oligocen se găsește un pachet de șisturi bituminoase, brune-negocioase, cu eflorescențe de sulf, rozete de gips și resturi de Pești; deasemenea conglomerate, gresii vinete glauconitice, marne albicioase-cenușii cu Globigerine (în strate subțiri) și gipsuri. Acest orizont este cunoscut sub numele de « Strate de Cornu » (L. MRAZEC, 1901). Despre masive importante de sare la acest nivel stratigrafic nu putem vorbi, cu excepția câtorva puncte unde se poate admite o sare aquitaniană (sarea din anticlinalul dela gura P. Corbului, etc.).

Acest timp corespunde unei faze de regresiune a mării oligocene, în care timp s'au produs și cutări importante.

Depozitele ce urmează au fost atribuite Burdigalianului (D. PREDA, I. P. VOIESTI, H. GROZESCU, 1915, 1921); ele sunt discordante față de depozitele aquitaniene, fapt care se remarcă bine între Vărbilău și Doftana. Sunt constituite din conglomerate masive la bază (cca 150 m), iar în partea superioară din conglomerate ce-alternează cu marne și gresii de culoare roșie (cca 250 m), din care cauză li s'a atribuit și numele de « faciesul roșu al Saliferului » (MRAZEC și TEISSEYRE, 1902) sau « orizont roșu ». Se remarcă deseori și diaclaze gipsifere.

Peste acest orizont urmează « orizontul cenușiu », astfel denumit tot de MRAZEC și TEISSEYRE (1902), considerat ca aparținând Helvețianului; este constituit din gresii micacee, uneori friabile, cu spărtura curbicorticală, marne, rare bancuri de cinerite (până la 0,5 m grosime) și gipsuri din ce în ce mai frecvente către partea superioară. Grosimea acestui orizont este de cca 1100 m. In partea



superioară a acestei succesiuni se găsește în continuitate de sedimentare un banc de marne albe cu Globigerine, iar peste el se aşează un strat de cinerit alb-verzui, a cărui grosime variază între 20—70 m. Acest cinerit dacitic apare ca un strat foarte caracteristic în Subcarpați, având o extensiune foarte mare (din Oltenia până la Trotuș). Din bancul de marne albe cu Globigerine am recoltat o faună pe care am determinat-o ca fiind tortoniană (R. CIOCĂRDĂL și M. TOCORJESCU, 1949). Deasemenea, din cineritele dacitice dela Podeni am recoltat *Amussium cristatum* BRONN., formă helvețian-tortoniană.

Urmează o brecie sedimentară (GR. POPESCU și FL. OLTEANU, 1944), constituită din argile vinete cu blocuri de proveniență foarte variată și sare. Părerea noastră este că majoritatea zăcămintelor de sare din regiunile Prahova și Buzău se încadrează în acest nivel stratigrafic (masivele dela Moreni, Băicoi, Tîntea, Slănic, Podeni, Salcia, etc.). Argilele sunt în majoritatea cazurilor impregnate puternic cu petrol, având caracter de roce-mame. În partea superioară a acestei formațiuni cu sare se găsește un pachet gros de cca 50 m de argile marnoase cu Radiolari, puternic bituminoase și cu pronunțat caracter de roce-mame. Mai departe, în continuitate de sedimentare, se găsește un pachet de marne (uneori cu *Spirialis*), cu rare intercalații de gresii și nisipuri compacte marnoase, făcând trecerea spre Buglowian.

Între aceste depozite și Buglowianul marnos cu Ervili pare să existe o discordanță, însă observațiunile de teren nu ne îngăduie să afirmăm cu certitudine acest fapt; în unele locuri (Rudari) pare să existe o continuitate.

La Melicești, Ogretin, Slănic, V. Viei, Tortonianul superior transgresiv este reprezentat prin marne vinete-negricioase, gresii calcaroase, calcare organogene cu *Lithothamnum* și nisipuri fosilifere în strate subțiri. Prezintă un caracter marin.

Dela acest nivel în sus, Miocenul ne mai prezentând interes pentru problema urmărită, renunțăm a-l mai descrie și urmări în scara stratigrafică.

Recapitulând cele spuse privitor la Miocenul din Muntenia de E, constatăm că dela Aquitanianul care reprezintă o fază de regresiune a mării oligocene și până la Tortonianul fosilifer (zona cineritelor dacitice), nu avem dovezi paleontologice de existență Burdigalianului și Helvețianului. Formele de *Pecten beudanti* și *P. pseudobeudanti*, precum și alte forme găsite, nu sunt forme caracteristice numai pentru Burdigalian, ele găsindu-se și în Helvețian sau chiar mai sus. Recent, I. MOTĂȘ descrie o faună tortoniană dela Pucioasa, dintr'un orizont ce pare a fi situat în partea inferioară a succesiunii de depozite miocene. În acest caz ar trebui să admitem o lacună între Aquitanian și Tortonian (fapt admis, de altfel, de S. ATHANASIU, 1906); astfel, toată succesiunea de depozite miocene descrisă mai înainte, începând cu ceeace am numit conglomeratele burdigaliene, ar trebui să reprezinte Tortonianul. Unele date căpătate din forajele efectuate în jud. Dâmbovița (căteva forme



fosile) ne arată că este posibil ca parte din Stratele de Pucioasa, considerate oligocene, să reprezinte în realitate Miocenul inferior.

Ceeace rămâne stabilit astăzi este succesiunea stratigrafică însășițată mai înainte și că ea se situează sigur între Aquitanian și Tortonianul dovedit cu certitudine în zona marnelor albe cu Globigerine și a cineritelor dacitice (vezi planșa anexă).

In Moldova de S se disting în depozitele miocene două discordanțe. Acestea corespund la două incidente tectonice: primul la finele Helvețianului și cel de al doilea la finele Tortonianului. Între finele Paleogenului și cel al Helvețianului se depune formațiunea cu sare inferioară, orizontul cu gipsuri și marne negre, orizontul roșu (adesea puternic conglomeratic), orizontul cenușiu marno-gresos și orizontul cu gipsuri superioare. Toate aceste depozite însumează cca 2000 m grosime.

De remarcat că în Moldova de S, la baza succesiunii de depozite miocene, sunt puternice masive de sare, ceeace nu se constată în Muntenia. În unele locuri se remarcă formațiuni cu sare (puțin importante) deasupra orizontului roșu sau chiar la nivelul orizontului roșu. În general, succesiunea inferioară de depozite miocene este mult mai desvoltată decât în Muntenia. Argilele cu blocuri ce învelesc masivele de sare sunt adesea puternic impregnate cu petrol, iar uneori deasupra lor se observă marne șistoase negre, cu caracter de roce-mame de petrol. Uneori (Tețcani—V. lui Antal) orizontul roșu prezintă impregnații puternice, sub un făcies gresos, aproape conglomeratic, cu roce verzi numeroase și intercalări de marne șistoase, deasemenea cu caracter de roce-mame de petrol.

În orizontul cenușiu se observă uneori calcare bituminoase și sisturi de tip disodiliform, deasemenea cu pronunțat caracter de roce-mame.

Discordant față de depozitele mai sus amintite se depune așa zisul complex al Gresiei de Răchitașul, care are o grosime de cca 400 m. Acesta este constituit din conglomerate mărunte și nisipuri, marne și argile cu sare, marne șistoase bituminoase în strate subțiri, gipsuri, marne albe cu Globigerine, cinerite dacitice și gresii albe cuartooase, denumite «de Răchitașul». Acest complex a fost atribuit la început Eocenului, apoi Burdigalianului și în fine, mai târziu, s'a ajuns la concluzia că acesta aparține Tortonianului, ținându-se seama mai mult de poziția lui geometrică, fiind superior depozitelor miocene inferioare (presupuse burdigalian-helveteiene) și inferior Buglovian-Volhynianului (Stratelor de Andreiașul).

Tortonianul superior se întâlnește ca petece transgresive și este constituit din calcare organogene (D. Clenciu).

La rândul lor, depozitele buglovian-sarmatiene sunt discordante față de complexul Gresiei de Răchitașul, însă concordante cu cele pliocene. Strattele de Andreiașul (groase de 250 m) sunt constituite din marne, nisipuri, gresii șistoase-bituminoase cu puternic caracter de roce-mame de petrol și con-



glomerate mărunte. Peste acest complex urmează orizontul marnos al Sarmățianului, în baza căruia se găsește, pe Văile Putnei și Milcovului, un strat de gips cu faună basarabiană. Restul Sarmățianului nu-l mai descriem, pentru că nu ne interesează pentru problema ce urmărim.

Vârsta succesiunii depozitelor miocene descrise mai înainte se pune în Moldova la fel ca și în Muntenia. Pentru moment cunoaștem sigur existența Tortonianului și Oligocenului. Ceeace se cuprinde între ele nu știm dacă reprezintă numai Tortonianul sau include atât Aquitanian-Burdigalianul, cât și Helvetianul sau numai unele din acste etaje.

Ca urmare a celor expuse până acum, rezultă că tectonica zăcămintelor de petrol trebuie imaginată în felul următor:

In Muntenia, formațiunea cu sare situându-se în partea superioară a succesiunii de depozite miocene, zonele cutelor diapire sunt situate, în mare vorbind, în zone sinclinale, în care sarea s'a adunat și a străpuns stiva de depozite situate deasupra lor. Cutele pliocene și anticlinalele diapire sunt deci efecte superficiale pe fundamente care în realitate reprezintă sinclinale strivite sau reduse prin fenomene de cutare.

In acest fel concepută tectonica, rezultă că petrolul trebuie căutat în funcție de rocele-mame care l-au produs, și anume: în cazul zăcămintelor a căror origină este în argila sării tortoniene și a șisturilor cu Radiolari, în zona cutelor diapire și a boltelor pliocene, iar pentru zăcămintele a căror origină este în succesiunea inferioară a depozitelor miocene sau în Paleogen, în zonele aparent sinclinale dintre acestea (zonele adiacente).

In Moldova, tectonica în mare trebuie înțeleasă ca și în Muntenia, cu deosebirea că masivele importante de sare trebuie considerate tot la baza Miocenului, cele superioare fiind de mai mică importanță, și afectează mai puțin stilul tectonic al Subcarpaților Moldovei.

* * *

Am considerat ca roce-mame toate rocele care conțin hidrocarburi «neliberă» într'o măsură oarecare. Faptul că unele roce miocene au mai puține hidrocarburi «neliberă» ca șisturile disodilice oligocene, nu înseamnă că au fost mai sărace și nu au putut da o cantitate importantă de hidrocarburi «libere» care să fi migrat, deoarece constituția petrografică a acestor roce diferă, șisturile disodilice fiind mai compacte și fine, putând astfel reține o mai mare cantitate de hidrocarburi decât primele.

Prin prisma rezultatelor și studiilor recente, începând din Bucovina până în jud. Dâmbovița, de jos în sus pe scara stratigrafică, constatăm următoarele roce-mame ale petrolului:

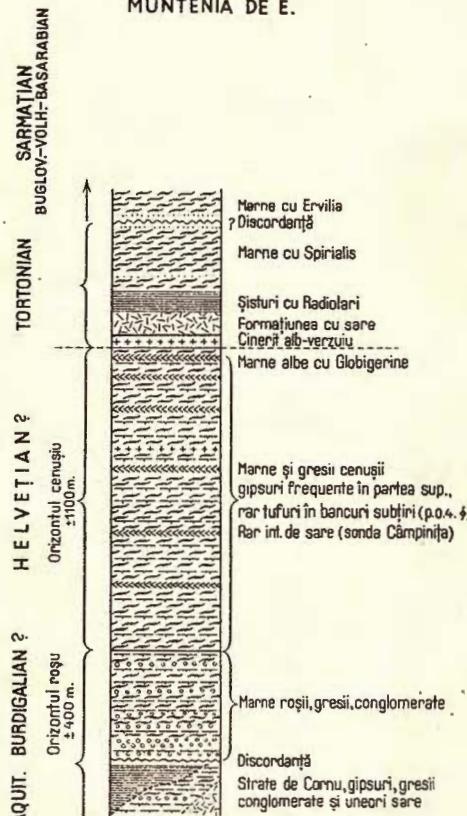
a) Șisturile negre (G. MACOVEI, 1932 și G. MACOVEI și D. ȘTEFĂNESCU, 1935). Vârsta acestora a fost atribuită Barremianului și le găsim în zona internă a Flișului (G. MACOVEI, 1927); prezintă caractere nete de roce-mame



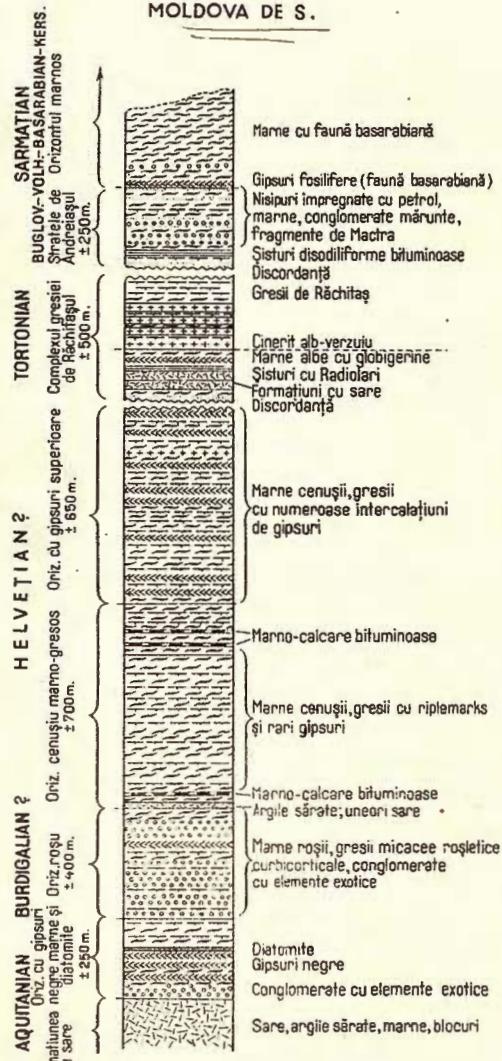
R. CIOCÂRDEL

**PROFILE SINTETICE ALE MIOCENULUI DIN MUNTENIA DE E. ȘI MOLDOVA DE S.
CONSTRUIEȘI PARALELIZATE DELA NIVELUL „MARNELOR ALBE CU GLOBIGERINE”**

MUNTENIA DE E.



MOLDOVA DE S.



de petrol, însă condițiile geologice nu au fost favorabile formării de zăcăminte de petrol, deoarece acestea au fost probabil exondate în timpul Cretacicului mediu și zăcămintele de petrol care s-ar fi putut forma au fost distruse în cea mai mare parte.

b) Șisturile menilitice oligocene (G. MACOVEI, 1924) prezintă caractere evidente de roce-mame de petrol. Ele furnizează petroful zăcămintelor din Moldova (Zemeș, Foale, Stănești, Uture, Moinești, Tg. Ocna, Bogata, etc). În Muntenia, ele prezintă numai slabe caractere de roce-mame și este aproape sigur că niciunul din principalele zăcăminte de petrol din Buzău și Prahova nu-și are originea în Oligocen. Zăcământul oligocen dela Buștenari provine din Miocenul peste care Oligocenul încalcă și care i-a împrumutat petroful. La Copăceni, deasemenea, petroful se găsește în Oligocen numai în apropierea dislocației unde el vine în contact cu Meotianul.

c) « Stratele de Cornu » în Muntenia (L. MRAZEC, 1902), argila sării și marnele negre șistoase din Moldova. Orizontul Stratelor de Cornu prezintă caractere de roce-mame neîndoienice, însă ele nu furnizează petroful zăcămintelor importante din Muntenia; putem cita unele îmbibări constatate în orizontul roșu conglomeratic și producționi slabe (Glodeni, Gura Ocniței) care și-ar putea avea originea în acest orizont. În Moldova, argila sării din baza depozitelor miocene și marnele șistoase negre reprezintă roca-mamă a principalelor zăcăminte miocene (Scorțeni, Tețcani etc.).

d) Marno-calcarele și șisturile disolidiforme din orizontul cenușiu al Miocenului. În orizontul cenușiu, în Muntenia, dar mai ales în Moldova, există unele strate de marno-calcare și șisturi disolidiforme, cu evidente caractere de rocă-mame de petrol, care, împreună cu cele dela punctul c, au dat naștere unor zăcăminte slabe (Tețcani, Pustiana, Scorțeni, etc).

e) Faciesul șisturilor cu Radiolari și argila sării tortoniene reprezintă principala rocă-mamă a petrofului din Muntenia și deci sursa zăcămintelor de petrol din jud. Prahova, Buzău, și Dâmbovița. Este clar că șisturile oligocene nu pot împrumuta petrol Pliocenului prin 2000 m depozite argilo-marnoase compacte, astfel că suntem constrânși să fi de părere prof. L. MRAZEC care spunea : « faciesul cenușiu al Saliferului este întodeauna impregnat în jurul masivelor de sare, formând o aureolă bituminoasă ». Acest facies, de care vorbește autorul suscită, este clar că nu poate fi decât faciesul șisturilor cu Radiolari, el situându-se în imediata vecinătate a masivelor de sare, pe care nu le situează însă just în scara stratigrafică.

f) Stratele de Andreiașul reprezintă roca-mamă a zăcămintelor slabe din lungul liniei pericarpatiche (Cașin—Câmpuri, Andreiașul).

g) Unele marne disolidiforme din Buglovianul din Muntenia prezintă deasemenea caractere de roce-mame și este posibil ca unele zăcăminte reduse să provină din aceste roce (Mărgineni).



Şedinţă din 21 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— I. PĂTRUȚ. — Geologia regiunii Beclean (Jud. Someș.)

Studiul regiunii care face obiectul comunicării de față ne-a fost încredințat de Direcția Institutului Geologic.

Din cauza lipsei de documente paleontologice, succesiunea stabilită de noi pe teren nu a putut fi întemeiată decât pe considerente de superpoziție stratigrafică. Elă a fost însă verificată și confirmată ulterior de studiile micropaleontologice ale lui Gh. Voicu.

Lucrări speciale asupra regiunii nu există. Ea a fost înglobată în studii de proporții mai vaste, privind întreg Bazinul Transilvaniei. Din aceste motive nu vom face un istoric asupra lucrărilor geologice, ci ne vom mulțumi numai ca, în decursul expunerii, să insistăm asupra acelor fapte care ne determină să îmbrățișăm sau nu, un punct de vedere exprimat anterior nouă de alții cercetători.

Stratigrafia. Primele cercetări de detaliu, datorite lui Koch (3), au stabilit pentru depozitele neogene din Bazinul Transilvaniei următoarea succesiune stratigrafică: Pliocen, Sarmațian, Mediteranean II (desvoltat sub două faciesuri sincrone: unul litoral, reprezentat prin Calcare de Leitha, nisipuri și conglomerate, și unul intern, aşa numitele « Strate de Câmpie », ce cuprind masivele de sare și se rezamă pe Tuful de Dej), Mediteranean I (constituuit din Stratele de Coruș în bază și din Stratele de Hida la partea superioară).

Aceeași succesiune o adoptă mai târziu MRAZEC și JECKELIUS (4), cu deosebire numai că ei consideră sarea ca fiind mai veche decât Tuful de Dej, probabil aquitaniană. După ei, VOITESTI (10), bazat pe lucrarea lui Koch și pe altele mai noi (2, 9), stabilește o altă clasificare a Neogenului, în care « Stratele de Câmpie » sunt considerate helvetiene. Sarea este situată sub Tufurile de Dej.

De fapt nu există posibilitate de a stabili pe baze sigure paleontologice vârsta acestor subdiviziuni și de aceea ele trebuie considerate ca arbitrară.

In Subcarpații Munteniei, ultimele lucrări (5, 7), bazate în parte și pe cercetări microfaunistice, au arătat că tufurile dacitice masive (tufurile dela Slănicul de Prahova, dela Predealul — Sărari și din alte părți) sunt de vârstă helvetian-tortoniană. Ele stau concordant peste orizontul cu gipsuri al Helvetianului și suportă brecii sedimentare cu masive de sare, de vârstă tortoniană.

In regiunea studiată de noi, Tuful de Dej, aşa cum a arătat și Koch (3), suportă brecii cu masive de sare și se rezamă concordant pe depozitele de sub el, cu care chiar pare a se întrepătrunde.



Acest fapt ne-a determinat să considerăm că Tuful de Dej reprezintă echivalentul stratigrafic al tufurilor masive din Subcarpații Munteniei și Moldovei și să-i atribuim, ca și acestora, o vârstă helvețian-superioară — tortonian-inferioară. În acest caz, Tuful de Dej nu mai reprezintă limita dintre Burdigalia și Helvețian, cum admitea I. P. VOIȚEȘTI (10), ci pe aceea dintre Helvețian și Tortonian.

Despre « Tuful de Ghiriș », pe care ultimele lucrări (2, 4, 9, 10) îl considerau ca limită între Tortonian și Sarmațian, nu putem spune nimic. Cercetările noastre au pus în evidență, în depozitele de deasupra sării, existența a cel puțin 7 bancuri de tufuri dacitice, cu grosimi variind între 1 și 5 m, dar nu putem afirma dacă vreunul din ele reprezintă sau nu Tuful de Ghiriș. •

Bazați numai pe motive de superpoziție stratigrafică, am considerat ca limită inferioară a Sarmațianului, primul orizont de nisipuri masive cu concrețiuni de deasupra marnelor ce stau pe spinarea breciilor cu sare.

Studiile microfaunistice au confirmat acest punct de vedere, astfel că pentru noi Tuful de Ghiriș apare numai ca o simplă intercalatie de tuf dacitic în Sarmațian, fără vreo altă semnificație de ordin stratigrafic.

Întemeiați pe aceste considerații, în studiul stratigrafic asupra regiunii, am adoptat pentru depozitele neogene o altă clasificare, care se paraleleză foarte bine cu cea din Subcarpații orientali, precum și cu aceea dată-de KOCH (3):

- A) Aquitanian-Helvețian, depozite denumite de noi « Strate de Salva »
- B) Helvețian-Tortonian (complexul Tufurilor dacitice de Dej).
- C) Tortonian:
 - 1. Orizontul inferior (Breciile sedimentare cu masive de sare).
 - 2. Orizontul mediu (Orizontul șisturilor cu Radiolari).
 - 3. Orizontul superior (marnos).
- D) Sarmațian (nisipos-marnos).

A) *Aquitanian - Helvețian (Strate de Salva)*. Depozitele de sub Tuful de Dej au fost separate de noi și de FL. OLTEANU pe V. Sălăuței (6), sub denumirea de « Strate de Salva », atribuindu-li-se atunci o vârstă oligocen-helvetică. Ele reprezintă cu siguranță echivalentul stratigrafic al depozitelor separate de KOCH în restul Bazinului Transilvaniei sub denumirea de Strate de Hida, Strate de Coruș și Strate de Sân-Mihai, precum și a unei părți din depozitele oligocene.

În regiunea noastră, Stratele de Salva au fost examineate în două profile: unul pe V. Satului (între Dumbrăvița și Borleasa), altul pe V. Zagrei, între Mocod și Zagra.

În general, ele apar constituite dintr-o alternanță neregulată de marne, cu nisipuri, gresii și conglomerate, desvoltate pe o grosime stratigrafică de 2800 m. Baza lor ne este necunoscută, în ambele profile.

Conglomeratele constituie bancuri cu grosimi variabile, dar care, în general, nu depășesc 5 m. Ele sunt separate prin gresii mai fine sau mai groziere. Elementele conglomeratelor sunt bine rulate, iar mărimea lor este variabilă. În general predomină elemente de mărimea pumnului și mai mici. Elementele mai mari sunt rare. Se găsesc amestecate la un loc, elemente provenind din Șisturile cristaline (cuarțite albe sau negre, gneissuri, calcaré cristaline, micașisturi), cu elemente provenind din roce sedimentare (gresii și calcaré).

Gresiile, uneori cu bobul mai fin, alteori mai groziere sau chiar mărunt conglomeratice, sunt de culoare galbenă-spălăcită și slab consolidate. Ele formează bancuri ce pot ajunge la 4—5 m grosime, separate între ele prin intercalații de marne. Pe fețele de stratificație, gresiile sunt foarte micacee și au frecvențe urme de plante. Uneori se pot observa lentile de cărbuni ce pot ajunge 1—3 cm.

La partea superioară a Stratelor de Salva, gresiile de culoare cenușie-vineție sunt mai tari, foarte calcaroase, cu vine de calcită și au fețele curbicorticale, cu rare hieroglife pe partea lor inferioară. Ele formează strate subțiri de 5—30 cm, ce se intercalează frecvent între mărne.

Nisipurile sunt mai puțin răspândite. Ele constituie bancuri care în mod excepțional ajung 5—10 m grosime. Coloarea lor este cenușie sau galbenă-murdar. Cuprind numeroase resturi de plante și chiar strate subțiri de cărbuni.

Marnele, care predomină net la partea superioară a Stratelor de Salva, au o culoare cenușie-deschisă pe fețele proaspăt sparte și cenușie-gălbuiu, bătând în roșcat, pe fețele de alterație. În general, sunt bine stratificate și au spărtura aşchioasă.

În partea inferioară a Stratelor de Salva se observă uneori intercalații subțiri de argile cenușii-negricioase, cu spărtură prismatică.

Din cauza lipsei unor bune deschideri este greu de stabilit o succesiune stratigrafică detaliată. În linii mari se remarcă însă prezența în această serie a trei orizonturi de conglomerate, separate între ele prin depozite marno-gresoase.

În sus, conglomeratele trec gradat la gresii și acestea la mărne. Partea superioară a Stratelor de Salva, pe cca 800 m grosime, este constituită din marne cu intercalații subțiri de gresii curbicorticale cu hieroglife.

Limita superioară a Stratelor de Salva. Stratetele de Salva suportă Tuful de Dej. Limita lor cu acest tuf este bine vizibilă la Ilișua, la S de Dumbrăvița (sub Vf. Coastei) și la Piatra (pe Vf. Pietrei).

La Ilișua, pe V. Țiganului, succesiunea stratigrafică este următoarea:

Peste marnele din Stratetele de Salva stă un banc de conglomerate de 2 m grosime. Între elementele din conglomerate, bine rulate și foarte variate ca mărime și origină, sunt de remarcat acelea provenind dintr-o gresie dură, de culoare roșie-vișinie, care nu au fost regăsite în conglomeratele observate mai jos, în Statele de Salva.



Conglomeratele suportă un banc de nisip fin, de 2,50 m grosime, peste care stă în perfectă concordanță un tuf verde, gresos, de 2 m grosime. În acest tuf se observă două intercalații, a câte 20 cm fiecare, constituite din nisipuri micacee asemănătoare cu nisipurile din Stratelor de Salva.

Peste tuf se reazimă un pachet de marne (1,50 m grosime), de culoare cenușie-gălbui, bine stratificate, la fel cu marnele de sub conglomerate.

Marnele suportă apoi complexul propriu zis al Tufului de Dej.

Aceeași succesiune se poate observa la Dumbrăvița, numai că aci conglomeratul amintit este ceva mai gros (3,50—4 m grosime).

La Piatra, pe V. Pietrei, conglomeratele lipsesc. Sub tufurile masive, aci, ca și la Ilișua, se pot observa însă marnă cenușă de tipul celor din Stratelor de Salva, intercalate între tufuri verzi ce conțin multe Globigerine.

Din studiile noastre anterioare (6) făcute în bazin știm că la E conglomeratul reapare la N de Bistrița-Năsăud, exact în aceeași poziție. De aci se continuă spre S până la Colibîța. Sprij W conglomeratul a fost regăsit de noi la Dej, pe malul stâng al Văii Someșului.

Aceste observații par să arate că lipsa conglomeratului la Piatra este datorită unui fenomen local de efilare în pană.

Din cele arătate, se desprinde concluziunea că în regiune, Tufurile de Dej stau în perfectă concordanță de sedimentare cu stratele de sub ele și că baza lor se întrepătrunde în timpul sedimentării cu mărnele și nisipurile dela partea superioară a Stratelor de Salva.

Am considerat că limită superioară a Stratelor de Salva, baza primei intercalații de tuf dacitic, care se găsește la 2,50 m deasupra conglomeratelor.

L i m i t a i n f e r i o a ră a S t r a t e l o r d e S a l v a . Pe teren, această limită se găsește mult la N, în afara regiunii studiate. Noi o cunoaștem însă din lucrările cu caracter general, făcute în bazin în cursul anului 1947 (6).

Stratele de Salva, în regiunea Văii Someșului, la Cliț, la Ileanda Mare și la Poiana Blenchii, pe V. Poienii, stau pe gresii silicioase, de culoare albă în spărtură proaspătă și gălbui cu pete roșcate pe suprafețele de alterație. Aceste gresii, identice ca factură petrografică cu Gresiile de Kliwa din Oligocenul Carpațiilor orientali, au o grosime de 60-100 m. Ele se reazimă pe șisturi disodilice tipice, șisturile de Ileanda Mare, care au în baza lor un pachet de marno-calcare albe bituminoase, uneori fosilifere, asemănătoare și ele cu marnele albe bituminoase dela baza Oligocenului din Flișul carpatic. Marno-calcarele albe se sprijină pe calcarele cu Nummuliți ale Eocenului.

La Poiana Blenchii, trecerea dela Gresiile de Kliwa la Stratelor de Salva se face gradat, astfel că nu se poate pune o limită categorică între aceste două formațiuni.

Spre W, la Var, în V. Someșului și pe V. Almașului, deasupra Gresiilor de Kliwa nu stau Strat de Salva, ci Stratul de Ticu, iar peste ele Stratul de Jimbor, oligocene. Stratul de Ticu sunt alcătuite în general din argile roșii. Stratul de

Jimbor sunt constituite din gresii grosiere, uneori conglomeratice, asemănătoare și ele, într'o foarte mare măsură, cu Gresiile de Kliwa.

Conglomeratele mărunte din aceste strate sunt constituite aproape exclusiv din cuarțite de culoare albă sau fumurie, care, fără îndoială, sunt cuarțitele ce au furnizat materialul din care s'au născut gresiile silicioase de tipul Gresiilor de Kliwa.

In Stratele de Sânt-Mihai, aquitaniene, de deasupra Stratelor de Jimbor, gresiile albe și pietrișurile cuarțitice sunt iarăși foarte desvoltate, astfel încât noi am înclina să credem că aci, din punct de vedere petrografic, Stratele de Sân-Mihai țin de Oligocen, desvoltat în facies de Kliwa și nu de Miocen.

Faciesul se schimbă odată cu Stratele de Coruș și mai ales cu Stratele de Hida, ambele atribuite de KOCH (3) Burdigalianului și asemănătoare cu Stratele de Salva.

Din aceasta rezultă că, mergând dela W spre E, Oligocenul și chiar Miocenul suferă o schimbare de facies. Stratele de Ticu, de Jimbor, de Sân-Mihai și de Coruș sunt substituite lateral prin Stratele de Salva de factură miocenă.

Mai spre E încă, în Valea Sălăuței, la N. de Telciu, șisturile disodilice ale Oligocenului, de numai 5 m grosime, se reazimă pe marne cenușii fosilifere, probabil de vîrstă eocenă. Peste șisturi se observă argile verzi sau cenușii, cu intercalații subțiri de gresii silicioase de coloare albă-verzuie sau galbenă-murdară, și de gresii calcaroase curbicorticale. Continuitatea de sedimentare dela șisturi la Stratele de Salva pare a fi evidentă și probabil că baza acestor strate reprezintă aci echivalentul stratigrafic lateral al Gresiilor de Kliwa, dela Poiana Blenchii, precum și al straterelor oligocene și miocene de deasupra acestor gresii.

Stratele de Salva cuprind deci depozite oligocene și miocene, până la Tuful de Dej. Ele sunt de vîrstă oligocen-helvetiană. Acesta este motivul pentru care noi am întrebuințat denumirea mai largă de Strate de Salva și nu pe aceea de Strate de Hida, dată de KOCH (3), care se referă numai la depozite de vîrstă burdigaliană.

Probele recoltate pe teren, analizate micropaleontologic, au arătat că până la 750 m sub Tufurile de Dej, microfauna este absentă. De aci în jos a fost găsită o microfaună pe care GH. VOICU o atribue Aquitanianului, comparând-o cu microfauna găsită în Stratele de Cornu din Subcarpații Munteniei. Din partea de bază a Straterelor de Salva nu au fost recoltate probe.

B) *Helvetican-Tortonian (Complexul Tufurilor de Dej)*. Tufurile de Dej din cuprinsul regiunii stau în continuitate de sedimentare peste Stratele de Salva. În alte regiuni însă, ele suau transgresive, peste depozite mai vechi (3).

La Ilișua, la Căianu și la Dumbrăvița, grosimea tufurilor este de cca 40–50 m. Spre E însă, grosimea lor scade treptat (6), astfel că la Colibița (jud. Năsăud) ele au numai cca 10 m.



Baza tufurilor este bine deschisă la Ilișua, pe V. Tiganului. Aci, ele încep cu un banc de tufuri gresoase, de culoare verde (2 m grosime), care suportă marne de tipul celor din Stratele de Salva (2 m) și apoi tufuri albe-verzui (4 m), cu intercalări de marne albe cu Globigerine.

Peste aceste tufuri se reazimă depozite foarte caracteristice, de cca 5 m grosime, constituuite dintr'un amestec de material detritic mărunt, cu cenușă vulcanică, în care sunt prinse incluziuni mici de tufuri verzi, precum și incluziuni mai mari de marne colorate cenușiu-gălbui, bătând în roșcat, ce aparțin Stratelor de Salva.

Deasupra acestui complex nisipos se dezvoltă tufurile masive, dispuse în bancuri, care pot ajunge până la 1 m grosime. Unele din aceste bancuri sun gresoase și foarte tari, fapt pentru care sunt mult întrebunțăte de localnici în construcții.

Partea superioară a tufurilor este vizibilă la Nireș, la Chiuza și la Nimigea. Ea este constituită în general din strate subțiri de tufuri, între care se observă intercalări de gresii vinete, foarte dure, cu vine de calcită, cu fețe curbicorticale și cu hieroglife. Se mai pot observa intercalări subțiri de marne albe cu Globigerine, nisipuri și chiar marne gipsoase.

Ceeace dă caracteristica Tufului de Dej este culoarea lui verde, care merge dela alb-verzui până la verde aprins, fapt care-l face să fie recunoscut de departe. Nicăieri în depozitele superioare nu s'a găsit un tuf care să aibă aceeași culoare.

De remarcat este faptul că tuful dela Slănicul de Prahova, din Subcarpați, sincron cu Tuful de Dej, are aceeași culoare ca și acesta.

C) *Tortonian* (Fig. 1). 1. *Orizontul inferior* (breciile sedimentare cu masive de sare). Brâul de masive de sare care înconjoară Bazinul Transilvaniei a fost considerat de KOCH (3) ca fiind situat stratografic la partea inferioară a Stratelor de Câmpie, deasupra Tufului de Dej. Stratele de Câmpie erau, după KOCH, echivalentul intern al Calcarelor de Leitha. Punctul acesta de vedere a fost viu combătut de MRAZEC (4) și de VOIȚEȘTI (10), care considerau sareea diapiră și-i acordau o vîrstă oligocen-superioară sau miocen-inferioară.

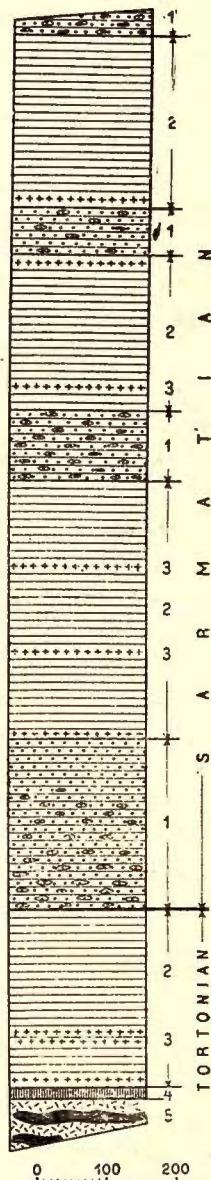


Fig. 2. — Coloană stratigrafică schematică în depozitele tortonian-sarmațiene.

1, gresii cu concrețiuni; 2, marne; 3, tufuri; 4, șisturi argiloase; 5, brecie cu sare.

Observațiile făcute de noi pe teren (6) ne-au determinat să acceptăm punctul de vedere stabilit de KOCH (3) asupra poziției stratigrafice a sării, considerând că masivele de sare sunt de vârstă tortoniană.

In cuprinsul regiunii, Tufurile de Dej suportă o brecie sedimentară constituită din elemente variate ca mărime, uneori rulate, dar de cele mai multe ori colțuroase, prinse între ele printr'un ciment marnos care se desagregă foarte ușor, astfel că clementele rămase libere curg pe pante, dând acestor brecii un aspect cu totul caracteristic.

Se pot vedea în aceste brecii fragmente mici de Tufuri de Dej, sfărâmături mai mari sau mai mici de gresii, foarte diferite ca aspect și vârstă, la un loc cu multe bucăți de marne și cu fragmente de calcare sau gipsuri.

La Nireș și la Chița, în partea superioară a breciei, apare un banc de gips șistos de culoare brună, în grosime de 4 m. Aci nu se mai observă izvoare sărate sau masive de sare, astfel că s-ar putea admite că ele sunt local substituite prin aceste gipsuri.

Sarea este intercalată între breciile sedimentare sub formă de masive lenticulare. Observațiile par să arate că grosimea ei crește dela N la S.

2. Orizontul șisturilor cu Radiolari. In cuprinsul regiunii, limita dintre brecia sedimentară cu sare și orizontul superior nu este vizibilă decât la Nireș și, în parte, la Figa și Căianu.

La Nireș, peste o brecie neagră cu ciment gipsos stau argile brune-negricioase, șistoase, cu multe eflorescențe galbene de sulf și cu cristale de gips. Aceste șisturi argiloase se asemănă bine cu șisturile disodilice, oligocene. Grosimea lor este de circa 10 m.

Prin poziția stratigrafică, prin aspectul lithologic și prin prezența a numeroase forme de Radiolari, ele reprezintă, fără nici o îndoială, echivalentul « șisturilor cu Radiolari » de deasupra masivelor de sare tortoniene, din Subcarpații Munteniei.

In partea lor superioară se găsește un tuf dacitic de 0,60 m grosime, ce suportă apoi marne cenușii cu intercalații mai subțiri de alte tufuri. Pentru motive cartografice, acest tuf a fost considerat de noi ca limita superioară a orizontului, cu toate că Radiolarii se mai continuă și în marnele de deasupra.

3. Orizontul superior marnos. Peste « șisturile cu Radiolari », pe o grosime de cca 220 m, se desvoltă o serie, constituită în general din marne de culoare cenușie-deschisă, bine stratificate, cu spărtură aşchioasă și uneori cu filme de nisipuri galbene. La Sieu Sfântu, pe V. Sieului, am găsit resturi fosile indeterminabile. Intre marne s-au putut observa cel puțin patru intercalații de tufuri dacitice, dar niciuna dintre ele nu depășește 1 m grosime. Partea superioară a orizontului marnos este constituită din marne cenușii-negricioase, cu intercalații subțiri de tufuri albe și marne cărbunoase. In acest orizont se întâlnesc frecvențe forme de *Spirialis*, caracteristice pentru partea superioară a Tortonianului din Subcarpații Munteniei.



D) *Sarmațianul*. Sarmațianul acoperă $2/3$ din regiunea noastră și se extinde spre N cu mult mai departe decât se credea până acum. Deobicei, el stă concordant peste depozitele marnoase cu *Spirialis*, ale Tortonianului. La marginea bazinului însă, depășește aceste formațiuni și ajunge să se sprijine transgresiv pe brecia sedimentară cu masive de sare sau chiar peste Tufurile de Dej.

Sarmațianul este constituit dintr-o alternanță de marne cu nisipuri, ce se succed cu regularitate pe o grosime vizibilă de cca 1000 m. Ca grosime, orizonturile marnoase depășesc pe cele nisipoase. Din cca 1000 m depozite, nisipurile însumează abia cca 350 m.

Cu toate că în Sarmațian s-au întâlnit șase strate de tufuri albe dacitice, intercalate între nivelele de marne, noi nu știm dacă am întâlnit sau nu Tuful de Ghiriș. Este sigur, însă, că la limita dintre Tortonian și Sarmațian nu există niciun tuf. Oricare dintre tufurile găsite de noi ar fi Tuful de Ghiriș, el apare ca o simplă intercalație de tuf în Sarmațian.

Sarmațianul începe cu nisipuri bine consolidate, uneori conglomeratice, în special spre bază. Caracteristic pentru aceste nisipuri este în primul loc prezența a numeroase concrețiuni sferoidale sau ovoidale, de mărimi foarte variante, iar în al doilea loc prezența unor incluziuni de marne cenușii, frecvente în special pe marginea bazinului și la partea inferioară a nisipurilor.

Peste nisipuri, care au cca 250 m grosime, stau marne de culoare cenușie, bine stratificate, cu spărtură așchieoasă, neregulată. Trecerea dela nisipuri la marne se face gradat. Probele recoltate din aceste marne au arătat prezența unei bogate microfaune, pe care GH. Voicu o paralelizează cu microfauna Buglowianului din Subcarpații Munteniei.

Deasupra manelor stă un pachet gros de strate (cca 500 m), constituit dintr-o alternanță de marne cu nisipuri, între care se pot observa rare intercalații de gresii și uneori chiar de conglomerate mărunte (spre baza nisipurilor). În nivelele marnoase a fost găsită o microfaună care indică pentru aceste depozite vârsta sarmațiană.

Tectonica. A) *Considerațiuni generale*. Tectonica regiunii este în general simplă. În partea de N, Stratele de Salva cad monoclinal spre S și intră normal, sub Tuful de Dej. În această zonă nu se poate vorbi de o tectonică propriu zisă.

Primele cîte încep să se schîzeze la S de linia Ilișua—Căianul—Piatra, linie care corespunde cu zona în care, între sedimente, încep să se intercaleze breciile cu masive de sare.

Limita dintre breciile sedimentare cu sare și depozitele tortoniene de deasupra, aşa cum am arătat, are în majoritatea cazurilor caracterul unei limite normale. În câteva locuri însă, în legătură cu acastă limită, s'au putut face unele observații interesante. Astfel, între Căianul și Dumbrăvița, Tuful de Dej cade spre S cu $4-7^{\circ}$, suportând concordant brecia cu masive de sare. În



aceeași regiune, depozitele sarmațiene depășesc Tortonianul și ajung să se reazime transgresiv pe brecii sau chiar pe Tuful de Dej. Inclinațiile acestor depozite sunt totuși mai mari ca ale tufului ($25-20^{\circ}$). La E de Dumbrăvița, Tufurile de Dej cad spre SE cu 5° , în timp ce nisipurile sarmațiene de deasupra înclină cu 40° .

La Nireș, tufurile inclină spre S cu 5° , în timp ce șisturile cu Radiolari de deasupra brecilor au 40° .

Alteori, în imediata apropiere a brecilor cu sare, se observă că formațiunile din spatele lor sunt rupte și deplasate în sus și în jos sau lateral.

În toate aceste cazuri, fundamentul brecilor, format din Tuful de Dej, rămâne liniștit, fără să fie afectat de fenomenele tectonice de deasupra lui.

O altă observație este că la S de zona în care apar la zi brecile sedimentare cu sare, direcția stratelor se schimbă brusc, dela E-W la N-S. Tufurile de Dej nu sunt însă afectate de această schimbare.

La Nireș, la Dumbrăvița și la Căianu, tufurile înclină ușor și constant spre S, păstrând direcția E-W, în timp ce depozitele de deasupra brecilor cu sare, cu inclinații mari, au direcție NW sau NE, începând să schițeze flancurile cutelor ce se vor desvolta spre S, cu direcție perpendiculară pe cea a Tufurilor de Dej și a Stratelor de Salva.

Faptul că modificarea de stil tectonic coincide tot cu linia brecilor sedimentare ce includ sarea, ne arată evident că ele nu pot fi străine de acest fapt.

Datorită presiunilor lithostaticice, sarea se deslipește de pe fundament și aluneca pe el, îngrämadindu-se în zonele de minimă rezistență, unde ridică în spate formațiunile de deasupra, fără a deranja depozitele din bază. Există, în acest fel, posibilitatea ca, sub o cută anticinală evidentă deasupra masivelor de sare, să găsim depozite practic orizontale sau puțin inclinate. Această ipoteză pare foarte probabilă, însă cum observațiile sunt limitate pe o regiune prea mică, noi o semnalăm ca o concepție de lucru în viitor. Trebuie văzut dacă ea are sau nu un caracter de generalitate, în primul loc pe marginea bazinei.

B) *Unități structurale.* Am separat în cuprinsul regiunii trei unități structurale, cu caractere distincte: unitatea nordică, sinclinalul Vârful Mare, zonele anticlinale sudice.

1. Unitatea nordică. Această unitate ocupă partea de N a regiunii și este limitată la S de linia pe care, deasupra Tufurilor de Dej, apar breciile cu masive de sare. Despre o tectonică propriu zisă nu se poate vorbi aici. Pe o lățime de aproximativ 14 km, Stratul de Salva cad monoclinal spre S, cu inclinații variind între $5-10^{\circ}$. Excepțional, în Nordul regiunii, inclinațiile pot ajunge la 40° . Tuful de Dej coboară și el spre S cu inclinații de $3-7^{\circ}$.

2. Sinclinalul Vârful Mare. Acest mare sinclinal își reazimă flancul de N pe masivele de sare tortoniene. Flancul de S se sprijină pe o importantă linie tectonică, falia Becllean-Săsarm, care urmărește



axul anticinalului Săsarm, ce prezintă în parte caracterul unei cute diapire, cu flancul estic căzut și încălecat de flancul vestic. Flancul de N al sinclinalului Vf. Mare prezintă câteva ușoare ondulații, datorită unei înghenunchieri a flancului și căderii lui în adâncime.

3. Zonele anticlinale sudice. Aceste zone cuprind întreaga jumătate sudică a regiunii și sunt caracterizate prin prezența unor cute largi, cu direcție N—S, ale căror flancuri sunt puțin inclinate, în general cu atât mai puțin, cu cât ne depărtăm de zona de apariție a masivelor de sare, dela N spre S.

Toate cutele iau naștere în zona masivelor de sare de pe V. Someșului Mare.

Accidentelete tectonice ce se pot remarcă sunt de mică importanță și nu produc decât denivelări cu caracter local.

In cuprinsul acestei unități structurale s-au putut distinge patru zone anticlinale. Am întrebuițat această denumire și nu pe aceea de cute anticlinale, deoarece în lungul acestei zone, ce se poate urmări pe distanțe mari, se observă maxime de ridicare separate prin depresiuni sinclinale în formă de șea, astfel că structurile apar ca fiind formate din mai multe cute anticlinale, înșiruite pe aceeași direcție.

Zonele anticlinale sunt separate între ele prin sinclinale cu direcție generală N—S.

Dintre acestea, Zona anticinală Tentea-Rusu ia naștere în V. Someșului, la Becline, și se întinde spre S dincolo de marginea regiunii studiate. În lungul ei s-au putut observa trei maxime de ridicare. Inclinările pe flancurile zonei sunt de $5-12^{\circ}$. Zona anticinală Bidiu—Figa—Chiuză ia naștere din masivul de sare dela Chiuză, pe V. Someșului, și se continuă 20 km spre S până la Checiu, unde pare a se aplatiza. În lungul ei s-au putut distinge două maxime de ridicare. În ridicarea dela Figa apare la zi Tortonianul cu sare. Inclinările pe flancurile zonei ajung uneori la $30-35^{\circ}$.

Zona anticinală Feleac—Sireag ia naștere în V. Someșului, la Sireag, și se continuă 25 km spre S, până la Corvinești, unde dispare. În lungul ei s-au putut distinge două ușoare maxime de ridicare. Inclinările pe flancuri ajung până la 20° .

Zona anticinală Șieu—Tăure ia naștere din masivul de sare dela Tăure și se întinde apoi spre S, dealungul Văii Șieului, unde prezintă și un maximum de ridicare. Intinderea cutei spre S nu a fost urmărită.

C) Cute de văi. In cuprinsul regiunii se pot observa cute anticlinale care urmăresc direcția văilor. Când acestea își schimbă brusc direcția, cutele și-o schimbă și ele. De obicei, astfel de cutе se închid pericinal la fundul văilor; spre cumpăna apelor.

Existența lor este datorită fenomenelor de eroziune care produc descărcări de masă la nivelul văilor, în timp ce dealurile rămân încărcate. Presiuni exercitate de aceste depozite pe deal, î se opune în vale o contrapresiune de jos în sus, astfel că stratele căpătă aci tendința de a se ridica în formă de cute anticlinale.



Este probabil ca acest fenomen să fie favorizat și de apele superficiale dela nivelul văilor. Ele îmbibă rocele, care în acest fel își măresc volumul și se ridică în sus.

Concluziuni. Din punct de vedere stratigrafic, în Bazinul Transilvaniei există o perfectă continuitate de sedimentare între Oligocen și Miocen. Pe marginea bazinului însă, fiecare din termenii Miocenului poate căpăta un caracter de transgresivitate, acoperind în acest caz depozite mai vechi decât cele pe care stau normal.

Stratele de Salva sunt de vîrstă oligocen-helvetică. O separare a lor pe etaje nu poate fi făcută din cauza uniformității de facies.

Tuful de Dej se situează la limita dintre Helvetican și Tortonian.

Sarea este de vîrstă tortoniană și este cuprinsă între Tufurile de Dej și sisturile cu Radiolari.

Sarmatianul, desvoltat în facies nisipos-marnos, este transgresiv pe marginea bazinului, însă mai la interior el stă concordant peste Tortonianul marnos.

Din examinarea condițiilor locale de ordin tectonic se desprinde ideea că o tectonică propriu zisă nu poate fi remarcată în regiune decât dela S de linia unde, între depozitele miocene, se interstratifică breciile sedimentare cu masive de sare. Din acest fapt și din analiza unor observații locale de ordin tectonic s'a emis ideea că este posibil să existe o tectonică a sării, afectând numai formațiunile de deasupra ei, suprapusă peste un fundament necutat sau foarte puțin cutat.

In cuprinsul regiunii s'au separat trei unități structurale ce se îmbină armonios unele cu altele. Caracterele lor tectonice diferite sunt datorite tendinței sării de a se deplasa spre zonele de minimă rezistență, ridicând și rupând depozitele din spatele ei.

BIBLIOGRAFIE

1. BÖCKH HUGO. Erdélyi medencze földgáztartal mazó anticlinálisairól. Budapest, 1911.
2. CIUPAGEA D. T. Nouvelles données sur la structure du Bassin Transylvain. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. II, Buc., 1935.
3. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenb. Landesteile. Budapest, 1894.
4. MRAZEC L. și JEKELIUS: E. Aperçu sur la structure du Bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Assoc. pour l'Avanc. de la Géol. des Carpates. Guide des excursions.* 1927.
5. OLTEANU FL. Observații asupra «breciei sării» cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre Râul Teleajen și Pârâul Bălăneasa. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXXII (1943—1944).
6. PĂTRUȚ I. Raport geologic asupra cercetărilor făcute în marginea de N și E a Basinului Transilvaniei. Nr. 47.078 Rp. din 3.III.1948. St. R. Inedit.
7. POPESCU GR. Observații asupra breciei sării și a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. Comunicare la Inst. Geol. Rom. Inedit.
8. HAUER și STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1885.
9. VANCEA A. Geologische Untersuchungen im west-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. V, Buc., 1942.
10. VOIȚEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V, Nr. 2, 1936.



—ION PĂTRUȚ.—**Observații geologice în regiunea Văii Iza (Maramureș).**

Intre 1—4 Octombrie 1948, conform instrucțiunilor primite din partea Institutului Geologic, am făcut câteva profile în regiunea Văii Iza, în Maramureș.

La Săcel, pe V. Izei, au mai fost întreprinse unele cercetări înainte de ultimul război.

In axul unei structuri apar la zi calcare eocene cu Nummuliti mulți, Cardii, Ostreide, etc., ce se reazimă direct pe Cristalin și au o grosime de cca 50 m.

Ele suportă depozite constituite în bază din gresii grozioare cu intercalații de gresii vinete și argile verzi, peste care stau apoi marne cenușii alternând cu nisipuri.

Aceste depozite seamănă perfect cu «Stratele de Salva» din regiunea văii Sălăuța și este probabil că sunt de aceeași vîrstă oligocen-helvetică, deoarece stau peste calcare cu Nummuliti, și la Săliște, pe V. Izei, suportă Tufuri de Dej cu Globigerine.

Peste Tufurile de Dej stau brecii cu izvoare sărate, pe care apoi se reazimă discordant aglomerate andesitice.

Pe malul stâng al Văii Iza, pe V. Carelor, apar la zi marne roșii, fără nici o îndoială de vîrstă senoniană. Raporturile dintre aceste marne și Stratele de Salva nu se pot vedea clar aici.

Pe V. Bistriței, la N de Săcel, se observă că Stratele de Salva, căzând normal spre S, iau contact dealungul unei falii, cu depozite mai vechi ce cad normal spre N, constituie din argile verzi cu intercalații de gresii cu hierogliffe. Coborind în serie, între aceste argile încep să se întrecaleze gresii cenușii micacei de tipul Gresiilor de Tarcău, care devin în bază masive. Aceste gresii par să stă peste marnele roșii senoniene.

Tot complexul are aspectul Eocenului din Flișul Carpaților orientali și este net deosebit ca facies de depozite din firul Văii Iza (Stratele de Salva și calcarele eocene). Din acest motiv a fost considerat de noi ca apartinând unei unități superioare, pe care am denumit-o în cursul anului trecut Unitatea de Setref, șariată peste un Autohton constituit din Strate de Salva, cu brecii cu sare la partea superioară.

Urme de hidrocarburi apar în Autohton (Strate de Salva).

Bitumenele ar fi născute, fie pe seama intercalațiilor șistoase din Stratele de Salva, fie pe seama calcarelor eocene care sunt bituminoase.

Tectonica este destul de complicată. Există probabil o pânză de șariaj, iar la Ieud se observă cute-solzi, cu flancul de N laminit, în care sunt prinse și depozite de sare, ceeace ar arăta, pentru aceste cute, o vîrstă post-tortoniană sau sin-tortoniană. Regiunea mai necesită încă studii.



— C. STOICA. — Cercetări geologice în Basinul Comăneștilor și marginea Flișului dela Moinești până în Valea Tazlăului Mare. Considerațiuni de ordin economic¹⁾.

— GH. VOICU. — Paraleлизarea micropaleontologică a formațiunilor de Miocen din regiunea Beclean (Bazinul Ardelean) cu acelea din Subcarpații Munteniei. (Studiu preliminar).

Obiectul lucrării de față îl formează analiza micropaleontologică a probelor colectate de I. PĂTRUȚ în regiunea Beclean, jud. Someș.

Această lucrare cuprinde rezultatele microbiostratigrafice și descrierea diviziunilor micropaleontologice.

Ca bază de lucru am considerat justă succesiunea stratigrafică stabilită pe teren²⁾. Denumirile diverselor zone micropaleontologice s-au făcut întrebuintând ca simboluri inițialele formațiunilor respective. S-au examinat în total 55 probe: 17 probe din Stratelor de Salva, 8 probe din Tortonian, 23 din Buglowian și 7 din Sarmatian.

Rezultatele obținute din analiza acestor probe, precum și interpretarea tabelei de distribuție a formelor, au fost comparate cu datele pe care noi le cunoaștem din studiul «Stratelor de Cornu» dintre Valea Prahovei și V. Vărbilăului, atribuite Aquitanianului, din studiul Burdigalian-Helvetianului din aceeași regiune (lucrare în pregătire), precum și din studiul Helvetian-Sarmatianului din SE Munteniei³⁾.

I. Rezultatele micro-biostratigrafice. A) În seria Stratelor de Salva s-au putut separa două zone microfaunistice distințe (două unități micro-biostratigrafice) și anume: zona Aq. (= Aquitanian) și zona H. (= Helvetian).

1. Zona Aq. are un conținut microfaunistic foarte asemănător, s'ar putea spune chiar identic cu acel al zonei care corespunde Stratelor de Cornu dintre V. Prahovei și V. Vărbilăului atribuite Aquitanianului.

2. Zona H., aproape sterilă, pare a corespunde cu zona microfaunistică foarte săracă a complexului cenușiu din Helvetianul superior al Subcarpaților Munteniei.

B) În Tortonian s-au separat două zone microfaunistice: zona T. (= Tortonian) și zona T. R. (= Tortonian cu Radiolari), ambele întâlnite în Tortonianul superior din Muntenia de E.

1. Zona T. corespunde zonei microfaunistice a complexului lithologic «marnele cu *Spirialis*».

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

²⁾ Geologia regiunii Beclean, reg. Someș; comunicare făcută la Comitetul Geologic de I. PĂTRUȚ în 1949.

³⁾ Raport alcătuit de T. IORGULESCU în laboratorul dela Câmpina.



2. Zona T. R. corespunde zonei microfaunistice ce se găsește la nivelul «șișturiilor cu Radiolari».

Atât zona T. cât și zona T. R. prezintă o microfaună caracteristică pe care am întâlnit-o și în Muntenia.

Regretăm că din lipsă de probe nu putem cunoaște conținutul microfaunistic al Tufului de Dej și al complexului breciei cu masive de sare, care în SE Munteniei corespund altor zone microfaunistice de sub zona T. R.

C) În Sarmațian s-au separat următoarele două zone microfaunistice: zona Bg. (= Buglowian) și zona S. (= Sarmațian).

1. Zona Bg. corespunde din punct de vedere microfaunistic «complexului cu *Ervilia*» al Sarmațiului inferior (= Buglowian) din Muntenia.

2. Zona S., deși săracă, a putut fi echivalată, datorită unor forme caracteristice, cu Sarmațianul inferior-mediu și anume cu «complexul marnoisipos» de deasupra «marnelor cu *Ervilia*».

În profilul prezentat de I. PĂTRUȚ lipsește echivalentul Sarmațianului superior din Muntenia de E.

II. Descrierea diviziunilor micropaleontologice. În coloana stratigrafică prezentată de I. PĂTRUȚ s-au putut separa șase zone microfaunistice (șase unități microbiostratigrafice), bine definite și net separate unele de altele.

In fiecare zonă se remarcă o asociație specifică, alcătuită din forme caracteristice, cantonate de obicei într'un anumit interval stratigrafic, și din forme comune, care au o valoare circulatorie, pe verticală, mai mare. Pe lângă aceste două categorii de forme care se găsesc «in situ», se mai pot întâlni și forme remaniate din alte formațiuni.

In cele ce urmează vom da numai formele caracteristice mai importante.

Diviziunile micropaleontologice separate sunt următoarele:

1. *Zona Aq.* Asociația specifică acestei zone, relativ bogată, este alcătuită din Foraminifere calcaroase, care predomină, și din Foraminifere aglutinante. Acestea din urmă reprezintă circa 1/3 din totalul formelor.

a) Foraminifere calcaroase

Bulimina ovata D'ORP.

Chilostomella oolina SCHWÄGER

Eponides aff. *praecinctus* KARRER

Cibicides mundulus (PARKER et JONES)

Robulus aff. *Cristellaria rotulata* BRADY

Robulus limbosus REUSS

Robulus submamiligerus CUSH.

Robulus clericii FORNASINI

Dentalina sp.



Lagena hispida REUSS

Marginulina arcuata PHIL.

Nodosaria sp.

Nodosaria deceptoria (SCHWAGER) după CUSH.

Nonion umbilicatum (MONTAGU).

Pulleniatina sp.

Syphonina tenuicarinata CUSH.

Uvigerina beccarii FORNASINI

b) Foraminifere aglutinante

Ammodiscus cf. *incerta* D'ORB.

Bathysiphon sp. (?) CUSH.

Martinotiella communis D'ORB.

Cyclammina cf. *incisa* (STACHE)

Haplophragmoides scitulum BRADY

Dendrophria latissima GRZYB.

ScrenckIELLA occidentalis CUSH.

Sigmoilina schlumbergeri A. SILVESTRI

Spiroplectamina gracilis (VON MARK)

Vulvulina spinosa CUSH. var. *miocenica* CUSH.

Comparând microfauna acestei zone cu microfauna zonei ce corespunde Stratelor de Cornu, atribuite Aquitanianului, dintre V. Prahovei și V. Vărbilăului, constatăm o foarte mare asemănare, fapt ce ne îndreptățește să considerăm cele două zone de aceeași vîrstă.

Ni se pare interesant de semnalat aici o observație în legătură cu glauconitul. În lucearea asupra Stratelor de Cornu dintre V. Prahovei și V. Vărbilăului s'a urmărit distribuția pe verticală a acestui mineral. Dacă în formația amintită acest mineral se găsește într'o frecvență mare, în Stratul de Salva, respectiv zona Aq. din Transilvania, el lipsește, cel puțin în probele examineate de noi.

2. Zona H. Din această zonă s-au examinat numai cinci probe. Conținutul microfaunistic este alcătuit din:

Isthmia enervis EHRENB.

Concinodiscus sp.

Dinți de Pești

Resturi de Pești

Concrețiuni sferice de pirită

Aceste forme sunt remaniate pe socoteala Oligocenului, unde, după toate datele noastre, ele se găsesc «in situ», în Oligocenul din jud. Prahova și jud. Buzău (profilul Buzăului și al Părâului Vinețisul)¹⁾.

¹⁾) GH. VOICU. — Memoriu micropaleontologic privind analizele probelor colectate în văile Vinețis și Buzău 1945.



Lipsa microfaunei nu ne surprinde, deoarece și în Sud-Estul Munteniei complexul cenușiu al Helvețianului superior, cu care s'a echivalat provizoriu această zonă, este foarte sărac în forme.

3. Zona T. Această zonă, deși săracă, prezintă o asociație alcătuită din forme caracteristice compuse din Foraminifere calcaroase, aglutinante (slab reprezentate) și Pteropode.

a) Foraminifere calcaroase

Candorbulina universa JEDLITSCHKA

Cibicides pseudoungerianus CUSH.

Discorbis saulci d'ORB.

Glandulina laevigata d'ORB.

Globigerina sp.

Quinqueloculina seminula (LINNE)

Sphaeroidina bulloides d'ORB.

etc.

b) Pteropode

Spirialis subtarchanensis ZHIZHCHENKO

Spirialis andrussovi

4. Zona T. R. este caracterizată prin următoarele forme de Radiolari foarte caracteristice:

Rhopalodictyum subacutum HAECKEL

Rhopalodictyum cf. HAECKEL

Coenosphaera vesparia HAECKEL

Spongodiscus mediterraneus HAECKEL

În această zonă, pe lângă Radiolari, se mai găsesc:

Candorbulina universa JEDLITSCHKA

Globigerina bulloides d'ORB.

Speciile de *Spirialis* din Zona T.

Coscinodiscus sp.

Comparând microfauna zonei T. precum și a zonei T. R. cu microfauna zonelor ce corespund, în Muntenia, complexelor lithologice: «marnele cu *Spirialis*» și «șisturile cu Radiolari», constatăm asemănări aşa de mari încât suntem obligați să considerăm și în acest caz, zonele sus menționate de aceeași vîrstă.



5. Zona Bg. se caracterizează printr'o asociație destul de bogată, alcătuită din Foraminifere calcaroase, Ostracode și Otolite.

a) Foraminifere calcaroase

- Cibicides lobatulus* (WALKER et JACOB)
- Cornuspirella diffusa* HERON ALLEN et EARLAND
- Elphidium minutum* (REUSS)
- Elphidium macellum* (FICHTEL et MOLL).
- Articulina majori* CUSH.
- Quinqueloculina* cf. *seminula* LINNÉ)
- Rotalia beccarii* (LINNÉ)
- Triloculina laevigata* D'ORB.
- etc.

b) Foraminifere aglutinante

Acestea lipsesc cu desăvârșire.

Pe lângă formele amintite se întâlnesc, într'o frecvență apreciabilă, următoarele: *Hydrobia immutata* FRAUENFELD, *Tinostoma Woodi* M. HOERNES și *Spaniodontella intermedia* (ANDRUSSOW). Dintre acestea, ultimele două devin caracteristice zonei S de deasupra.

Datorită acestor forme caracteristice, zona Bg. a putut fi echivalată cu zona microfaunistică pe care am întâlnit-o în Sud-Estul Munteniei, la nivelul complexului marnelor cu *Ervilia* care aparține Buglowianului (—Sarmațianului inferior).

6. Zona S. Microfauna destul de bogată a zonei Bg. se oprește în limita superioară a acesteia.

Zona S., foarte săracă în forme, este totuși caracterizată prin prezența formelor de *Semseyia* (?) sp., *Spaniodontella intermedia* (ANDRUSSOW) și *Tinostoma Woodi* M. HOERNES, prezență căre ne îndreptățește să echivalăm această zonă cu zona microfaunistică ce corespunde în Muntenia complexului marno-nisipos al Sarmațianului inferior-mediu de deasupra marnelor cu *Ervilia*.

De remarcat că și aci numărul de forme de viață este scăzut în comparație cu zona microfaunistică a Sarmațianului inferior-mediu din Sud-Estul Munteniei.

III. Concluzii. Din datele prezentate în această lucrare se pot desprinde următoarele concluzii:

1. Datorită asociațiilor specifice, o separare pe zone microfaunistice a formațiunilor s'a făcut ușor chiar acolo unde lithologic ea nu este posibilă, de ex. în Stratele de Salva.



2. Zonele microfaunistice separate sunt net distințe între ele și ușor de identificat.

3. Este neîndoios faptul că zonele microfaunistice separate de noi sunt echivalente cu zonele microfaunistice corespunzătoare celor din Miocenul Sud-Estului Munteniei. Deosebirea constă numai în faptul că în Bazinul Transilvaniei, în regiunea cercetată, microfauna este mai săracă din punct de vedere al numărului de genuri și specii, condițiile de viață fiind foarte probabil mai puțin favorabile.

Pe baza acestor paralelezări, considerăm succesiunea stratigrafică stabilită pe teren de I. PĂTRUȚ, ca justă.

4. Vârsta zonelor H., T., Bg., și S. este cea admisă astăzi în Muntenia, respectiv Helvețian, Tortonian superior, Buglovian (— Sarmățian inferior) și Sarmățian inferior-mediu.

In ce privește vârsta reală a zonei Aq. a Stratelor de Salva, ne-am mulțumit, deocamdată, numai a-i atribui vârsta ce s'a acordat și în Muntenia Stratelor de Cornu (Aquitanian), cu care noi le-am echivalat micropaleontologic.

5. Absenta completă a glauconitului, spre deosebire de Aquitanianul dintre V. Prahovei și V. Vărbilăului, unde el se găsește din abundență, poate ridica probleme interesante de ordin sedimentologic și bionomic.

Şedința din 28 Ianuarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— G. MURGEANU și N. ONCESCU. — Geologia Văii Buzăului în împrejurimile Com. Pătârlagele.¹⁾

— N. GRIGORAS. — Zona Flișului între V. Zăbalei și V. Buzăului^{1).}

Şedința din 1 și 4 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— GR. POPESCU. — Zona Flișului paleogen între Valea Buzăului și Valea Vărbilăului. (Scurt rezumat).

Studiul acestei zone l-am făcut în anii 1942 și 1943.

Regiunea cercetată cuprinde depozite paleogene, miocene și pliocene.

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



In studierea depozitelor paleogene, aflate deobicei în poziții verticale sau răsturnate, am folosit criteriul sedimentației ritmice și al hieroglfelor, pentru stabilirea succesiunilor normale de strate.

Rezultatul a fost stabilirea poziției stratigrafice a Stratelor de Podul Morii în Oligocen, care mi-a înlesnit o orizontare a acestei formațiuni, confirmată și spre NE de V. Buzăului.

In Miocen am făcut cercetări amănunțite în cuvete pentru urmărirea problemei Tortonianului cu depozite de brecii și sare.

Stratigrafia

Eoceneul. In regiunea cercetată este desvoltat în două faciesuri:

A) *Faciesul marginal*, marno-gresos, format din argile și marne nisipoase cenușii și verzui, cu dese intercalații subțiri de gresii calcaroase, slab curbi-corticale, cu hieroglife pe fața inferioară a stratului. Este răspândit în partea sudică (externă) și vestică a regiunii.

B) *Faciesul intern* (al Gresiei de Tarcău), în care apare constant, la partea superioară a seriei, un orozint de argile și marne verzui cu gresii subțiri (de tipul faciesului marginal), gros de 200—300 m. In V. Teleajenului, în acest orizont apar complexe de argile verzui cu rare intercalații de gresii subțiri, acoperite cu o crustă de oxizi de mangan, amintind foarte mult caracterele Eocenului de Șotrile. Apare în partea de N și NE a regiunii (internă).

Aceste două tipuri de Eocen caracterizează în oarecare măsură cele două unități tectonice: Pintenul de Văleni la exterior și Pintenul de Homorâciu la interior. Totuși, se constată să Gresia de Tarcău apare în partea de NE a regiunii și pe marginea internă a Pintenului de Văleni (Cătiașu Nehoiu); iar faciesul marno-gresos formează o bună parte a Eocenului în partea de SW a Pintenului de Homorâciu.

Schimbările de facies în Eocen, dela masiv gresos (intern, Tarcău) la marno-gresos (marginal) se fac, deci, atât dela N la S cât și dela NE la SW.

Schimbarea facială dela NE la SW este importantă pentru că privește destrămarea până la dispariție, în această direcție, a Faciesului de Tarcău. Gresia de Tarcău, care în V. Buzăului are o grosime de cca 2000 m, nu mai apare în V. Drajnei, la Podurile, decât ca bancuri rare, totalizând 60—80 m grosime, restul fiind înlocuită prin faciesul marno-gresos. Mai spre W, în regiunea Văii Prahovei-Ursei, Eocenul Pintenului de Homorâciu este aproape complet reprezentat printr'un facies marno-gresos (marne, argile, gresii cu hieroglife), în care se observă însă și unele caractere lithologice ale Faciesului de Șotrile (marno-calcare alburii cu Foraminifere în anticlinalul Cornu și anticlinalul Fricoasa—Ursei).



Gresia de Lucăcești, situată la partea superioară a Eocenului din Moldova, dispare ca orizont stratigrafic imediat la SW de V. Buzăului.

Oligocenul. Ca și în Eocen, se pot distinge și în Oligocen două tipuri de facies, a căror răspândire este deasemenea legată de cele două unități structurale, și anume: faciesul Gresiei de Kliwa în Pintenul de Văleni și faciesul Stratelor de Pucioasa cu Gresie de Fusaru în Pintenul de Homorâciu.

Orizontul menitelor inferioare, cu care începe Oligocenul, reprezintă în toată regiunea orizontul stratigrafic reper, față de care am atribuit Eocenului depozitele situate dedesubt și Oligocenului pe cele situate deasupra, până în gipsurile inferioare aquitaniene.

A) Faciesul Gresiei de Kliwa (Pintenul de Văleni). Acesta se subdivide în următoarele orizonturi de jos în sus:

a) Menitelile inferioare: sisturi disodilice cu strate subțiri de menilite. Grosime 20—40 m.

b) Sisturile disodilice: sisturi disodilice, sisturi foioase, intercalații a 20—50 cm marno-calcare silicificate, alterate galben. Grosime 120—200 m.

c) Gresia de Kliwa inferioară: alternanță de pachete marnoase-argiloase în faciesul Stratelor de Pucioasa (cu marno-calcare galbene) și de Gresii de Kliwa, bine cimentate, cu sisturi disodilice. În V. Teleajenului Gresia de Kliwa, totalizând cca 50 m, conține încă fragmente de sisturi verzi.

Dela SW spre NE (V. Cătinei, V. Cătiașu), Gresia de Kliwa a acestui orizont predomină tot mai mult asupra marnelor, începând prin formarea unui complex bazal, masiv, gros de 150 m (la Corbu). În aceeași direcție, intercalații de Strate de Pucioasa devin mai flișoide, conținând gresii curbicorticale cu hieroglife. Grosimea acestui orizont crește dela 500—700 m în SW la 1150 m în NE.

d) Stratele de Podul Morii: marne cenușii cu dese intercalații de gresii micacee și gresii fine, calcaroase, pronunțat curbicorticale și cu hieroglife. Constant, apare un banc de tuf gresos, cu biotit, gros de 0,60—1 m. Spre NE, în regiunea Chiojdul Mare, aceste strate sunt invadate de puternice intercalații de gresii micacee, grosiere, moi.

După caracterele lithologice și prezența tufului, aceste depozite au fost atribuite, când stratelor cu hieroglife, eocene, când Miocenului. Poziția lor stratigrafică în Oligocen, între două orizonturi cu Gresii de Kliwa, a fost fixată prima dată de noi în 1942, în V. Teleajenului.

Denumirea este dată de W. TEISSEYRE, dar am definit prin ea numai pachetul de depozite descris mai sus, spre deosebire de acest autor care reunea aici și pachete de Strate de Pucioasa din orizontul Gresiei de Kliwa inferioară (harta Vălenii de Munte). Grosime 200—250 m.

e) Gresia de Kliwa superioară: Gresie de Kliwa slab cimentată, albă, în bancuri până la 10 m grosime, separate prin strate subțiri de șisturi disodilice. Denumită și «Gresia de Buștenari».

Este restrânsă în partea sudică (externă) a Pintenului de Văleni și lipsește în partea lui internă unde seria Oligocenului este de obicei întreruptă tectonic la partea superioară a Stratelor de Podul Morii, afară de regiunea Văii Cătiașului (între Plaiul Corbului—Curmătura), unde Stratele de Podul Morii, pe o distanță de 5 km, iau contact cu un același pachet de menilite. Interprez acest contact ca normal, menilitele reprezentând «orizontul superior de menilite» și consider lipsa Gresiei de Kliwa superioară ca datorită dezvoltării ei lenticulare. Grosime 500—600 m.

f) Menilitele superioare și diatomitele: în zona externă a pintenului (a Gresiei de Kliwa sup.), constă din strate de diatomite (unele cu concrețiuni de silex) interstratificate în Gresia de Kliwa, șisturi disodilice și rare intercalații subțiri de menilite. În zona internă (fără Gresia de Kliwa sup.) conține numeroase strate de menilite, șisturi disodilice, Gresii de Kliwa, dure, lenticulare și local ceva diatomite. Grosime 20—50 m.

Deasupra urmează Aquitanianul cu gipsuri.

B) Faciesul Stratelor de Pucioasa cu Gresie de Fusaru (Pintenul de Homorâciu). Acest Oligocen se subdivide, deosemenea, în mai multe orizonturi corelabile în general cu cele ale Oligocenului de Kliwa și sunt de jos în sus următoarele:

a) Menilitele inferioare. Idem. Grosime \pm 30 m.

b) Șisturile disodilice. Idem. \pm 170 m.

c) Stratele de Pucioasa cu Gresia de Fusaru. În regiunea N Râncezi constă din Strate de Pucioasa tipice, în care sunt intercalate la diferite nivele 4—5 pachete a 20—80 m grosime, de Gresie de Fusaru în bancuri. Gresia de Fusaru este o rocă micacee, calcaroasă, grosieră, asemănătoare cu Gresia de Tarcău, de care se poate deosebi uneori printr'o slabă culoare gălbuie a suprafețelor alterate.

Spre NE, în V. Bâsca Chiojdului, Gresia de Fusaru crește în proporție față de Stratele de Pucioasa, care iau, la rândul lor, un caracter mai flișoid (gresii tari cu hieroglife). La baza orizontului apar și câteva bâncuri de Gresie de Kliwa, dură. Mai la NE, în V. Buzăului și în partea internă a Pintenului de Homorâciu (Broasca—V. Bontu Mare), Gresia de Fusaru ajunge să formeze un pachet masiv gros de 500—600 m, în timp ce Stratele de Pucioasa sunt limitate la partea inferioară a orizontului și au un pronunțat caracter de Fliș. În V. Buzăului, pe marginea externă a Pintenului de Homorâciu (Nehoiașu), Gresiile de Kliwa amintite din baza acestui orizont ajung o mare dezvoltare și ating o grosime de 400 m, formând un complex separat, care trece în sus direct la Strate de Pucioasa cu intercalații subțiri de Fusaru. În această re-



giune suntem deci în fața unei tranziții între cele două tipuri de facies ale Oligocenului.

Spre W de regiunea noastră, Gresia de Fusaru este prezentă constant în acest orizont. Am întâlnit-o în V. Prahovei lângă V. lui Sărăcilă (Cornu de Sus), la Vf. Sultanului și la Ursei-Vârfuri până pe Bizdidel (Dâmbovița), de unde i se trage numele (Vf. Fusarului, I. POPESCU-VOIESTI).

Grosimea acestui orizont atinge 1000—1100 m.

d) *Stratele de Vinetiu*, (denumire după N. GRIGORAŞ, dela NE de V. Buzăului): alternanță deasă de marne și de gresii dure, fine, calcaroase, cùrbicorticale și cu hierogliffe.

Stratele de Vinetiu sunt foarte asemănătoare cu Stratele de Podul Morii și ca și acestea servesc ca orizont-reper în succesiunea depozitelor Oligocenului de Pucioasa. În interpretarea noastră sunt echivalentul stratigrafic al Stratelor de Podul Morii. Lipsa în această regiune a tufului și deosebirea microfaunistică (GRIGORAŞ, Voicu) nu se poate opune acestei echivalări. Tuful se poate lentiliza și în nici un caz nu apare la alt nivel, iar microfauna poate fi heteropică.

Am întâlnit acest orizont, anterior (1940), în regiunea Provița, semnalându-l ca pe «un complex de marne tari, concoidale, cu gresii», precum și ulterior (1945), împreună cu Fl. OLTEANU, în regiunea Vulcană-Ursei, separându-l ca orizont aparte. Acest orizont este deci prezent în Oligocenul Pintenului de Homorâciu (Stratele de Pucioasa) și spre W de regiunea prezentată, până în regiunea Vulcană, unde posedă însă un caracter mai puțin flișoid. Deosebitenea, în aceste regiuni posedă în partea superioară intercalații de tuf (benitonizat), care se pot echivala cu tuful din Stratele de Podul Morii. Grosime 200—300 m.

e) *Menilitele superioare și disodilele*: consistă din sisturi disodilice foioase, local cu intercalații de menilite. Grosime 10—40 m.

Privind în general dezvoltarea și răspândirea depozitelor oligocene, se constată că partea bazală (orizonturile *a* și *b*) este desvoltată în același facies în tot cuprinsul ariei de răspândire a acestor formațiuni; în SW predomină faciesul marnos (Stratele de Pucioasa) în ambii pinteni, iar spre NE predomină faciesul gresos (Gresii de Kliwa și de Fusaru); în aceeași direcție, depozitele marno-gresoase rămase capătă un caracter pronunțat de Fliș.

Aquitanianul. Aquitanianul apare în continuitate de sedimentare cu Oligocenul și este reprezentat prin depozite foarte caracteristice. Au putut fi distinse următoarele subdiviziuni de jos în sus:

a) *Gipsurile inferioare*, groase de 5—40 m, cu intercalații de sisturi disodilice, mai ales în partea de sus.

b) *Depozite grosiere*. Peste gipsuri urmează, în general, o succesiune de sedimente grozioare, ca: conglomerate cenușii, lenticulare



(0—150 m), gresii moi cu rare frânturi de Șisturi cristaline, marne și argile negri-cioase cu pietriș rar, argile disodilice negricioase, local lentile subțiri de marne albe cu Globigerine. Grosimea 100—250 m.

Nisipurile și gresiile cu glauconit și gresiile cu *Operculina*, care sunt caracteristice pentru Aquitanian la W de V. Vărbilău, se mențin spre E de această vale până aproape de Vălenii de Munte.

Depozite de sare nu se cunosc în Aquitanian, dar izvoare sărate apar la Aricești și V. Mușcelului, pe contactul cu Helyetianul. Bănuitele iviri de sare dela gura Văii Drajna apar în sedimente dislocate, având caracterele Aquitanianului, dar prezența și a unui tuf gros de 2 m, rocă neîntâlnită în Aquitanianul obișnuit, poate îndreptăți și o vârstă mai nouă.

Miocenul. A) Burdigalian-Helvetianul. Această serie începe la bază uneori cu conglomerate și alteori cu gresii grosiere și marne interstratificate.

Separarea Burdigalianului ca formațiune nu este posibilă, aşa că expresia de «conglomerate burdigaliene» se referă la un facies care apare în partea nordică sau internă a regiunii și care spre S este înlocuit prin depozite de gresii și marne.

In contrast cu conglomeratele aquitaniene, colorate cenușiu, conglomeratele burdigaliene sunt de obicei colorate roșcat.

Restul Helvetianului este reprezentat prin nisipuri, nisipuri marnoase, gresii moi, marne nisipoase cenușii sau roșii, gipsuri și tufuri. Tuful apare în strate până la 2 m grosime, fără să conțină Globigerine.

Culoarea roșie a rocelor este mai frecventă în partea inferioară a seriei dar ea apare, local, și în partea superioară (Cuveta de Slănic). De aceea, o divizare schematică a Burdigalian-Helvetianului în Strate de Tețcani și Strate de Câmpeni, cum se face obișnuit, mai ales la E de regiunea noastră, nu este ușor aplicabilă aici.

B) Tortonianul. Cele mai bune regiuni în care această formațiune poate fi studiată sunt Cuvetele miocene de Slănic, Drajna și Predeal—Sărari, în care sedimentația a fost practic continuă.

Baza Tortonianului a fost fixată sub tufurile cu Globigerine care indică un facies marin și sunt local slab discordante peste Helvetianul cu gipsuri, lagunar.

Discordanța regională constatătă la baza breciei sării a justificat divizarea Tortonianului într'o parte inferioară și una superioară.

a) **Tortonianul inferior—complexul tufurilor cu Globigerine.** Are o grosime dela 10 m în Cuveta de Predeal—Sărari, până la 60 m în Muntele Piatra Verde din Cuveta de Slănic și consistă din tufuri nisipoase, marne albe tufacee, foarte bogate în Globigerine și unele intercalării de tuf verde silicifiat (la Piatra Verde și la Pietricica—Chiojd).



Prezența Globigerinelor este caracteristică acestor tufuri și le deosebește, în afară de grosime, de tufurile helvețiene, identice. Aceste tufuri tortoniene se coreleză cu Tufurile de Răchitașu din Moldova și cu « Hauptdazittuf-Horizont » (Koch) din Transilvania.

In Cuveta Predeal Sărari, tufurile stau concordant peste Helvețian; în partea de SW a flancului nordic al Cuvetei de Drajna există o slabă discordanță și în Cuveta de Slănic ele stau clar transgresiv peste Helvețian. După F.L. OLTEANU, la Malul Alb în V. Buzăului, tufurile stau direct peste diatomitele oligocene. Pe flancul nordic al Cuvetei de Drajna acest tuf se urmărește pe 27 km între Pietriceaua (Chiojd) în E și Bughile în W și poziția lui slab discordantă reiese din faptul că în E se aşează pe depozite helvețiene mai noi decât în W.

b) Tortonianul superior. Se disting, de jos în sus, următoarele orizonturi ale Tortonianului superior, a căror descriere a fost dată în comunicarea ținută în ședința Institutului Geologic din 17 Decembrie 1943¹⁾: brecia sării (Brecia de Cosmina), șisturile argiloase cu Radiolari, nisipurile și gresiile masive, marnele cu *Spirialis* și cu macrofauna cunoscută la Ogretin-Mierla.

In zonele axiale ale cuvetelor, brecia stă concordant peste Tortonianul inferior, însă pe flancuri și în afara cuvetelor, în zonele anticlinale, ea se aşează transgresiv peste Oligocen și Eocen, ca la Trestioara, Vărbilău, V. Stâlpului și Vf. Părului.

Inaintea depunerii breciei tortoniene se situează, deci, o fază de cutări, prima de acest fel care se constată în regiune. Din urmărirea succesiunii stratigrafice a depozitelor până la Tortonian inclusiv, se constată totuși că au persistat în regiune câteva bazină în care sedimentația nu s'a întrerupt în timpul acestei faze de cutări, sau a fot puțin influențată, cum este cazul Cuvetei Drajnei. Această cuvetă a fost dislocată deabia în cutările premeoțiene, deoarece Meotianul se aşează transgresiv peste Tortonian.

C) Sarmațianul s. l. Sarmațianul apare numai în Cuveta de Predeal—Sărari, ca marne cu *Ervilia* și nisipuri, și în Cuveta de Trestioara, ca bancuri groase de nisip stând concordant peste complexul fosilifer cu *Spirialis* al Tortonianului superior. Limita Sarmațian-Tortonian corespunde cu un orizont micropaleontologic caracteristic (IORGULESCU și VOICU). Este posibil ca acest Sarmațian să fie echivalentul Buglovianului, formațiune separată în Miocenul din U.R.S.S. la baza Sarmațianului.

Sarmațianul superior a fost determinat în Cuveta Predeal—Sărari ca nisipuri cu *Mactra*.

Depozitele tortoniene și local și cele sarmațiene din cuvetele amintite, au fost cercetate din punct de vedere al conținutului microfaunistic, de T.

¹⁾ GR. POPESCU. Observațiuni asupra « breciei sării » și a unor masive de sare din zona paleogenă - miocenă a jud. Prahova D. d. S: Inst. Geol. Rom. XXX I. București, 1951.



IORGULESCU. În acest scop am ales în teren profile cât mai complete și am colectat probe din fiecare 2—5 m. Am întocmit coloane stratigrafice la scara 1:1000 și planul de situație al profilelor colectate, coloane ce conțin succesiunea stratigrafică a depozitelor și limitele orizonturilor separate în teren, precum și locul fiecărei probe colectate. Aceste lucrări au fost predate lui T. IORGULESCU sub forma unui memoriu geologic, conținând geologia amănunțită a profilelor respective la care s-au raportat rezultatele micropaleontologice. Studiul micropaleontologic a arătat existența unei microfaune bogate și caracteristice în Tortonian și a permis separarea de orizonturi micropaleontologice care, în genere, se suprapun cu orizonturile separate în teren, formând în același timp și parte din subiectul tezei de doctorat a acestui autor.

Pliocenul. Este reprezentat prin Meotian și Pontian, iar pe marginea sudică a regiunii și prin Levantin. Apare ca petece de transgresiune peste Helvețian în Plaiul Präjanilor, peste Tortonian la Vf. Mierlei, peste Tortonian și Oligocen în regiunea Cătunu — Posești — V. Screzii, peste Oligocen și Aquitanian la Aricești — Cătunu și în fine, în cutile mio-pliocene dela Sudul liniei Co-păceni.

Tectonica

În zona Flișului cercetată se pot distinge la suprafață două elemente structurale principale, bine cunoscute din publicații. Acestea sunt: Pintenul de Homorâciu la N, și Pintenul de Văleni la S.

Acești pinteni sunt separați printr'o linie importantă de dislocație — Dislocația Drajnei — care trece pe la marginea externă a cuvetei cu același nume și ei includ câteva bazine mio-pliocene: Cuvetele de Slănic, Predeal — Sărari — Aricești și Trestioara.

In fine, la Sudul regiunii se distinge un al treilea element structural principal: Zona mio-pliocenă sudică.

A) Pintenul de Homorâciu. În acest pinten, depozitele paleogene formează două anticlinale mari cu sămburi de Eocen — anticinalul Smeuret la N și anticinalul Cătiașu la S — care închid între ele sinclinalul faliat axial al Pleșcioarei. Aceste anticlinale sunt flancate la N și la S de cele două bazine, respectiv Cuveta de Slănic și Cuveta de Drajna.

1. Anticinalul Smeuret este faliat axial și prezintă o afundare generală spre SW. În regiunea Văii Bughea el marchează un maximum de depresiune axială în care se aşeză Tortonianul cu sare, discordant peste Miocen și Paleogen.

2. Anticinalul Cătiașu are flancul nordic mult redus pe o falie longitudinală în regiunea NE Cătiașu.



Ca și anticlinalul Smeuret, se afundă spre SW și dispare complet în flancul sudic al acestuia, la N de Bâtrâni.

3. C u v e t a d e S lă n i c , situată la NW de anticlinalul Smeuret, se ridică axial spre NE. Flancul ei nordic este în parte răsturnat în regiunea Văii Slănicului. Spre SW de Homorâciu apar câteva cute cuprinzând Tortonian fosilifer (V. Fața Bordeiului):

Tortonianul cu sare delă Slănic apare în partea axială a cuvetei și pe flancul ei sudic, unde se aşează discordant până peste Oligocen.

Această formațiune are o tectonică proprie, mai complicată, din cauza mișcării diapire a sării spre suprafață. Pătrunderea în sus a sării și cutile ei intensive sunt datorate presiunii la care a fost supusă prin ridicarea la verticală și chiar răsturnarea flancurilor cuvetei. Depozitele sării au fost îngrămadite în zona axială a cuvetei, s-au ridicat spărgând acoperișul de Tortonian superior, și au format un anticlinal în axul cuvetei, care însă antrenează numai sarea și depozitele acoperitoare.

4. C u v e t a D r a j n e i flanchează la S cele două anticlinale descrise.

Spre S ia contact tectonic cu Pintenul de Văleni după dislocația Drajna.

Spre NE, cuveta se ridică treptat și dispare ca element tectonic important, dincolo de V. Buzăului.

Spre SW de V. Slănicului, deasemenea, cuveta se termină, dar mai brusc, datorită unei ridicări axiale accentuate.

In parte ei centrală se păstrează depozite tortoniene și depozite transgressive pliocene, care, local, vin în contact anormal cu depozitele mai vechi din cauza unor falieri secundare.

In regiunea P. Părasca se ridică din flancul sudic al Cuvelei Drajnei un anticlinal secundar cu sămbure de Aquitanian, desvoltându-se spre W într'o struc- tură răsturnată spre S, cu flancul sudic redus tectonic.

Dislocația Drajnei aduce în contact Tortonianul și Helvetianul cuvetei cu Paleogenul Pintenului de Văleni dela S. Denivelarea maximă apare în regiunea Poșești — V. Screzii, fiind de + 2000 m. Spre NE de Chiojd, dislocația trece în flancul nordic al cuvetei, care prezintă înclinări oscilând în jurul verticalei. Spre SW de Chiojd, dislocația trece în flancul sudic, astfel că cuveta începe să prezinte ambele flancuri, care ajung în regiunea Drajna bine desvoltate. In această regiune, cuveta nu mai lasă impresia că s'ar afunda sub Pintenul de Văleni ca spre NE, unde este prezent numai flancul ei nordic, ci, din contra, sugerează ridicarea ei peste Pintenul de Văleni. Urmărind-o spre W, dincolo de V. Teleajenului, cuveta se termină periclinal ca o cută normală și atât de sub capătul ei, cât și de sub flancuri, apare Oligocenul.

B) *Pintenul de Văleni.* Tectonica Pintenului de Văleni prezintă compli- cații mai mari din cauza numeroaselor falii longitudinale care provoacă forfecarea și repetarea de mai multe ori a seriei Eocen-Oligocen.



Partea de NE a pintenului (dela Lera spre NE) poate fi privită ca un flanc cu cădere sudică, tăiat de falii longitudinale, pe care blocurile externe sunt ridicate față de cele interne, prezentând deci structura unor solzi încălecați dela S la N.

Cum dislocația Drajna, care separă cei doi pinteni, are în această regiune o importanță egală cu a celorlalte falii longitudinale din Pintenul de Văleni, acesta apare ca flancul sudic, făiat, al anticlinatului Cătiașu din Pintenul de Homorâciu.

In Pintenul de Văleni se pot deosebi următoarele subunități:

1. Zona anticinală Văleni—Rotarea, desvoltată din V. Bâsca Chiojdului spre SW, până la W de Vălenii de Munte, în forma unui anticinal principal cu zona axială și flancurile făilate longitudinal.

La Lera, în V. Bâsca Chiojdului, flancul ei nordic dispare ca element tectonic între falia axială a acestei zone și dislocația Drajnei, ambele întâlnindu-se în această regiune.

De aici, spre NE, spre V. Buzăului, se continuă numai flancul sudic al acestei zone anticinale, care însă se divide în câțiva solzi, cum s'a menționat mai sus, și formează singur Pintenul de Văleni.

In regiunea Lera-Corbu, pe V. Bâsca Chiojdului, există un nod de faciesuri în Oligocen, pe baza căruia s'ar putea admite raporturi tectonice de amploare mai mare între elementele structurale ale Pintenului de Văleni.

2. Zona sinclinală V. Gardurilor—Aricești, desvoltată pe marginea sudică a Pintenului de Văleni, în regiunea Bughile de Jos—Vălenii de Munte — Aricești.

La W se oprește pe o falie transversală în V. Vărbilăului, dincolo de care rămâne căzută sub Miocenul Cuvetei de Trestioara, iar spre E este vizibilă până la Aricești, de unde începând, este acoperită de depozite pliocene transgresive.

In partea axială a acestei zone sinclinale apar gipsuri aquitaniene în V. Teleajenului (între Gresii de Kliwa superioare), iar la Aricești, datorită lărgirii sinclinalului, se păstrează, pe lângă aceleași gipsuri, și depozite helvețiene.

Cuvența de Prelaz—Sărari reprezintă o parte scufundată a zonei sinclinale V. Gardurilor—Aricești și este formată din depozite helvețiene, tortoniene și sarmațiene. Se prezintă ca un «Graben» pe panta sudică a Pintenului de Văleni, al cărui Paleogen o încadrează spre NW, SW, și NE după linii de fractură. Spre SE se limitează în parte, tot tectonic, cu Meotianul transgresiv.

Ideea că ar reprezenta un Autohton ieșit în fereastră de sub Paleogenul Pintenului de Văleni, nu poate fi acceptată, deoarece cuveta are o structură sinclinală și apare tot într'un sinclinal al Paleogenului acestui pinten.

La S de această cuvetă apare, în zona mio-pliocenă sudică, ridicarea tectonică dela Nucet, al cărei Helvețian încalcă peste anticinalul Păcureți, dealungul dislocației Mălașești. Este interesant de observat că scufundarea Hel-



vețianului în Cuveta Predeal—Sărari apare ca o compensare a ridicării pe care o marchează această formațiune în regiunea Nucet.

A n t i c l i n a l u l Sărătelul este o cută secundară în partea sudică a Cuvetei Predeal—Sărari, între Băcești și Râpa Bufnei, în axul căreia apar o lentilă de Oligocen și izvoare sărate, probabil din Helvețian.

3. **A n t i c l i n a l u l Z i m b r o a i a** se desvoltă la S de sinclinalul Aricești și la E de Cuveta Predeal—Sărari și este deschis în Oligocen (Gresia de Kliwa superioară). Acesta descrie o boltă largă cu înclinare axială spre E, unde se acoperă cu Meotianul transgresiv.

Spre S, sub Pliocen, Oligocenul acestui anticlinal încalecă pe falia din V. lui Mănuilă peste Helvețianul din flancul nordic al bazinului Șoimari—Calvini.

Corespondentul acestui anticlinal la W de Cuveta Predeal—Sărari este reprezentat probabil prin falia anticlinală care separă în V. Teleajenului sinclinalul V. Gardurilor de micul sinclinal de Oligocen dela Copăceni.

4. **P e t e c u l d e a c o p e r i r e d e l a Vărbilău** se întinde între V. Bughea și V. Vărbilău și constă din Eocen, Helvețian și două mici lentile de Oligocen în faciesul Stratelor de Pucioasa. Eocenul acestui petec este încălecat spre S, peste Oligocenul cu Gresie de Kliwa al Pintenului de Văleni. Nu este sigur dacă cele două lentile din Stratele de Pucioasa aparțin faciesului de Pucioasa al Oligocenului, în care caz am avea un adevărat petec de acoperire derivat din Pintenul de Homorâciu și plutind peste Oligocenul Pintenului de Văleni, sau dacă ele aparțin Oligocenului în Facies de Kliwa care conține și Strate de Pucioasa (vezi Stratigrafia) și în care caz ar fi vorba numai de un solz în Pintenul de Văleni.

5. **R a p o r t u r i l e P i n t e n u l u i d e Văleni c u Z o n a m i o - p l i o c e n ă d e l a S.** Din V. Vărbilăului spre E, până în marginea Cuvetei Predeal—Sărari, Pintenul de Văleni încalecă spre S, în lungul faliei Copăceni, peste sinclinalul mio-pliocen Gura Vitioarei. După datele sondelor dela Copăceni, planul acestei falii oscilează până aproape la 1000 m adâncime, în jurul verticalei.

La NE de Cuveta Predeal—Sărari este probabil ca falia Copăceni să fie reprezentată prin falia V. lui Mănuilă, menționată mai sus, în lungul căreia anticlinalul Zimbroaia încalecă peste Basinul Calvini. Mai spre NE, raporturile tectonice sunt ascunse sub depozitele pliocene ale acestui bazin și ceea ce se poate constata la suprafață până în V. Buzăului este că marginea sudică a Pintenului de Văleni se afundă spre S sub depozitele miocene.

C) **Zona sudică mio-pliocenă** a fost cercetată numai local. În V. Vărbilăului este tăiată N—S de o falie transversală, față de care se poate deosebi:

i. **S i n c l i n a l u l G u r a V i t i o a r e i**, la E, format din depozite sarmatiene, meotiene și pontiene, având flancul nordic încălecat de Oligocen pe falia Copăceni și



2. Cuveta de Trestioara, la W, formată din depozite tortoniene și meotiene.

Brecia tortoniană din baza acestei cuvete se aşează peste Paleogenul Pintenului de Văleni și peste toate complicațiile tectonice ale depozitelor mai vechi dintre acest Pinten și Pintenul de Homorâciu.

Considerații structurale generale

Stilul tectonic al Pintenilor de Homorâciu și de Văleni. Pe majoritatea liniilor de dislocație longitudinală, inclusiv pe dislocația Drajnei, se constată că blocurile externe sunt mai ridicate decât cele interne, apărând în acest fel o structură în solzi încălecați dela S spre N. Aceste raporturi sunt greu de înțeles, deoarece principalele mișcări tectonice în sistemul carpatic sunt dirijate dela interior spre exterior și au ca rezultat o încălecare a depozitelor vechi dela interior peste depozitele mai noi dela exterior, cum este cazul în Carpații Moldovei. Stilul tectonic contrar direcției mișcărilor, observat în regiunea noastră, ar putea fi explicat admisând existența unor cute răsturnate spre N (« plis à rebours ») și faliante pe flancurile lor interne.

Raportul tectonic între Pintenii de Homorâciu și de Văleni. Cum a mai fost menționat, Pintenul de Văleni, extern, apare tectonic mai sus decât Pintenul de Homorâciu, intern, deci contrar încălecărilor obișnuite care se produc dela interior (N) spre exterior (S).

Denivelarea între acești pinteni pe dislocația Drajnei trece de 2000 m.

Este posibil ca Cuveta Drajnei din Pintenul de Homorâciu, situată la interiorul dislocației, să fi avut o mișcare continuă de scufundare, subîmpingând și ridicând Pintenul de Văleni dela exterior, care arată tendința de a încăleca spre N peste cuvetă. Acest fenomen se poate privi ca un apel către depresiune.

Construirea în adâncime a blocurilor tectonice separate prin dislocațiile longitudinale. Aceste blocuri apar ca segmente de sinclinală, având între ele raporturile tectonice descrise mai sus. La suprafață, ele au în general înclinări mari, aproape de verticală, și totuși, în adâncime, le-am construit în profile ca terminându-se cu o curbă largă. Pentru aceasta m'am condus după următoarele observații:

1. In partea de SW a regiunii, baza Cuvetei de Drajna vine la suprafață și arată o curbură largă cu înclinări de 20—40°.

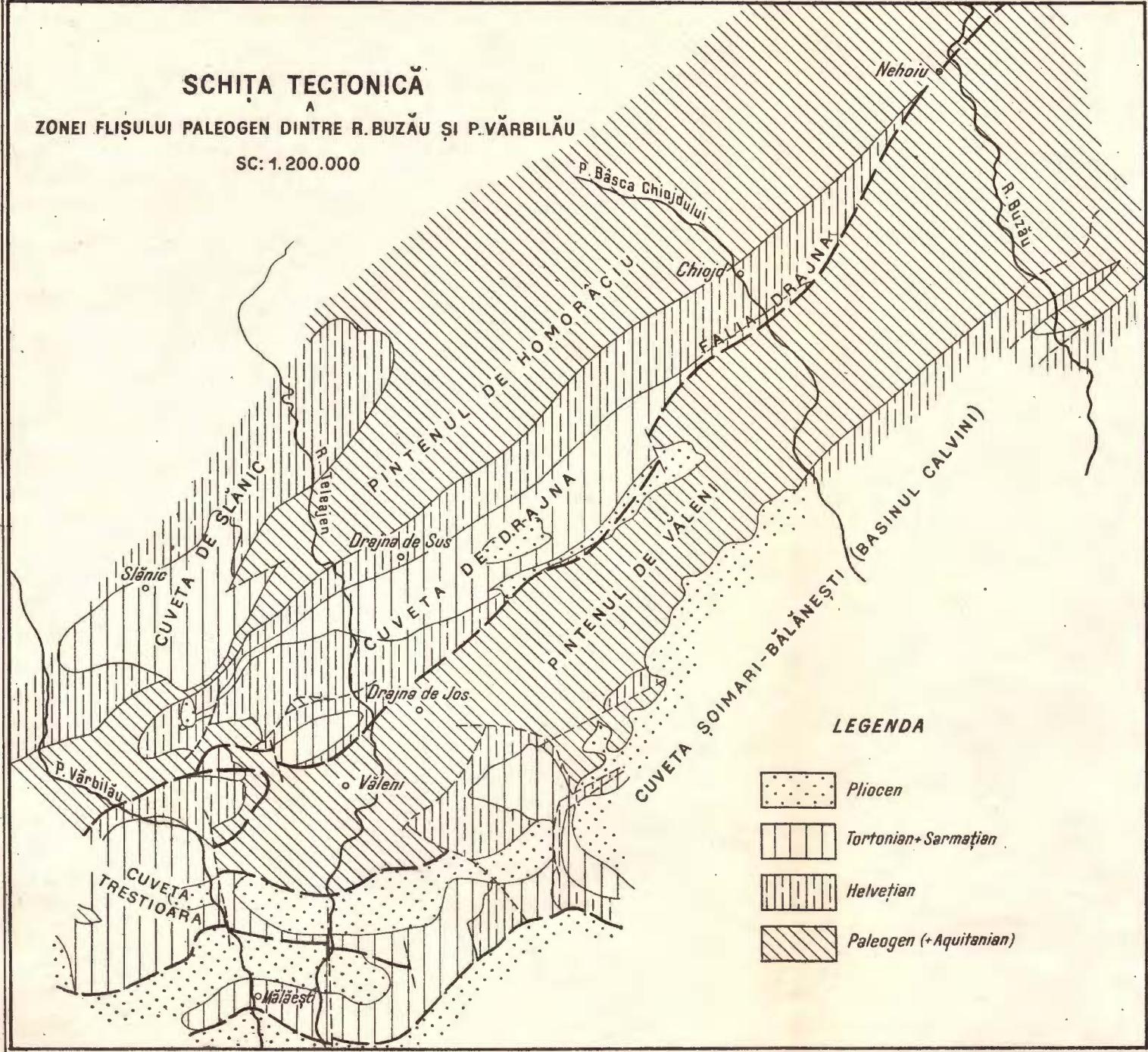
2. În lungul direcției lor, poziția stratelor se schimbă uneori dela vertical sau răsturnat la o poziție slab înclinată. Acest fapt ar arăta că înclinările mari observate la suprafață pot fi un fenomen de tectonică cu totul superficială.



SCHIȚA TECTONICĂ

ZONEI FLIȘULUI PALEOGEN DINTE R. BUZĂU ȘI P. VÂRBILĂU

SC: 1.200.000



Structura în pânză de șariaj. Datorită afundării regionale spre SW a zonei Flisului paleogen, nu putem fi siguri dacă tectonica în pânze, constatătă în regiunea Năruja la NE de V. Buzăului, se continuă și în regiunea noastră.

In regiunea Năruja poate fi recunoscută cu certitudine o unitate inferioară (? Autohton) și o unitate superioară sau pânză, formată între Helvețian și Tortonian. Cum, însă, unitatea inferioară dispare spre SW sub pânză și numai formațiunile acestei pânze sunt acelea care apar la suprafață în regiunea noastră, nu putem avea nicio dovadă despre relațiunile lor cu substratul. De aceea, se poate presupune, sau că tectonica în pânze dispare în regiunea Văii Buzăului, sau că ea se continuă în lungul Subcarpaților, spre SW, trecând prin regiunea noastră.

Alți autori au dat în această regiune o interpretare tectonică în pânză, fie pentru fiecare pînjen în parte, fie pentru ambii în bloc.

Trebue menționat, însă, că în această regiune, nu se găsește, nici conturul cartografic al unei supafe de șariaj, nici ferestre tectonice și nici un front al unei mase săriate. Deasemenea, prezența sării sau a izvoarelor sărate nu mai constituie un argument pentru pânze, deoarece sarea, aparținând Tortonianului, este situată peste pînjeni, iar unele izvoare sărate pot reprezenta ape de zăcământ (Valea Stâmnicului—Rotarea). În ce privește diferența facială între cei doi pînjeni, deasemenea invocată, aceasta este relativă și nu poate constitui un argument hotărîtor pentru admiterea unei structuri în pânze în această regiune.

Problema rămâne în domeniul ipotezelor și rezolvarea ei depinde de facerea unor sondaje de adâncime, impuse și de importanța economică a acestei zone.

Sedintă din 8 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— FL. OLTEANU.— Structura geologică a regiunii Ursei—Câmpina.

Cercetarea regiunii Ursei—Câmpina a fost făcută de noi în anii 1947 și 1948. Scopul acestei cercetări a fost de a lămuri raporturile dintre Depresiunea Slănic și Pînjenul de Homorâciu și relația acestuia cu Mio-Pliocenul ce îmbracă partea terminală a Pînjenului de Văleni. Aceste probleme au fost urmărite, practic, între R. Prahova și P. Bizdidel. Pentru problemele legate de Mio-Pliocen, cercetările s-au întins până la Telega.

Primele lucrări referitoare la regiunea Ursei—Câmpina, începute cu scopuri practice încă din 1868 (1), sunt fragmentare. Abia în 1889 (2), POPOVICI-HATZEG închiagă din aceste lucrări, unite cu cercetările lui, o hartă de ansamblu cuprinzând această regiune. Harta este foarte schematică. O concepție tectonică unitară lipsește. Lucrarea dă aproape numai date stratigrafice,



In lucrările dintre 1903 și 1910 ale lui TEISSÈRE (3), MRAZEC (4) și I. P. VOIȚEȘTI (5, 6), se concepe tectonica locală și se fac progrese însemnate în stratigrafia regiunii. Ultimii doi autori încadrează regiunea în tectonica regională.

Intre 1925 și 1934, lucrările geologilor G. MURGEANU (7, 8, 9), M. D. FILIPESCU (10, 11) și O. PROTESCU (12) aduc importante precizări stratigrafice și tectonice în concepția locală și generală referitoare la regiunea noastră și regiunile învecinate.

Stratigrafia

In regiunea Ursei—Câmpina, am deosebit, ca și cercetătorii anteriori, trei unități sedimentare, cărora le-am dat următoarele denumiri locale: Pânza de Slănic [Pânza marnelor roșii senoniene (13) sau anexa digitației de Comarnic din Pânza internă (9)] Pânza de Homorâciu [Pânza Gresiei de Fusaru (13) sau Pânza mediană (11)] și Pânza de Văleni [Pânza marginală (13)].

Lucrarea de față aduce contribuții noi numai pentru primele două.

Depozitele Pânzei de Slănic. Aceste depozite fac parte din Cretacic mediu-superior, Eocen, Oligocen și Miocen. Miocenul (inclusiv Aquitanianul) umple depresiunea Slănicului, după punerea în loc a pânzei.

A) *Cretacicul mediu-superior.* Prin ultimele cercetări (9, 11) se stabilește că depozitele cretacice aparțin Albianului și Senonianului.

Se atribuia Albianului (Vraconianului) depozitele gresoase cu calcare breciforme ce conțin forme de *Puzosia majoriana* d'ORB., *Neohibolites minimus* LISTER, *Avicula gryphaeoides* Sow., etc. (9).

Senonianul era alcătuit din marnele roșii care conțin Inocerami și ca roce tipice, arcoze cu granodiorite.

In 1945, lucrând cu Gr. POPESCU în regiunea Vulcană—Ursei (14), am observat că o parte din aşa zisele marne roșii sunt argile și că numai aceste argile sunt însoțite de arcoze. Adevăratele marne roșii nu apar împreună cu arcoze, ci singure, alcătuind un pachet de aproape 100 m grosime. In aceste marne, Gr. POPESCU a întâlnit *Belemnitella mucronata* și probabil tot aci au fost găsite de POPOVICI-HATZEG (2) formele de *Belemnitella mucronata* SCHLB. și *Belemnitella höferi* SCHLB. Aceste marne se găsesc pe ambele flancuri ale sinclinalului Slănic, între Eocen și gresiile vraconiene și, deoarece ele sunt în perfectă continuitate de sedimentare cu Eocenul, vîrsta lor este senoniană.

Argilele cu arcoze, în schimb, par că se găsesc sub gresiile cu calcare breciforme și între ele pare să există o trecere gradată. Sigur, ele nu se interpun între marnele cu *Belemnitella* și gresiile cu calcare breciforme. De aci concluzia că sunt mai vecni decât gresiile vraconiene, poate albian-inferioare.



GH. VOICU, cercetând microfauna din aceste depozite cretacice, confirmă existența a trei subdiviziuni, dar în ce privește vârsta, este de altă părere.

După microfaună, gresiile cu calcare breciforme sunt cele mai vechi. Ele conțin forme de *Globotruncana (Rosalina) apeninica* RENZ, care trăiește din Cenomanian superior până în Turonian inferior¹⁾.

In argilele cu arcoze s'a putut determina *Globotruncana linnéi* D'ORB., care nu se întâlnește mai jos de Turonian superior.

Marnele cu *Belemnitella* conțin o microfaună bogată, care este alcătuită din Foraminifere calcaroase și aglutinante, în care primele predomină. Microfauna, ca și lithologia, trece treptat dela aceste marne la Eocen. Marnele aparțin, după VOICU, Senonianului superior.

După microfaună, în acest etaj intră și seria cu ritm eocenic, groasă de cca 100 m, de marne cenușii și roșcate cu gresii de deasupra pachetului de marne compacte cu *Belemnitella*. In această serie se află, probabil, Danianul și Paleocenul. Prezența lor a fost presupusă și de autorii mai vechi (3, 7).

Depozitele cretacice se ivesc în partea de W a regiunii cercetate sub forma de brazde tectonice înguste și lungi, cu direcția W—E, dela Bela la Valea Lungă și anume la N de Tunari și în văile Urseilului, Coclanda, Trestiei, Bradului și Lungă.

B) *Eocenul* (\pm 600 m). Cunoscut ca Eocen de Șotrile sau «de facies intern». După microfaună, depozitele eocene sunt cuprinse între ultimul strat roșcat, Senonian, și primul șist calcaros cu Pești, Oligocen.

Sedimentele eocene conțin o asociatie microfaunistică diferită de Senonianul superior, dar caracterizată, ca și aceea, printr'o bogătie de forme în care predomină Foraminiferele calcaroase asupra celor aglutinante.

In lithologia seriei eocene, după profilul din V. Cheia (Vulcana de Sus), se deosebesc următoarele subdiviziuni, citate de jos în sus:

1. Subdiviziunea marnoasă²⁾ inferioară (\pm 350 m) cu Nummuliți și cu un nivel superior de Gresie de Tarcău (\pm 20 m).
2. Subdiviziunea inferioară a marnelor alburii cu Globigerine (\pm 50 m).
3. Subdiviziunea marnelor roșii (\pm 60 m).
4. Subdiviziunea marnoasă²⁾ superioară (\pm 150 m) cu puține strate vișinii, probabil un echivalent al Stratelor de Plop din Pânza de Tazlău (15).
5. Subdiviziunea superioară a marnelor alburii cu Globigerine (\pm 10 m).

¹⁾ Pentru cunoașterea formelor din asociațiile microfaunistice despre căre se vorbește în lucrarea de față, a se vedea, mai departe, comunicarea lui GH. VOICU, făcută în aceeași ședință.

²⁾ Prin Eocen marnos se înțelege ritmul eocen cunoscut, alcătuit din marne și argile cenușii, cenușii-închise și verzui, cu rare gresii calcaroase, curbicorticale, cu hieroglife. Toate stratele sunt groase dela 0,1 la câțiva cm.



In microfaună se remarcă trei zone¹⁾: una, inferioară, corespunzătoare subdiviziunii 1, una, mijlocie, corespunzătoare subdiviziunilor 2 + 3, și una, superioară, corespunzătoare subdiviziunilor 4 + 5.

Din cercetarea sumară a literaturii, Gh. Voicu confirmă, după forma *Hantkenina alabamensis* CUSH., vârsta cunoscută bartoniană, dată în literatura veche (16) depozitelor eocene de tip Șotrile, și anume Bartonian superior.

Eocenul se întâlnește în afluenții nordici ai Văii Urseiului, în P. Coclanda, pe coasta de N a Văii Trestia și în V. Bradului.

C) *Oligocenul*. Separând Oligocenul după criteriile folosite și de cercetătorii anteriori (7), am observat, pentru prima oară, că el este incomplet desvoltat. Incompleta lui desvoltare se datorează eroziunii ce a avut loc înainte de depunerea Aquitanianului (vezi mai departe).

Cel mai desvoltat Oligocen, cel din V. Coclanda, are maximum 100 m grosime. Dacă Oligocenul din Pânta de Slănic a avut grosimea celui din Pânta de Homorâciu, ar însemna că lipsesc aci aproape 1000 m de strate.

In regiunea noastră apare numai partea inferioară a Oligocenului, alcătuită din disodile cu două-trei muchii de menilite, în bază, și câteva intercalații de pachete de strate, de tipul Stratelor de Pucioasa, la partea superioară. Toate stratele conțin cunoscută bogată faună de Pești. La limita fixată de noi, după lithologie, la câțiva metri sub menilite (vezi mai sus), Gh. Voicu constată un orizont²⁾ care separă bogata microfaună eocenă de săracia de forme din Oligocen.

D) *Miocenul*. Sedimentele miocene care umplu Depresiunea Slănicului după punerea în loc a pânzei sunt repartizate la Aquitanian și Burdigalian-Helvetian.

1. *Aquitania* este remarcat încă din lucrările lui Voitești (5, 6). Ceeace aduc nou cercetările noastre este poziția lui discordant transgresivă, pentru prima oară observată în Miocenul subcarpatic. Această poziție reiese din incompleta desvoltare a Oligocenului și din aşezarea gipsurilor Aquitanianului pe nivele diferite din Oligocen, și, uneori, chiar pe Eocen. Observații în acest sens se pot face în P. Coclanda, pe coasta de N dela fundul P. Ursei (P. Râsoiu, etc.) și jur împrejurul sinclinalului de Miocen dela Gura Bărbulețului.

Importantă de menționat este prezența sării în acest Aquitanian, dedusă din izvorul sărat din V. Sărata (S Bezdead).

2. *Burdigalian - Helvetian*. În depozitele burdigalian-helvetica se observă prezența gipsurilor destul de aproape de conglomerate. Acest fapt

¹⁾ Conform termenilor întrebuienți de micropaleontologi, înțelegem prin «zonă» pachetul de strate ce conține o asociatie de microfaună unitară caracteristică.

²⁾ Conform terminologiei întrebuiență de micropaleontologi, înțelegem prin «orizont» planul geometric ce separă două zone cu o asociatie microfaunistică deosebită, și nu un pachet de strate ca în nomenclatura de până acum.



ne face să ne întrebăm dacă nivelul de conglomerate de aci nu este mai sus decât nivelul de conglomerate fosilifere burdigaliene dela Schiulești (17), cu care ele sunt paralelizate de cercetătorii anteriori.

Depozitele Pânzei de Homorâciu. La suprafață, în constituția Pânzei de Homorâciu, intră Eocenul, Oligocenul și Miocenul până la Helvețian inclusiv. Toate celelalte sedimente mai tinere, miocene (începând cu Tortonianul) și pliocene au fost depuse ulterior formării pânzei.

A) *Eocenul* este dezvoltat în faciesul Gresiei de Tarcău. Gresia de Fusaru, din Vârfurile Fusaru și Sultanu, considerată de Voitești ca eocenă, am atribuit-o Oligocenului, ca și cercetătorii anteriori (12, 18).

Față de înaintași, aducem în plus o confirmare prin microfaună a limitei Oligocen-Eocen, pusă sub Gresia de Fusaru.. Microfaunistic această limită se paralelizează perfect cu aceea din Pânza de Slănic.

In regiunea noastră, Eocenul Pânzei de Homorâciu apare la zi numai prin partea lui superioară (± 250 m). Grosimea maximă se află la Fricoasa și la Ursei (P. Coclanda). Aci este alcătuit dintr'un pachet gresos cu Gresie de Tarcău, la partea inferioară și unul marnos, cu puține strate roșii, la partea superioară. Primul este echivalentul subdiviziunii Gresiei de Tarcău, și al doilea, echivalentul Stratelor de Plop din Pânza de Tazlău din Moldova (15).

B) *Oligocenul* se prezintă în faciesul Stratelor de Pucioasa și al Gresiei de Fusaru.

Contribuția lucrării de față la stratigrafia acestui Oligocen este subdivizarea lui. Se observă patru subdiviziuni pe care le enumerăm în ordinea lor stratigrafică:

1. Subdiviziunea disodilelor inferioare (± 200 m), în baza căreia sunt depuse aprox. 50 m de strate de tipul Stratelor de Pucioasa.

2. Subdiviziunea Stratelor de Pucioasa (± 1100 m), cu un nivel mijlociu de Gresie de Fusaru (± 300 m). Stratele de Pucioasa inferioare gresiei au o grosime de ± 200 m și conțin tipic un nivel îngust de șist calcaros. Cele superioare ating grosimea de 700 m. Gresia de Fusaru din Vf. Sultanul, este înlocuită la S, de Secăturile prin Strate de Pucioasa.

3. Subdiviziunea cenușie de marne (± 270 m) este constituită din marne cu gresii calcaroase curbicorticale și o intercalătie de cinerit (± 5 m). Este echivalentă Stratelor de Podul Morii din Oligocenul Pânzei de Văleni.

În baza acestei subdiviziuni există o gresie de tipul Gresiei de Fusaru, în care I. MOTĂȘ (comunicare verbală) a găsit la Pucioasa o faună cu Corali pe care o atrbuie Tortonianului. Noi considerăm această faună ca o faună de facies (recifal), precursoare celei din Tortonian.



Ceeace este interesant pentru această subdiviziune este faptul că la N de creasta anticlinalului Ursei ea conține un nivel de brecie roșie și cenușie, între elementele căreia apar roce senonian-superioare și eocene. Apariția acestor roce în sedimentele oligocene ne duce la concluzia că undeva, spre interior, apele oligocene, în vremea depunerii acestor sedimente, stăteau direct transgresiv pe Senonian și Eocen.

Poziția stratigrafică a breciei considerate se vede clar într'un profil din afluenții sudici ai Văii Bradului.

Ea se întâlnește în jurul frunții Pânzei de Slănic, dela V. Lungă până la Vulcana de Sus.

In 1945 (14), necunoscând profilul din V. Bradului, am interpretat această brecie ca reprezentând Aquitanianul unei unități inferioare (Autohton), ce apare în fereastră de sub depozitele cretacic-paleogene ale unei unice pânze (Slănic + Homorâciu la un loc).

Interesant este că atunci am remarcat în P. Bizdidel, la aproximativ 1 km N de Râmata, în Zona de Solzi dela N de Depresiunea Slănicului, prezența unei brecii cenușii. Această brecie pare că este suportată de Stratele de Comarnic și că se află sub marnele roșii senoniene din pânză (Slănic—Homorâciu). Am paraleлизat această brecie cu aceea dela S de Depresiunea Slănicului, dela Ursei și Vulcana de Sus, și am considerat-o transgresivă peste Stratele de Comarnic, aparținând împreună cu acestea Autohtonului. Peste ele șariază pânta.

Peste un an G. Voicu (vezi comunicarea de azi) confirmă existența în Zona de Solzi a unei atari brecii, în profilul de probe pentru cercetarea microfaunei executat la Comarnic. Întâlnește în P. Beliei, brecie cenușie cu Foraminifere cenomaniene.

După ce cunoaștem acum profilul din P. Bradului, atribuim brecia dela N de Depresiunea Slănicului tot Oligocenului ca și pe aceea dela S de această depresiune. Poziția ei sub marnele roșii senoniene ale pânzei atât la S cât și la N de Depresiunea Slănicului sugerează că este vorba de o brecie de aceeași vîrstă pe care plutește Pânta Slănicului. Fosilele cenomaniene sunt remaniate. Sigur că dacă am cerceta microfauna breciei oligocene dela S de depresiune, am găsi într'însa forme senoniene pen-trucă ea conține componente mari și numeroase de această vîrstă. Nu se știe dacă materialul ei cenușiu nu conține și componente cenomaniene cu microfaună.

4. Subdiviziunea disodilelor superioare cu bentonite (± 100 m) este ultimul termen al Oligocenului.

C) Miocenul. Sunt prezente în pânta considerată toate etajele miocene.

i. Aquitanianul se întâlnește sub două faciesuri: a) faciesul Stratelor de Cornu și b) faciesul Vf. Tâlgă.



a) Faciesul Stratelor de Cornu apare la Vișinești, unde este cartat pentru prima oară de noi, și la V. Lungă.

El este fosilifer (*Pecten* sp. *Operculina complanata*, etc.) și alcătuit din marne, gresii și gips. Gresiile sunt în mare parte glauconitice și conțin și lentile de conglomerate cu elemente mai mari de mișcăsturi. Brecia sedimentară din V. Târsei și V. Lungă, atribuită Oligocenului, nu este exclus să aparțină Aquitanianului.

Acstea depozite par să urmeze concordant peste Oligocen. Totuși, undeva, ele trebuie să fi avut o poziție discordantă, deoarece în lentilele de conglomerate se găsesc elemente de vîrstă oligocenă.

Aquitanianul de faciesul Stratelor de Cornu al Pânzei de Homorâciu din V. Târsei și V. Lungă face impresia că se află, longitudinal, în continuarea celui din Pânta de Slănic. Este vorba de o iluzie cauzată de complicațiile tectonice și de acoperirea transgresivă a Burdigalianului, care camuflăază raporturile reale dintre depozitele celor două pânze.

b) Faciesul Vf. Tâlga conține caracteristice calcaré cenușii, bituminoase, cavernoase; de tipul celor ce apar la izvoarele minerale dela Pucioasa. Aceste calcară par să fie provenite din gipsuri prin bituminizare (10, 11).

Până la noi, aceste depozite au fost atribuite Helvețianului (12).

Recunoaștem că șisturile calcaroase, marnele cenușii și gresiile calcaroase ce le alcătuesc pledează în favoarea vîrstei helvețiene, însă noi am fost determinați să le atribuim Aquitanianului, pentru că am avut impresia, pe teren, că ele sunt, de fapt, primele strate miocene ce se aşeză pe Oligocen. Aceeași poziție o au și depozitele cu calcare cavernoase dela Pucioasa, care par că se găsesc pe același element tectonic; în plus, ele suportă Burdigalianul cu marne roșii (vezi mai jos).

Fosilele întâlnite la Podul Vadului (Gasteropode de 1 mm și Ostracode) nu au fost încă determinate spre a putea să fi dacă ele pot aduce vreo lămurire în problemă.

Depozitele acestui facies stau discordant-transgresiv pe Oligocen (sub depozitele Stratelor de Pucioasa). Dacă ele ar fi helvețiene, nu ar trebui să aibă o poziție discordantă transgresivă, căci nu cunoaștem până acum Helvețian transgresiv. De aceea am rămas la ideea că ele reprezintă Aquitanianul, probabil niște depozite care nu apar în alte părți pentru că au fost erodate în timpul Burdigalianului.

2. Burdigalianul este alcătuit, după concepția noastră, din conglomerate și gresii cu marne roșii. Ultimele au fost atribuite până acum Helvețianului inferior. Deoarece, în Moldova, atât pe verticală, cât și lateral, conglomeratele socolite burdigaliene invadă gresiile cu marne roșii, considerăm că și acestea din urmă sunt de vîrstă burdigaliană.

După cum se știe, ele sunt transgresive, dar transgresiunea nu începe peste tot cu același strat, ci cu strate diferite, mai sus sau mai jos în serie.

3. Helveticianul rămâne constituit din marne cenușii cu gresii, gipsuri și șisturi calcaroase. În depozitele lui superioare se găsesc Ostracode la Gura Drăgănesei, în P. Sărăturii.

Sedimentele menționate până aci au fost depuse înainte de punerea în loc a Pânzei. Cele ce urmează sunt post-tectonice.

4. Tortonianul este prima formațiune depusă după punerea în loc a Pânzei de Homorâciu. El n'a fost remarcat în regiune până la lucrarea noastră. Depozitele atribuite de noi Tortonianului au fost trecute până acum la Aquitanian și la Helvetian.

In 1943¹⁾, împreună cu GR. POPESCU, am individualizat Tortonianul în jurul punctelor cu macrofosile dela Melicești și Ogretin, ajutându-ne de lithologie și de microfaună. Până la această dată Tortonianul era redus aproape la punctele fosilifere. Prin cercetările noastre s'a constatat că, în Muntenia de E, Tortonianul, cu caracterele lithologice și microfaunistice din punctele fosilifere, dar fără macrofosile, ocupă o suprafață mult mai mare decât se cunoștea și, ceeace este mai important, că masivele de sare din cea mai mare parte a regiunii aparțin Tortonianului.

Ajutat de criteriile întrebuiențate acolo, am separat Tortonianul și în regiunea Câmpina și am introdus toate ivirile de sare la acest etaj, cu excepția sării din V. Sărătă (S. Bezdead). Aceasta aparține Aquitanianului, deoarece este acoperită de Burdigalian.

Depozitele tortoniene de sub sare le-am atribuit Tortonianului inferior, iar sarea și restul depozitelor de deasupra ei, Tortonianului superior. Am făcut această separare, deoarece între sare și Tortonianul inferior apare, în unele regiuni (Cosminele din Prahova și Pietraru din Buzău), o discordanță puternică. În regiunea noastră este, totuși, o concordanță dovedită prin zone de tranziție dela unul la altul.

a) Tortonianul inferior (± 10 m) este reprezentat prin tufuri alburi cu numeroase Globigerine și rare Orboline și alcătuiește un orizont conducător în Miocen. Ele apar la Podul Vadului (V. Murului), la gura Văii Câmpinița, în P. Doftana, la N de gura Văii Lupa, la Poiana, la Provița de Jos, la Vrăjitoarea, la N de Câmpina, pe coasta de N a lacului și apoi dela Vrăjitoarea până în V. Banului. În concepția noastră, între Helvetian și Tortonianul inferior se admite o lacună, dată fiind grosimea redusă de 100 m a primului. Este cunoscut, în alte părți, că el are peste 1000 m. Existența acestei lacune dovedește discordanță transgresivă a Tortonianului, ceeace indică sedimentarea după punerea în loc a pângelilor.

Am atribuit Tortonianului tufurile cu Globigerine, prin paraleлизarea lor cu alte tufuri din alte regiuni, unde acestea conțin Corali și faună tortoniană (D. Clenciu, Bacău), calcare cu *Lithothamnium* (D. Clenciu și Slănic) și *Spirialis* și alte Pteropode (Pietraru și Pârlita, Buzău). Aceste fosile se găsesc și în Tortonianul macrofosilifer dela Melicești, Ogretin și Crivineni.

¹⁾ Comunicare la Institutul Geologic, la 17 Dec. 1943 (vezi D.d.S. ale Sed.).



b) Tortonianul superior (± 700 m) este alcătuit din trei subdiviziuni, pe care le cităm de jos în sus:

a) Brecia saliferă (0 — 400 m), caracterizată prin componente de vârstă eocenă (gresii, marnie și argile) și oligocene (argile, marne și calcare silicificate) de tipul Stratelor de Pucioasa. Este tipul de brecie Cosmina, descris în 1943 de GR. POPESCU¹⁾.

Brecia saliferă apare în Cuveta Melicești, la Provița de Jos, în V. Sărata și în V. Lupa, pe drumul care duce spre Telega. Ea se iveste pe flancul nordic al sinclinalului V. Lungă, la fundul V. Drăgăneasa, în cele două vâlcele dela E de P. T. Drăgăneasa și în capătul estic al aceluiași sinclinal dela Băile Poiana, pe sub podul de cale ferată de peste Prahova, pe la Broaștele până la Ocna Doftana.

In flancul sudic al acestui sinclinal, subdiviziunea considerată se găsește începând dela Drăgăneasa, din V. Lacului, până în V. Sărăturii (S Piatra de Sus). Cea mai desvoltată zonă de brecie se află între dislocația Câmpina și falia V. Sărăturii. Ea începe dela Drăgăneasa, de pe coasta de S a Văii Lacului, merge până la Câmpina și de aici pe malul stâng al P. Doftana.

β) Șisturile cu Radiolari (± 70 m), alcătuite din argile de tipul disodilelor oligocene, cu Pești, Radiolari, Foraminifere (asociație tipică), Diatomee, etc.

Ele se găsesc deasupra breciei la Drăgăneasa (în V. Banului și în V. Drăgăneasa) la S de Piatra și pe cele două maluri ale R. Prahova (la Câmpina și Vrăjitoarea).

γ) Marnele cu *Spirialis* (± 120 m) sunt deschise în V. Poienii la Podul Vadului, pe coastele dintre Piatra de Sus și V. Sărăturii și în V. Drăgăneasa.

Aproximativ în mijlocul acestei subdiviziuni apar în V. Drăgăneasa și la S de Piatra, caracteristic ca un al doilea nivel de Radiolari, un strat de cinerit, de maximum 2 m grosime, care suportă câțiva metri de șisturi cu Radiolari, printre care și *Ropalastrum*.

5. Buglowian - Sarmațianul. Depozitele Sarmațianului dela Piatra erau cunoscute din lucrările anterioare (4, 10, 19), fără să se cunoască subetajul cărora ele aparțin.

In ultima lucrare (10) se disting două subdiviziuni în acest Sarmațian: una, marnoasă, inferioară, și alta, gresoasă, superioară, cu Lumachelle.

Contribuția nouă la lucrarea de față este adusă de determinările EMILIEI BOCEC, care găsește că Sarmațianul de aci aparține Sarmațianului inferior, atât prin marnele inferioare, în care întâlnescă *Cardium politioanei* JEKELIUS și *Cardium latisulcum* MÜNSTER, cât și prin gresii, în care formele de *Tapes gregarius* PARTSCH și *Ervilia podolica* EICHW. sunt determinante.

Deși nu am găsit macrofosilele care să indice existența Buglowianului în depozitele dela Piatra, totuși el trebuie să fie reprezentat în subdiviziunea marnoasă, deoarece dela Tortonian la Sarmațian se observă, sigur, o continuitate de sedimentare. O dovadă paleontologică o găsește T. IORGULESCU (20) în aso-

¹⁾ Comunicare la Institutul Geologic, la 17 Dec. 1943 (vezi D. d. S. ale Șed.).



ciația microfaunistică din marne, caracterizată prin *Cibicides lobalatus* WALKER et JACOB, care se întâlnește și în stratele cu macrofosile tipice pentru Buglowian.

D) *Pliocenul*. Considerăm ca Pliocen suportat direct de Pânza de Homorâciu Pliocenul dela N de dislocația Câmpina (vezi Tectonica). În Pliocen aducem în plus față de lucrările anterioare, referitoare la regiunea noastră, următoarele:

Existența de nisipuri meotiene cu *Helix* peste Sarmațianul dela Piatra;

Prezența unui sinclinal de Meotian și Pontian inferior imediat la N de Vrăjitoarea și la fundul Văii Sărăturii;

O mărire a suprafaței ocupată de Meotian în V. Ursului;

Separarea în Pontian a patru subdiviziuni, care de jos în sus sunt: marnele cu *Paradacna abichi* inferioare (± 100 m), gresiile inferioare (± 200 m) cu *Congeria rhomboidea*, marnele cu *Paradacna abichi* superioare (± 100 m); alternața de mare și nisipuri (± 350).

Fixarea limitei Dacian-Pontian deasupra nisipurilor fosilifere cu *Phylicardium planum*.

Remarcarea lipsei cărbunilor dacieni tocmai aci, în regiunea de margine a Lacului pliocen, unde având în vedere adâncimea mai redusă a lacului, ei trebuiau să fie mai bine desvoltați. Cărbunii s-au depus, și lipsă lor se datorează probabil eroziunii săvârșite de apele levantine.

Depozitele Pânzei de Văleni. Deoarece depozitele paleogenene ale Pânzei de Văleni se afundă în regiunea noastră și sunt acoperite de sedimentele neogene, nu putem obține date asupra existenței lor decât prin foraje.

Până acum se cunoaște destul de bine întinderea Oligocenului în jurul dislocației Câmpina până la Gura Drăgăneasa.

El este întâlnit în sondele 401 și 402 CPM Câmpina și 407 AR Gura Drăgănesei. Este reprezentat prin roce caracteristice, ca Gresia de Kliwa, între care apar disodile.

La suprafață el se află deschis numai în P. Telega, la Telega.

Celelalte insule din P. Doftana, dela S de fosta închisoare, și dela Gura Drăgănesei, din V. Banului, numită de MRAZEC și TEISSEYRE (4) V. Păcureți, pe care acești autori le atribue Paleogenului Pintenului de Văleni, noi le atribuim breciei tortoniene. Confuzia provine dela faptul că brezia posedă, printre elemente, roce de vîrstă eocenă.

Pliocenul dela S de dislocația Câmpina, care pare să fie devenit direct pe depozitele paleogen-miocene ale Pânzei de Văleni, nu se deosebește de cel din pârâul precedentă.

Tectonica

Cercetările noastre confirmă existența celor trei unități stratigrafice deosebite de cercetătorii anteriori, adică: Depresiunea Slănicului, Pintenul de Homorâciu și Pintenul de Văleni.



Conform părerilor lui Voitești (17), găsim între aceste unități raporturi de pânze de șariaj, de aceea le dăm denumirea de pânze: Pânza de Slănic, Pânza de Homorâciu și Pânza de Văleni.

Unitățile sunt separate prin falii de încălecare. Pe faliile dintre unități vin în contact faciesuri diferite ale acelorași formațiuni. Această întâlnire bruscă de faciesuri ne obligă să presupunem că între unități este o încălecare de o ampioare mare, care a cauzat ascunderea sub pânză a depozitelor de tranziție dintre faciesurile expuse la zi.

Desi am adoptat concepția tradițională de pânze, pentru aceste unități, totuși nu excludem posibilitatea ca ele să reprezinte numai niște digitații ale unei pânze unice.

Punerea în loc a pângelilor nu s'a făcut în același timp. Pânza de Slănic, dela interior, s'a format mai devreme, la sfârșitul Oligocenului, deoarece cele mai tinere depozite prinse sub pânză sunt cele oligocene superioare și pentru Aquitanianul să puternic discordant pe depozitele mai vechi ale pânzei. Celelalte două pânze dela exterior s-au format în timpul Tortonianului, după cum dovedește prinderea depozitelor tortoniene sub pânză, în regiunea Râmniciului, și discordanța Tortonianului mai slabă în regiunea noastră, dar puternică în regiunea Cosminele (Tortonian pe Oligocen).

Discordanța Burdigalianului mai arată o cutare după formarea Pânzei de Slănic și înaintea formării celorlalte două pânze. În faza pre-burdigaliană se formează solzii de Cretacic-Aquitanian din fruntea Pânzei de Slănic, peste care se aşeză conglomerele burdigaliene.

După punerea în loc și a Pângelor de Homorâciu și Slănic, depozitele regiunii noastre suferă cutarea din Pre-Meoțian și din Post-Pliocen.

Pe lângă acestea, la interior de Depresiunea Slănicului, presupusa discordanță din partea superioară a Oligocenului sugerează o ușoară cutare către sfârșitul Oligocenului. Atunci începe probabil ridicarea crestei Comarnic.

Interpretarea în pânză a depozitelor cretacice din Depresiunea Slănicului are o consecință asupra localizării Catenei Cumane (21).

Această catenă, care se presupune că a furnizat elementele de roce eruptive din arcozele cretacice, nu mai poate fi localizată pe linia tectonică Nistorești — Valea Lungă (vezi mai jos) linia frontală a Pânzei de Slănic, cum presupune G. MURGEANU, ci undeva în interior, în locul de rădăcină al pânzei¹⁾.

Sensul general de cutare este E — W.

1. Pânza de Slănic [Pânza marnelor roșii senoniene (13) sau anexa digitației de Comarnic a pânzei interne (9)]. Fruntea Pânzei de Slănic încalcă prin

¹⁾ Nu s'a vorbit nimic despre cutarea pre-senoniană citată în lucrarea lui G. MURGEANU (op. cit. 7), deoarece starea de provizoriat din stratigrafia Cretacicului nu ne-a permis să tragem vreo concluzie în acest sens.



depozitele cretacice peste Oligocenul superior al Pânzei de Homorâciu, pe linia cunoscută încă dela TEISSEYRE (3), Nistorești—Ursei—V. Bradului—V. Lungă, linie ce pleacă dela Vulcană de Sus.

In tectonica pânzei se distinge sinclinalul propriu zis de Burdigalian-Helvetian și zona frontală a acestui sinclinal.

Sinclinalul propriu zis este mărginit la N de creasta Comarnic și la S de zona frontală.

Zona frontală este zona de solzi înguști de Cretacic-Aquitanian, cuprinsă între sinclinalul propriu zis dela N și flancul nordic al anticlinalului Ursei din Pânta de Slănic, dela S, de care este despărțit prin planul de șariaj al pânzei. Această zonă a suferit cea mai puternică tensiune tectonică din întreaga regiune. Solzarea ei s'a făcut odată cu aceea a flancului nordic al anticlinalului Ursei, pe care este încălecată.

I Petece de acoperire de Cretacic sau de Paleogen din această zonă se ivesc a S de linia de șariaj, pe depozitele Pânzei de Homorâciu, la Cojoiu, Ursei și V. Lungă.

2. Pânta de Homorâciu [Pânta Gresiei de Tarcău (13) sau Pânta Mediană (11)].

Această pântă joacă rolul de autohton pentru Pânta de Slănic.

Apariția breciei oligocene (vezi Stratigrafia) pe Zona de Solzi din Creasta Comarnicului dela N de Depresiunea Slănicului, ne duce la concluzia că Paleogenul Pânzei de Homorâciu se înrădăcinează în Creasta Comarnicului pe un soclu alcătuit din Strate de Sinaia și de Comarnic. La S de Depresiunea Slănicului acest Paleogen se deslipește de soclul lui și se comportă ca o pântă față de Pânta de Văleni dela exterior.

Cum pentru argilele cretacice cu arcoze ce apar în fruntea Pânzei de Slănic nu se cunosc raporturi sigur normale cu celealte depozite cretacice ale acestei pânte și cum ele apar destul de puternic milonitizate ne întrebăm dacă ele nu aparțin Pânzei de Homorâciu ca un echivalent al Senon-Turonianului din Pânta de Slănic și se găsesc aci ca niște klippe de rabotaj răzuite de pe autohtonul ei pe care pânta a alunecat.

Fruntea Pânzei de Homorâciu este greu de determinat în regiunea noastră, pentru că depozitele ei caracteristice, paleogene, nu apar la zi; cel mai extern element tectonic în care se ivesc aceste depozite este flancul nordic al sinclinalului V. Lungă, în jurul Pl. Drăgăneasa. Găsind acest facies în flancul nordic, este logic să se întindă și în flancul sudic, care se sprijină pe dislocația Câmpină—Buștenari. Imediat la S de această dislocație se află faciesul oligocen al Pânzei de Văleni.

Deci, pe această dislocație ar putea fi fruntea Pânzei de Homorâciu. Totuși, la S de această dislocație, în sondajele pentru petrol dela Runcu, Ocnița și Ochiuri, reapare Oligocenul de tipul Stratelor de Pucioasa al Pânzei de



Homorâciu. Se găsește acest Oligocen, împreună cu Gresia de Kliwa, ca în Teleajen și aparține unității de Văleni sau este al Pânzei de Homorâciu? În ultimul caz, fruntea acestei pânze s-ar afla mult la S, iar creasta Oligocenului de Văleni, imediat la S de dislocația Câmpina, rămânând să fie o fereastră.

Pânta de Homorâciu este străbătută transversal de mai multe falii la Ștești, Vișinești și Piatra, care o împart în patru blocuri. Elementele tectonice urmărite în aceste blocuri oferă caracter diferențiat.

Longitudinal, cea mai puternică dislocație a stratelor din Pânta de Homorâciu o reprezintă falia Puturosu, dela marginea externă a zonei Flișului.

În mare parte din traseul ei ea se localizează în creasta unui anticlinal în care blocul nordic este ridicat și cel sudic căzut.

Ea pornește din Ialomița, fie din creasta anticinalului de Oligocen Vulcană de Sus (3), fie din falia care, probabil, străbate Miocenul dela Pucioasa în dreptul izvoarelor minerale.

Efectul ei reprezintă un maximum în Pl. Drăgăneasa, unde Eocenul dela N de falie apare în contact cu Oligocenul superior dela S.

Falia se poate urmări cu acest caracter până la Schiopota. De aici până în Prahova, localizarea ei este greu de identificat, deoarece de o parte și de alta ei se află Oligocenul. Caracterul ei din Pl. Drăgăneasa reapare în Prahova, la Cornu, la N de sinclinalul Melicești.

Este exclus ca falia Puturosu, dela Schiopota spre E, să ia traseul dat de TEISSEYRE și MRAZEC (4), urmărind linia de sare Câmpina—Doftana ca o a doua ramură a faliei dela Buștenari. Linia de sare reprezintă pentru noi o linie sinclinală (vezi mai departe).

În adâncime, falia Puturosu capătă, probabil, caracter de încălcare.

La suprafață, ea împarte Pânta de Homorâciu în două zone: zona Flișului și zona mio-pliocenă.

În zona Flișului, cel mai important element tectonic este anticinalul Ursei de Eocen dela marginea internă a zonei. Acest anticlinal se afundă spre Prahova și Bizdidel.

La S de el este format sinclinalul de Helvețian Provița, care pare să prezinte o zonă frontală ca și sinclinalul Slănicului, aici, însă, alcătuită din cute slabe ușor solzate.

Ne întrebăm dacă depozitele din Vf. Tâlga nu alcătuesc un petec dc acoperire, în cazul când nu sunt aquitaniene, cum le-am considerat noi, ci helvețiene. Numai astfel am putea explica impresia că ele alcătuesc primul strat de Miocen ce se aşeză pe Oligocen. Acest prim strat ar sta tectonic.

Zona mio-pliocenă este împărțită în două prin sinclinalul pliocen V. Lungă. Între Provița și Prahova, sinclinalul se închide periclinal prin depozitele sarmato-pliocene și, din Prahova (Poiana) spre E, dela podul de cale ferată



până la Doftana, se continuă prin brecia saliferă tortoniană. Interpretarea în sinclinal a acestei sări 'diferă' de cea dată până acum de anticlinal diapir (4).

La N de sinclinalul V. Lungă, până în falia Puturosu, începând dela Provița spre E, se interpun anticlinalul de Helvețian Câmpinița, la exterior, și capătul vestic al sinclinalului Melicești, la interior. Tortonianul acestui sinclinal, la N de Poiana, suportă transgresiv petecul sinclinal de Pliocen cu Ponțian în ax.

La S de sinclinalul Valea Lungă, până în dislocația Câmpina Bușteni, am remarcat două elemente tectonice necunoscute în cartările anterioare, și anume cuta-falie Valea Sărăturii și sinclinalul de Ponțian dela N de Vrăjitoarea.

Cuta-falie Valea Sărăturii încalcă prin Helvețianul ei peste sinclinalul de Ponțian cîtat, care se află la exterior. Această cută se pierde spre W în anticlinalul de Ponțian Babanucului, din Cricov, și reapare, probabil, în încălcarea Lăculețe.

Sinclinalul dela N de Vrăjitoarea este prelungirea sinclinalului din Doftana, dela S de fosta închisoare, sinclinal care pare să sufere o ridicare axială sub terasa Câmpinei.

In Pânta de Homorâciu, zona mio-pliocenă reprezintă prin Paleogenul ei o înaintare aparte, cea mai avansată, începând din regiunea Cosminele spre W, și din falia Puturosu spre S.

In această interpretare sub Paleogenul în faciesul Stratelor de Pucioasa, de pildă, dela Cornu și Câmpinița, precum și din restul zonei mio-pliocene, sunt șanse să se întâlnească Oligocenul cu Gresie de Kliwa al Pânzei de Văleni. Inclinarea spre N a Oligocenului dela Telega și a celui din sondele dela Câmpina arată că acest Oligocen intră sub zona mio-pliocenă.

Pânta de Văleni [Pânta marginală (13)]. Depozitele oligocene ale acestei pânte, dela Telega sau din sondele dela Câmpina și Gura Drăgăneasa, reprezintă, după cum am spus, marginea internă a Pânzei de Văleni ce suportă fruntea Pânzei de Homorâciu sau numai o fereastră ce apare de sub Pânta de Homorâciu.

In ambele cazuri, dislocația Câmpina—Buștenari corespunde în adâncime unui plan de șariaj.

Din datele actuale dela suprafață și din sonde, în jurul acestei dislocații este un bloc nordic care încalcă prin Helvețianul lui peste blocul pliocen dela Sud.

In blocul pliocen, prin cercetările noastre, constatăm mai multe compartimente tectonice. Cel mai intern și mai ridicat este acel în care se exploatează Meoțianul dela Câmpina. El este izolat de restul flancului dela S (flancul intern al sinclinalului Măgureni) printr'un compartiment scoborit, prinț în sondele dela Drăgăneasa.



BIBLIOGRAFIE

1. CAPELLINI. Giamenti petroliferi di Valachia. *Mem. dell' Acad. delle Scienze*, Bologna, 1868.
 2. V. POPOVICI-HATZEG. Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie), Paris, 1898.
 3. W. TEISSEYRE. Ueber die tektonischen Verhältnisse der Süd-Karpathen am Ialomitzza-Fluss und in den Nachbargebieten, Bukarest, 1905.
 4. L. MRAZEC și W. TEISSEYRE. Structura geologică a regiunii Câmpina—Buștenari (Prahova). *An. Acad., Seria II*, Vol. XXVIII, 1906.
 5. I. P. VOIȚEȘTI. Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al V. Oltului; în V. Ialomiței și a Bezdedelului; între Pucioasa—Cucuteni—Bezdead și Vârfurile și între Prahova și Teleajen, în regiunea de frontieră. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom.* în 1910, Buc. 1914.
 6. — Ridicări geologice în regiunea dintre V. Doftanei și a Ialomiței. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom.* în 1911, București, 1914.
 7. G. MURGEANU. Cretacicul și Terțiul în imprejurimile Pietroșiei și Bezdeadului (Dâmbovița), *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIV, (1925—1926).
 8. — Ridicări geologice între V. Ialomița și V. Bezdedelului la N de Pucioasa—Pietrari (Dâmbovița), *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XV (1926—1927).
 9. — La Nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova) *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, Bucarest, 1934.
 10. M. FILIPESCU. Cercetări geologice în regiunea Drăgăneasa (Prahova), *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926).
 11. — Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftanei (Prahova), *Bul. Lab. Min. Univ. Buc.*, Vol. I, 1936.
 12. O. PROTESTU și G. MURGEANU. Géologie de la Vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic, Assoc. pour l'avancement de la Géologie des Carpates, II-ème Réunion, *Guide des excursions*, Bucarest, 1927.
 13. I. P. VOIȚEȘTI. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gétique, *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. III, 1909, Buc. 1911.
 14. GR. POPESCU și FL. OLTEANU. Raport geologic asupra zonei Flișului dela Vulcană—Ursei Câmpina, 1946.
 15. I. ATANASIU. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves, *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXII, 1943.
 16. L. MRAZEC. Despre prezența Bartonianului în județul Prahova, *Bul. Soc. St.*, Vol. XV, pag. 15,
 17. I. P. VOIȚEȘTI, D. M. PREDA, N. GROZESCU. Clasificarea Mediteranianului în România, *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1915—1916.
 18. D. M. PREDA. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova, *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, p. 20.
 19. D. C. PILIDE. Sur le bassin néogène de la région située au N de Ploiești, *Bul. Soc. Géol. de Fr.* III-ème Série, T. IV, 1877.
 20. T. IORGULESCU. Raport asupra examinării paleontologice a unor probe din regiunea Câmpina (Prahova), 1 Dec. 1947, Câmpina.
 21. G. MURGEANU. Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpathique, *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXI, 1932—1933.
- Gh. VOICU. — Microfauna Flișului din Senon-Eocen din regiunea Vulcană — Comarnic¹⁾.

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



Şedinţa din 11 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— I. BĂNCILĂ. — Privire generală asupra stratigrafiei și tectonicii Flișului carpatic și Zonei miocene dintre V. Sucevei și V. Nărujei ¹⁾.

Şedinţa din 15 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— N. GRIGORAȘ. — Privire generală asupra stratigrafiei și tectonicii Flișului carpatic și Zonei miocene dintre V. Putnei și V. Buzăului ²⁾.

Şedinţa din 18 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— V. DRAGOȘ. — Raport geologic preliminar asupra Văilor Vâlsan, Argeșului și Topologului ²⁾.

— I. C. MOTĂȘ. — Asupra stratigrafiei Mio-Pliocenului dintre Valea Ialomiței și Valea Dâmboviței la Nord de Târgoviște. (Comunicare preliminară).

Regiunea care face obiectul cercetărilor noastre este situată la N de Târgoviște, între bazinile Ialomiței și Dâmboviței.

Ea se întinde la S până la o linie Gheboeni—Doicești—Măgura Glodeni, la E între Măgura Glodeni și Strâmbu, la N până la o linie Strâmbu—Pucioasa—Vâlcana Băi—Gura Bărbulețului—Brătulești, iar la W dealungul Dâmboviței, între Brătulești și Gheboeni.

Teritoriul cuprins între aceste limite a mai făcut obiectul studiilor lui GR. ȘTEFĂNESCU, C. D. PILIDI, L. MRAZEC, W. TEISSEYRE, C. R. MIRCEA, V. POPOVICI-HATZEG, I. P. VOIȚEȘTI, G. MURGEANU, N. ONCESCU, precum și o seamă de geologi dela întreprinderile petrolifere.

Formațiunile care iau parte la constituția acestei regiuni aparțin Cretacicului, Paleogenului, Neogenului și Cuaternarului. Ne-am mărginit să separăm

¹⁾ Lucrarea va apărea completă, mai târziu.

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la redacție până la data imprimării volumului.



formațiunile cretacice și paleogene de cele neogene pe liniile lor de contact, pentru a studia mai îndeaproape Neogenul.

Neogenul este reprezentat, din seria miocenă, prin Tortonian și prin totalitatea etajelor Pliocenului. Sarmațianul lipsește.

Miocen. *Tortonianul* este desvoltat în trei zone. *Zona Pucioasa—Vâlcana Băi*. Zona se întinde între D. Zărăfoaia la E de V. Bizdidelului și Vf. Bunea la W de P. Vâlcana, având maximum de întindere între Pucioasa și Vâlcana Băi.

In partea centrală, Tortonianul se desvoltă normal pe flancul sudic al unei bolte de Paleogen; el este redresat și poate puțin încălecat de Paleogen la E, în regiunea Strâmbu, și la W, la Curnătura lui Ștefan—Valea Moarea.

Succesiunea stratigrafică este următoarea: la bază, un orizont arenaceu, constituit din pietrișuri și nisipuri, urmate de un orizont de marne cenușii și roșcate cu intercalații de gips și tuf vulcanic, de calcar diagenetic, intercalații de gresii, nisipuri, marne verzui pirotoase. Seria se termină, la partea superioară, cu un pachet de marno-argile cenușii, foioase, disodiliforme, cu intercalații de gips secundar și strătulete (2—3 mm) de cinerit.

Zona Glodeni—Lăculete. Această zonă se desvoltă între Râpa Corbului la E și Valea Ialomiței la W. Ea constituie nucleul anticlinalului Glodenilor.

Acest anticlinal este fracturat dealungul axului, astfel că flancul său sudic este prăbușit, cu excepția unei mici porțiuni a extremității sale occidentale, la Lăculete. În felul acesta, numai Tortonianul de pe flancul nordic este mai bine desvoltat.

Pe fractura dealungul căreia Tortonianul flancului nordic încalcă Pliocenul din sinclinalul adiacent, apar conglomeratele de bază. Ele ies la zi între Râpa Corbului și Vf. Gâlma, la Glodeni, și se regăsesc la Lăculete, la confluența dintre V. Lăculete și Valea Mare.

Conglomeratele trec gradat în sus la un orizont de gresii cenușii, micaferică, compacte, dispuse în bancuri de 4—6 m grosime, separate de pachete de marne roșcate.

Acestui orizont îi urmează o succesiune de marne cenușii cu intercalații de gips, care la rândul ei, suportă un puternic orizont de gresii friabile și de marne roșcate, cu o slabă intercalație de gips și de tuf vulcanic.

La partea superioară apare o serie de marne cenușii-închise, cu puternice intercalații de gipsuri și tufuri vulcanice.

Seria se termină prin marne roșcate și gălbui cu nodule de gips și tuf.

Zona Gura Bărbulețuluui. În această zonă, Tortonianul este reprezentat prin orizontul de marne cenușii cu gips și tuf vulcanic.

Se desvoltă sub forma unui sinclinal prinț un Paleogen cu șisturi menilitice.



Asupra vârstei tortoniene a depozitelor miocene care se desvoltă în regiune, am publicat o notă preliminară¹⁾.

Este vorba de o faună de Moluște și Coralieri colectată dintr'un punct fosiliifer descoperit la Pucioasa, în orizontul arenaceu din bază.

Am determinat, dintre formele găsite, următoarele specii:

Chelyconus conoponderosus var. *subpupoidea* SACCO

Chelyconus mediterraneus var. *fusoficooides* SACCO

Chelyconus dertogibbus var. *pervulloidea* (?) SACCO

Chelyconus ottiliae HÖRNES u. AUIN.

Triton aff. *grassi* BELL.

Ancillaria sp.

Ancillaria (Anaulax) sp.

Cerithium pictum BAST.

Cerithium bicinctum EICHW.

Cerithium cfr. *plicatum*

Pithocerithium dertocostatum SACC

Mitra (Uromitra) recticostata BELL.

(?) *Buccinum (Cominella)* sp.

(?) *Pleurotoma granaria* (DUJ.)

Pleurotoma (Drillia) pustulata BROCC.

Fusus sp.

Trochus cfr. *bicarinatum*

Turritella turris BAST.

Turbo, (operculum)

Ostrea sp.

Pecten sp.

Saxicava arctica

Chama gryphiooides LAM.

Dentalium sp.

Heliastrea sp.

(?) *Rhabdophilla* sp.

Descoperirea acestei faune ne-a permis să conchidem¹⁾ că orizontul de pietrișuri dela Pucioasa, care pentru motive de ordin pur stratigrafic era socotit burdigalian, aparține de fapt Tortonianului. Ar fi vorba de un Tortonian inferior transgresiv.

Orizontul marnos cu gipsuri și tufuri vulcanice, atribuit până în prezent Helvețianului, ar reprezenta deci Tortonianul mediu, lagunar.

Tortonianul superior, care în regiunea noastră lipsește, ar corespunde cu depozitele marine tipice, bogate în organisme de felul celor dela Melicești,

¹⁾ I. C. MOTĂȘ. Sur la présence d'une faune tortonienne à la base du Miocène de Pucioasa (Dép. de Dâmbovița). (Note préliminaire). *Notationes Biologicae*, Vol. VI, Nr. 3, Sept. 1948, Bucarest.



Gorganul, V. Zapodiei (Slănic-Prahova), Posești, etc., care până în prezent erau singurele considerate tortoniene.

Astfel am atribuit depozitelor miocene din regiunea noastră o vârstă tortonian inferioară — tortonian medie.

Pliocenul. Pliocenul este reprezentat în regiunea noastră prin toate etajele sale: Meotian, Ponțian, Dacian și Levantin.

Meotianul apare dealungul contactului dintre Flișul cretacic-paleogen și Neogenul de pe flancul nordic al Cuvetei Malurile — Brănești — Izvoarele, ca și pe cele două flancuri ale anticlinalului Glodeni — Lăculețe.

Dealungul contactului dintre Fliș și cuvetă, Meotianul stă fie direct peste depozitele mai vechi, fie peste Tortonian.

Depozitele meoțiene mulează toate variațiile tectonice ale contactului pomenit, pentru a dispare sub depozitele daciene superioare, în partea de N a regiunii, unde limita de extensiune a Dacianului acoperă și depășește și Ponțianul.

In zona Glodeni — Lăculețe, Meotianul este bine dezvoltat pe flancul nordic al anticlinalului. Pe flancul sudic apar două petece laminate la Glodeni, unul în V. Leului și altul în V. Bădislavoaia. Un afloriment mai important se întinde între D. Lăculețe și malul drept al Ialomiței, în aval de Vâlcana Pandele.

Meotianul este alcătuit la bază dintr'un orizont de gresii cu concrețiuni sferoidale cu Hydrobii, urmat de nisipuri cu intercalări marnoase cu Neritine și Ostracode, precum și pietrișuri cu Unionide. Ele suportă o succesiune de nisipuri cenușii și gălbui, dispuse în bancuri de 4—8 m grosime, separate prin marne cenușii. Ca fosile conțin Hydrobii, Unionide, Neritine, Ostracode, etc.

La partea superioară se găsește un strat (8—12 m) de marne cenușii cu *Leptanodonta rumana* WENZ, care suportă o gresie calcaroasă cu Hydrobii și *Congeria novorossica* SINZOW. Această gresie, groasă de 4—5 m, care constituie limita superioară, este uneori substituită de un strat de nisip cochilifer cu Hydrobii și *Congeria novorossica* SINZOW, gros de abia 30 cm, cum este de exemplu, cazul profilului din malul drept al Ialomiței, la Vâlcana Pandele.

Grosimea Meotianului variază între 20 și 120 m. Este vorba de Meotianul superior; orizonturile inferioare nu sunt reprezentate în regiune; n'am întâlnit nicăieri orizontul cu *Dosinia*.

Ponțianul este concordant peste Meotian. Este alcătuit, în general, dintr'o serie puternică (450—600 m) de marne cenușii-negricioase, marne nisipoase și nisipuri.

In partea de S și SW a regiunii, succesiunea este următoarea: peste gresia cu *Congeria novorossica* se găsește un strat de marne cenușii (5—10 m) cu Con-



gerii mici, urmat de marne nisipoase cu *Congeria rumana* ȘTEFĂNESCU și marne cenușii cu Ostracode. Urmează un orizont de marne și marne nisipoase cu *Congeria rhomboidea* M. HOERNES, *Caladacna steindachneri* (BRUSSINA), *Paradacna abichi* (R. HOERNES), *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU, *Viviparus neumayri* BRUSSINA, *Viviparus achatinoides* (DESHAYES), etc. Partea superioară este constituită din marne cenușii cu Limnocardiide și *Dreissena*, care suportă marne foarte nisipoase și nisipuri cu *Dreissenomya aperta* (DESHAYES) și *Phyllicardium planum planum* (DESHAYES), care reprezintă limita superioară.

In partea de N și NW a regiunii, către Pietrari, Ponțianul îmbracă un facies predominant nisipos. La Pietrari—Gura Bârbulețului apar intercalații de calcare fosilifere.

Succesiunea Ponțianului, la Pietrari, este următoarea: imediat deasupra Meotianului se găsește o alternanță de nisipuri cu fragmente rulate de marne albe și verzi tufacee. Aceste nisipuri suportă calcare cu Limnocardiacace. Acestea sunt niște lumachelle constituite din cochiliile de limnocardide și rare Congerii. Se pot distinge trei asemenea strate de lumachelle, separate prin slabe intercalații de marne cu *Congeria rhomboidea*. Două din aceste strate de calcare au 1—2 m grosime, al treilea atinge 10 m și constituie roca exploatață în cariera dela Șipotu-Pietrari.

Aceste calcar se desvoltă dela Șipotu către N, regiune în care ele devin din ce în ce mai gresoase și mai grosiere, pentru ca la Gura Bârbulețului să apară la contact cu Flișul, un conglomerat cu *Viviparus* și *Congeria subcarinata botenica* ANDRUSSOW.

Limita superioară a Ponțianului este marcată tot de Orizontul cu *Phyllicardium planum planum*. La Pietrari, imediat sub această limită, se găsește, în malul drept al Râului Alb, un calcar cochilifer șistos, cu slabe intercalații de lignit.

Dacianul repauzează concordant peste Ponțian, între aceste două formațiuni trecerile făcându-se gradat. Este constituit dintr-o puternică alternanță (500—700 m) de bancuri de nisipuri cenușiu-gălbui și de marne cenușii, uneori gresii, foarte fosilifere. În general, bancurile de nisipuri sunt mai desvoltate pe flancul nordic al cuvetei sinclinale Malurile—Brănești—Izvoarele, decât pe flancul de S. În adevăr, în SW regiunii, marnele care separă bancurile de nisip se îngroașă și conțin intercalații de lignit. Intercalațiile de lignit sunt situate în jumătatea superioară a Dacianului și fac obiectul exploatarilor dela Mărgineanca, Șotânga și Doicești.

Se poate separa în Dacian un orizont inferior, constituit din nisipuri cu intercalații gresoase, conținând o faună cu Vivipare, Melanopside, *Stylocardina heberti*, *Dreissena rimestiensis* (FONTANNES), etc. și un orizont de marne și marne argiloase cu Vivipare, Dreissenide și Cardiacace, dispuse în bancuri de 20—40 m și despărțite de strate de nisipuri grosiere și pietrișuri mărunte fosilifere.



Acestea conțin *Dreissena rimosiensis* (FONTANNES), *Hydrobia grandis* COBĂLCESCU, *Prosodacna (Stylodacna) rumana* (FONTANNES), *Unio rumanus* TOURNOUËR, *Viviparus rumanus* (TOURNOUËR), etc. Urmează apoi o succesiune de nisipuri și marne cu *Viviparus* și *Prosodanca*, nisipuri nefosilifere și marne argiloase cu intercalații de lignit. Partea superioară a Dacianului este caracterizată prin nisipuri marnoase și marne verzi și negricioase cu *Bulimus*, *Lithoglyphus*, *Unio sturdzae* COBĂLCESCU, *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (BIELZ), *Melanoides (Stenomelania) abchasica* (SENINSKÎ), etc.

Levantinul se desvoltă în partea occidentală a Cuvetei Malurile – Brănești – Izvoarele, la W de Vâlcana Pandele. Din punct de vedere lithologic, se poate separa un orizont inferior, nisipos și mai puțin conglomeratic, care începe cu marne negricioase la contact cu Dacianul, și un orizont superior, alăcatuit din pietrișuri mai mult sau mai puțin cimentate, separate prin intercalații de nisipuri grosiere. Este vorba de depozitele fluvio-lacustre ale Pietrișurilor de Cândești. Levantinul poate să atingă cca 300—400 m grosime.

Concluzii. Concluziile de ordin stratigrafic ne duc la distingerea a două cicluri de sedimentare.

Un ciclu miocen, care începe cu Tortonianul; între Aquitanian și Tortonian ar fi deci o lacună de sedimentare. Numai Tortonianul inferior și mediu sunt reprezentate. Tortonianul superior, Sarmațianul, precum și Meotianul inferior și mediu lipsesc. Aceasta se datorează foarte probabil unei exondări care a interesat regiunea noastră, și care, începând în Tortonianul superior, a ținut până la finele Meotianului mediu.

Ciclul pliocen începe cu Meotianul superior și ține până în Levantin (Pietrișuri de Cândești). Am deosebit două faciesuri în Pliocen:

Un facies predominant marnos, în partea de S și SW a regiunii. În această parte, Meotianul este mai gros (cca 100 m), Ponțianul este tipic marnos și Dacianul conține ligniți.

Un alt facies, predominant nisipos, se desvoltă în partea de N și NW a regiunii. Aci Meotianul variază între 20 și 60 m grosime, Ponțianul mai nisipos comportă intercalații de calcar, iar Dacianul, mai curând nisipos-conglomeratic, este lipsit de ligniți.

Şedința din 22 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— GR. POPĂSCU.—Privire generală asupra zonei Flișului Paleogen dintre V. Buzăului și V. Dâmboviței¹⁾.

¹⁾ Lucrarea va apărea ulterior, în altă publicație.



Şedinţă din 25 Februarie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— R. CIOCÂRDEL. — Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Bistriţa — Reghin:

Regiunea studiată este situată în partea de ENE a Bazinului Transilvaniei, între cursul superior al Mureşului și Someşului Mare. În cuprinsul ei am identificat depozite sedimentare și vulcanice.

Stratigrafia. Seria sedimentară cuprinde depozite aparținând Miocenului, Pliocenului și Cuaternarului.

Miocenul inferior este reprezentat prin *Helvetician* — *Burdigalian*.

In partea de N a regiunii, la N de linia Mințiu—Cepari—Băile Slătinița și până în albia Someșului Mare, apare un complex de marne și gresii, gros de cca 1200 m. Acesta nu reprezintă însă tot Miocenul inferior, deoarece se remarcă la N de Someșul Mare, cum el se desvoltă mai departe, atingând în total 2500—3000 m. Atât, însă, cât apare în cuprinsul regiunii ce am avut de studiat, dela Nepos până la Băile Slătinița și dela Năsăud până la Cepari, el este constituit în bază (primii cca 200 m) din bancuri masive de gresii dure până la 2 m grosime. Între gresii sunt strate de marne groase dela 0,1—1 m. Peste orizontul gresos din bază urmează o zonă de trecere, cca 150 m, în care gresiile devin mai subțiri, iar marnele mai groase, pentru ca în următorii cca 700 m, marnele să predomine. În partea superioară (ultimii 100 m), marnele devin mai nisipoase, în ele găsindu-se frecvent și urme cărbunoase. Peste aceste depozite urmează cinerite de culoare verzuie (« Tuful de Dej ») groase de 70—80 m. Acestea apar ca o bandă continuă, la N de Băile Slătinița — Cepari — Mințiu. Cineritele sunt dispuse în bancuri a căror grosime variază dela 0,10—1 m; între ele se intercalează strate subțiri de marne. Mai la S apare, bine deschis, Miocenul inferior, pe linia Pintic — Uila. Aici, atât cât apare deschis (cca 600 m), este constituit din marne cenușii-cafenii, în care, ca și mai la N, se intercalează gresii în bancuri de 0,1—0,2 m grosime.

Formațiunea cu Sare este constituită din marne și argile sărate și sare masivă. Stratigrafic, este situată între conglomeratele tortoniene și cineritele dacitice (Tuful de Dej). În partea de N, pe linia Cepari — Mințiu — Băile Slătinița, peste pachetul de cinerite verzi se aşeză marne cenușii-cafenii și argile (70—80 m); peste acestea urmează argile puternic sărate, sare și iarăși argile șistoase și sisturi cu Radiolari. Înănd seama de poziția stratelor între care se intercalează Formațiunea cu Sare, ea pare a avea o grosime de



200—250 m. În argila ce însoțește sarea se observă uneori rare blocuri de Șisturi cristaline, calcare și cuarțite. Mai la S de linia Pintic—Uila, Formațiunea cu Sare apare tot interstratificată între conglomeratele tortoniene și depozitele helvețian-burdigaliene. Pe linia de dislocație Gurghiu—Săcal—Batoș apare sare masivă în Dealul Sării, la S de Gurghiu și la punctul Slatina. Ea apare tot în baza conglomeratelor tortoniene, însă este puternic îngrămădită, strivită și răsfrântă sub formă de ciupercă în fruntea unității care încalcă. Mai găsim Formațiunea cu Sare în axul a două cute aproape paralele, situate în fața dislocației de care am vorbit. Prima are direcția Brâncovenești—Ideci—Dealul Ciculău, și a doua, Jabenița—E Dealul Ciungii—V. Sărătă.

Tortonianul. Peste Formațiunea cu Sare se desvoltă Tortonianul, care este constituit din conglomerate, gresii, marne și cinerite. Il găsim desvoltat aproape în toate zonele anticlinale din regiune și mai ales în partea de N. Are o grosime de cca 900 m. Peste argilele sărate ale «Formațiunii cu Sare» se găsește un pachet de marne, în parte nisipoase, care alternează cu gresii în bancuri subțiri (0,10—0,15 m), a căror grosime variază între 200—250 m. În partea superioară a acestui pachet se găsește uneori (Pintic—Uila) un banc de cinerit de cca 0,2 m grosime. Peste aceste depozite se desvoltă un puternic pachet de conglomerate, în care se intercalează frecvent bancuri de nisip, gresii și marne. Acest pachet atinge o grosime de 700 m. În zona Pintic—Uila și mai la N se găsește, către partea superioară, intercalat în conglomerate, un banc de cinerit alb, gros de cca 2 m (în Vf. Cetățuia și Spitzberg). În conglomeratele ce formează culmea la WNW de Uila, am găsit rare fragmente de *Pecten* sp. și *Turritela*, iar în nisipurile și conglomeratele mărunte ce se văd în deschiderele de pe marginea șoselei dintre Slătinița și Băile de Sare, am găsit fragmente rău conservate de *Pecten* (probabil din grupa *Pecten leytajanus* PARTSCH), *Turritela* sp. și *Ervilia podolica* EICHW. Elementele din conglomerate nu trec de 0,5 m; ele sunt Șisturi cristaline, cloritoșisturi, calcare cristaline, cuarțite negre, etc. În partea de N a regiunii, limita dintre Tortonian și Sarmatian este marcată de Tuful de Ghiriș, gros de cca 3 m.

Sarmatianul prezintă două orizonturi bine distințe: unul, inferior (± 1500 m grosime), în care predomină conglomeratele și altul, superior (± 1100 m), în care predomină marnele și nisipurile. Peste Tuful de Ghiriș se desvoltă un pachet de marne cu rare intercalații de gresii, care atinge o grosime de 200 m. În marne se găsesc rare exemplare de *Ervilia trigonulla* EICHW., rău conservate. Urmează un orizont de conglomerate de cca 200 m, peste care se aşeză iarăși marne și gresii în grosime de cca 300 m. În fine, urmează un orizont puternic de conglomerate masive, gros de 900 m. În partea mijlocie a acestuia se găsesc două intercalații de marne și nisipuri, fiecare din ele având o grosime de 100—120 m. În marnele din aceste intercalații se găsesc fosile ca *Ervilia trigonulla* EICHW., *Hydrobia frauenfeldi* M. HOERN., *Cardium vindobonense* LASK., *Replidacna procarpatina*, JEKELIUS, *Cardium* sp., etc. În regiunea

Pintic și mai la N, în complexul de conglomerate, se găsesc două strate de cinerite, groase de cca 1 m. fiecare. Sarmatianul superior începe cu o alternanță de marne și nisipuri cu bobul mare, care sunt în parte cimentate; frecvent se observă trovanți cu diametrul până la 1 m. Către partea superioară, nisipurile devin mai fine și marnele predomină; se remarcă, la distanță de 1—2 m, intercalații de gresii cu hieroglife în bancuri de 0,1—0,2 m grosime. În partea mijlocie a acestor depozite (la Teleac) se găsește un banc de cinerit, gros de 2 m, care corespunde probabil Tufului de Sărmașel. Fosile găsite aci indică o vârstă sarmatian-superioară.

Pliocenul are o grosime de cca 1000 m și este constituit din marne, nisipuri și pietrișuri mărunte. Limita dintre Sarmatian și Pliocen este relativ ușor de pus. În marnele și marnele nisipoase din partea superioară a Sarmatianului (ultimii 100 m în care se mai găsesc fosile sarmatiene) se intercalează gresii, calcar cenușii-albicioase în placete subțiri (1—2 cm), la distanțe care variază între 0,1—0,5 m. Acestea dău un aspect caracteristic acestei zone de trecere. Deasupra acestuia se găsește un banc de cinerit de 0,05 m («Tuful de Bazna») pe care l-am putut urmări dela Gorenii până la Reghin. Peste cineritul de care am vorbit se desvoltă un pachet puternic de marne, în care am găsit Helicide. Am pus deci limita Sarmatian-Pliocen, la acest cinerit, deasupra căruia se constată, atât o schimbare de facies, cât și de faună.

În partea de S a regiunii (zona Eremitul, Gurghiu, Deda) depozitele pliocene încep printr'un complex marnos, gros de cca 450 m. În partea inferioară a acestui complex (primii cca 150 m), se găsesc numai Helicide și Ostracode. Peste complexul marnos din bază urmează marne mai mult sau mai puțin nisipoase, în care se intercalează rare bancuri de nisip și pietriș mărunt. În această zonă se găsește o faună destul de bogată cu *Paradacna lenzi* HOERNES, *Paradacna syrmensis* HOERNES, *Valencienius annulatus* ROUSS., *Hydrobia vitrella* BRUSS, Limnocardide și Congerii. Tot în această zonă, la Deda (pe V. Bistra, la punctul Donca) și la N de satul Glăjăria, se găsesc și câteva strate subțiri (2—4 cm) de ligniți. Mai la N, la Ruștișor — Șieu, intercalațiile de nisipuri și pietrișuri sunt mai frecvente, începând aproape de limita cu Sarmatianul. În general, între depozitele sarmatiene și pliocene se constată o perfectă continuitate de sedimentare și noi credem că orizontul din bază al Pliocenului (primii 150 m în care se găsesc Helicide și Ostracode) reprezintă probabil Meotianul.

Cuaternarul este reprezentat prin cinci terase și aluviuni. Ocupă suprafețe importante și constituie o piedică serioasă în urmărirea formațiunilor și structurii geologice a regiunii.

Produse vulcanice. Acestea sunt de două feluri: lave și agregate (blocuri, lapili, nisipuri și cenușă). Lavele se observă în partea de E a regiunii, în zona



Fâncelu, constituind marginile craterelor și partea superioară a conurilor vulcanice. Aggregatele vulcanice formează o placă foarte groasă (700—800 m), care se aşează în partea de E a regiunii, peste formațiunile sedimentare descrise mai înainte. Ea este franjurată pe margini din cauza eroziunilor. Resturi din placă, sub formă de petece, se observă până la 6—7 km de limita ei actuală. Aceasta a fost depusă foarte probabil la sfârșitul Pliocenului, deoarece ea repauzează și pe depozitele pliocene superioare. Se constată, deasemenea, că atunci când s'a depus masa de aggregate, depozitele mio-pliocene erau deja cutate și afectate de eroziune. Mișcările de cutare au continuat însă, probabil, și după depunerea lor, întrucât pe V. Gurghiului, aproape de Gura Fâncelului, se observă cum placă este cutată împreună cu depozitele pliocene care ies de sub ea în axul unei cufe.

Tectonica. Bazinul are, în general, caracterul unei fose interioare, de vârstă terțiară, desvoltată la interiorul pângelor meso-cretace ale Carpaților (L. MRAZEC, 1932). Mișcările de ridicare spre exterior le-a corespuns o scufundare în interior, care, pentru masa sedimentară, a jucat rolul de «avant-fosă», de «regiune de apel». Pentru restabilirea echilibrului s'au produs: pe margini, cutări puternice și chiar încălecări, iar în interior, tasări, care au dat naștere la domuri sau brachianticlinale mai multe sau mai puțin paralele cu direcția generală de cutare.

In regiune se distinge o puternică linie de dislocație pe direcția Orșova—Gurghiu—Săcal—Pintic ce se poate urmări pe schița tectonică anexă (I) (p. 150) în unele puncte, această linie are chiar caracter de încălecare. Dealungul acestaiei, depozitele tortoniene și chiar cele ale Helvețian-Burdigalianului vin în contact cu cele sarmațiene superioare. În fruntea flancului de E al cufei (care este rupt și încalcă), la Săcal și Gurghiu, găsim Formațiunea cu Sare puternic îngrămădită în unele locuri răsfrântă sub formă de ciupercă.

La N de Pintic, această linie devine un anticlinal normal, care, cu cât merge mai spre N, se scufundă până dispără în zona Domnești. În fața acestei lini, în zona dintre Brâncovenesci și Gurghiu—Jabenița, se identifică două cufe (II și III) aproape paralele, care, în capătul lor dinspre N (la Brâncovenesci), sunt depășite (încălecate) de flancul de E al cufei amintite mai înainte. Prima cută (II) are direcția Brâncovenesci—Ideci—Ciculău; în axul acesteia apare Formațiunea cu Sare flancată de depozite tortoniene care stau în picioare (așa cum se vede la Brâncovenesci, în apropierea șoselei naționale). Cea de a doua cută (III) se desvoltă pe direcția Jabenița—Est D. Ciungi—V. Sărătă. În axul acesteia, la Jabenița, Formațiunea cu Sare apare complet desrădăcinată. Mai la N, la Pintic, este un anticlinal (IV) cu flancurile dislocate, care, ca și cele două cufe de care am vorbit, este prins de data aceasta în capătul dinspre S, sub linia de încălecare Săcal—Pintic. O linie de dislocație puternică (V) se distinge și la N de Bistrița, pe direcția N Jad—Băile Slătinița—N Blăjenii de Jos.



Dealungul acestei linii, pe unele porțiuni, depozitele tortoniene vin în contact cu cele sarmatiene inferioare, în altele cu cele sarmatiene superioare și chiar cu cele pliocene (la E de Jad). Spre W această linie se normalizează, trecând într'un anticlinal care pare să treacă în zona Beclean. Spre S de aceasta se desvoltă o altă linie importantă (VI), între Sieu Sfânt — Măghieruș — Sărata —



Simionești—Bârla. În axul acestieia apar depozite tortoniene, de sub care, în unele locuri, ieșe Formațiunea cu Sare. În zona Domnești—Simionești, această cută prezintă o schimbare de direcție, însotită de o decroșare importantă (vezi schița tectonică).



Tot din zona Sărata—Domnești pleacă spre S o altă cută puternică (VII) în direcția Nețeni—Iuda—Archiud, cută care se scufundă treptat pe măsură ce merge spre S; la Archiud, flancurile anticlinalului, constituite din Sarmatiān mijlociu, înclină abia cu $10-12^{\circ}$. Ceva la N de Teaca se racordează acestei cute o alta (VIII), care are o desvoltare importantă, ea mergând spre S până la Filipișul Mare. În axul acestei cute, la Filipișul Mic apar depozite sărmătiene superioare; ea se ridică însă treptat spre N până la Sarmatianul inferior și chiar Tortonian. La W de cutele Sieul Sfânt—Sărata și Domnești—Iuda—Archiud este o zonă sinclinală al cărei ax trece prin Tonciu—Budurleni. La vestul acesteia se desvoltă o altă cută, al cărei axiese din cuprinsul regiunii ce am studiat.

Între cutele I, II și III (linia Uila—Batoș—Săcal—Jabenița), pe de o parte, și Filipiș—Teaca, pe de alta, se desvoltă un sinclinal larg, al cărui ax trece prin Gorenii—Dedrad—Reghin.

În partea de S și SW a regiunii se desvoltă cute de tip domal și brachianticlinale. În această zonă, la Teleac, se remarcă o cută domală (IX) bine conturată de Tuful de Sărmășel. La Iara de Mureș este un brachianticlinal (X) conturat tot de Tuful de Sărmășel. O altă cută (XI) se individualizează la Glodeni (Sarpatok), aceasta își are însă maximum de desvoltare la S de regiunea noastră, spre Ernei. La E, aproape de Gura Fâncelului, placa de aggregate vulcanice este cutată (XII) împreună cu depozitele pliocene care ies de sub ea. O cutare a plăcii se observă și în regiunea Lunca Bradului (la E de harta noastră), fără însă ca să apară de sub ea depozite pliocene sau mai vechi.

Şedința din 1 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— I. DUMITRESCU. — Geologia regiunii Dej—Gherla¹⁾.

— GR. RĂILEANU. — Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Apahida—Mociu.

În cursul campaniei de lucru din vara anului 1948 am început ridicări geologice în regiunea Apahida—Mociu, regiune care face parte din zona vestică de cute diapire a Bazinului Transilvaniei [L. MRAZEC și E. JECKELIUS (1)].

Datele geologice publicate până la 1900 asupra Bazinului Transilvaniei, care cuprind și regiunea cercetată, de noi, sunt sintetizate în monografia lui A. KOCH (2). L. MRAZEC și E. JECKELIUS (1) sunt aceia care încetătenesc

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



denumirea de Tuf de Ghiriș, termen consacrat pentru limita Tortonian-Sarmațian.

Ulterior, D. T. CIUPAGEA (3) și A. VANCEA (4), și-au întins observațiile și asupra unor porțiuni din regiunea Apahida—Mociu.

Stratigrafia. Din punct de vedere stratigrafic regiunea este alcătuită din sedimente de vîrstă tortoniană și sarmațiană.

Tortonianul, desvoltat în jumătatea de W a sectorului cercetat, este alcătuit dintr-o alternanță de marne tari, vinete, uneori negricioase sau ușor gălbuie când sunt mai nisipoase. Marnele alternează cu nisipuri și gresii cùrbicorticale, care prezintă pe suprafața de stratificație fluturași de mică albă. Cu cât ne apropiem de limita Tortonian-Sarmațian, cu atât intercalațiile nisipoase sunt mai frecvente și care în unele cazuri prezintă concrețiuni gresoase ce ating 2 m în diametru, cum sunt pe V. Jurului și Bărăi.

Intre sedimentele tortoniene se găsesc intercalații de tufuri dacitice, dintre care trei orizonturi sunt mai groase (1—7 m) și se pot urmări pe distanțe mai mari. Ele constituie pe alocarea repere în descifrarea tectonicei regiunii, cum este în porțiunea intens cutată dintre P. Murătorii la W și Corpadea la E.

In axele cutelor apar totdeauna puternice manifestații saline, ceeace presupune prezența, în Tortonian, a unor masive de sare.

Sarmațianul ocupă cotele înalte de pe teritoriul comunelor Corpadea, Călianul și Bărăi, de unde limita Tortonian-Sarmațian scoboaară ușor spre E, cu o înclinare de 2—3°, astfel că dela meridianul ce trece prin satele Suhatu — Ghiriș, Tortonianul dispare complet sub depozitele sarmațiene.

Sarmațianul este caracterizat prin aceeași monotonie petrografică ca și etajul precedent, aşa cum se poate vedea în profilele bine deschise dela Suhatu și Bărăi, unde depozitele de sub Tuful de Ghiriș și cele de deasupra au aceeași alcătuire petrografică. Cu total general însă, se poate spune că în Sarmațian predomină nisipurile și nisipurile cu trovanți.

Intercalațiile de tufuri dacitice sunt deasemenea mai restrânse în Sarmațian; totuși ele sunt prezente. Astfel, menționăm: tuful dacitic din D. Chedriei și cel dela E de satul Mociu, care credem că este un echivalent al Tufului de Sărmășel.

Prezența Tufului de Ghiriș, cu o grosime până la 8 m, cum este deasupra Calianului, reprezintă un orizont continuu și este socotit ca un reper cartografic, între Tortonian și Sarmațian.

Argumentele de ordin paleontologic pentru vîrstă sarmațiană a depozitelor de deasupra Tufului de Ghiriș sunt cu totul insuficiente. O primă indicație este aceea dată de L. ROTH v. TELEGD (5) care în 1914 citează, în imprejurimile satului Mociu, *Tapes gregarius* PARTSCH, formă comună în Sarmațianul mediu. La Suhatu se citează (A. VANCEA) *Sindesmya reflexa* EICHW. specie frecventă în Buglowian și Sarmațian inferior.



Tectonica. Mișcările orogenice post-sarmatiene au dislocat depozitele Bazinului Transilvaniei, producând către interiorul lui cufe largi (brachianticlinale și domuri) și o zonă intens cutată [(zona cutelor diapire, care înconjoară Bazinul ca o centură L. MRAZEC și E. JECKELIUS (1)].

Sarmatianul din regiunea Apahida—Mociu este ușor cutat, prezentând înclinări cuprinse între 2° — 8° . Tortonianul reprezintă porțiunea de cutare intensă, formând cufe care au direcția aproximativ N—S și prezintă înclinări până la 40° .

Brachanticlinalul Larga—Soma. Între satul Călianu la E și Corpadea la W, sedimentele miocene formează un scurt anticlinal care are direcția N—S. Flancurile sunt acoperite de Sarmatian, care are deasupra Călianului o înclinare de 5° E și pe stânga Văii Larga, 8° W.

După poziția pe care o are orizontul superior de tuf dacitic tortonian, care apare în axul cufei, se poate deduce că acest brachanticlinal se afundă către N sub D. Somei. Spre S, cuta prezintă o ridicare axială provocată de diapirul Cojocna..

Anticlinalul Fânețe—Apahida. Acest anticlinal, constituit din marne și marne nisipoase cu intercalări de tufuri dacitice, prezintă în ax puternice manifestări saline puse în evidență prin puțul și izvoarele de pe V. Fânețe.

Flancurile anticlinalului au înclinări contrare până la 38° . Direcția lui este N—S și se poate urmări pe o distanță de cca 5 km.

Anticlinalul Dezmir—Sân Nicoară. Are direcția paralelă cu anticlinalul Fânețe—Apahida și este alcătuit din aceleași depozite. Inclinările maxime pe care le ating flancurile sunt până la 35° . El poate fi urmărit dela S de satul Dezmir, unde apar în ax puternice manifestări saline, până la N de Someș, sub D. Chicoș.

Anticlinalul Someșeni, alcătuit, ca și primele, din sedimamente tortoniene, în axul căruia apar deasemenea izvoare puternic sărate. Pe flancuri prezintă intercalări de tufuri dacitice, care au înclinări contrare până la 36° . Acest anticlinal poate fi urmărit de sub D. Budunuș până la N de Somes.

Între aceste trei anticlinale sunt sinclinalurile: Corabia (între anticlinalul Fânețe—Apahida și anticlinalul Dezmir—Sân Nicoară) și sinclinalul Crișeni (între anticlinalul Dezmir—Sân Nicoară și Someșeni).

Anticlinalul Gădălin. În afară de cufelete descrise mai sus, în regiune se mai deseneză o cută care are o desvoltare cu mult mai mare. Pe valea Părăului Ghiriș, în dreptul satului Gădălin, depozitele tortoniene sunt puternic dislocate, prezentând înclinări până la 70° . Inclinările contrare stratelor conturează un anticlinal în axul căruia apar izvoarele sărate dela Râul de Sus.

Imediat la N de satul Gădălin, acest anticlinal este culcat spre W. Către S, pe valea Părăului Sărat, apare un al doilea sămbure de sare. Aici anticlinalul se desface în două: un anticlinal vestic, care se poate urmări până la gura Văii



Cojocna și altul estic, care este propriu zis continuarea spre S a anticlinalului Gădălin. El se poate urmări până la Cojocna, unde în ax apare sare, care a format în trecut obiectul unor exploatari. Între sarea dela Gădălin și cea dela Cojocna, anticlinalul este apăcat spre W și are flancul estic laminat. Pe traseul acestui anticlinal mai apar iviri de sare la fundul Pârâului Sărat.

Între cuta Gădălin—Cojocna și anticlinalul Fânețe—Apahida, depozitele tortoniene mai formează o mică cută, cea dela Cara-Zem.

BIBLIOGRAFIE

1. L. MRAŽEC și E. JECKELIUS. Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Assoc. p. l'avanc. de la géologie des Carpates, II-ème réunion en Roumanie, Guide des Excursions*, București, 1927.
2. A. KOCH. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile, 1900.
3. D. T. CIUPAGEA. Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain, *Buletinul Societății Române de Geologie*, Vol. II, 1935.
4. A. VANCEA. Progresele realizate în studiul stratigrafic al formațiunii cu gaze din Cuveta Transilvaniei. (Conferință ținută la Institutul Geologic în 1933).
5. L. ROTH. TELEGD. Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Balászfalva (Blaj), *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.*, 1906.

Şedință din 4 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— MIRCEA D. ILIE. — Cercetări geologice în regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureșului.

In anul 1948, în cadrul echipei de cercetări geologice a Cuvetei Transilvaniei, am cercetat geologia regiunii din împrejurimile localităților Cojocna—Turda—Ocna Mureșului.

Din punct de vedere geologic, regiunea noastră se află în zona « cutelor diapire » de pe marginea de W a Cuvetei Transilvaniei și este constituită din următoarele subdiviziuni geologice:

Neogen	Pliocen: Pontian Miocen: Sarmațian Tortonian
Cretacic inferior:	Barremian-Aptian Valanginian-Hauterivian
Jurasic superior:	Tithonic
Sisturi cristaline	



Şisturile cristaline sunt dezvoltate în regiunea Buru—Schiopi—Petreşti—Borzeşti, reprezentând capătul nordic al Munţilor Trăscău. Rocele întâlnite aparțin mesozonei și sunt reprezentate prin următoarele tipuri: şisturi cu muscovită și porfiroblaste de granat, şisturi cu biotită, cuarțite negre, amfibolite și calcare cristaline.

Pe teritoriul comunei Buru, și anume pe versantul estic al masei cristaline, se întâlnesc tipuri de roce caracteristice seriei epizonale: şisturi sericitoase și şisturi cloritoase.

Jurasieul superior este reprezentat prin calcarele tithonice ce formează o zonă continuă dela Buru până la Tureni. În partea sudească, calcarele tithonice se îngustează treptat, iar la N ating maximul de dezvoltare și apoi dispar sub învelișul discordant al Tortonianului.

Tithonicul se reazimă pe masivul eruptiv mesozoic Buru — Copăceni și suportă normal Neocomianul.

Cretacicul inferior este reprezentat prin Valanginian-Hauterivian și Barremian-Aptian.

Valanginian-Hauterivian (Strate cu *Aptychus*). Între V. Arieşului și Cheile Turdei se dezvoltă, pe versantul de W al calcarelor jurasice, o bandă îngustă de Strate cu *Aptychus* reprezentată prin: calcare marnoase cu fragmente rare de *Aptychus*, calcare albe, calcare cu accidente silicioase bogate în Radiolari.

Barremian-Aptian. Paralel cu Stratele cu *Aptychus* și la partea lor superioară, se găsesc, între Petrești și Buru, depozite cu caracter de Fliș reprezentate prin: conglomerate cuarțitice, gresii micacee, cenușii-negrițioase, puternic diaclazate și şisturi argilo-marnoase cu aspect grafitos.

Pozitia stratigrafică și asemănările petrografice ale acestor roce cu cele din Barremian-Aptianul din Munții Metaliferi ne-au determinat să le atribuim vîrstă barremian-apțiană.

Neogen. Miocenul. Luând parte importantă la alcătuirea zonei diapire, Miocenul a format obiectul principal al cercetărilor.

Depozitele miocene aparțin Tortonianului și Sarmațianului. Deosebirea acestor subdiviziuni stratigrafice este dificilă din cauza afinităților petrografice și a lipsei de faună.

Tortonianul se află dezvoltat în trei regiuni importante: bordura munțoasă, axul anticlinalelor dintre Văile Arieș și Mureș, și regiunea superioară cuprinsă între Văile Someșului și Arieșului.



Depozitele tortoniene sunt reprezentate prin următoarele faciesuri:

Faciesul litoral detritic. La contactul cu fundimentul mesozoic, depozitele tortoniene sunt formate din pietrișuri, conglomerate și brecii calcaroase.

Faciesul litoral recifal este constituit din tipurile de roce următoare: calcare cu *Lithothamnium*, calcare coraligene, calcare cu Gasteropode, calcare cu Lamellibranchiate, calcare cu Echinide și calcare cu Foraminifere.

Faciesul lagunar. Pătura slabă de apă marină a făcut ca pe alocuri să se instaleze regimul lagunar, a cărui prezență este dovedită prin desvoltarea lentilelor de gips (Copăceni, Sândulești, Cheia, V. Florilor, Turda), a masivelor de sare (Turda, Aiton, Cojocna, V. Florilor, Ocna Mureșului), argilele salifere și brecia sării (Turda).

Faciesul neritic de mică adâncime. Spre deosebire de faciesul litoral-recifal, care se limitează la câteva sute de metri lățime, faciesul neritic prezintă o întindere importantă. Se caracterizează prin următoarele tipuri de roce: marne cenușii-albăstrui sau cenușii-negricioase, marne argiloase, argile plastice, argile nisipoase, nisipuri micacee, gresii cu hieroglife, gresii curbicorticale, gresii grosiere, gresii calcaroase, gresii calcaroase cu *Lithothamnium*, calcare cu *Lithothamnium* sub forma de concrețiuni prinse în marne.

Fosilele tortoniene cunoscute în regiunea Copăceni—Moldoveniști—Lopadea sunt reprezentate prin: 7 Coralieri, 24 Echinide, 5 Briozare, 33 Lamellibranchiate și 19 Gasteropode.

Orizontări. Orizontarea Tortonianului întâmpină mari dificultăți din cauza uniformității lithologice și a lipsei de forme; de aceea tufurile dacitice se folosesc ca strate-reper.

Se deosebesc următoarele nivele de tufuri dacitice: Tuful de Ghiriș, Tuful de Hădăreni dela partea superioară a Tortonianului, Tuful intermediar, Tuful inferior și Tuful de Dej.

In mod arbitrar, se poate considera următoarea orizontare a Tortonianului bazată pe apariția diferitelor nivele de tuf dacitic.

Tortonianul inferior este cuprins între Tuful de Dej și Tuful inferior.

Tortonianul mediu se desvoltă între Tuful inferior și Tuful de Hădăreni, și, în fine,

Tortonianul superior (Buglowian) se desvoltă între Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș, ce este considerat ca limită între Tortonian și Sarmatian.

Cuveta Transilvaniei a jucat rolul unui bazin de subsidență, dovedit prin sedimentele monotone efectuate într'un regim liniștit ce a favorizat depunerea nivelelor de tufuri dacitice.

Sarmatian. Depozitele sarmatiene din regiune sunt reprezentate prin următoarele tipuri de roce: gresii micacee cu hieroglife și cimentul calcaros, gresii



curbicorticale, gresii feruginoase, gresii nisipoase, gresii conglomeratice, concrețiuni gresoase, marne cenușii-albăstrui, marne șistoase, argile feruginoase, nisipuri argiloase, calcare dolomitice și tufuri dacitice.

Fosilele sarmatiene se întâlnesc în zona de W, în apropiere de marginea Cuvetei; în restul regiunii, penuria în fosile este cunoscută.

Speciile determinate în regiunea Lopadea—Ormeniș sunt:

Ervilia podolica EICHW.
Ervilia cf. *trigonula* SCOL.
Mactra podolica EICHW.
Tapes gregarius PARTSCH.
Modiola volhynica EICHW.

Trochus pictus EICHW.
Cerithium pictum BAST.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Cerithium cf. *disjunctum* SOW.

Uniformitatea depozitelor din jurul Tufului de Ghiriș și lipsa unor conglomerate demonstrează continuitatea de sedimentare între Tortonian și Sarmațian.

Monotonia sedimentelor, grosimea și lipsa de fosile demonstrează un regim de sedimentație subsidentă, care a durat din Tortonian până în Sarmatian și a continuat și în Pontian.

Plioceneul. În regiunea cercetată, depozitele pontiene au o dezvoltare redusă. Ele ocupă zona sinclinală Moldoveniști—Lopadea și se dezvoltă pe teritoriul localităților Bădeni, Stejeriș, Măhăceni, Cicău, Ormeniș, Lopadea. Deasemenea, Pontianul se dezvoltă la S de V. Mureșului, între localitățile Fărău, Ciunga și Pașida.

Este format din următoarele tipuri de roce: argile cenușii-negricioase, argile cenușii, argile nisipoase, argile feruginoase, marne compacte, fosilifere, marne argiloase, nisipuri feruginoase, gresii feruginoase în plăci, concrețiuni gresoase, pietrișuri, conglomerate.

Depozitele pontiene prezintă faune importante la Lopadea și Hopârta; formele cele mai caracteristice sunt:

Congeria subglobosa PARTSCH.
Congeria banatica HÖRN.
Congeria triangularis PARTSCH.
Melanopsis martiniana FER.
Melanopsis impressa KRAUSS.

Melanopsis vindobonensis FUCHS.
Limnocardium lenzi HÖRN.
Valencienius reussi NEUM.
Planorbis ponticum LÖR.

Din cele expuse mai sus reiese că în interiorul Cuvetei Transilvaniei se observă o continuitate de sedimentare între Sarmatian și Pontian și o invazie locală pe marginea Munților Apuseni.



— MIRCEA D. ILIE. — **Sedimentația și subsidența în Bazinul Transilvaniei.**

In timpul Neogenului se constată o acumulare de sedimente cu un volum impresionant, reprezentat printr-o succesiune monotonă ce prezintă bazal caracterul flișoid, pus în evidență de gresile cu hieroglife și gresiile curbicorticale.

Sedimentele neogene dovedesc că nu avem afacă cu un bazin efemer, ci cu un bazin de durată, instalat într-o regiune sensibilă cuprinsă între ramificații carpatici.

Cuveta Transilvaniei a manifestat un echilibru instabil într-o perioadă lungă de timp (Eocen — Pliocen), jucând rolul unui bazin de subsidență.

Uniformitatea și grosimea sedimentelor nu poate fi explicată decât printr-o scufundare gradată și paralelă cu sedimentația; profunzimea constantă a apelor nu poate fi obținută decât într-o regiune unde fenomenul de subsidență să putut instala.

Bazinul de sedimentație al Transilvaniei dovedește prezența unui regim subsidențial, analog celui din fosetele geosinclinale.

In timpul Eocenului, marea a invadat Bazinul Transilvaniei, prezentând un facies epicontinental. Paralel faciesului epicontinental s'a desvoltat faciesul de Fliș în regiunile ce funcționaseră ca fosete și în timpul Cretacicului. Istoria transgresiunii lente a Eocenului se poate urmări la periferia bazinului și anume în sectorul lui de NW.

O a doua importantă transgresiune se dătorează apelor tortoniene, ce formează un exemplu de variații ale nivelului marin, provocate de oscilațiile pe verticală.

Odată cu Tortonianul, se instalează un nou regim marin, care a devenit salmastru în timpul Sarmățianului și în fine lacustru în timpul Pliocenului.

Din analiza depozitelor tortoniene se constată că condițiile bathymetrice dinspre centrul bazinului nu au fost sensibil diferite față de cele marginale.

In prezent, cunoaștem Tortonianul de pe marginile Bazinului Transilvaniei și din zona adiacentă. Modul lui de prezentare în interiorul bazinului nu-l cunoaștem, deoarece sondele pentru exploatarea gazelor nu au atins Tortonianul din centrul bazinului.

Faciesul din centrul bazinului nu diferă de cel cunoscut prin descoperirile la zi; regiunile care astăzi apar în profunzime, inițial au avut o sedimentație sub o pătură de apă puțin adâncă.

Ulterior, scoborările sacadate, fără paroxisme, pe măsura acumulării de sedimente, au determinat depozitele formate sub un nivel jos al apelor marine să ajungă în profunzimea bazinului cu înfățuirea lui actuală.

Fenomenul de subsidență din Bazinul Transilvaniei, ce a avut loc în timpul Tortonianului, lămuște grosimea și uniformitatea sedimentelor și totodată poate arunca lumini noi asupra regimului lagunar instalat temporar în Tortonian.



Perioada de umplere a bazinului a durat mult în timp și a avut un mers progresiv și lent. În acest timp, sedimentația se producea sub nivele de apă tot mai reduse.

Scufundarea se făcea cu viteze inegale dela o regiune la alta, provocând deformări diferite. Aceste deformări au cauzat învălurarea fundului, creând o serie de depresiuni, dintre care unele au funcționat ca lagune.

Regimul lagunar se bucură de o durată apreciabilă și anume dela începutul unei colmatări până la apropiatul fenomen de scufundare.

Pentru a explica formarea sării într-o fază de trangresiune am adus această ipoteză a regimului subsidențial din Bazinul Transilvaniei. Jocul lagunelor este cauzat, deci, de fenomenul discontinuu al subsidenței.

In legătură cu fenomenul de subsidență din Cuveta Transilvaniei în timpul Tortonianului, vom discuta faciesul Stratelor de Câmpie, în sensul acordat de A. Koch.

Câmpia ardeleană a fost considerată ca fiind ocupată de Mediteranianul II, reprezentat printr'un facies de adâncime denumit Strate de Câmpie și corespunzător faciesului litoral fosilifer (Tortonian).

Faciesul de adâncime al Stratelor de Câmpie indică condiții bathymetrice diferite față de faciesul marginal.

Cercetând depozitele ce-l caracterizează, constatăm existența gipsurilor și masivelor de sare ce demonstrează prezența unui facies lagunar și exclude prezența unui facies de mare adâncă.

Am putea admite existența unui facies central diferit de faciesul marginal fosilifer, însă și în acest caz trebuie să observăm următoarele:

Faciesul marginal cuprinde și el lentile de gipsuri și tufuri dacitice, ca și faciesul central. Deasemenea, acest facies prezintă treperi repezi la depozite detritice identice cu cele considerate drept caracteristice Stratelor de Câmpie.

Din observațiile de teren rezultă că nu există o diferență sensibilă de profunzime între marginea și centrul Bazinului Transilvaniei. Stratele de Câmpie se găsesc în sprijinul bazinului, însă această poziție nu implică o profunzime inițială, deoarece centrul bazinului nu corespunde regiunii de profunzime maximă.

Noi am constatat prezența resturilor de *Lithothamnium* la o distanță preciabilă de țărmul mării tortoniene, în faciesul considerat de adâncime.

Marnele cu Pleurotome, considerate drept caracteristice faciesului neritic de adâncime al Tortonianului, nu au fost identificate în Bazinul Transilvaniei. Identificarea lor în domeniul Stratelor de Câmpie ar putea constitui o dovedă în sprijinul existenței unui facies de mare adâncă în sensul acordat de A. Koch, însă ea nu s'a produs până acum.

Trebuie să remarcăm, deasemenea, că denumirea acordată de A. VANCEA faciesului detritic din interiorul bazinului, de «Facies des Beckeninneren», este acceptabilă întrucât evită ideia de adâncime.



In timpul Tortonianului, Bazinul Transilvaniei s'a scufundat lent, permîtând o sedimentație insensibil diferențiată dela margine spre centru, sedimentație formată sub o pătură slabă de ape, ce a permis pe alocuri instalarea regimului lagunar.

Vom trece acum la examinarea condițiilor de sedimentare în timpul Sarmățianului. Depozitele sarmațiene se caracterizează printr'un volum stratigrafic impozant, cu legături de continuitate la bază și la partea superioară.

Ele s'au depus în același regim subsidențial ca și depozitele tortoniene. La partea inferioară a Sarmățianului se constată o continuitate de sedimentație dela Tortonian la Sarmățian.

Datele paleontologice lipsind, s'a considerat ca limită-reper între Tortonian și Sarmățian, Tuful dacitic de Ghiriș.

Lipsa conglomeratelor de bază și a unei discordanțe unghiulare conduce la aceeași concluzie: continuitatea de sedimentare.

Scufundarea lentă a Bazinului Transilvaniei a continuat și în timpul Sarmățianului. Acumularea de sedimente sarmațiene demonstrează menținerea subsidenței. Depozitele sarmațiene sunt de natură detritică, slab fosilifere și nu prezintă în masa lor o diferențiere sensibilă.

In partea inferioară predomină alternanța de marne și gresii, iar la partea superioară intervin în proporții mari, nisipurile.

Faciesul flișoid, caracterizat prin gresii cu hieroglife și gresii curbicorticale, identice cu cele tortoniene și care au afinități cu gresiile din Paleogenul carpatice, se menține și în partea inferioară a Sarmățianului.

La partea lui superioară, faciesul flișoid dispare, fiind înlocuit cu o alternanță de argile și nisipuri.

Sedimente sarmațiene de mare adâncă nu se cunosc nici în interiorul bazinului; deschiderile la zi, ca și rezultatele forajelor o demonstrează suficient. Sedimentația în centrul bazinului se facea în aceleași condiții ca și în părțile lui periferice.

Urmărind desvoltarea Sarmățianului din Bazinul Transilvaniei se constată o distribuție inegală în diferitele sectoare. Depozitele sarmațiene au avansat în sectorul Cluj—Felicac, luând contact cu Eocenul și depășind limita Tortonianului. Deasemenea, în regiunea Alba-Iulia, depozitele sarmațiene s'au apropiat foarte mult de Flișul cretacic al Munților Metaliferi.

Repartiția inegală a Sarmățianului arată că fenomenul de subsidență a variat în spațiu. Linia depresivă a bazinului nu este o simplă linie curbă, cu un singur maxim. Fundul marin a prezentat deformări în anumite sectoare privilegiate.

Nivelele cărbunoase ce intervin în succesiunea depozitelor sarmațiene aduc noi contribuții la cunoașterea fenomenului de subsidență.

Lenta și progresiva perioadă de umplere a bazinului înregistrează jocuri favorabile depunerii cărboanelor.



- Intercalațiile de lignit indică viiturile puternice de ape continentale care, pătrunzând în Bazinul Transilvaniei, reușeau să-i micșoreze salinitatea.

Prezența niveelor de cărbuni arată variațiile din timpul sedimentației; materialul detritic transportat în bazin devine mai grosolan și intrerupe monotonia depunerii marnelor și argilelor.

Alternanța de marne și gresii vine în sprijinul unei discontinuități a fenomenei de subsidență. Cum intervalele alternanțelor devin tot mai mari către partea superioară, se observă o oboselă în mersul sedimentației pliocene.

Curba variației sedimentelor capătă o alură mai domoală față de aceea a Sarmațianului.

Intre Sarmațian și Pliocen nu se observă nicio lacună de sedimentație. Sedimentele se prezintă în continuitate. Asemănările petrografice și lipsa faunei fac să nu putem trasa cu precizie limita dintre Sarmațian și Pliocen. Tuful de Bazna este considerat ca orizont-reper, însă greutatea de a-l observa pe teren face să nu-i putem atribui o valoare egală cu a Tufului de Ghiriș sau a Tufului de Dej, ușor de identificat.

Pachetele groase de marne și nisipuri pliocene sunt datorite sacadelor distanțate în timp ale subsidenței.

Viteza de sedimentație apare sporită la încheierea fazei de subsidență a Bazinului Transilvaniei.

Și în timpul Pliocenului constatăm variații ale nivelului apelor. Pe marginea Munților Apuseni intervin pietrișuri, bolovani și nisipuri cu structura torențială și cu caracter haotic. Pliocenul ia contact direct cu Tortonianul la Plăești, Podeni, Pietroasa, iar la Cetea este suportat de fundamentul mesozoic.

Pozitia discordantă a Pliocenului vine în sprijinul ideii că fenomenul de subsidență variază în spațiu.

Centrul bazinului nu reprezinta nici în timpul Pliocenului partea cea mai profundă; sedimentele păstrau aceleași caractere ca și la periferie.

Regiunea de subsidență maximă nu coincidea în Pliocen cu centrul morfologic actual al bazinului. Zona de maximă subsidență a variat în timp; în Pliocen era deplasată în partea sudică a bazinului. În timpuri mai vechi, ea se găsea ceva mai la N, a trecut apoi prin central morfologic al Cuvetei Transilvaniei, ajungând în poziția sudică actuală.

Lipsa Dacianului în Bazinul Transilvaniei arată că sedimentația a încetat odată cu finele Ponțianului.

Jocurile fundamentalui au avut repercușiuni asupra părții estice a bazinului, unde sunt cunoscute bazinele daciene.

— MIRCEA D. ILIE. — Structura geologică a regiunii Cojocna — Turda — Oca Mureșului.

Lămurirea problemelor stratigrafice din Bazinul Transilvaniei a condus la descifrarea tectonicei. Bibliografia existentă privind Bazinul Transilvaniei

cuprinde o serie de lucrări anterioare anului 1910, asupra stratigrafiei Neogenului, și o altă serie de lucrări tectonice ce au urmat anului 1910.

Importanța tectonică a fost arătată la început de H. BÖCKH și echipa de geologi unguri care au lucrat la urmărirea elementelor tectonice în scopuri practice.

L. MRAZEC și E. JECKELIUS s-au ocupat cu tectonica Bazinului Transilvaniei în linii mari, distingând: o zonă neogenă necutată pe bordura muntoasă, o zonă a cutelor diapire desvoltată sub forma unui poligon cu 6 laturi inegale și, în fine, regiunea domurilor din centrul bazinului.

L. MRAZEC a arătat, deosemenea, poziția Bazinului Transilvaniei în cadrul depresiunilor din interiorul orogenului carpatic.

A. VANCEA și D. T. CIUPAGEA au adus contribuții la cunoașterea domurilor și a cutelor învecinate.

Tinând seama de discontinuitatea elementelor structurale, vom face o descriere pe regiuni, și anume: regiunea Aiud, regiunea Uioara, regiunea Vinț, regiunea Turda și regiunea Cluj — Cojocna.

A) *Regiunea Aiud*, 1. Anticlinalul Aiud — Mirăslău se desvoltă între sinclinalul Lopadea la W și anticlinalul Ciumbrud la E. La alcătuirea lui iau parte numai depozitele pontiene. Flancurile se desenează bine, în V. Mirăslăului, unde axul anticinalului se desvoltă în lungul thalwegului, precum și în V. Aiudului.

2. Anticlinalul Ciumbrud prezintă în axul său Tortonianul desvoltat între satele Ciumbrud și Pașida și este flancat de Sarmațian și Pontian. Poate fi considerat drept continuarea nordică a anticinalului Ocnișoara.

V. Mureșului intersectează sectorul nordic al anticinalului Ciumbrud, din care cauză nu-i putem preciza raporturile cu anticinalul Ormeniș — Măhăceni.

B) *Regiunea Ocna Mureșului (Uioara)*. Regiunea Uioara este cuprinsă între V. Mureșului la N și regiunea Blaj — Ocnișoara la S. Elementele structurale desvoltate aci sunt următoarele:

1. Anticlinalul Uioara — Spanaca, orientat NW — SE, este alcătuit din sedimente tortoniene și sarmațiene și prezintă în axul lui masivul de sare cu caracter diapir. În partea de SW (Ciunga), acest masiv prezintă o complicație tectonică locală.

2. Anticlinalul Căptălan — Copand este constituit din aceleași depozite miocene ca și anticlinalul Uioara, însă prezintă o desvoltare mai mică din cauza Pontianului ce se depune oblic pe capătul său sudic.

La N de V. Arieșului se continuă pe amplasamentul localității Gura Arieșului și apoi dispare sub terasa Arieșului.

3. Anticlinalul Ciuci — Gabud prezintă șarniera vizibilă în malul stâng al Mureșului, între localitățile Ciuci și Ghejea, iar la Sapare evident



prin suprafețele străuturale ce-i marchează flancurile. La alcătuirea lui iau parte depozitele sarmatiene, iar extremitatea sudică este mascată de Ponțian.

Acest anticlinal se continuă la N de V. Mureșului, desvoltându-se sub șesul aluvionar al Arieșului. Flancurile lui se pot urmări pe ambele maluri ale Arieșului.

C) *Regiunea Unirea*. Este situată între marginea estică a Munților Apuseni, cursul Văii Arieșului la N și E, iar la S este separată de regiunea Ocna Mureșului prin V. Mureșului.

In această regiune am distins următoarele anticlinale:

1. Anticlinul Ciugud—Măhăceni—Stejeriș, cel mai vestic, este orientat NW—SE, ca toate anticlinalele din regiunea Unirea, iar la alcătuirea lui iau parte Tortonianul, Sarmatianul și Ponțianul, ceea ce formează flancul său vestic și-i acoperă ambele extremități.

2. Anticlinul Unirea, alcătuit din depozite tortoniene și sarmatiene, se poate urmări cu ușurință în porțiunea mediană și nordică, pe când la S, intervenind depozitele cuaternare, axul anticlinalului nu se poate preciza. Acest anticlinal reprezintă continuarea nordică a anticlinalului Ocna Mureșului. Prospețiunea gravimetrică condusă de AL. ESCA a precizat axul anticlinalului în dreptul șesului aluvionar al Mureșului și pe sub terasa acestei văi.

3. Anticlinul Călărășii—Lunca Mureșului, format din Tortonian și Sarmatian, prezintă flancul de E ca și extremitatea de N, ușor de urmărit, pe când flancul de W nu prezintă deschideri favorabile. Șarniera se observă sub terasa Mureșului, în dreptul localității Lunca Mureșului.

4. Anticlinul Gura Arieșului a fost identificat în depozitele miocene ce apar de sub depozitele de terasă în dreptul localității Gura Arieșului. În partea de N, axul acestui anticlinal nu poate fi urmărit din cauza terasei Arieșului.

5. Anticlinul Hădăreni—Gligorești—Lunca—Viisoara este alcătuit din Tortonian și Sarmatian. Flancul estic se află bină descoperit la răsărit de V. Arieșului, flancul vestic se urmărește pe malul drept al Arieșului, între localitățile Gligorești și Lunca, grație sedimentelor miocene ce apar sub forma unei fâșii înguste de sub pietrișurile de terasă.

La S de V. Mureșului, după cum am menționat mai sus, se observă clar șarniera acestui anticlinal între localitățile Ciuci și Ghejea.

D) *Regiunea Turda* se întinde dela N de V. Arieșului până la cumpăna dării separare a apelor dintre V. Someșului și V. Arieșului. În partea sudică a regiunii Turda se desvoltă următoarele trei anticlinale: anticlinul Mihai Viteazul, anticlinul Ocnele Turdei și anticlinul Băile Romane—Turia.

În partea de N a regiunii Turda am identificat două anticlinale, și anume: anticlinul Aiton și anticlinul V. Florilor.



Caracteristicele acestor anticlinale sunt:

1. **A n t i c l i n a l u l M i h a i V i t e a z u l** se desvoltă pe malul stâng al Arieșului, în dreptul localității Mihai Viteazul, și se poate urmări pe o distanță relativ mică. Este alcătuit din sedimente tortoniene, iar pe flancul de W suportă sinclinalul sarmățian dela E de Cheia.

2. **A n t i c l i n a l u l O c n e l e T u r d e i** este alcătuit din depozite tortoniene și apare clar pe teren, grație unui nivel constant de tuf dacitic. Prezintă un caracter diapir, având un masiv de sare în axul său.

Direcția acestui anticlinal a suferit o deviere importantă dela direcția generală a cutelor și anume ea a devenit N 35° E.

Partea axială este alcătuită din Tortonian inferior, iar flancurile sunt formate din depozitele Tortonianului mediu.

Extremitatea nordică se scufundă repede din cauza unei depresiuni locale scoasă în evidență și de alte complicații structurale.

3. **A n t i c l i n a l u l B ă i l e R o m a n e—T u r i a** a fost identificat prin lacurile sărate instalate în vechile ocne și terminația perianticlinală dela extremitatea lui sudică; restul se află acoperit de depozite cuaternare.

4. **A n t i c l i n a l u l A i t o n** se distinge grație tufurilor dacitice din V. Aitonului, care marchează ambele flancuri precum și izvoarelor sărate din axul său. Tortonianul inferior apare în ax, iar Tortonianul mediu și superior îi formează flancurile. Este orientat N—S; extremitatea nordică dispără sub petecul de Sarmățian dela Feleac. Se prezintă cu caracterele unui anticlinal asimetric; flancul de W este mai slab înclinat față de cel estic.

In partea de N intervine accidentul Tilalmas—N Jeger, descifrat grație nivelelor de tufuri dacitice și care se dispune oblic pe extremitățile nordice ale anticlinialului Ocnele Turdei și anticlinialului Aiton.

5. **A n t i c l i n a l u l V. F l o r i l o r** se desvoltă în lungul căii ferate Câmpia Turzii—Boju. Poziția stratelor tufurilor dacitice și manifestările saline ne-au condus la identificarea acestui anticlinal.

Ca și anticlinialul Aiton, prezintă o deviere spre NE și apoi revine descriind un arc de cerc. Arcuirea executată axial se observă și pe tot flancul estic până la Sarmățian. Ea pare să fie efectul unei deformări de fundament, care a cauzat accidentul tectonic dela Tilalmas—Jeger și a făcut să se conserve sinclinalul Feleacului. Cauza acestei deformări pare a fi scufundarea extremității nordice a Munților Trăscău.

E) *Regiunea Cluj Cojocna* se desvoltă la S de paralelul Cluj—Cojocna, până în Nordul regiunii Turda și cuprinde următoarele elemente structurale :

1. **A n t i c l i n a l u l F e l e a c—B o r h a c i** reprezintă extremitatea nordică a anticlinialului Someșeni și se ascunde sub placa sarmatică dela Feleac.



2. Anticlinalul Pața are caracterul diapir și este tot așa de redus ca întindere și acoperit deasemenea de Sarmațianul dela Feleac, ca și anticinalul precedent.

3. Anticlinalul Cojocna este evidențiat prin masivul de sare exploatat de C.A.M. și prin căderile în sens invers.

Şedința din 8 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— MIRCEA PAUCĂ. — Cercetări geologice în regiunea Tătăruș—Dernea—Budoi.

După o lungă perioadă de neglijare, zăcămintele de asfalt și de lignit, care se găsesc în capătul de NW al Munților Rez, au început să capete atenția cuvenită, datorită punerii în aplicare a planului de refacere economică a țării. În acest scop, am fost însărcinat să-mi extind cercetările mele anterioare din regiunile situate mai la S (Bazinul Beiușului) înspre N, pentru a putea lămuri această regiune în lumina experienței pe care o căpătasem mai înainte.

Stratigrafia. Regiunea era cunoscută prin studii geologice care datează de aproape 100 de ani, totuși au rămas încă multe probleme importante de rezolvat, deoarece diferenții cercetători nu se dedicaseră suficient și până la sfârșit problemelor științifice pe care le pun depozitele Mării Panonice în această regiune, iar exploatarea zăcămintelor s'a făcut numai intermitent, fără un plan conceput pe explorări sistematice.

Structura geologică a regiunii cu zăcămintele menționate este cât se poate de simplă. În adevăr, la capătul de NW al Munților Rez constatăm prezența numai a trei formațiuni geologice: Cristalinul, Pliocenul și Cuaternarul.

Cristalinul constă în cea mai mare parte din micașisturi, care sunt străbătute adeseori de gneisse, de amfibolite și de filoane de cuarț. Micașistul se prezintă în general foarte alterat. Prima consecință a acestui fapt este de natură morfologică, ea traducându-se prin relieful șters pe care l-au realizat apele lacului panonic asupra Munților Rez, care au căpătat aspectul unui podiș. În al doilea rând, constatăm prezența a numeroase blocuri mari și mici (mult mai numeroase acum 40—50 de ani) de cuarț alb-lăptos, care a dat posibilitatea stabilirii și desvoltării fabricii de sticlă dela Pădurea Neagră, situată chiar în centrul Cristalinului Rezului.

Mai semnalăm prezența unor urme de șist grafitos în regiunea satului Saca-lasău de Sus.



Pliocenul este reprezentat prin Ponțian și prin depozite pe care, deocamdată, le atribuim Pliocenului superior.

In trecut, cercetătorii unguri au atribuit depozitele de vârstă pliocenă, în întregime, etajului panonian. Noi, însă, nu putem păstra mai departe acest termen, deoarece, pe de o parte, el este prea cuprinsător ca durată de timp, iar pe de altă parte, după însăși părerile unora dintre geologii unguri, el ar trebui rezervat pentru caracterizarea faciesului special sub care se prezintă Pliocenul în Depresiunea Panonică.

Cât despre geologii români, aceștia aveau tendința de a atribui sedimentele dela Derna și Tătăruș în întregime Dacianului, pe baza prezenței zăcămintelor de lignit și asfalt, prin comparație cu situația existentă la exteriorul Carpaților.

Cartarea de către noi a depozitelor de vârstă pliocenă a dovedit existența la zi a două complexe de roce care s-au depus în condiții faciale diferite. La partea inferioară constatăm prezența unui complex de marne cenușii care posedă și intercalații nisipoase. Uneori, cum este cazul, la Săliște, etc., se poate constata chiar prezența unor strate groase de 2—3 m de pietriș mărunt de cuarț.

In jumătatea superioară a acestui complex inferior, pe care noi îl atribuim, pe baza fosilelor întâlnite, Ponțianului, se găsesc zăcămintele de lignit și acelea de asfalt, acestea lipsind în jumătatea inferioară a complexului marnos. Căracteristică este aci prezența unui strat gros până la 2 m de șisturi bituminoase de culoare cafenie-deschisă, cu resturi de plante și urme de Pești.

Partea superioară a depozitelor de vârstă pliocenă constă dintr-o serie de nisipuri în care marnele apar numai cu totul subordonat. Ceeace caracterizează acest complex superior, căruia noi îl atribuim importanța unui etaj, sunt cele câteva orizonturi mai mult sau mai puțin bogate în cenușă vulcanică, de culoare cenușie-închisă, dar uneori verzuie. Sub lupă se văd numeroase fragmente de hornblendă. Acest orizont este foarte sărac în fosile, singurele resturi întâlnite fiind *Unio wetzleri* DUNK., la Dernișoara.

Orizontul superior este atribuit, de noi, în primul rând pe bază de poziție stratigrafică, Dacianului. Într'adevăr, *Unio wetzleri* se găsește în alte puncte ale bazinului panonic și la nivele mai joase, până în Samarțian. Dacianul ocupă culmile dealurilor dintre toate pâraiele principale și, cu cît ne referim la regiuni situate mai spre W, în apropierea Cuaternarului care ocupă șesul panonic, cu atât el capătă o grosime mai mare, până ce diferențele fâșii, care mai înainte ocupau numai culmile dealurilor, termină prin a se uni deasupra Ponțianului, care dispără în albia văilor. Nisipurile torențiale, din care constă, reprezintă fază de golire a apelor bazinului când sedimentarea se intensificase prin aportul material venit de pe uscat.

La limita dintre Sedimentar și Cristalin, acest orizont este mai puțin dezvoltat, iar în unele regiuni lipsește chiar complet. Aci Ponțianul marnos ia contact direct cu Cristalinul.



Sedimentele pliocene formate din nisipurile nefosilifere se mai întâlnesc în diferite puncte, sub forme de petece scăpate de eroziune, și pe culmile de pe marginea masei cristaline a Rezului. Într'adevăr, terminația de NW a acestui masiv a fost acoperită pe mari distanțe de apele pliocene care s-au ridicat până la altitudinea de 600 m. Vârsta acestor nisipuri nu poate fi precizată, dar probabil ca ele să aparțină Ponțianului și pot fi constatare în special în împrejurimile Vărășăului.

Alteori, cum este cazul culmii de deal dela S de Sacalasăul Vechi, întâlnim pietrișuri peste Cristalin, la cotele 432 (Coasta Mărlului), 448 și 431 (Mormânt), unde poate fi vorba de depozite aparținând chiar Levantinului, adică fazei de retragere definitivă a apelor din această regiune.

După cum Sedimentarul poate fi întâlnit sub formă de petece scăpate de eroziune, peste Cristalin, tot așa putem întâlni și Cristalin sub formă de insule care apar de sub acoperișul de Sedimentar, dar numai în imediata apropiere a masei cristaline. Acesta este cazul la Vărășău, Budoi, Voivozi și Cuzap.

Ponțianul conține foarte rareori Moluște, reprezentate prin Cardiacee și prin Congerii. De pe V. Toapa, E de Derna, am putut aduna numeroase resturi de plante pe argile coapte, de culoare roșcată. De aici se poate determina: *Glyptostrobus*, *Ficus*, *Carpinus*, *Alnus*, etc.

Stratele de lignit, alternează cu strate de marne și cu strate de nisip. Dintre acestea din urmă unele sunt impregnate, total sau în parte, cu asfalt. Rareori se întâmplă chiar ca lignitul și asfaltul să vină în contact și atunci lignitul devine bituminos, cum este cazul în mina Francisc dela Tătăruș.

Exploatările de până acum au constatat prezența lignitului și a asfaltului, atât la Tătăruș, cât și la Derna. Aceste două regiuni sunt însă separate printr'un interval de cca 3 km, în care ambele feluri de zăcăminte nu sunt cunoscute. La Budoi, cărbunele predomină cu mult asupra asfaltului, pentru că, începând dela Voivozi spre E, să se cunoască numai existența lignitului la: Cuzap, Varviz, Borumlaca și Suplacul de Barcău. Toate aceste aparțină se află în imediata apropiere a Cristalinului și, în plus, urmăresc văile cu o eroziune mai accentuată. Nu există niciun motiv ca să nu putem admite că este vorba, de o zonă de lignit continuă între numeroasele văi în care cărbunele apare fie în deschideri naturale, fie în fântâni sau foraje.

Asfaltul se găsește adeseori și în deschideri naturale vechi, sub formă de bancuri aparente, cum este cazul versantului dela S al Dealului Runcu dela W de Vărășău, apoi pe P. Măguricii dela N de Derna, V. Mare dela Sacalasăul Vechi, etc. Lignitul, alterându-se foarte ușor, se poate observa numai deschideri naturale recente. El nu poate fi observat niciodată pe versantele de mult formate ale dealurilor, chiar dacă acestea îl conțin.

Comparând aria de răspândire a lignitului cu aceea a asfaltului, constatăm că acesta din urmă este strâns legat de limita Cristalin-Sedimentar. Acest fapt ne-a sugerat ipoteza că hidrocarburile existente în regiune nu și au ori-



gina din orizontul slab bituminos amintit al Ponțianului superior, ci ele provin dela adâncime, dintr-o rocă-mamă necunoscută, de unde s-au ridicat pe sistemul de falii dintre Sedimentar și Cristalin. Un argument în plus în sprijinul acestei ipoteze este că la Sacalasăul Vechi hidrocarburile îmbibă chiar și Cristalinul strivit, fapt care poate fi observat pe albia Văii Mari.

Insuși lignitul își trage originea din acea întinsă zonă de turbărie care se dezvoltă în regiunea dela W de terminațiile apuse ale Munților Pădurea Craiului și Rez. Începând dela SW de Oradea, din regiunea satelor Cordău și Hidișel, turbăriile se îndreptă spre NE pe la Botean, pentru ca să ajungă la zona bine cunoscută care începe dela Tătărău și se continuă spre NE până dincolo de Sarmășag, în reg. Sălaj.

Aflorimentele cartate și miciile puțuri sau sondaje de explorare ne duc la concluzia existenței a cel puțin trei strate de lignit. O explorare până la adâncimi mai mari (cca 200 m) este însă absolut necesară.

Explorările de până acum au dus la concluzia că stratele de lignit sunt mult mai constante, atât ca grosime, cât și ca întindere, în comparație cu stratele de asfalt. Acestea din urmă prezintă o mare inconstanță, atât pe verticală, cât și pe orizontală. Profilele ce rezultă din explorările de până acum, cât și din forajele făcute în anii 1941—1943, arată că bitumenul impregnează nisipurile în mod cu totul capricios. Uneori stratele cu bitumen au grosimi până la 10 m, dar îmbibarea redusă nu permite exploatarea lor în întregime, ci numai a acelei părți care se dovedește a fi avut nisip cu granulația mai mare, unde, deci, și migrarea hidrocarburilor s'a putut face mai cu ușurință. Alteori, în interiorul stratelor îmbibate se găsește câte o lentilă de argilă sau de nisip fin neîmbibat.

Cuaternarul este reprezentat prin terase. Acestea însotesc în mod constant numai cele două râuri principale: Gheipeșul în SW și Bistra în NE. Ambele râuri sunt însotite de mai multe terase pe malul lor stâng, în timp ce malul drept este repede și ocupat de numeroase alunecări care îngreuiază mult cartarea.

Pe culmile dealurilor lipsește în această regiune acel acoperiș de argile roșcate cu concrețiuni feruginoase, cum este cazul aşa de frecvent în Bazinul Beiușului.

Teconica. Cristalinul Rezului se prezintă ca un bloc orientat NW—SE, ale cărui limite de NE și de SW sunt aproape paralele. Aceste limite corespund unor linii de falii care urmăresc aproximativ chiar actuala limită Cristalin—Pliocen, întrucât săritura faliei este de câteva sute de metri (aprox. 600).

Dislocația care separă bazinile neogene de fundamentul cristalin constă dintr'un complex de falii paralele și foarte apropiate între ele, care nu sunt vizibile, ele fiind cel mai adeseori depășite și acoperite de sedimente. Existența lor reiese însă clar dacă ne raportăm la distanțe de mai mulți kilometri, din lipsa sau măcar din raritatea unor insule de Cristalin care să se găsească în imediata apropiere a blocului Munților Rez.



Vârsta acestor falii este miocenă medie (limita Helvețian—Tortonian), fiindcă nicăieri nu întâlnim în aceste bazine sedimente miocene mai vechi.

Peste masivul Rezului au fost depuse și în capătul său de W, sedimente aparținând Tortonianului și Sarmațianului, dar acestea au fost erodate în întregime în perioada continentală cuprinsă între Sarmațianul inferior și Pontian. Dovada existenței acestor sedimente în capătul de W al Rezului a dat-o forajul din 1937 de pe marginea de E a Oradiei Mari, unde, la adâncimea de 750 m, s'a intrat în Miocen. Gofurile miocene intrau adânc în interiorul masivului apusean, deoarece roce de această vîrstă întâlnim pe ambele versante ale munților Rez, la Borod și la Tusa. Faliera vechiului uscat pretortonian a influențat chiar și blocul cristalin al Rezului, în care constatăm prezența unui izvor de apă cu CO_2 pe P. Bistra, între Budoia și Pădurea Neagră.

Fundamentul rigid al regiunii n'a permis cutarea cuverturii de strate pliocene. Acestea înclină numai cu câteva agrade ($4-10^\circ$) înspre WNW. În schimb, blocurile aflătoare dedesubtul depozitelor pliocene n'au rămas imobile, ci constătăm că, prin mișcarea lor, au produs faliera seriei de strate pliocene, ceeace s'a întâmplat probabil în timpul Cuaternarului. Astfel, în mina Stalin dela Tătăruș se poate constata o falie cu săritura de $1\frac{1}{2}$ m, iar în mina Măriana dela Budoia, o falie de aceeași importanță.

Din cauza materialului moale și deci ușor alterabil, și a numeroaselor alunecări de teren, unele mici de tot, datorite alternanței de nisipuri și de marne care formează cea mai mare parte din culmile de dealuri, aceste falii nu se pot constata în lucrările de cartare ale terenului. Acest fapt îngreunează mult urmărirea problemelor economice. În consecință, pentru concluzii de ordin economic sunt necesare un număr cât mai mare de foraje care să stabilească numărul și desvoltarea stratelor de lignit și de asfalt.

— G. CERNEA. — Raport asupra rezultatelor geologice obținute în regiunea Blaj¹⁾.

Şedința din 11 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— N. ONCESCU. — Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire, din jud. Odorhei.

Ridicările geologice întreprinse de noi între 19 Septembrie — 15 Noembrie 1948 reprezintă continuarea lucrărilor efectuate între 17 Iunie — 8 August, același an.

¹⁾ Lucrarea va apărea în *Dări de Seamă*, Vol. XXXVII (1949—1950).



Din punct de vedere stratigrafic, în regiunea cutelor diapire din județul Odorhei, distingem: Miocen, format din depozite apartinând Helvețianului, Tortonianului și Sarmațianului, Pliocen și Cuaternar; de asemenea aglomereate vulcanice de vârstă foarte recentă (post-pliocenă).

Am descris în amănunte, într'un raport anterior succesiunea stratigrafică din regiune, insistând asupra faptului că depozitele tortoniene, sarmațiene și pliocene sunt alcătuite dintr-o alternanță de marne și pietrișuri în care se intercalează bancuri de gresii.

Orizonturile de pietrișuri sunt mai puternice în Pliocen și Sarmațian și mai slabe în Tortonian. Se observă, deosemenea, o trecere laterală a pietrișurilor, la gresii și nisipuri, cu cât avansăm dela E spre W, adică dela zona de margine a cuvetei către centrul ei.

In ceeace privește Helvețianul, am arătat că el este reprezentat prin marne și argile vineții cu eflorescențe saline, izvoare sărate și chiar sare masivă. Am remarcat, deosemenea, prezența unui orizont foarte gros (de peste 1000 m) de gresii friabile, cu slabe intercalații de conglomerate, orizont pe care l-am atribuit Sarmațianului și pe care l-am găsit bine desvoltat în flancul de E al anticinalului Lueta — Merești — Ocland.

In complexul stratigrafic al regiunii studiate atunci am arătat prezența a două orizonturi de tufuri dacitice, și anume:

Orizontul I de tufuri, cu o grosime variind între 15—60 m, se situează la limita dintre Tortonian și Sarmațian. Acest orizont ne-a servit pentru trăsarea acestei limite în porțiunea de SE a regiunii studiate, în bazinile văilor Homorodul Mic și Homorodul Mare, acolo unde Tortonianul se află reprezentat.

Orizontul II, de tufuri dacitice are o grosime mult mai redusă, nedepășind 1,50 m. Deosemenea, răspândirea acestui tuf este redusă. El se găsește la N de localitatea Locodeni, la limita dintre Sarmațian și Pliocen.

Am arătat, deosemenea, că un loc important îl ocupă în regiune și aglomeratele vulcanice, care formează o placă cu un relief caracteristic, dantelată de eroziune spre W și uneori îmbucătățită și masivă spre Estul regiunii.

Din punct de vedere tectonic, am constatat în regiunea studiată până la 15 August 1948 prezența a șase structuri geologice, și anume:

- I. Cuta diapiră Prajd—Corund;
- II. Brachanticlinalul Zetea—Târnăvița—Brădești;
- III. Brachanticlinalul Odorhei;
- IV. Cuta-falie Comănești;
- V. Anticlinalul diapir Lueta—Merești;
- VI. Anticlinalul diapir Ionești—Orășeni—St. Pal—Mărtiniș.

Dintre structurile citate mai sus, am indicat atunci ca prezentând importanță din punct de vedere practic, în ordinea de preferință: anticlinalul diapir Prajd—Corund, brachanticlinalul Zetea și brachanticlinalul Odorhei.



In continuarea lucrărilor de cartare, am primit din partea direcțiunii Institutului Geologic însărcinarea ca să ridic la o scară mai mare regiunea masivului de sare dela Praid.

După terminarea ridicării de detaliu a masivului Praid, am cercetat regiunea dela N de Praid până la Sovata, cu scopul de a stabili legătura dintre masivul de sare dela Praid și cel dela Sovata.

In același timp am stabilit, împreună cu I. VENCOV, direcțiile după care s-au executat și se vor executa profilele gravimetrice, atât în zona Praid—Corund—Sovata, cât și în cea dela Odorhei.

Prospecțiunile gravimetrice urmează să aducă precizări asupra poziției masivelor de sare dela Praid, Sovata și Corund, precum și asupra felului în care aceste masive se leagă între ele. Datele geologice nu sunt îndeajuns de clare în această privință, din cauza porniturilor de teren, atât în marnele ponțiene, cât și în aglomeratele vulcanice de deasupra acestora. In regiunea Odorhei, prospecțiunile gravimetrice vor aduce detalii asupra direcției axului cutei.

Alte chestiuni pe care le-am avut de studiat în programul din a doua parte a campaniei de lucrări au fost: extinderea cartărilor geologice spre SE, în spre Perșani, pentru a ne putea da seama de felul în care se face legătura între marginea de E a Depresiunii Transilvanie și zona carpatică; urmărirea spre S a celor două structuri anticlinale Lueta—Merești—Ocland și Mărtiniș—Orășeni—Cața. Înspite S am avut de urmărit închiderea periclinală a brachianticinalului Odorhei, iar în sp̄e W am extins cercetările până dincolo de localitatea Cristur, cuprinzând astfel în cartările noastre și brachianticinalul care se desvoltă în regiunea respectivă.

Pentru ca să putem avea un schimb de vederi asupra regiunilor vecine studiate, am vizitat, din însărcinarea Direcțiunii Institutului Geologic, regiunea Reghin, împreună cu R. CIOCÂRDEL. Am constatat cu această ocazie o perfectă legătură între regiunile respective.

Masivul de sare dela Praid are particularitatea că se prezintă în relief. Deasupra sa nu s'a format o depresiune morfologică aşa cum se observă la majoritatea celorlalte masive de sare. Eroziunea a fost aci mult mai puținică de jur împrejurul masivului și nu pe spinarea lui.

Conturul la suprafață al masivului de sare ne apare aproape circular.

Deschiderile, în zona masivului de sare dela Praid, sunt localizate în jumătatea dinspre S, pe cele două maluri ale Pârâului Corund, care taie masivul dela E către W. Deasemenea, se găsesc deschideri și pe o văiugă afluentă a Corundului, înspre Estul masivului. In deschideri se constată atât argila sării, în care se distinge și un orizont roșcat, cât și sare masivă.

In argila sării apar și elemente de roce străine, reprezentate prin tot felul de fragmente de origină carpatică, cum ar fi: cuarțite, filite, gneissuri, micasisturi, calcare cristaline; roce jurasicice, triasicice, cretacice, etc. Aceste elemente



provin, probabil, din conglomeratele întâlnite în diferitele orizonturi din seria mio-pliocenă, în drumul pe care sarea l-a făcut către suprafață în timpul cutărilor orogenice. Se întâlnesc rar și argile cu cristale de gips secundar.

Pe spinarea masivului de sare se constată și blocuri de andesit, resturi din placa de aglomerate care s'a întins mai înainte și peste masivul de sare, dar a fost apoi distrusă de eroziune.

In zona masivului de sare se constată, și aceasta mai ales în jumătatea de S, prezența a numeroase doline provenite în urma prăbușirii tavanelor golurilor subterane din sare.

Masivul de sare dela Praid vine în contact la suprafață cu șesul aluvial, ca în partea de N și de S, sau cu pornituri (mai ales șuturi de pantă) de aglomerate vulcanice, ca în partea de E și de W. Atât aluviunile, cât și porniturile de aglomerate, maschează contactul dintre sare și stratele ponțiene prezente în regiune și a căror prezență este constată, sub șesul aluvial sau sub aglomere, în alte puncte mai îndepărtate de sare.

Din măsurarea direcțiilor și înclinărilor în punctele unde sarea se ivește la suprafață se constată că masivul Praid este slab încălecătat către W.

Se constată direcții NW care variază între 30° — 68° și înclinări între 70° — 85° către NE.

N'am măsurat nicăieri, înclinări spre SW. După informațiile căptătate dela I. VENCOV, încălecarea dela E către W a masivului de sare dela Praid este confirmată și de lucrările de prospecție gravimetrică.

In părțile de W, de N și de E ale masivului deschiderile până la sarea masivă lipsesc. Se găsesc, însă, uneori apariții de izvoare sărate, argile cu eflorescențe de sare, care ne fac să deducem prezența sării în adâncime.

Asupra întinderii și a formei mai exacte a acestui masiv, precum și a legăturii sale cu zona Corund și masivul Sovata, ne vor da date mai precise prospecțiunile gravimetrice.

Cuta diapiră din regiunea Sovata (Mureș). In regiunea Sovata, spre N de Praid, apare un alt masiv de sare, tot diapir. Acest masiv are o formă ovală, fiind alungit în direcția SW—NE. El este în mare parte acoperit de păduri, culturi, sau asezările dela băile Sovata. Se găsesc însă și locuri unde sunt deschideri în argila sării; uneori iese la zi chiar sarea masivă.

Pe spinarea masivului se întâlnesc, ca și la Praid, o serie de doline. Este, deosemenea, cunoscută existența mai multor lacuri sărate adânci care prezintă fenomenul de încălzire în trepte a pădurilor de apă sărată din adâncime. Aceste lacuri sunt formate în găurile rezultate prin prăbușirea pereților unor vechi camere de exploatare.

Direcțiile măsurate în sarea masivă care apare în regiunea Sovata variază între N 30° W și N 65° W, în partea vestică a masivului. In partea de E, la băile Sovata, am găsit direcția N 35° E. Inclinările sunt în ambele sensuri, ele



varind între 60—75°. Masivul de sare este deci destul de redresat, fără a fi încălecat într'un sens sau altul.

Masivul Sovata vine în contact, la N, la E și la S, cu aglomerate vulcanice sau cu șuturile de pantă ale acestora. Spre W, masivul vine în contact cu șesul aluvial al Văii Sovata. Din aceste motive, contactul cu marnele pliocene care se desvoltă în regiune și ies la zi chiar în versantul vestic al Văii Sovata, nu se poate prinde. Pe de altă parte, zona ocupată de Ponțian, fiind acoperită de culturi sau de pornituri de aglomerate, prezintă foarte puține deschideri favorabile pentru a măsura direcția și înclinarea stratelor.

Se poate totuși afirma cu precizie că poziția masivului de sare dela Sovata este diapiră, ca și a celui dela Praid. Formațiunea care vine în contact cu masivul de sare dela Sovata, la suprafață este marnă pontiană. Ponțianul marnos se desvoltă pe versantul vestic al Văii Sovata, apărând la zi numai la cca 250 m de masiv. Vârsta pontiană a marnelor din împrejurimile localității Sovata este dovedită prin cuibul fosilifer care se află în petecul de marne dela S de satul Sovata, la confluența Văii Târnava Mică cu V. Sovata.

Ceeace nu se poate stabili cu precizie este faptul dacă cele două masive de sare, Praid și Sovata, sunt în legătură, ieșind la zi pe aceeași linie anticlinală, sau dacă sunt două cută distințe. Judecând după direcțiile măsurate în cele două masive, cât și după faptul că în malul stâng al Târnavei Mici la cca 3 km de Praid, apare o sărătură care arată că nivelul dela Praid ar fi posibil să se prelungescă până acolo, se poate admite mai degrabă că cele două masive amintite sunt pe două linii anticlinale distințe, masivul Sovata fiind situat mai la E decât cuta Praid—Corund. Pentru a lămuri definitiv această problemă, Direcțiunea Institutului Geologic a hotărît ca să se facă prospecțiuni gravimetrice și între Praid și Sovata. În acest scop, am fixat, împreună cu I. VENCOV, traseele pe care se vor ridica profilele gravimetrice între Sovata și Praid, după ce regiunea Praid—Corund va fi terminată.

Cuta diapiră Sovata oferă, în orice caz, din punct de vedere al structurii geologice, o poziție identică cu aceea a cutei dela Praid. Ea poate oferi aceleasi eventuale condiții de zăcământ ca și Praidul.

Contactul dintre marginea de E a Cuvetei Transilvaniei și regiunea carpatică. Una din problemele importante care mi s'au pus în regiunea studiată a cutelor diapire din jud. Odorhei, a fost și aceea a cartării zonei de limită dintre Cuveta Transilvaniei și marginea Carpaților, aceasta în scopul de a stabili felul în care se face acest contact și ce anume formațiuni carpatice intră sub depozitele mio-pliocene ale Cuvetei.

După cum se poate vedea pe hartă, în părțile de NE și cea centrală a regiunii studiate, contactul dintre depozitele cuvetei și formațiunile carpatice este în întregime acoperit și deci mascat de către aglomeratele vulcanice și curgerile de lavă ale masivului eruptiv Hărghita.



In partea de SE a regiunii, între Ocland — Vârghiș și Racoșul de Jos, formațiunile vulcanice placate peste depozitele cuvetei și cele carpatic ale Munților Perșani, au fost în parte îndepărtate prin eroziune, astfel că în această parte se poate studia contactul despre care este vorba.

Se poate vedea pe hartă că în regiunea carpatică a Perșanilor apar calcar tithonice care formează o zonă întreruptă în unele locuri de placa de aglomerate vulcanice care o acoperă. Am urmărit această zonă de calcare tithonice dela N, din V. Vârghișului, adică dela peștera Merești, și până la S, în V. Oltului, la Racoșul de Jos, pe distanță de peste 24 km. Calcarele tithonice se continuă și mai la S de Racoș, în regiunea pe care nu am cercetat-o. Calcarele tithonice formează uneori solzi. În baza acestor solzi de Tithonic apar jaspuri, cu un conținut oarecare de oxizi de fier și mangan, având, din această cauză, o culoare neagră. Aceste jaspuri au format, în regiunea Szarmanpatak, obiectul unor explorări, fără succes, din partea întreprinderii I. M. S.

Calcarele tithonice încalcă peste o serie formată din alternanțe de gresii, marne, calcare litografice, cu intercalării puternice de conglomerate cuarțitice. Această serie este echivalentă cu Stratele de Sinaia, fără a avea în totul caracteristicile acestora și este de vîrstă cretică inferioară. Cu această serie de strate se încheie în regiunea Vârghiș seria depozitelor ținând de zona carpatică a Perșanilor. Înspite S de Vârghiș se desvoltă un sinclinal de Pliocen care începe cu diatomite. Acest Pliocen este depus într-un braț al Bazinului intracarpatic al Brașovului. El nu este în legătură cu Pliocenul dela W de lanțul Perșanilor, din Cuveta Transilvaniei.

Depozitele aparținând unității Cuvetei Transilvaniei se desvoltă la W de zona calcarelor tithonice din Perșani, descrisă mai sus, dintre Merești și Racoșul de Jos.

Seria de strate miocene întâlnită în această zonă de contact se poate urmări în coloana stratigrafică I, din planșă alăturată.

Se poate vedea aici că peste calcarele tithonice ale Perșanilor se dispune transgresiv un pachet de tufuri dacitice, gros de cca 200 m. Aceste tufuri au o constanță deosebită, ele menținându-se pe o lungime de peste 25 km în zona studiată la contactul cu calcarele tithonice, între Szarmanpatak și Racoșul de Jos. Tufurile se continuă și la S de Racoș, în regiunea încă nestudiată de noi.

Acest orizont de tufuri poate fi socotit ca reprezentând echivalentul Tufului de Dej, adică stând din punct de vedere stratigrafic, la limita dintre Helvețian și Tortonian.

Peste tufurile dacitice urmează un orizont de cca 600 m grosime, alcătuit din alternanțe de gresii, marne și marne nisipoase. Acest orizont are un facies salin, din el ivindu-se în unele puncte izvoare sărate.

Urmează la partea superioară, un orizont conglomeratic cu o grosime de cca 450 m, peste care se dispune un orizont îngust de marne din care ies izvoare sărate. În orizontul superior de marne sunt intercalate două pachete de tufuri



dacitice, groase fiecare de cca 10 m. Aceste tufuri pot fi socotite cu certitudine că se află situate la limita dintre Tortonian și Sarmățian, deoarece ele suportă un pachet de marne, gros de cca 60 m, peste care se află gresii cu intercalații de marne, în care, la W de Racoșul de Jos, pe Soskutpatak, am găsit fosile sarmațiene care urmează să fie determinate specific.

Din cele arătate până aici rezultă că în zona de contact dintre Cuveta Transilvaniei și Munții Perșani nu apar, nici în formațiile aparținând Carpaților și nici în cele ale cuvetei, roce cu facies bituminos; apar însă roce marnoase de care sunt legate sărături, arătând prin aceasta existența unor faze lagunare.

Mai trebuie să subliniem și lipsa totală a gipsurilor primare, această, atât în Miocenul din zona de bordură, cât și în cel situat mai în spatele interioară.

Urmărire în spate Sud a anticlinalelor Lueta—Merești—Oceland și Mărtiniș—Orășeni—Cața. În cursul primei părți a campaniei de lucrări am urmărit cutele de mai sus în spatele S, până la paralela Oceland—Orășeni.

In ceeace privește anticlinalul Lueta—Merești—Oceland, am arătat în raportul precedent că axul său, care se urmărește foarte bine dela Lueta până la N de Crăciunești, se ascunde aici sub placa de aglomerate, rămânând vizibil în regiunea Crăciunești—Oceland numai flancul de E al cutei. Urmărind formațiile miocene și sarmațiene la S de Oceland, am constatat că la W de Jimbor încep să apară de sub placa de aglomerate, strate care au o înclinare vestică și fac parte din flancul de W al anticlinalului amintit. Dela Jimbor spre S, cuta suferă și o ridicare axială, deoarece chiar de aici încep să apară, cu cât mergem mai spre S, strate din ce în ce mai vechi. Astfel, la W de Jimbor ies la zi, în ambele flancuri ale cutei, formând un periclin, tufurile dacitice dela limita Tortonian-Sarmățian. La Mercheașa întâlnim, în axul cutei, argile și marne tortoniene cu slabe intercalații de gresii. Marnele și argilele sunt de un facies salin, în zona lor întâlnindu-se, între Jimbor și Mercheașa, izvoare sărate.

Mai la S de Mercheașa apare în stânga Văii Homorodului Mic, și anume în flancul estic al cutei, un orizont de tufuri dacitice, în care se intercalează marne și marne nisipoase. Grosimea totală a orizontului cu tufuri este de cca 200 m, grosimea celor două nivele de tufuri atingând cca 120 m. Considerăm că aceste tufuri ar reprezenta echivalentul tufului gros pe care l-am descris mai sus, dela limita cuvetei cu Munții Perșani. Ele ar reprezenta limita dintre Helvețian și Tortonian.

Am figurat între coloanele stratigrafice din planșa alăturată și pe aceea a flancului de E al cutei Lueta—Merești—Oceland. Se remarcă grosimea impresionantă a formațiilor aparținând Sarmățianului (peste 2500 m).

In primul raport am remarcat prezența, în flancul estic al acestei cute, a unui orizont format din gresii friabile cu slabe intercalații de conglomerate. Am atribuit atunci acest orizont Sarmățianului, numai după poziția lui stra-



tigrafică. Vârsta sarmătiană a orizontului a fost confirmată prin găsirea, în a doua parte a campaniei de lucrări, a unui cuib fosilifer la E de Merești, în zona acestor gresii friabile.

Conglomeratele puternice care se află peste gresiile friabile în flancul de E al anticlinalului Lueta—Merești—Ocland, se pot atribui Pliocenului, din motivul că între conglomerate și gresii am găsit, în fundul Văii Hăghimaș, la E de Crăciunești, un pachet de tuf dacitic de cca 1 m grosime. Acest tuf se găsește și la N de localitatea Locodenii, în flancul de W al cutei Mărtiniș—Orășeni, așezat deasupra marnelor sarmatiene și sub pietrișurile pliocene.

Trebue să remarcăm în mod deosebit că în zona de ridicare axială a cutiei, la SE de localitatea Homorod, din marnele helvețiene acoperite de șesul aluvial al Homorodului apar trei salțe pe o suprafață de cca 500 m, pe care craterele de ieșire a nămolului sărat se mută din timp în timp. Una din aceste salțe degajă și H_2S . Gazele emanate din toate trei salțele nu sunt inflamabile și nici nu au miros de hidrocarburi. Am recoltat o probă de gaze dela una din salțele fără H_2S și am predat-o pentru analiză la Secțiunea de Chimie a Institutului Geologic, odată cu altă probă luată din salța dela Corund, unde gazele au miros de hidrocarburi. Analiza acestor gaze este pe cale de efectuare, rezultatul ei rămânând să fie comunicat ulterior.

In ceeace privește structura Mărtiniș—Orășeni—Cața, am constatat, în urma cartărilor din ultimele două luni, că în spre S de Orășeni, această cută anticlinală își menține axul în direcția NE—SW, în lungul Văii Homorodul Mare.

Cuta are în ax Tortonian care suportă, în ambele flancuri, sub contactul cu Sarmatianul, orizontul de tufuri dela limita dintre aceste două etaje, tufuri care au grosimea cuprinsă între 10—40 m. Aceste tufuri sunt în mai multe locuri foarte bine deschise. Uneori sunt exploataate ca pietre de construcție. În flancul de E al cutiei întâlnim tufurile dacitice, bine deschise, la E de satul Orășeni. Ele se pot urmări în acest flanc, până la N de localitatea Cața, unde ele suferă o torsiune a direcției spre E, din cauza ridicării axiale a cutiei, legându-se cu cele din flancul de W al anticlinalului Merești—Ocland.

In flancul de W, tufurile dacitice apar bine deschise pe o vale care trece pe lângă biserică din Ionești. Dela Ionești le putem urmări de aproape, până la N de Cața, unde orizontul de tufuri suferă o torsiune către W, din aceleași motive ale ridicării axiale a cutiei.

Am urmărit axul anticlinalului Mărtiniș—Orășeni în spre S, până la S de localitatea Cața. După cum am spus mai sus, cuta suferă o ridicare axială către S. Nu am întâlnit, în zona cartată, orizontul de tufuri dela limita Tortonian-Helvetian.

Trebue să remarcăm că în baza seriei tortoniene începe să apară, mai ales în sinclinalul dintre cele două anticlinale descrise mai sus, un orizont de gresii gălbui, în bancuri puternice, care are o grosime ce trece de 200 m.



Din punct de vedere practic al posibilităților de zăcăminte de hidrocarburi, care ar putea fi eventual înmagazinate în cele două structuri Lueta—Merești—Ocland și Mărtiniș—Orășeni—Cața, observăm că ele nu pot prezenta o valoare practică, din cauza ridicării axiale treptate către S, care face ca formațiunile geologice cele mai adânci să vină în contact cu atmosfera și eventualele zăcăminte să fie degradate.

Cartarea regiunii dela Sud de Odorhei. În cercetările geologice pe care le-am făcut, ne-am extins din aproape în aproape, dela regiunea cutelor anticlinale Lueta—Ocland și Mărtiniș—Cața, spre N către Odorhei. În raportul precedent am arătat că în regiunea Odorhei se desvoltă un brachanticlinal cu o direcție aproximativă N—S, care ne apărea ca o cută perfect închisă. Prin urmare, nu avem a face, la Odorhei, cu o cută anticlinală diapiră, care se deschide larg, spre S, cum se afirmase de alți cercetători antecedenți.

Cercetările noastre dela S de Odorhei, au arătat că această închidere periclinală este accentuată prin contururile formațiilor de marne și pietrișuri sarmato-pliocene dela S de brachanticlinalul Odorhei. Se constată că între cuta Odorhei și cea dela Mărtiniș—Orășeni se desvoltă un larg sinclinal de marne sarmatiene, cu pietrișuri pliocene în ax.

Din urmărirea orizonturilor de conglomerate și pietrișuri pliocene, care sunt mai desvoltate în partea de E, în zona din apropiere de marginea cuvetei, se constată că pe măsură ce înaintăm spre W, adică spre centrul Cuvelei Transilvaniei, aceste orizonturi de conglomerate și pietrișuri devin din ce în ce mai înguste, trecând lateral la gresii și uneori dispărând. Același lucru se poate afirma și despre pietrișurile pliocene.

Acest fapt constituie pentru cartare o dificultate mare. Regiunea prezentând deschideri foarte rare și acele existente fiind de multe ori pornite, detectarea cutelor eventuale se face, în cazul existenței orizonturilor diferite, prin urmărirea și cartarea acestor orizonturi.

Am dat în planșa de coloane stratigrafice și o coloană privitoare la anticlinalul Odorhei. Se poate vedea că depozitele sarmatiene deschise la zi în zona Odorhei au o grosime totală de cca 900 m. Din compararea cu profilele celorlalte regiuni rezultă că cel puțin tot atâtă parte din Sarmatianul inferior rămâne acoperit în adâncime și în plus depozitele tortoniene și helvețiene.

Brachanticlinalul Cristur. Am extins deasemenea cercetările noastre spre W de Odorhei, mergând până dincolo de Cristur. Am urmărit în această zonă orizonturile de marne și pietrișuri sarmato-pliocene, conturându-le. Am constatat și aici o subțiere treptată a orizonturilor de pietrișuri către W, uneori cu trecere laterală la gresii, sau chiar cu subțierea până la dispariție a orizontului respectiv.

Orizontul bazal de pietrișuri pliocene, foarte puternic (cca 250 m) și compact, în regiunea Odorhei—Zetea începe să treacă lateral, spre Cristur, la gresii, menținându-se astfel sub această formă și constituind un reper foarte important pentru limita Sarmațian-Pliocen. Orizontul de gresii bazale pliocene constituie, în general, reliefuri mai puternice în zona marnoasă-nisipoasă dela Cristur.

In imprejurimile localității Cristur se desvoltă Sarmațianul, reprezentat prin marne, marne nisipoase și intercalații de gresii friabile.

Din întâmplare, aici, regiunea este erodată și prezintă deschideri mai numeroase, în care se pot măsura direcții și inclinații de strate.

Să poate astfel contura o cută brachianticlinală, cu axul alungit pe cca 9 km, în direcția SSE—NNW, cu închideri periclinale atât la N cât și la S.

Placa de gresii dela baza Pliocenului constituie un bun reper stratigrafic. În planșa de coloane stratigrafice am figurat și coloana regiunii Cristur. Aici se poate vedea că Sarmațiarul este deschis la zi, în regiunea Cristur, pe o grosime de cca 500 m. Judecând prin comparație cu celelalte regiuni, rezultă că numai partea superioară a Sarmațianului superior este deschisă la zi. Rămâne acoperit și protejat în adâncime Sarmațianul pe cca 1500 m, cel puțin, și în plus depozitele tortoniene și helvețiene.

Posibilități de alimentare cu apă potabilă a orașului Odorhei. La cererea Primăriei și Prefecturii Odorhei, am făcut cercetări pentru găsirea mijlocului celui mai avantajos de alimentare cu apă potabilă a orașului Odorhei. Am găsit soluția aducerii apei potabile în două etape succesive, din izvoare care ies de sub pietrișurile pliocene, pe malurile Văii Busnieak. Izvoarele care urmează să fie captate în prima etapă sunt situate la o distanță de 4–6 km de oraș, iar cele din cea de a doua etapă, la distanță de 12 km.

Şedința din 15 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— M. SOCOLESCU. — Asupra geologiei regiunii Băile Borșei.

Regiunea Băile Borșei este muntoasă, cu altitudini cuprinse între 1930 m (Vf. Toroiaga) și 664 m (nivelul râului la Borșa). Eroziunea, care este încă foarte activă, a înlăturat complet materialul piroclastic al Eruptivului neogen. Masivele andesitice ies în relief prin pante abrupte. Cristalinul prezintă un relief mai moderat, iar depozitele eocene s-au deplasat adesea la vale sub formă de viituri întinse. Regiunea este acoperită, sub zona golorilor alpine, de păduri mari de brad și fânețe, iar apele care au variații de debite foarte mari au format



conuri de dejecție puternice și văi largi, umplute cu o aluviune grosieră. La formarea reliefului au contribuit în largă măsură și avalanșele și ghețările care au lăsat urme pronunțate.

In ceeace privește structura geologică, distingem masa cristalină a părții de N a Carpaților orientali, peste care s-au depus depozitele din Bazinul Borșa și prin care au pătruns erupțiunile neogene.

Geologia regiunii a fost studiată de mulți autori, între care distingem, în primul rând, lucrarea lui HUGO ZAPALOWICZ, publicată în 1886. După acest autor, sub depozitele eocene din V. Cislei se găsesc subordonat gneisse în foi subțiri. În acestea se găsește un banc puternic de cuarț negru (schwärzlicher Kieselschiefer). Calcarele în legătură cu cuarțitele lipsesc aci complet și multe silicifieri puternice ale micașistului, filitei sau gneissului la marginea andesitelor, le consideră ca fenomene de contact. Această silicifiere a fost remarcată de GESELL. Pe V. Cislei, în sus, apar între filite, gneisse cu albit în plăci subțiri. Pe V. Cataramei apar filite cuarțoase albe. Mai sus apar filite cuarțoase micacee, care se asemănă cu micașistul din Munții Rodnei. În acăstă zonă apare o brecie cu șist micaceu cuarțos, cimentată cu cuarț. In ceeace privește Sedimentarul, autorul distinge calcarul cenușiu cu Nummuliti, însoțit de câteva fosile, ca de ex. Pecteni. Acestea sunt atribuite Eocenului inferior și pe acest motiv depozitele mai vechi revin Cretacicului. Sub calcare se întâlnesc dispuse concordant gresii grosolane și conglomerate în care se găsesc, în V. Ursului, *Exogyra columba* LAM. Aceste gresii și conglomerate stau pe gresii micacee, masive, albe și gresii cu hieroglife și resturi de Plante în bancuri subțiri. În gresiile cu hieroglife menționează și sferosiderite.

Peste calcarul Eocenului inferior, care spre NW trece la marne argiloase și aproape dispare, urmează Eocenul superior, reprezentat prin șisturi argiloase-marnoase cu resturi de Plante. Aceste gresii moi, cenușii, bogate în calcită, le denumește asemănătoare cu « Stratele de Strzolka » din Cretacicul dela Teschen. Urmează gresii calcaroase în bancuri, cu glauconit, pe care le denumește « Gresii de Birțu », acoperite de strate asemănătoare « Șisturilor - de Strzolka », iar peste acestea sunt aşezate concordant șisturile argiloase negricioase (șisturile de Smilno) atribuite Oligocenului inferior, și gresiile masive bine desvoltate (Gresii de Măgura) ale Oligocenului superior. În regiunea Borșa, aceste gresii sunt mai masive și în bancuri groase până la 1 m. Ele se deosebesc de Gresiile de Birțu, căci au numai grăunți uniformi și fini; sunt foarte calcaroase și bogate în resturi de Plante și au fost denumite și « Gresii de Borșa ».

Peste complexul Gresiilor de Borșa urmează un depozit subțire de șisturi argiloase, moi, cenușii-deschise, în care se întâlnează bancuri subțiri de argilă feruginoasă. În el distingem o subdiviziune inferioară și una superioară.

La N de Băile Borșei, Masivul Toroiaga este format din andesit și în mai mică măsură din propilit, care ocupă o poziție mijlocie. Andesitul conține biotită mai mult sau mai puțin alterată și puțin cuarț, din care cauză ar putea

fi considerat și dacit. Masivul pătrunde prin Șistul cristalin și pare înclinat către NE. Andesitul a pătruns prin Cristalin ca și prin Cretacic. La S de V. Cislei și la W de Toroiaga, se întâlnesc numeroase iviri de andesit, mai sărac în feldspat și mai bogat în hornblendă decât cel din Toroiaga. Acest andesit cu hornblendă este mai nou decât cel cu biotită și a pătruns și prin Oligocenul inferior.

Din cercetările noastre am ajuns la următoarele concluzii:

Regiunea cercetată face parte din orogenul alpin al Carpaților orientali. Cristalinul cu caracter de epizonă este același cu cel din Munții Rodnei sau bazinul superior al Bistriței, dar ceva mai puțin metamorfozat. Nu este exclus ca micașistul menționat la partea superioară în unele puncte să reprezinte formațiunile de mesozonă din Munții Rodnei, această problemă urmând să fie cercetată amănuntit. Poate la contactul acestor două unități să apară zona de milonite pe care am menționat-o mai sus.

Asupra evoluției tectonice nu avem date suficiente, deoarece ne-am limitat la un cadru în legătură cu zăcămintele metalifere; credem, însă, că Cristalinul de aici a suferit transgresiunea abia la sfârșitul Cretacicului sau începutul Eocenului. Cu această ocazie a început scufundarea bazinului Borșa, care s'a continuat probabil până în Cuaternar.

Formațiunile cristaline, care ocupă toată partea de NE a regiunii, arată o cristalinitate redusă, caracteristică de epizonă și în linii mari pot fi apropiate de formațiunile inferioare din Munții Rodnei. Deși prezintă o cădere generală către NW, formațiunile au suferit deranjamente importante, în special prin deplasări pe verticală, după linii de flexiune sau fracturi dirijate mai mult NW—SE.

Intre formațiunile cristaline distingem un orizont de cuarțite negre, diferite ca aspect și de cele din bazinul Bistriței Aurii, care sunt mult mai compacte și mai uniforme, și deasemenea deosebite și de cele din Munții Rodnei. Cuarțitele de aici sunt mai poroase și cu structură în general rubanată, în care benzile de cuarț de câțiva milimetri alternează cu benzi silicioase poroase, bogate în material cărbunos grafitos. Uneori structura este oculară și adesea mărunt breciformă.

In legătură cu aceste cuarțite, care pot forma pachete groase de mai multe zeci de metri, apar calcarele în bancuri. Aceste calcare striate, cu caracter dolomitic, sunt diferite de calcarele cristaline masive din Munții Rodnei, și în această zonă ele au fost în mare măsură silicificate de agenții mineralizatori în legătură cu Eruptivul neogen. Ele par să stea sub cuarțitele negre. Peste cuarțitele negre urmează de obicei un pachet important de filite argiloase, cenușii, foarte foioase, în care apar intercalații de filite mai silicioase, cu clorită sau cu porfiroblaste, cu aspect de roce porfirogene. Uneori, acestea alternează cu filite silicioase albe, în care apar uneori, la partea superioară, intercalații



subțiri de calcar cristalin alb. Peste acestea pare să urmeze filite silicioase micacee sau chiar micașisturi. În general, Cristalinul de aci este frământat intens, astfel că orizontarea lui este foarte dificilă. Adesea, în legătură cu cuarțitele negre sau cu filitele cuarțoase albe se întâlnesc zone de milonitizare puternică dar, până în prezent, nu am putut fixa un orizont al acestora.

In ceeace privește Sedimentarul, după cum au arătat și alți cercetători, din cauza lipsei de material paleontologic, nu putem fixa vîrstă exactă a depozitelor. Observăm o continuitate perfectă de sedimentare între toate depozitele de aci. In cercetările noastre din regiunea Gâlu, în gresiile de sub calcarele marnoase cu Nummuliti, am întâlnit Nummuliti, astfel că întregul petec de Sedimentar de acolo consider că revine Eocenului. Deasemenea, credem că determinarea făcută exemplarului de *Exogyra Columba* din V. Ursului trebuie revizuită, deoarece este greu de considerat o sedimentație continuă din Cenoman până în Eocen numai în acel punct.

Eruptivul neogen se manifestă în regiune cu Masivul Toroiaga și alte masive mai mici, care reprezintă manifestațiile unui creștet izolat al Batholithului pericarpatic. Cum eroziunea a îndepărtat părțile superioare ale masivelor, nu întâlnim decât formațiuni de lacolite și apofize, care au emigrat către vechea suprafață. Foarte probabil ca Eruptivul să nu fi ieșit la suprafață. În actualele deschideri, distingem Masivul Toroiaga, de secțiune eliptică, alungit pe direcția NW—SE, cu o lungime de cca 7 km și o lățime de cca 3 km. Spre SE se continuă pe o lungime de cca 4 km printr-o serie de apofize subțiri, intercalate concordant în Șistul cristalin și care se ridică pe direcția NW. Acest masiv este format dintr'un andesit cuarțifer cu biotită care se apropie foarte mult de dacit.

La prima vedere se pare că partea centrală are o structură mai uniformă, cu procentul de fenocristale, reprezentate în special prin feldspat, mult mai ridicat. Părțile laterale prezintă variații în privința formei și mărimiile fenocristalelor, care în general sunt mai mici și în procent mai redus. Deasemenea, anumite zone, în special spre periferie, sunt mai bogate în cuarț și biotit. În general, toată roca este foarte alterată din cauza mineralizatorilor pe care urmează să-i menționăm mai jos.

Traversând V. Cisla ceva mai jos de Gura Arinieșului, se găsește un masiv de dacit lung de cca 2,5 km și lat de 300—400 m. Spre deosebire de roca din Toroiaga, acesta este mult mai bogat în cuarț și biotit și mai puțin alterat. El reprezintă probabil un creștet de batholith care se întinde mult în adâncime și în legătură cu care apar alterații puternice în rocele înconjurătoare, numeroase izvoare bogate în CO_2 și mineralizații sulfuroase.

La SW de acestea se întâlnesc numeroase iviri de andesit mai bogat în hornblendă și chiar în piroxen, un procent mai redus de fenocristale mai mici și, în general, de culoare mai închisă. Ele formează, în afară de masivul important din Vf. Măgura, care poate fi socotit restul unui coș vulcanic, o serie de



apofize, dyke-uri și masive mai mici pe o suprafață lungă de cca 8 km și lată de 3 km. Mai toate aceste masive sunt alungite pe direcția NW—SE.

Altezatia. Distingem la Eruptivul neogen mai întâi o alterație endomorfă, reprezentată prin propilitizare și sericitizare, care se manifestă în largă măsură la andesitul cuartifer cu biotită din Masivul Toroiaga. Această alterație este însotită de prezența minereului sulfuros distribuit uniform în rocă împrejurul materialului femic. Prezența șlirurilor și vinelor rubanate este mai puțin evidentă; în schimb, în continuare, observăm bogăția în epidot a rocelor de aci, în special ca vine și umpluturi pe clivaje.

Aceasta arată continuitatea mineralizației până la faza depunerii piritelor pe fisuri. În legătură cu cele de mai sus, masivul andesitic de aci reprezintă un lacolit. O alterație ceva mai nouă în legătură cu mineralizația poate fi considerată silificarea care afectează anumite zone ale masivului și, în fină, caolinizarea care apare pe anumite bancuri în legătură cu mineralizația sulfuroasă și cu zona de circulație a apelor:

Masivul dacitic dela Gura Arinieșului nu prezintă propilitizare decât în foarte mică măsură, în schimb este mai bogat în minereu sulfuros, chiar sub formă de calcopirită. Deasemenea, nu am observat prezența epidotului, în schimb, însă, silificarea în jurul lui este foarte abundantă. Acest masiv reprezintă o punere în loc mai târziu, cu o temperatură ceva mai scăzută și într'un mediu care a absorbit mineralizatorii.

In ceeace privește Eruptivul dela SW, el este foarte puțin alterat. Materialul femic a suferit adesea o opacitzare. Singurul punct cu o alterație mai pronunțată, care trece la propilitizare, este porțiunea de SW a masivului andesitului din Vf. Măgurii. Acesta din urmă pare să fie un coș vulcanic.

Mineralizația. Mineralizatorii din ciclul erupțiunilor neogene au pus în loc zăcăminte de sulfuri metalifere în legătură cu sistemele de fracturi care s-au manifestat în acel timp și în legătură cu rocele prin care au trecut.

Distingem trei feluri de mineralizații sulfuroase, și anume:

1. Mineralizații filoniene din Masivul Toroiaga;
2. Mineralizații filoniene și de contact din regiunea apofizelor andesitului sau dacitului;
3. Mineralizații de substituție metasomatică sau depărtate de Eruptivul neogen.

1. Mineralizațiile filoniene din Masivul Toroiaga sunt dispuse într'un sistem de fracturi paralele dirijate NE—SW. Acestea trebuie considerate fracturi tectonice, deoarece străbat prin andesit și prin Șisturi cristaline și chiar prin Sedimentar, păstrându-și direcția și fiind perfect paralele între ele. Cauza formării lor pare să fie un stress axial al orogenului, care a dat naștere și pintenului dela Vișeu de Sus, care separă în două părți ba-



zinul terțiar Sighet—Borșa. Din cercetările noastre, fractura filonului Caterina a fost urmărită pe o lungime de peste 2 km, iar a filonului Domnișoara, pe o lungime de 2,5 km. Stressul trebuie să fi fost foarte puternic, deoarece filoanele au mai mult o structură de substituție fără brecieri sau depozite reziduale.

În ceeace privește mineralizația, distingem o structură ūbanată, în care ganga este reprezentată prin cuart și calcită concrescute împreună. Contînutul este foarte puțin uniform, încât putem separa porțiuni sau chiar filoane în care predomină minerale de temperatură mai joasă, iar altele în care predomină minerale de temperatură mai ridicată.

In privința punerii în loc, observăm calcopirita venită după pirită și urmată de blendă, minereu arsenios și, în fine, galena și uneori puțin minereu de stibiu (plumosit). Deși caracterul mineralizației este epitermal, el trebuie să fi fost pus în loc în zone adânci. Până în prezent; deschiderile pe care le avem la dispoziție sunt foarte puțin numeroase și de calitate mediocă, fiind rămase din exploatariile vechi. Deasemenea, analizele de minereu de până acum sunt incomplete și puțin concludente. Mineralizațile din filonul Emeric (dela altitudinea de 1000 m), din filonul Miraj (dela altitudinea 1100 m) și de pe halda minei Trei Crai (dela altitudinea 1500 m), au un conținut foarte asemănător, deși cea dela 1500 m se găsește la mijlocul distanței de cca 4 km între celelalte două. Acesta este argumentul principal care ne conduce să presupunem mineralizația din filonul Căterina aproape constantă pe o înălțime de peste 400 m. În ceeace privește mineralizația pe lungimea filoanelor, avem variații foarte importante. Deobicei, acolo unde filonul este mai bine desvoltat, și mineralizația pare mult mai bogată. Aceasta se explică prin faptul că mineralizația s'a depus în locul lăsat prin coroziune de agenții mineralizatori.

Filoanele mai importante cunoscute în acest grup, sunt:

a) Filonul Emeric, deschis în V. Secului, este în general, un filon subțire, care în unele puncte a depășit grosimea de 20 cm. El înclină cu cca 70° la W și străbate andesitul masiv, alterat și silicificat. În mineralizație distingem vine groase de peste 5 cm, formate din benzi și ochiuri de minereu sulfuros în gangă. Benzile obișnuite sunt formate din puțină pirită, alternând cu mispichel, uneori cu pirotină masivă și mai rar calcopirită, benzi de blendă și tetraedrită și în fine benzi masive și ochiuri de galenă. Uneori apar cristale de burnonit, fire de plumosit și cristale de stefanit. Aurul nativ apare adesea prin spălarea minereului pisat, la troc. Filonul nu este încă deschis pe toată lungimea lui.

b.) Filonul Domnișoara, la cca 600 m W de primul, este cunoscut din P. Hriț până în V. Pereților, pe o lungime de cca 2.500 m. El a fost exploatat complet în fața superioară, deasupra nivelului Văii Cremenii, pe o lungime de peste 200 m. Din resturile întâlnite se vede că acest filon avea o grosime de 40—50 cm și era format dintr'o gangă de cuart și calcită străbătută de vine de calcopirită și pirită și presărată cu ochiuri de calcopirită și galenă.



Spre N Văii Murgului, acest filon a fost urmărit pe o lungime de cca 50 m, dar nu se prezintă exploatabil. În schimb, în V. Pereților, el se îngroașă din nou.

c) Filonul Caterina se găsește la cca 600 m W de filonul Domnișoara și este cunoscut cel puțin din P. Hriț până în V. Murgului, adică pe o lungime de cca 2.000 m. El a fost exploatat pe o lungime de peste 200 m în regiunea Văii Cremenii, deasupra nivelului unei galerii de bază și probabil și în jos, prin câteva puțuri oarbe mici. Un al doilea punct de exploatare intensă veche se găsește în P. Hriț, acolo unde filonul trece din andesit în Șist cristalin și, în fine, alte puncte de exploatare vechi se găsesc pe Cristalin, în locul denumit Morile Uriașilor și pe andesit, în V. Murgului. Filonul Caterina este, în general, mai bine desvoltat decât celelalte, adesea depășind 1 m grosime, și poate fi considerat filonul principal al acestui grup. Ca și celelalte de aci, el prezintă numai anumite zone exploatabile, care însă, în prezent, nu mai sunt accesibile. Din mineralizația întâlnită pe halde rezultă că umplutura lui este asemănătoare cu a celorlalte. Chiar o analiză făcută din acest minereu a dat rezultate asemănătoare.

Alte filoane care trebuie menționate sunt:

Filonul Miraj, exploatat pe mai multe zeci de metri lungime, într-o galerie dintr'un affluent al Văii Macărlăului. Acest filon a fost redeschis în vechile exploatari, pe o lungime de cca 40 m. El se prezintă sub formă de mai multe vine de 5—10 cm, bogate în galenă, care se întretaiează în roca silicifiată, pe o lățime până la 1 m. În porțiunile exploatare aceste vine erau probabil mai desvoltate și mai bogate în sulfuri.

Filonul dela vârf prezintă restul de lucrări vechi în vecinătatea Vârfului Toroiaga (1930 m).

Filonul Ioan a fost exploatat într-o excavație mare, în vecinătatea Văii Murgului, la jumătatea distanței între filonul dela vârf și filonul Caterina. Filonul este complet închis, dar pe haldă am întâlnit minereu de plumb.

Intre filonul Caterina și filonul Domnișoara se întâlnesc lucrări vechi pe două filoane. În porțiunile rămase se observă vine de pirită însorită de calco-pirită.

Filoanele Bartolomeu se întâlnesc într-o galerie veche de pe V. Secului, la cca 300 m în sus de confluența cu V. Murgului. Pe unul din aceste filoane a fost exploatată, într'un puț lung de cca 6 m, o zonă lată de peste 40 cm, formată dintr-o mineralizație foarte bogată în calcopirită.

2. Mineralizații filoniene și de contact din regiunea apofizelor andesitului sau dacitului. În această grupă întâlnim numeroase iviri între care menționăm:

a) Ivirile dela Gura Băii, așezate între Vf. Toroiaga și Vf. Picioarul Caprei, în Șisturile cristaline străbătute de apofize de andesit. Cercetările vechi sunt complet închise și pe halde se întâlnesc aproape numai pirita cupriferă care a făcut obiectul cercetărilor din 1914 până în 1918. Din planurile



foarte vechi rezultă că în cercetările miniere au fost luate în considerație mai multe stockwerk-uri de secțiune eliptică, în care masa rocei era impregnată cu minereu cuprifer sau plumbifer, și câteva filoane neregulate. Probabil aceste stockwerk-uri, la partea inferioară, au trecut la lentile de pirită cupriferă. Din informațiile primite, se pare că cercetarea acestor mineralizații a fost oprită din cauza epuizării rezervei, dar foarte probabil că nu s-au făcut explorări suficiente pentru a determina epuizarea completă a zonei acestor mineralizații.

b) Ivirile dela Pușcași, din V. Colbului, ocupă zona unui contact al andesitului cu Șistul cristalin și mărnele eocene. În zona contactului au fost exploataate aci două filoane groase de cca 50 cm, formate dintr-o masă caolinoasă impregnată cu pirită și străbătută de vine difuze de cuarț și calcită. Mai ales în aceste vine apar cristale mărunte de tetraedrită, ochiuri de blendă și uneori vinișoare sau lentile mici de galenă sau calcopirită. În andesitul masiv perpendicular, pe aceste filoane se întâlnesc filoane neregulate de pirotină însorită de calcopirită, blendă și galenă.

c) Pe V. Arinieșului, la contactul dacitului cu filite albe, s'a cercetat pe o lungime de peste 200 m un filon de contact, format dintr'o umplutură caolinoasă, bogată în impregnații de sulfuri și chiar vine de galenă și calcopirită.

În afară de aceasta, în acest grup de iviri trebuie să cităm numeroase iviri de minereu, dintre care unele au fost cercetate, iar altele au făcut chiar obiectul unor exploatari. Astfel, pe V. Secului întâlnim o hâldă bogată în minereu cuprifer în Șistul cristalin silificiat, extras dintr'o mină complet închisă. La S de Vf. Piciorul Caprei s'a exploatat o lentilă mică de pirită cupriferă. Pe cel mai de jos affluent din dreapta al Văii Colbului se găsește grupul de mine denumit «Rudolfi», în care s'a explorat și în parte s'au exploatat trei filoane de calcopirită, dirijată N 40° E; întrețiate de alte trei filoane mai mici, tot de calcopirită, aproape perpendicular pe primele. La jumătatea drumului, pe V. Colbului, între «Rudolfi» și «Pușcași», au fost explorate pe stânga văii, prin două galerii de 10—15 m, două lentile de pirotină interstratificate în filite. Pe V. Vinișorului, în vecinătatea contactului cu andesitul, se găsește un filon mic de galenă de câțiva cm într'un filon caolinos.

3. Mineralizații de substituție metasomatică sau de departată de Eruptivul neogen. În această grupă se găsesc depozite de pirită cupriferă interstratificată sau dispusă pe fracturi. În unele cazuri, aceste lentile de pirită reprezintă substituții metasomatische în strate de calcar cristalin sau marne și de aceea pira apare interstratificată și ocupă suprafețe întinse.

a) Una din aceste iviri a fost exploataată pe o lungime de cca 300 m și o lățime de cca 200 m în V. Burloaia. Acest strat are direcția aproape E—W și cade cu cca 25° la N. Exploatarea s'a oprit la orizontul galeriei inferioare.



și a scoborit numai într'un puț pe înclinare. Actualmente, vechile lucrări sunt complet închise.

b) La S de V. Burloaia, la cota 1205 m de sub Mestecăniș, se găsește mineralizația de pirită cupriferă dela «Puiul». Ea este probabil dispusă pe o fractură în filitele cenușii. Galeria este închisă, însă pe haldă se observă multă pirită cupriferă de bună calitate, asemănătoare cu cea dela Burloaia, dar ceva mai cupriferă. În vecinătatea acestei galerii mai sunt alte două galerii, deasemenea închise, dar care au pe haldă pirită cupriferă și chiar minereu cuprifer și plumbifer.

In afara de aceste iiviri, în zona lor se mai găsesc numeroase iiviri de pirită mai mult sau mai puțin cupriferă, această zonă întinzându-se din V. Arinieșului către E, pe o lungime de cca 12 km, până la Cornidei, unde se găsește deasemenea o haldă de pirită cupriferă în fața unei galerii închise.

Concluzii. In regiunea Băile Borșei se găsesc numeroase mineralizații de sulfuri metalifere, care pot fi împărțite în trei grupe, și anume:

1. Grupa filoanelor din Toroiaga;
2. Grupa iivirilor din regiunea apofizelor de andesit dela SE de Toroiaga;
3. Grupa mineralizațiilor piritoase dela E de Toroiaga.

Acste iiviri au caracter epitermal în regiunea creștetelor unui batholith neogen și sunt localizate în grupe, în raport cu amplasamentul lor față de batholith, în modul următor: grupa 1-a, chiar în vârful batholitului; grupa a 2-a, pe contact, iar grupa a 3-a, în învelișul batholitului.

Mineralizația din grupa 1-a este puțin dispersată, putând să fie drenată către fracturi foarte active și să formeze filoane bine desvoltate.

Mineralizația caracteristică din grupa a 2-a este cuprinsă în filoane de caolinizare impregnate cu gangă silicioasă și calcaroasă și sulfuri metalifere, care uneori formează vine și cuiburi. Această mineralizație formează trecerea dela cea din grupa 1 la cea din grupa a 3-a. Uneori, mineralizația are caracterul auro-argentifer, iar alteori, de pirite cuprifere sau chiar plumbifere. Pirita, în anumite zone, la partea superioară, trece în pirotină.

Grupa a 3-a este reprezentată prin mineralizația de pirită cupriferă masivă.

— M. PASCU și M. ȘCHIOPU — Cercetări geofizice în cursul campaniei din anul 1948, în regiunea Runcu—Iacobeni.

In vederea cercetării șisturilor cristaline de pe malul drept al Râului Bistrița Aurie, între Vatra Dornei și Russaia, Institutul Geologic al R.P.R. a alcătuit o echipă compusă din: M. PASCU și M. ȘCHIOPU, ajutați de C. BOTEȘCU și A. POTÂRNICHE, care s'a deplasat în regiune spre a prospecta magnetic D. Runcu — Iacobeni. Lucrarea s'a executat între 25 Mai — 27 Iulie 1948.



Regiunea de studiat este cuprinsă între P. Runcu la S și P. Ciotina la N iar la E este limitată de Râul Bistrița Aurie.

Incepând dela Bistrița, D. Runcu este format din șisturi cu sericit, paragneisse, amfibolite și micașisturi cu granați. Șisturile au o direcție generală NNW—SSE, aproape paralelă cu Râul Bistrița Aurie și o cădere aproape verticală.

Traversând aceste șisturi: cristaline, la cca 1000 m spre W de Bistrița Aurie se întâlnește o primă bandă de amfibolit cu epidot, largă de cca 200–300 m, după care urmează iar șisturi sericitoase și apoi, la 500 m mai departe, apare o nouă bandă de amfibolit aproximativ de aceeași lățime. Benzile de amfibolit sunt concordante cu stratele de șisturi sericitoase.

Inainte de a întâlni a doua bandă de amfibolit, se găsește un pachet de șisturi cu conținut de magnetită. Lățimea acestui strat este variabilă dela 1 m până la 15 m sau lipsește total. Uneori stratul este răsfirat. Natura petrografică a acestor două bande de amfibolit nu este constantă. Rocele care constituie aceste bande sunt din specia amfibolitelor cu epidot care, în unele locuri, trec la șisturile epidotice cu clorit.

După M. SAVUL și GH. MASTACAN¹⁾, elementele constitutive ale roci sunt cele care urmează.

Elemente principale: amfibol, epidot, feldspat albit \pm biotit \pm clorit \pm calcit.

Elemente accesoriai: magnetit, titanit \pm granat \pm calcit \pm cuarț.

Proportia de magnetită variază între limitele aprox. 0—4%.

Pentru studiul chimic al amfibolitelor, autorii mai sus menționați au ales un eșantion de pe V. Hașului.

In privința șisturilor clorito-epidotice, elementele constitutive ale roci sunt:

Elemente principale: feldspat, epidot, clorit, carbonați romboedrici \pm biotit \pm muscovit.

Elemente accesoriai: magnetit, granat, titanit, ilmenit, rutil, cuarț.

Magnetita intră ca element accesoriu și este răspândită în mod neuniform în masa roci.

Cum aceste benzi de amfibolit, după studiile făcute de M. SAVUL și GH. MASTACAN dela Universitatea din Iași, se întind pe distanțe mari, fiind cunoscute dela E de Vatra Dornei și până la NW de Iacobeni, la indicațiile date de M. SAVUL și SABBA STEFĂNESCU, le-am urmărit în lungul lor pentru a stabili dacă roca purtătoare de minereu se găsește în corelație cu această a doua bandă vestică de amfibolit. În adevăr, am regăsit această situație pe P. Ciotina, la 200 m înainte de confluența cu P. Surduc, apoi pe malul drept al Bistriței, la cca 500 m înainte de confluența cu P. Hașului, la cca 400 m înainte de vărsarea sa în Bistrița. În schimb, pe P. Suhărzelul Mare, pe V. Argestrului și pe P. Chilia, nu au putut fi identificate strate mineralizate.

¹⁾ *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy*; Tome XXVI, Année 1940, Fasc. 2.



In regiunea Runcu, profilele magnetice externe au direcția N—S, deci paralele cu stratele, iar profilele transversale au direcția E—W, deci perpendicular pe direcția straterelor.

Regiunea este complet acoperită cu păduri dese. Iviri de minereu nu se întâlnesc.

Din haldele vechi am găsit eșantioane cu magnetită care se prezintă sub formă de cristale idiomorfe sau grăunțe de 1—4 mm diametru, înglobate în rodonit de culoare roz sau în roce constituite din minereuri de mangan. În eșantioanele găsite, magnetitul apare în cantități relativ mici și răspândit în mod neuniform.

Până pe la 1860 au fost în exploatare două mine și anume: « Russaia », în amonte de localitatea Cârlibaba, alimentând furnalul înalt așezat la gura P. Izvorul Măgurii, și « Runcu » lângă Iacobeni, furnizând minereuri pentru furnalele înalte din această localitate.

Galerii de exploatare au fost înaintate în văile mai multor pâraie din această zonă, ca pe P. Suhărzelul Mare, Deaca, Stânișoara.

Se văd la suprafață o serie de galerii și puțuri de exploatare, mai ales pe versantul dinspre S al Dealului Runcu.

Din informațiile culese, puțurile ar fi avut o adâncime de cca 70—80 m, iar galeriile o lungime asemănătoare.

Pentru cercetările magnetometrice s-au folosit două variometre verticale, tip Askania, model nr. 321761 și nr. 321763, având respectiv sensibilitățile 12,55 și 11,5 γ/div.

S'au efectuat cca 1500 stații în regiune. S'au făcut, deasemenea, o serie de profile informative dealungul pâraielor: Ciotina, Văcăria, Clementă, Runcu, Argestru, Ticșa, Hașul, Chilia, etc.

Din măsurătorile efectuate s'a găsit o diferență maximă de 1591 γ, cea mai mică valoare fiind —126 γ, iar cea mai mare valoare de 1465 γ.

Este de remarcat că valorile mai mari — puține, de altfel — se găsesc răspândite în mod neuniform pe suprafața terenului și se mențin numai pe distanțe foarte mici (40—60 m).

Cele mai mari valori din regiune s'au obținut pe versantul de S al Dealului Runcu, înspre P. Runcu, în regiunea unde s'au făcut exploataările vechi.

Concluzii. Amfibolitele care se întâlnesc între Iacobeni și Vatra Dornei, formează două bande paralele, orientate NNW—SSE. Aceste roce sunt constituite din amfibolite cu albit și epidot, precum și din sisturi clorito-epidotice cu caracterul de « roce verzi ».

Roca purtătoare de minereu pare să fie alăturată de banda a doua (vestică) de amfibolit, pe partea estică a acesteia.

In prospecțiunile magnetice din regiunea Runcu—Iacobeni s'au urmărit anomaliiile datorite unei îmbogățiri în fier în zona de sisturi cristaline.



Aceste îmbogățiri reprezintă concentrații de minereu magnetic, care au fost explorate cu rezultate neconcludente, deși în unele puncte concentrația de minereu a dat loc la exploatari vechi.

După cum a arătat M. SAVUL în raportul său, în această regiune mai sunt posibile zăcăminte mici de minereu de fier; suntem de părere să se extindă prospecțiunea magnetică spre NW în regiunea Russaia (Cârlibaba).

Şedința din 18 Martie 1949

— Președinte: Prof. G. MACOVEI.

G. MACOVEI deschide ședința salutând în numele Institutului Geologic pe Tov. Ministrul MIRON CONSTANTINESCU, care ne onorează astăzi cu prezența sa.

— AL. CODARCEA și T. BĂRBAT. — Zăcăminte de bauxită din regiunea Pădurea Craiului de Nord¹⁾.

— T. BĂRBAT. — Încercări de prospectare prin metoda magnetică a zăcămintelor reziduale din Pădurea Craiului.

Explorarea bauxitelor din Pădurea Craiului întâmpină dificultăți mari — aproape de neînvins — atunci când se referă la bauxitele cuprinse între calcarele tithonice și cele neocomiene. Dificultăți, ce-i drept mai mici, se întâmpină uneori și în cazul bauxitelor de pe Tithonic, atunci când sunt acoperite cu un strat prea gros de loess sau argilă, dar aceste dificultăți se pot învinge prin mărirea volumului lucrărilor de explorare.

Pentru a învinge aceste dificultăți sau pentru a le ocoli ne-am propus să facem apel la metodele geofizice. Plecând dela conținutul ridicat în fer al bauxitelor și ținând seama de constatarea că pe alocuri ele influențează acul magnetic al busolei, ne-am propus să încercăm, cu titlu de experiență, eficiența metodei magnetice în prospectarea lor.

Pentru a putea fi urmăriți în raționamentul de care ne-am condus în utilizarea măsurătorilor magnetice pentru stabilirea aplicării metodei magnetice la prospectarea bauxitelor, credem necesar să dăm unele date geologice asupra genezei și formei zăcămintelor.

Geologie. Zăcăminte de bauxit sunt legate de platourile de calcar tithonice-neocomiene a căror suprafață prezintă o morfologie karstiană, datorită nenumăratelor doline.

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



Din punct de vedere al genezei, ele reprezintă depozite reziduale de originea lateritică, formate într-o perioadă continentală ce a avut loc la sfârșitul Jurasicului superior (Tithonic) și începutul Cretacicului inferior (Neocomian). În acest interval, platourile de calcar tithonice au fost exondate și au suferit regimul unui climat tropical, fiind supuse unei intense alterații lateritice. Sub acest climat, suprafața calcarelor a fost parțial disolvată, luând naștere o pronunțată morfologie karstiană, deosebită de cea actuală, cu numeroase doline, gropi și depresiuni neregulate, fără scurgere, în care s-au acumulat prin spălare reziduurile insolubile de natură lateritică. În Neocomian, aceste platouri de calcar tithonice au fost din nou inundate de mare și peste ele s-au depus calcar foarte asemănătoare cu cele tithonice. Gropile umplute cu reziduuri lateritice au fost astfel acoperite, iar depozitele reziduale s-au transformat treptat în bauxit.

Din acest mod de zăcământ rezultă o formă de placă sau lentilă cu partea superioară perfect plană, iar cu partea inferioară foarte neregulată (forme de mulare a depresiunilor), având numeroase apofize ce se insinuează între colții de calcar tithonice. Numeroasele falii ce se încadrează în trei sisteme principale de direcții NW—SE, NE—SW și E—W, deranjează mult, orizontal și vertical, poziția inițială a zăcămintelor, din care cauză urmărirea orizontului de bauxit devine foarte dificilă și pe alocuri aproape imposibilă. Acesta este cazul zăcămintelor de bauxit cuprinse între calcarele tithonice și cele neocomiene, caracterizate ca lentile neregulate, atât ca formă, cât și ca dimensiuni, uneori grupate pe spații restrânse, alteleori răspândite pe suprafețe mari și izolate.

Actualul relief, în raport cu relieful din timpul depunerii bauxitelor, este determinant în răspândirea zăcămintelor, ca formă și dimensiuni. Acolo unde actualul relief este mai puțin avansat ca cel din timpul Tithonicului, zăcămintele de bauxit pot fi păstrate aproape în întregime, adică pe lângă partea lor inferioară și o parte mai mare sau chiar toată partea superioară. Pe măsură ce eroziunea actuală este mai avansată, partea superioară a zăcămintelor primare (placa) a fost erodată și s'a păstrat mai mult partea inferioară, adică forme neregulate de mulare a depresiunilor Tithonicului, umplute cu bauxit, cu numeroasele lor apofize între colții de calcar ai Tithonicului. Partea erodată a zăcămintelor a fost depusă în imediata apropiere sau la oarecare distanță, sub forma de zăcăminte secundare.

Aceste forme caracterizează zăcămintele de pe platourile de calcar tithonice, care nu pot avea decât dimensiuni mici în general, și forme cu totul neregulate.

Din formele sub care se prezintă bauxitele, vedem că explorarea celor de pe calcarele tithonice se poate face ușor prin puțuri direct în zăcământ sau străbătând stratul acoperitor (loess și argilă) mai mult sau mai puțin gros, acolo unde există.



Dificultăți mari se întâlnesc, însă, în explorarea zăcămintelor cuprinse între calcarările tithonice și cele neocomiene, pe de o parte din cauza asemănării calcarelor tithonice cu cele neocomiene, și de pe de altă parte din cauza formelor neregulate și a discontinuității zăcămintelor, la care se mai adaugă și diferențele de nivel la care s-au depus sau la care se găsesc în urma falierilor. O urmărire la zi prin galerii este relativ ușoară numai în cazul zăcămintelor ce aflorează. În restul zăcămintelor de sub Neocomian, explorarea, în lipsă de indicații geologice, urmează să se facă la întâmplare, prin puțuri, sondaje și galerii.

Pentru a evita aceste dificultăți și a putea furniza indicații asupra bauxitelor acoperite, ne-am propus, plecând dela proprietățile magnetice ale bauxitelor dela Gugu (cariera Margareta 4) și din alte locuri, să executăm măsurători magnetice asupra zăcămintelor de bauxit, pentru a stabili aplicabilitatea metodei magnetice de prospectări și gradul ei de eficiență.

Măsurători în cazul zăcămintelor la zi. Pentru a cunoaște efectul magnetic al bauxitelor asupra câmpului magnetic terestru, am trusat în regiunea Gugu două profile în lungul cărora am înregistrat variația câmpului magnetic. Profilele au fost alese anume ca ele să traverseze roce și zăcăminte mai mult la zi, ca în acest fel concluziile să fie evidente.

Profilul I (vezi planșa) traversează întâi calcarările tithonice dela zi, dela W de calea Gugu—Vadul Crișului, apoi cariera Margareta dela E de cale, după care se îndreaptă spre SES, trecând peste teren acoperit. Profilul se continuă peste o dolină și traversând cariera Margareta 4, până la amplasamentul fostelor birouri, de unde se îndreaptă spre E, peste mamelonul de calcare cu blocuri de bauxit, acoperit de tufișuri. În lungul acestui profil, câmpul magnetic a fost înregistrat în stații fixate la 10—20 m distanță.

Profilul II traversează zăcământul la zi, dela mina Leontina 3. În acest zăcământ, bauxita se vede aflorând masiv în fundul și peretele excavației.

Analizând variația câmpului magnetic în lungul acestor două profile, se constată următoarele:

În profilul I câmpul magnetic variază între + 88 γ în punctul 28 și 114 γ în punctul 6 (cariera Margareta 3).

Valorile cele mai ridicate sunt deasupra minereurilor de bauxite; valorile cele mai scăzute sunt deasupra calcarelor.

Diferența între limitele extreme este mică, 26 γ.

În profilul II, câmpul magnetic variază între + 20 γ în punctul 1 și + 105 γ, în punctul 2.

Valorile scăzute s-au înregistrat în punctul 4, + 27 γ, probabil pe calcare, deoarece terenul este acoperit, iar valorile ridicate, sunt deasupra bauxitelor la zi (+ 105 γ în punctul 2 și + 100 γ în punctul 3).

Diferența între valorile mici de pe calcare și valorile mari, deasupra zăcământului, este relativ mică, 85 γ.



Măsurători în cazul zăcămintelor acoperite. În posesia acestor rezultate, am încercat să stabili, prin măsurători, dacă efectul magnetic al bauxitelor, acoperite de calcarele neocomiene, este înregistrabil deasupra acestor calcare și suficient de mare, pentru a imprima câmpului magnetic o variație care să poată fi interpretată în sensul punerii în evidență a unui zăcământ de bauxită.

Pentru această demonstrație am măsurat variația câmpului magnetic în lungul a două profile, III și IV, trasate deasupra zăcămintelor dela Ana 2 și Ana 5 (Chicera Todii), în care bauxitele aflorează de sub calcarele neocomiene și a căror continuitate sub Neocomian este neîndoilenică.

Analizând rezultatele magnetice obținute, se constată cele ce urmează.

În lungul profilului III, câmpul magnetic variază între + 102 γ, înregistrat în punctul 3 și + 137 γ în punctul 2.

Valorile relativ mari sunt în afara porțiunilor ocupate de zăcământ.

În lungul profilului IV, câmpul magnetic variază între + 103 γ în punctul 10 și 115 γ în punctul 7.

Limitele între care variază câmpul magnetic sunt prea apropiate pentru a face posibilă o corelație între câmpul magnetic și rocele traversate.

În cazul ambelor profile, III și IV, valorile ridicate ale câmpului magnetic nu sunt deasupra bauxitelor, ci deasupra calcarelor din talpa zăcământului.

Concluzii. Bauxitele au în general proprietăți magnetice foarte scăzute și puțin diferențiate de ale rocelor înconjurătoare. Pe alocuri, însă, proprietățile magnetice ale bauxitelor pot fi ceva mai ridicate, dar ele pot să și lipsească.

O diferențiere a bauxitelor de rocele înconjurătoare este perceptibilă prin măsurători magnetice, numai într'un grad foarte mic, și aceasta numai atunci când bauxitele aflorează și au proprietăți magnetice mai ridicate ca ale rocelor înconjurătoare.

Atunci când bauxitele sunt acoperite de calcare neocomiene, efectul lor magnetic asupra variației câmpului magnetic terestru nu mai este perceptibil prin măsurători magnetice de suprafață, astfel că aplicarea metodei magnetice pentru prospectarea acestui mod de zăcământ, practic nu este posibilă.

— T. BĂRBAT. — Privire generală asupra punerii în valoare a zăcămintelor de bauxit din țară¹⁾.

Şedința din 22 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MURGEANU, Subdirectorul Institutului Geologic.

— M. NICULESCU. — Mio-Pliocenul dintre Tărlești—Cătina—Pătărlagele^{2).}

¹⁾ Se va publica mai târziu.

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la redacție până la data imprimării volumului.



Şedinţa din 25 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— D. PATRULIUS.—Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi (versantul de Est).

In cursul anului 1948 am întreprins, între Pietroşia şi Buşteni, o serie de cercetări în legătură cu stratigrafia formaţiunilor situate în baza Masivului Bucegi, pe versanul său estic. Datele obținute au fost coroborate cu un bogat material paleontologic provenind din colecția mea personală, precum și cu o serie de forme, care mi-a fost remisă prin amabilitatea prof. G. MURGEANU. Nu voi menționa decât observațiile care constituie o contribuție nouă la cunoașterea stratigrafiei acestei regiuni.

Jurasicul. Pe versantul de E al Masivului, Jurasicul intră în alăcatuirea klippelor tectonice care marchează linia de încălcare a Cuvetei Bucegilor peste seria Flișului cretacic din sinclinoriul Prahovei. Klippele tectonice sunt localizate în două zone de întindere restrânsă: una, în regiunea Sinaia și alta, în regiunea Moroeni.

a) *Klippele din regiunea Sinaia.* Cele mai importante din aceste klippe, sunt: klippa de calcar roșu din V. Sgarburei, semnalată pentru prima oară de POPOVICI-HATZEG și în baza căreia, mai târziu, O. PROTESTU găsește un petec de șisturi cloritoase. Klippa din V. Sfânta Ana, situată sub drumul care duce la hotelul dela cota 1400 și prezentând aceeași compoziție lithologică și, în sfârșit, klippa din V. Peleșului, situată imediat în aval de confluența cu Pelisorul și menționată de O. PROTESTU. La partea inferioară a acestor trei klippe apare Doggerul. În V. Sgarburei și în V. Sfânta Ana, Doggerul este reprezentat sub calcarele Malmului prin mici lentile de gresie calcaroasă, foarte dură, de coloare închisă, albăstrui-negricioasă sau cafenie-gălbui, când este alterată. Cuprinde probabil numai Bathonianul. În V. Sgarburei prezintă în bază un nivel subțire de conglomerate mărunte cu elemente de calcar gălbui, de gresie policromă violacee, brună sau verzuie și de șisturi cloritoase. Din acest nivel conglomeratic provin rare exemplare de *Acanthothyris spinosa* SCHLOT. formă cantonată în Bathonian pe versantul de W al Bucegilor. Callovianul și Oxfordianul par să fi suferit o reducere tectonică, deasupra Doggerului urmând direct în succesiune calcarele roșii și albe-gălbui, puternic brecificate, ale Malmului mediu. În V. Peleșului, Doggerul (împreună cu Callovianul inferior) are un facies net deosebit de cel amintit mai sus, faciesul marno-gresos flișoid cu *Posidonomya alpina*. Este reprezentat de un pachet gros de peste 15 m de marno-gresii moi, șistoase, cenușii-albăstриi, alternând cu bancuri groase de gresii foarte fine, calcaroase, cu tonuri deschise cenușii-gălbui. Deasupra

urmează, în perfectă concordanță, radiolaritele roșii menționate aici de O. PROTESCU. Din seria de gresii am colectat o faună alcătuită aproape exclusiv din Cephalopode. Sunt reprezentate următoarele forme:

- Belemnopsis semi hastatus* BLAIN
- Dicoelites meyrati* OOSTER
- Rhopaloteuthis gillieroni* MAYER EYMAR
- Phylloceras kudernatschi* HAUER (= *P. isomorphum* GEMM.)
- Phylloceras* cf. *kunthi* NEUM.
- Phylloceras* (*Ptychophylloceras*) cf. *flabellatum* NEUM.
- Phylloceras* (*Holcophylloceras*) *zignoi* D'ORB. (= *P. mediterraneum* NEUM.)
- Macrocephalites macrocephalus* SCHLOT.
- Sphaeroceras* (*Morrisites*) sp.
- Garantia* sp.
- Procerites* sp.
- Grossouvreia* sp.
- Lamellaptychus* sp.
- Posidonomyia alpina* GRAS.

Intre aceste forme, singurele care ne dă oarecare precizuni asupra diviziunilor stratigrafice reprezentate în seria marno-gresoasă descrisă mai sus sunt genul *Garantia* care pledează pentru prezența Doggerului superior, și *Macrocephalites macrocephalus*, formă întâlnită relativ frecvent și care oferă o indicație pentru prezența Callovianului inferior cuprins, după toate aparențele, în aceeași serie.

Trebue să amintesc aici că această serie de marno-gresii și de gresii fine calcaroase a fost considerată în mod eronat de O. PROTESCU ca aparținând Barremianului.

Seria calcaroasă a celor trei klippe menționate (Malmul mediu-superior), brecifiată în totalitate sau numai la partea inferioară, conține o faună de Ammoniți și Brachiopode. Ammoniții sunt mai numeroși în calcarele cenușii din V. Peleșului, Brachiopodele în calcarele roșii cu entroci din V. Sgarburei. După repartiția lor pe verticală, Brachiopodele pot fi împărțite în două grupe.

Grupa inferioară cuprinde următoarele forme:

- Rhynchonella sparsi costa* (QUENST. pro. ver.) OPPEL
- Rhynchonella striocincta* QUENST.
- Waldheimia lorioli* ROLL.
- Terebratula bissufarinata* SCHLOT.
- Glossothyris quenstedti* ROLL.

De remarcat că *R. sparsicosta* este localizată în V. Sgarburei la baza seriei calcaroase. Grupa inferioară reprezintă probabil Kimmeridgianul, cel puțin în parte, și Tithonicul inferior.



Grupa superioară cuprinde ca forme cu răspândire mai largă *Rhynchonella suessi* ZITT. și *Hynniphoria globularis* SUÈSS. Aceste forme indică prezența certă a Tithonicului superior, cel puțin a nivelului său inferior, în klippele din V. Sgarburei și V. Sfânta Ana. În klippa din V. Peleșului nu sunt cunoscute până acum forme tithonice. Printre Ammoniții pe care i-am găsit aici, *Strebrites teniolobatus* OPPEL și *Physodoceras* sp. indică în mod cert prezența Kimmeridianului. Nu este însă exclus ca și Lusitanianul să fie reprezentat în seria calcaroasă a Malmului, deoarece tot în klippa din V. Peleșului am găsit și un exemplar fragmentar de *Epipeltoceras* într'un punct situat la oarecare distanță de baza calcarelor.

2. *Klippele din regiunea Moroeni* se înșirue pe o linie ce a putut fi urmărită din V. Doiciei și până în V. Gâlma Ialomiței. Formează o serie de lentile redresate la verticală și sunt alcătuite, în parte din conglomerate, în parte din calcare jurasice mai mult sau mai puțin brecificate. Între aceste calcare și seria de marno-gresii cretacice pe care se reazimă klippele, se interpun pe alocuri mici lame de șisturi cloritoase. Din calcarele roșii dela Gâlma Ialomiții și din V. Doiciei provin câteva forme de Ammoniți și Brachiopode, și anume:

- Aspidoceras acanthicum* OPPEL
- Haploceras elimatum* OPPEL
- « *Oppelia* » *häberleeni* OPPEL
- Pygope janitor* PICT.
- Glossothyris quenstedti* ROLL.
- Waldheimia lorioli* ROLL.

Asociația primelor patru forme este cunoscută din zona cu *Waagenia beckeri*, fiind semnalată de NEUMAYR și în Hâghimaș. Astfel, în seria de calcare roșii dela Gâlma Ialomiței și din Colții Doiciei este reprezentată cel puțin baza Tithonicului inferior.

Voi menționa aici și compoziția conglomeratelor cretacice care intră în parte în alăcatuirea klippelor tectonice din regiunea Moroeni. E vorba de conglomerate formate din blocuri de calcar, unele de mari dimensiuni și pe alocuri atât de intim reunite între ele, încât e foarte greu de precizat, în anumite cazuri, care este limita dintre ecalcarele jurasice și aceste conglomerate calcaroase. Elementele de calcar ale conglomeratelor aparțin la mai multe tipuri lithologice. Se pot deosebi, anume: calcare cenușii cu numeroase Calpionelle și Belemniti (acest tip fiind întâlnit și în intercalații conglomeratice din Stratul de Comarnic în regiunea Bușteni), calcare albe-roz sau albe-gălbui cu Brachiopode din grupa definită mai înainte ca superioară, în sfârșit, calcare microdetritice zoogene și coraligene de tipul Calcarelor de Stramberg din conglomeratele Stratelor de Comarnic.

Cretacicul. Pe versantul de E al Masivului Bucegi, depozitele Flișului cretacic se repartizează la două mari unități structurale: sinclinalul Prahovei și Cuveta Bucegilor. Cuveta Bucegilor încalcă depozitele din sinclinalul Prahovei. Dealungul liniei de încălcare se înșiră klippele tectonice amintite mai înainte.

La exteriorul liniei de încălcare în sinclinalul Prahovei, seria Flișului cretacic cuprinde: Strate de Sinaia, Strate de Comarnic, un complex de marne și de gresii calcaroase, iar la partea superioară a acestei succesiuni, Conglomerate de Bucegi cu răspândire restrânsă. În partea de S a regiunii cercetate se așeză discordant peste Stratele de Comarnic și complexul de marne și gresii calcaroase, seria bine cunoscută a marnelor roșii senoniene.

Unitatea care încalcă depozitele din sinclinalul Prahovei, aşa zisă Pânză a Bucegilor, cuprinde în bază același complex de marne și de gresii calcaroase, care în sinclinalul Prahovei se situează deasupra Stratelor de Comarnic. Urmează în succesiune seria Conglomeratelor de Bucegi. Regiunea cercetată nu depășește baza acestei serii de conglomerate.

In ceeace privește Stratele de Sinaia, nici un fapt nou de observație nu vine să completeze descrierile clasice ale acestui complex.

Stratele de Comarnic și complexul greso-calcaros care urmează în succesiune peste Stratele de Comarnic vor face, însă, obiectul unei descrieri mai amănunțite, deoarece datele referitoare la aceste două diviziuni ale Flișului cretacic, semnate în lucrările anterioare, sunt foarte incomplete pentru porțiunea versantului de E dintre V. Izvorului și V. Cerbului.

i. *Stratele de Comarnic.* În partea de S a regiunii cercetate (regiunea Pietroșița—Moroeni) Stratele de Comarnic au fost separate și minuțios descrise de G. MURGEANU. Mai la N, în regiunea Sinaia, acest complex a fost semnalat de O. PROTESTCU, care aduce și o serie de precizii relativ la compoziția lui petrografică. Numai una, însă, din ivirile la care se referă acest autor, și anume cea menționată în V. Izvorului, poate fi într'adevăr atribuită acestui complex, pe când celealte aparțin complexului de marne și gresii calcaroase, superior Stratelor de Comarnic sau Doggerului, cum este cazul pentru ivirea semnalată de O. PROTESTCU în V. Peleşului.

In seria Stratelor de Comarnic se pot deosebi două nivele:

a) Nivelul inferior sau nivelul de tranziție spre Stratele de Sinaia, care prezintă o serie de intercalații de conglomerate și de microconglomerate. Microconglomeratele sunt stratificate în bancuri subțiri (5—10—20 cm) și conțin elemente de filite verzui sau cenușii, de gresie sideritică și de calcare cenușii. Conglomeratele formează intercalații lenticulare și sunt cantoionate, deobicei, la partea superioară a acestui nivel. Conțin, pe lângă aceleasi elemente ca microconglomeratele, și numeroase blocuri de calcare zoogene, unele de dimensiuni considerabile. Fauna foarte bogată colectată din aceste



blocuri de calcare recifale, este întru totul asemănătoare celei dela Stramberg. Dintre Cephalopode sunt de menționat următoarele forme:

- Diploconus belemnitooides* ZITTEL.
- Haploceras stasiczyi* ZEUSCH.
- Haploceras leiosoma* OPPEL.
- Haploceras tithonium* OPPEL.
- Ptychophylloceras ptychoicum* QUENST.

Foarte rar se găsesc și forme tinere de *Spiticeras* (s. l.), *Himalaytes* și *Berriasella*.

Dintre Lamellibranchiate se întâlnescă constant în blocurile fosilifere mai importante *Heterodiceras luci* DÉFR. var. *communis* BOEHM.

In intercalăriile de microconglomerate se găsesc sporadic Belemniti, precum și exemplare deobicei fragmentare de *Lamellaptychus angulocostatus* PETERS (Cumpătul, V. Tufa). *Lamellaptychus angulocostatus* având, după TRAUTH, maximum de frecvență în Hauerivian, în timp ce în Barremian nu apare decât sporadic, este posibil ca nivelul inferior al Stratelor de Comarnic să cuprindă cel puțin partea superioară a Hauerivianului.

b) Nivelul superior este caracterizat prin prezența unor intercalării subțiri (5—10—20 cm) de calcare cu elemente detritice. În regiunea Moroeni, pe malul drept al Ialomiței, aceste calcare sunt foarte bogate în Orbitoline. La N de Moroeni, Orbitolinele din calcarele cu elemente detritice devin din ce în ce mai rare, iar în regiunea Sinaia se întâlnescă în mod cu totul excepțional.

În baza acestui nivel superior am găsit pe Plaiul Hoților (E de cota 1.054), într-o serie de marne foicase cu fețe netede și cu urme de plante terestre, următoarele forme de Ammoniți:

- Phylloceras tethys* D'ORB.
- Pachyphylloceras infundibulum* D'ORB.
- Lytoceras raricinctum* UHL.
- Lytoceras cf. phestum* MATH.
- Barremites difficile* D'ORB.
- Leptoceras subtile* UHL.
- Hamulina* sp. (din grupul *H. fumisugina* UHL.)

Prezența lui *Barremites difficile*, formă barremiană inferioară, în baza nivelului superior al Stratelor de Comarnic, întărește presupunerea că nivelul inferior al acestor strate ar putea să cuprindă o parte cel puțin din Hauerivian.

Stratele de Comarnic au fost urmărite dela Moroeni și până în regiunea Bușteni, în V. Cerbului. Între Sinaia și Bușteni ele ocupă o zonă largă pe malul stâng al Prahovei. Principalele iviri ale conglomératelor din Stratul de Comarnic se situează pe Plaiul Domnesc, unde la E de Sanatoriu Moroeni cuprind și un bloc de calcar tithonic fosilifer de mari dimensiuni; apar apoi



în V. Sgheboiaia, în V. Cărpinișului, pe Plaiul Hoților, în partea de W a orașului Sinaia, unde se întâlnește un alt mare bloc de calcar tithonic fosilifer, pe Cumpătul (aproape de calea ferată, în dreptul km 127) și în V. Șipa. În sfârșit, la N de V. Șipa mai apar o serie întreagă de lentile de conglomerat, urmărită până pe malul drept al Văii Zamura.

2. *Complexul de marne și gresii calcaroase*. G. MURGEANU a descris și a separat acest complex, care urmează în continuitate de sedimentare Stratelor de Comarnic, în împrejurimile Pietroșiței și Moroenilor, atribuindu-i vârstă aptiană.

In regiunea Sinaia, E. JEKELIUS (1928) menționează primul, gresii masive aptiene în V. Sgarburei. Ulterior, N. ONCESCU descrie, între Sinaia și Bușteni o serie de gresii masive, situate sub masa principală a Conglomeratelor de Bucegi. Ii atribuie însă o vârstă barremiană.

Complexul de marne și gresii calcaroase este alcătuit din gresii masive calcaroase și gresii conglomeratice în bancuri groase până la 2—3 m, din marne fin gresoase, moi, stratificate în pături subțiri de câțiva cm, din conglomerate cu ciment gresos și conglomerate calcaroase, formând intercalații metrice. În sinclinalul Prahovei intră, în alcătuirea lui, și calcare recifale, formând mici lentile în regiunea Pietroșița—Moroeni. In regiunea Sinaia, calcarele recifale din sinclinalul Prahovei formează o masă importantă ale cărei raporturi cu seria detritică a complexului nu sunt însă clare. In unitatea denumită în mod obișnuit Pârza Conglomeratelor de Bucegi, complexul de marne și gresii calcaroase este lipsit de calcare recifale.

Complexul de marne și gresii calcaroase din baza Mașivului Bucegi se continuă din Sudul regiunii cercetate (Pietroșița) și până la Bușteni.

Vârsta complexului de marne și gresii calcaroase a fost precizată grație unor exemplare de *Parahoplites treffryanus* ANTHULA (non KARSTEN) provenind din V. Seacă a Caraimanului și determinate ca atare de G. MURGEANU.

Parahoplites treffryanus ANTHULA, una din formele caracteristice ale faunei de tip Clansayes din Caucaz, precizează că în complexul amintit este reprezentată cel puțin partea superioară a Aptianului.

Mai este de menționat că în gresiile calcaroase ale acestui complex se găsesc în mod excepțional și mici Orbitoline (Seciul cu Colți, Plaiul Domnesc).

Alte argumente pentru vârsta complexului de marne și gresii calcaroase ne sunt date de faunele de tip urgonian din calcarele recifale amintite mai sus.

In regiunea Pietroșița—Moroeni, calcarele recifale formează în masa gresiilor o serie de lentile dintre care am cercetat mai îndeaproape pe cele dela Colțul Sălătrucului, dela Cornet și din V. Musceleanului.

La Colțul Sălătrucului, calcarele au o culoare cenușie și pe alocuri sunt foarte bogate în Foraminifere cu testul portelanat, în special în Miliolide. Mai rare ori se întâlnesc Orbitoline. In masa calcarelor se observă zone breciate,



precum și zone cu material detritic de elemente calcaroase rotunjite reunite printr'un ciment marnos de culoare cenușie închisă. Din aceste calcare provine o serie de Pachyodonte care mi-a fost remisă de G. MURGEANU. Pachyodontele sunt în general de talie mică. Genurile *Monopleura* și *Requienia* sunt abundant reprezentate. Deosebit de frecventă este o formă de *Requienia* cu spira înaltă, probabil *Requienia scalaris* PAQ. var. *minor*. DOUV. Mai rar se întâlnesc exemplare de *Matheronia* și mici Requienii carenate (grupul *R. zlatarski* PAQ. *R. petersi* TOULA). Aceste forme se încadrează perfect în associația faunistică a « Urgonianului », aşa cum este cunoscută din localitățile clasice.

La Cornet, pe plaiul dintre V. Ialomiței și V. Voievozilor, calcarele recifale care formează aici o lentilă de proporții reduse, nu conțin Pachyodonte, dar sunt bogate în Miliolide și prezintă, pe alocuri, același aspect de brecie observat la Colțul Sălătrucului.

Pe V. Musceleanului apare o mică lentilă de calcar recifal, a cărui bază este construită din Hydrozoare. Am colectat de aici numeroase exemplare de *Orbitolina discoidea* GRAS., Crustacei (*Goniodromites*, *Laeviprosopon*), Corali (*Stylina*) și Spongieri.

In regiunea Sinaia, toate calcarele situate la W de Calea Codrului, precum și cele care alcătuesc masivele Sf. Ana și Piatra Arsă, sunt calcare recifale cu faună de tip urgonian. Ele nu aparțin, aşa cum s'a presupus mai înainte, Tithonicului și Berriasianului.

Seria de marne fin gresoase cu intercalații subțiri de gresii calcaroase, pe care se reazimă aceste calcare, aparține complexului descris mai sus, dar raporturile calcarelor cu acest complex nu sunt atât de clare ca în cazul lentilelor de calcar recifal din regiunea Pietroșita—Moroeni.

Calcarele recifale din regiunea Sinaia au fost urmărite începând dela N de V. Sgarburei și până în V. Piatra Arsă, pe o distanță de aproximativ 4—5 km.. Pe malul stâng al Văii Peleșului, continuitatea masei de calcar este întreruptă pe o anumită porțiune de o serie de conglomerate gresoase. Unele raporturi dintre calcar și conglomerate sunt neîndoelnic tectonice, dar se mai observă foarte clar aici mularea conglomeratelor pe un relief de eroziune al masivului calcaros dela N de V. Peleșului. Intre V. Peleșului și V. Piatra Arsă, calcarele au o coloare albă-cenușie și sunt în general fosilifere, spre deosebire de cele dela S de V. Peleșului. Ele conțin frecvent Corali și în anumite puncte Orbitoline. Orbitolinele apar chiar și în cariera Piatra Arsă, de unde provin forme de *Berriasella* care l-au determinat pe POPOVICI-HATZEG să atribue Tithon-Neocomianului toată masa acestor calcare.

Pe malul stâng al Peleșului, fosilele sunt mai numeroase. Am găsit aici Orbitoline mici, între care și *Orbitolina discoidea* GRAS., frecvente Requienii, mai rar *Monopleura imbricata* MATH., frecvente Rhynchonelle din grupul *R. lata-R. irregularis* și numeroase exemplare de *Lithophagus*. In același punct am găsit și Crustacei, relativ numeroși, între care două forme persistente din Malmul



superior: *Cyclotyreus reussi* GEMM. și *Cyphonotus oxythreiformis* GEMM. Intre rarele Gasteropode găsite aici, este de menționat *Campichia* sp.

Cu toată cercetarea amănunțită a carierelor din capătul nordic al Masivului Piatra Arsă, nu am întâlnit nicăieri Berriasellele citate de POPOVICI-HATZEG și nici tipul de calcar din care provin.

Judecând după eșantioanele cu *Berriasella* păstrate în colecția Institutului Geologic, este vorba de un calcar mult mai fin, omogen, de un cenușiu-deschis, uniform și foarte bogat în Calpionelle, cu totul deosebit de calcarele recifale care formează Masivul Piatra Arsă. Cum nu găsim în această regiune, pe malul drept al Prahovei, alte iviri de calcar decât cele din carierele Piatra Arsă, s'ar putea ca Berriasellele amintite mai sus să provină din elemente ale conglomeratelor care acoperă discordant masivul recifal.

Cercetările pe versantul de E al Masivului Bucegi nu au depășit baza masei principale a Conglomeratelor de Bucegi. Toate profilele urmărite în văile mai adânc tăiate arată clar o continuitate de sedimentare între complexul de marne și gresii calcaroase din baza Cuvetei Bucegilor și seria Conglomeratelor de Bucegi care urmează în succesiune. Acest fapt ar îndreptăți acordarea unei vârste albiene, cel puțin pentru partea inferioară a Conglomeratelor de Bucegi.

Concluzii. Cercetările întreprinse pe versantul de E al Masivului Bucegi pun în evidență următoarele fapte:

1. Doggerul este reprezentat pe acest versant în baza klippelor tectonice din regiunea Sinaia. Seria de gresii din V. Peleșului, considerată de O. PROTESCU ca barremiană, aparține în realitate Doggerului superior și cuprinde probabil și Callovianul. inferior.

2. Stratélé de Comarnic formează o bandă aproape continuă în baza Masivului Bucegi, fiind urmărite până în regiunea Bușteni. În seria Stratelor de Comarnic se pot separa două nivele, dintre care cel inferior, caracterizat prin intercalării conglomeratice, cuprinde probabil și o parte din Hauterivian.

3. Conglomeratele din nivelul inferior al Stratelor de Comarnic conțin numeroase blocuri remaniate de calcar recifale, cu o faună de tip Stramberg foarte bogată.

4. Complexul de marne și gresii calcaroase, care în sinclinoriul Prahovei urmează în succesiune peste Stratélé de Comarnic, iar în Cuveta Bucegilor apare în baza seriei cretacice deasupra calcarelor jurastice de pe versantul de Est, aparține, în parte cel puțin, Aptianului. În regiunea Pietroșița—Moroeni cuprinde lentele de calcar recifale cu Orbitoline și cu Pachydonte propriile asociației faunistice a Urgonianului.

5. În afară de klippele tectonice menționate în regiunea Sinaia, toate celelalte calcare cuprinse între V. Sgarburei și V. Piatra Arsă și atribuite mai înainte Tithonicului și Berriasianului, sunt în realitate calcare recifale cu faună de tip urgonian.



6. Conglomeratele de Bucegi sunt în continuitate de sedimentare cu complexul de marne și gresii calcaroase de vîrstă aptiană din baza Cuvetei Bucegilor, astfel că cel puțin partea lor inferioară poate fi atribuită Albianului.

Şedința din 29 Martie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— GH. ATANASIU.— **Prospecțiuni magnetice efectuate în jud. Putna¹⁾.**

— MIRCEA POPOVĂT.— **Cartarea pedologică experimentală în Nordul jud. Dolj.**

Este bine cunoscută importanța cartărilor de amănunt, atât în geologie, cât și în pedologie. Asemenea cartări nu au putut fi executate până acum în pedologie, ele necesitând un număr mult mai mare de specialiști decât cel de care dispunem până în prezent. Telul lucrărilor pe teren, al căror rezultat este expus în nota de față, a fost, de o parte, instruirea pedologilor cartatori și, pe de alta, punerea de jaloane pentru o metodă de cartare amănunțită. În cercetările pe teren am fost întovărășit de 3 practicanți care, după o perioadă de inițiere, au devenit colaboratori, lucrând împreună cu noi și sub conducerea noastră la ridicarea hărților. Numele celor trei practicanți și colaboratori sunt MIRCEA SPIRESCU, STEFAN CÂRSTEIA și CONSTANTIN HARET.

Terenul a fost parcurs pe jos, utilizându-se hărți topografice la scara 1 : 20.000, studiindu-se profilele solurilor în gropi săpate special și în sondaje executate cu sonda de mână, distanțate la 200 m, cel mult 300 m unele de altele. În prealabil fuseseră stabilite criteriile de examinare a morfologiei profilelor, notându-se următoarele caracteristici pentru fiecare orizont: culoarea, textura, structura, constituția (compacitatea, porozitatea, consistența), gradul de umiditate a materialului, din care se deducea drenajul intern în profil, efervescența cu acid clorhidric, manifestările vizibile ale carbonatului de calciu, efectele acțiunii faunei solului, pătrunderea și natura rădăcinilor, și scheletul solului.

Au fost executate următoarele hărți:

1. Harta solurilor,
2. » eroziunii solurilor,
3. » utilizării actuale a terenului,
4. » utilizării raționale a terenului,
5. » pantelor medii,
6. » texturii la suprafață.

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



Regiunea cercetată, în suprafață de ceva mai mult de 6000 ha, se află la 32 km N de Craiova și este străbătută de Pârâul Amaradia. La W, limita trece prin Păd. Arpadia, Păd. Piscupia, o fâșie trece prin lunca Amaradiei, conținând satul Drumul Mare - Bodăești, iar la E prin Dealul Muierii. Face parte din zona dealurilor joase ale Olteniei, apărând ca un platou brăzdat de foarte numeroase văi, ajungând la 100 m adâncime, ce se varsă în Amaradia sau în afluentul acesteia, P. Plosca. Platoul este constituit din depozite levantine. La suprafață se găsește o argilă cenușie, conținând nodule calcaroase. Sub aceasta se astern strate de nisipuri cu pietriș, apoi, mai jos, alternanțe de nisipuri cu argile cenușii lignitifere sau chiar cu lignit în strate subțiri. O a doua pătură de nisip cu pietrișuri se găsește la baza malurilor văilor.

Văile ce brăzdează platoul au un profil transversal simetric, scoborind la început în pantă ușoară, apoi din ce în ce mai iute spre fundul lor. Dealurile văilor se întâlnesc 2—3 îndulciri ale pantelor, niște « terase de alunecare », care pot fi continue, începând puțin mai jos de origina văii și terminându-se la gura ei, sau, de cele mai multe ori, sunt întrerupte. Ele provin din vechi alunecări în masă peste unul din stratele de argilă. În general, locul de desprindere, grație eroziunii ulterioare, nu mai prezintă pante prea abrupte și este acoperit cu vegetație și cu soluri în formare, afară de cazul când intervenția omului a reînviat eroziunea. Fenomenul de desprindere și alunecare continuă și acum, fiind întreținut, pe de o parte, de pânza de apă freatică ce se manifestă către fundul văilor prin izvoare, pe de altă parte, prin defrișarea pădurilor și cultivarea unor terenuri cu totul inapte pentru aceasta. În fig. 1, blocul-diagramă arată rocele din adâncinie, relieful și solurile ce se găsec obișnuit pe diferitele forme ale terenului.

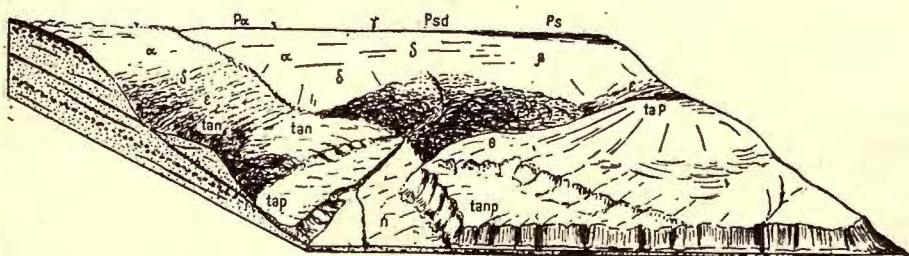


Fig. 1.

Pe toată suprafața regiunii se întindea o pădure neîntreruptă, ce a fost încetul cu încetul defrișată, pe măsură ce populația se înmulțea. Chiar acum suprafața ocupată de păduri este mare, dar acestea sunt cu totul degradate. Tăieturile facându-se foarte des, cea mai mare parte a pădurilor sunt lăstari de 1 — 5 ani. Vitele, în special oile și caprele, se plimbă nestingherite printre lăstari, distrugând atât vegetația cât și solul. Numai câteva vechi

păduri ale Statului, ca Arpadia, Piscupia, Goliumbul, fac excepție, copacii lor având răgazul să ajungă la maturitate. Pe platou, pădurile sunt constituite în special din *Quercus cerris*, cu *Quercus conferta*, întinzându-se mai mult pe pantele ușoare, spre fundul văilor apărând *Quercus sessiliflora* și fagul.

Din punct de vedere al formării solurilor, regiunea se află în zona de podzolire, toate solurile manifestând o podzolire mai mult sau mai puțin pronunțată. Se găsesc soluri brune podzolice, cu trecere pe nesimțite spre podzoluri. Pe creste, în special, pătura de argile cu nodule calcaroase fiind mai groasă, spălarea carbonatului de calciu în profil a fost mai anevoieasă, ceea ce a dus la formarea unor rendzine cu un caracter particular, despre care vom vorbi îndată. Suntem înclinați a crede că cea mai mare parte a platoului a fost acoperită odată cu astfel de rendzine, solurile actuale provenind din podzolirea mai mult sau mai puțin înaintată a acestora. Stările de transiție ce se întâlnesc des par a îndreptăți presupunerea noastră.

Pentru scara mare la care s'a lucrat (1: 20.000), tipurile genetice de sol au trebuit să fie împărțite în subtipuri. Podzolurile care se găsesc pe creste, unde terenul este cel mai puțin înclinat, trec pe pante în soluri brune podzolice, în cea mai mare parte provenind din resolificarea vechilor podzoluri mai mult sau mai puțin erodate, dar care nu pot ajunge din nou la podzolirea netă, din cauza eroziunii ce se continuă. Aceste soluri au fost împărțite, pe baza caracterelor morfologice ale profilelor și ale rocelor-mame, în mai multe subtipuri de podzoluri și de soluri brune podzolice înrudite, însemnându-le cu simbolurile $P\alpha$, α , $P\beta$, β , ... (vezi fig. 1).

Solurile identificate în regiune se pot grupa astfel: soluri de creastă, soluri de pantă, soluri de «terase de alunecare», soluri de vale.

Soluri de creastă. Sunt trecute aici solurile care au suferit cel mai puțin de eroziune, ele găsindu-se pe creastă sau în apropierea imediată a acesteia, pe pantele relativ dulci. Cele mai interesante soluri sunt acele ce constituie complexul de Piscupia, caracterizat prin treceri brusce, pe o suprafață de 2 — 3 m², dela rendzine la soluri brune de pădure. Iată descrierea succintă a unei secțiuni, cu cele două profile alăturate:

Primul profil: A, gros de 20 — 60 cm, lut sau lut argilos de culoare închisă, structură mic-nuciformă. Efervescența slabă numai în jurul nodulelor răspândite în masă.

B, gros de 30 — 100 cm, lut argilos sau argilă, cenușiu-castaniu, în jos brun-cenușiu, bulgări columnari, umed. Efervescența numai în jurul nodulelor calcaroase.

C, la 60 — 130 cm adâncime, lut argilos cenușiu sau galbui, umed, frecvente nodule calcaroase. Concrețiuni calcaroase digerate alături de bobovine. Mai adânc, pe la 150 — 200 cm, argila sau lutul argilos nu mai face efervescență.



Al doilea profil, la un metru numai de precedentul, solul prezintă un orizont A, gros de 20 — 30 cm, lut brun-negricios, nuciform-colțuros cu numeroase nodule calcaroase în masă, trecând de obicei net în lutul argilos sau argila cenușie cu nodule calcaroase frecvente.

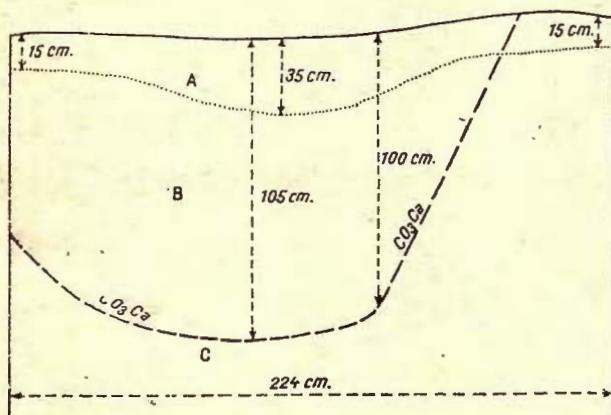


Fig. 2.— Profilul solului în complexul Piscupia explicat de microrelief.

dulele au rămas nedisolvate, ceeace n'a permis formarea orizontului B. Figura 2 explică formarea complexului de Piscupia.

Solurile din complexul de Piscupia sunt foarte fertile, în contrast cu solurile podzolice vecine. Ele sunt excelente soluri pentru cultura grâului, rădamentul fiind mai mare în anii puțin ploioși decât în anii ploioși, când impermeabilitatea orizonturilor inferioare face ca solul să se îmbibe cu apă, dăunând astfel vegetației.

Puțin răspândite se găsesc și rendzine simple sau rendzine degradate, formate adesea pe vechi soluri erodate până în orizontul C, sau pe coluviu calcaros.

Solurile brune podzolice α se găsesc pe creste cu pante ușoare, având un orizont B lut argilos până la argilă, cu numeroase bobovine. Se disting totdeauna două suborizonturi în B, cel inferior având culoarea mai închisă și bobovine mai numeroase. Sunt formate pe lut argilos sau argilă cenușie cu nodule calcaroase. Podzolurile Pα se deosebesc adesea greu de solurile brune podzolice α. Cultivarea face de multe ori să nu se poată desluși orizontul A₁. Uneori, prin eroziune, se poate să se piardă orizontul A₁, la suprafață să apară A₂, ce se transformă cu încetul în A₁, în timp ce dedesupră începe să fie atacat orizontul B, dând naștere unui suborizont de transiție A₂-B.

Solurile β se formează pe pantele din apropierea crestelor, cu orizontul B împărțit în două suborizonturi: B' lut argilos sau argilă de culoare închisă,

Formarea acestor soluri cu profile atât de deosebite se datorează microreliefului, cu mici depresiuni separate prin praguri, denivelarea netrecând de obicei de 10 cm. Umezeala mai mare păstrată în adâncitură a dus la disolvarea nodulelor calcaroase, lesivarea orizonturilor supérieure și mobilizarea argilei, cu formarea unui orizont B compact. Pe prag, apa scurgându-se repede, no-



B" de culoare mai deschisă, uneori cu pete roșcate. Sunt soluri ce se întâlnesc destul de rar.

Solurile γ se găsesc pe pante potrivite în preajma solurilor Piscupia, ca o trecere între acestea și solurile α. Au orizontul B nedivizat, de culoare împăriță castaniu cu cenușiu. Se împart în soluri brune podzolice și podzoluri.

Soluri de pantă. Solurile se găsesc numai pe pante, între regiunea de creastă și fundul văii. Pantele sunt mari, iar solurile predispuse eroziunii puternice.

Solurile δ sunt formate pe roce argiloase. Orizontul B, nedivizat în suborizonturi, este un lut argilos în care se găsește nisip grosier sau pietriș în cantități apreciabile. Au fost separate soluri brună podzolice δ și podzoluri Pδ.

Solurile ε sunt foarte des întâlnite pe pante, între soluri foarte erodate sau în regiunea teraselor de alunecare. Sunt formate pe nisipuri ce apar între păturile de argilă sau când acestea au fost în prealabil erodate. Orizontul B este lut argilos, trecând de obicei treptat spre nisip, adesea pe grosimi foarte mari. În nisipul ce constituie roca-mamă se găsesc de multe ori aglomerări masive de calcar. Se deosebesc soluri brune podzolice ε și podzoluri Pe.

Solurile θ formate pe nisip, cu orizontul B lut, se găsesc în regiunea teraselor de alunecare, luând naștere, de cele mai multe ori, pe nisipuri ivite la zi printr-o eroziuncă veche. Sunt soluri relativ tinere, dar în evoluție normală. Deosebim soluri brune podzolice θ și podzoluri Pθ.

Soluri de terase de alunecare. Termenul de « terase de alunecare » este luat aici în sensul cel mai larg, cuprinzând întreaga porțiune a văii în care s'a produs atât desprinderea cât și alunecarea, fie că se distinge o singură terasă de alunecare, fie că sunt două sau trei. Înțelegem atât malurile de desprindere, cât și terasele propriu zise. În multe cazuri, malurile de desprindere prezintă roca la zi, obișnuit nisipul. Pe terasă s'a acumulat tot materialul îndepărtat prin eroziunea ce continuă și acum, din malul de deasupra, mai mult sau mai puțin abrupt. Din loc în loc, pe mici întinderi, s'au format soluri din tipurile enumerate la grupa « soluri de pantă ». Aceste soluri sunt atât de variate și pe suprafețe atât de reduse, încât nu pot fi separate pe hartă.

Deosebim următoarele complexe : tan, cu soluri mai mult sau mai puțin întregi, soluri erodate, coluviu nisipos și nisip scos la zi prin eroziune; tanp, complex de soluri formate pe nisip, nisipul scos la zi, coluviu nisipos, în care se găsește și pietriș; tap, complex de soluri, rocă la zi și coluviu; roca predominantă fiind lut, lut argilos sau chiar argilă, în care se găsește diseminat pietriș; taP, complex în care solurile ce se găsesc peici, colo, sunt podzoluri, în general din grupa celor ce se formează pe nisipuri.

Soluri de vale. În această grupă se găsesc aluvioniile și coluviu mai mult sau mai puțin solifificate, ce acoperă fundul văilor și luncile. În general,



procesul de solificare este foarte înapoiat, din cauza aportului mereu înnoit de material depus. Solificarea este obișnuit mai înaintată pentru luturi decât pentru nisipuri, primele fiind depunerii mai vechi. În multe părți, lutzul solificat a fost acoperit cu viituri nisipoase mai noi.

Depozitele din lunci și fundul văilor sunt cultivate. Productivitatea este foarte variată, slabă pe nisipuri, foarte bună pe luturi și luturi nisipoase. Gunoiu de grăjd contribue la formarea unei structuri mai prielnice. Cel mai bun mijloc pentru mărirea productivității și grăbirea solificării acestor depunerii este cultivarea lucernei, care dă rezultate excelente.

În tabloul I prezentăm frecvența diferitelor tipuri de soluri.

TABLOUL I
Intinderea diferitelor tipuri de soluri

Felul solurilor	Suprafață	
	Hectare	%
Complex de soluri Piscupia și rendzine . . .	689	11,0
Soluri brune podzolice de creastă	626	10,0
Soluri brune podzolice de pantă	889	14,2
Podzoluri de creastă	801	12,8
Podzoluri de pantă	328	5,2
Complexul solurilor de pe terasele de alunecare	1.585	25,3
Soluri neevoluate și roca la zi	36	0,6
Soluri de vale	1.308	20,9
Total	6.262	100,0

Eroziunea solurilor. Eroziunea geologică, lentă, a fost foarte activă în regiunea studiată, dar aceasta nu prezintă în general un pericol prea mare. Eroziunea cea mai gravă este eroziunea accelerată, produsă prin intervenția omului. Ea este datorită defrișării pădurilor, păscutului nerational și cultivării nesistematice.

Răul poate fi îndreptat de cele mai multe ori prin mijloace simple. Astfel, o replantare în unele părți mai greu încercate de eroziune, între care sunt terasele de alunecare ce trebuie cu totul scoase din cultură, aratul pe curbele de nivel, cultivarea în solamente cu fâșii înnierbate, sunt procedee ce se pot aplica în majoritatea cazurilor.

Între sectoarele în care distrugerea este foarte gravă și reclamă lucrări serioase este versantul spre Amaradia al D. Moimanului, la satul Slămnești. Un cot al pârâului lovește continuu în mal, provocând surparea lui. Alunecările de teren sunt provocate de o pânză de apă subterană ceiese în câteva izvoare abundente la poalele dealului, într-o argilă lignitiferă. În acest sector trebuie efectuate lucrări de captare a apelor subterane și de dirijare a lor prin drene, cât și de rectificare a cursului Amaradiei. Având în vedere gravitatea situației,



trebuie începute fără întârziere lucrări de îmbunătățire, după o ridicare de planuri detaliate, executate de specialiști în geniu rural.

In tabloul II sunt prezentate suprafetele după intensitatea și după natura eroziunii.

TABLOUL II
Eroziunea solurilor

Intensitatea eroziunii	Natura eroziunii
Neapreciabilă *)	Eroziune de suprafață . . 43,9%
Slabă	Eroziune de adâncime . . 35,4%
Moderată	Alunecări cu eroziune de suprafață 14,2%
Puternică	Alunecări cu eroziune de adâncime 2,9%
Foarte puternică	Alunecări vechi fixate . . 3,6%
*) Eroziunea neapreciabilă se repartizează astfel: 16,7% în luncă și 15,7% pe dealuri	

Utilizarea terenului. In tabloul III se dau suprafetele, calculate după harta executată, reprezentând utilizarea actuală a terenului.

TABLOUL III
Utilizarea actuală a terenului

	Hectare	%
Teren arabil	3.146	50,2
Pomi fructiferi	244	3,9
Vii	60	1,0
Grădini de zarzavat	14	0,2
Izlazuri	686	11,0
Izlazuri degradate	308	4,9
Păduri	60	1,0
Plantații de salcâm	1.813	29,0
Sate, construcții, etc.	2.082	33,3
	269	4,3
	348	5,5

In tabloul IV se indică, în linii generale, care ar fi utilizarea rațională. Suprafetele ce trebuie rezervate pădurilor apar relativ reduse, deoarece terenurile actualmente sub pădure, dar care pot fi cultivate, au fost trecute la categoria



din urmă. Se înțelege, aceasta s'a făcut numai pentru a se arăta situația de fapt, în practică nu se poate admite scoaterea pădurilor existente, chiar dacă nu s'ar periclită solul.

TABLOUL IV
Plan general de utilizare rațională a terenului

	Hectare	%
Cultivabil fără restricții	87	1,4
Cultivabil după măsuri simple de ameliorare și conservare	1.470	23,5
Cultivabil după măsuri complexe de ameliorare și conservare	681	10,9
Pomi fructiferi, fânețe, vii în terase	881	14,1
Păduri	2.795	44,6
Sate, construcții, curți, etc.	348	5,5

Concluzii. Solurile predominante în regiunea cercetată sunt podzoluri și brune podzolice. Spre extremitățile mai înalte ale regiunii, în special în partea de E, eroziunea solurilor este mai înaintată. Pe când eroziunea a provocat pierderea părții superioare a profilului, procesul genetic activ l-a refăcut parțial, astfel că în multe cazuri solurile brune podzolice nu prezintă decât un stadiu de refacere a podzolurilor.

O categorie importantă de soluri este aceea a complexului de Piscupia. Împreună cu rendzinele, ele sunt singurele soluri fertile, presărate printre solurile foarte sărace, podzolite, de pe platouri. Pantele numeroaselor văi ce brăzdează platoul sunt ocupate de soluri puternic erodate, rocă la zi și viituri ce n'au nicio valoare agricolă. În văi se găsesc coluvii și aluviuni în diferite stadii de solificare incipientă. Ele pot deveni fertile prin îngrășare.

Dintre hărțile lucrate prezentăm numai două, reduse la scara 1:50.000, anume: harta solurilor, simplificată pentru scara de publicare, și harta eroziunii.

Ședința din 1 Aprilie 1949

Președinte: Prof. I. ATANASIU.

— A. MAMULEA. — Cercetări geologice în partea de Est a Basinului Hațegului. (Comunicare preliminară).

Regiunea studiată este cuprinsă între Masivul Retezatului la S, Masivul Sebeșului la N și Râul Mare la W.



Din punct de vedere morfologic, regiunea este caracterizată printr'un relief domol, cu excepția zonei de margine care este mai accidentată. Partea de E a regiunii formează un platou cu altitudinea de cca 800 m și prezintă o înclinare generală spre SW. Relieful platoului este complicat de numeroase doline, văi fără scurgere și chei înguste. Partea centrală și de apus a regiunii este ocupată de un șes larg, care prezintă caracterele unei câmpii piemonteeze.

Valea cea mai importantă care străbate regiunea este V. Streiului, care primește de pe partea stângă apele ce sunt drenate din Retezat, adică: Râul Bârbat, Râul Alb și Râul Mare, iar pe partea dreaptă, văile ce coboară din Sebeș: Fizești și Ohaba.

Ultimul studiu geologic al regiunii a fost făcut de F. LAUFER¹⁾.

Stratigrafia. Regiunea studiată poate fi împărțită, din punct de vedere stratigrafic, în următoarele 3 zone.

Zona nordică este formată din șisturi cristaline și depozite aparținând Jurasicului și Cretacicului inferior.

Zona intermediară, alcătuită din conglomerate și gresii.

Zona sudică.

1. **Zona nordică.** Șisturile cristaline au fost studiate pe o zonă îngustă, atât cât a fost necesar pentru încadrarea bazinului. Ele aparțin în majoritate Cristalinului catamesozonal sau grupului I (MRAZEC) și în partea de W Cristalinului epizonal care, după MRAZEC, aparține grupului II. Rama de N a regiunii studiate este formată aproape în întregime din gneiss ocular roșu, ce conține mult biotit. Masivul de gneiss este străbătut de numeroase filoane de pegmatit. În partea de S a regiunii apar șisturi cu mică albă, biotit, amfibolite.

Afară de zona cristalină, care înconjoară bazinul la N și S, mai apar în interiorul bazinului iviri de roce metamorfice, în plin sedimentar, dintre care cităm micașisturile dela gura Văii Ciuta, ivirile dela N de Barul Mare și lama de gneiss alb dela Păroși-Peștere.

Peste șisturile cristaline urmează, dispuse transgresiv, depozitele jurasice. Cele mai vechi depozite sedimentare sunt gresiile liasice din Nordul regiunii, care apar în jurul localității Cioclovina. Ele sunt alcătuite din conglomerate și gresii, în care LAUFER a descoperit o bogată floră fosilă.

Deasupra lor urmează gresii fine cu *Entolium renevieri* (OPPEL), pe care, datorită poziției lor stratigrafice și fosilei găsite în ele, le considerăm ca aparținând Doggerului. Studiul micrografic arată că aceste gresii sunt alcătuite din elemente angulare și subangulare de cuarț, lamele de muscovit și sericit, cimentate cu calcedonie.

¹⁾ An. Inst. Geol. Rom., Vol. I (1921—1924), București, 1925.



Jurasicul superior este reprezentat prin gaize-e și spongolite care până în prezent nu au fost cunoscute. Ele apar în continuitate de sedimentare cu gresiile doggeriene. Gaizele sunt caracteristice prin constituția lor fină. Ele au culoarea galbenă spre roz. La partea inferioară sunt poroase și cu vinișoare de calcit; către partea superioară, gaizele devin compacte și foarte silicioase, prezintând totodată și o spărtură conchoidală. Studiate la microscop, se observă că ele sunt formate din material heterogen. Cimentul este reprezentat mai ales prin calcedonită. Deasemenea, se observă numeroși spiculi de Spongieri monoaxoni, triaxoni, polyaxoni. Pe fondul gălbui sau roșiatic al rocei se observă zone colorate mai deschis, mult mai compacte decât restul rocei, cu o structură fină, câteodată cu aspect cornos, asemănătoare silexului. Periferic, aceste accidente silicioase trec gradat la structura gaizei sau spongolitului. Studiate la microscop, se observă că sunt alcătuite din calcedonită, opal și spiculi de Spongieri. Materialul detritic lipsește.

Accidentele silicioase menționate le-am identificat cu chertele descrise de CAYEUX.

Bazați pe poziția lor stratigrafică și paralelizându-le cu formațiuni similare descrise în regiuni apropiate, le considerăm ca aparținând Callovian-Oxfordianului.

Calcarele fine, de culoare roz, care apar pe V. Vrateca, mai sus de Pârâul Grazioni, se pot urmări și în partea de N a regiunii studiate. Ele se rezamă concordant pe gresiile doggeriene. În afară de un rest de *Belemnites* nedeterminabil, nici am observat alte urme de viețuitoare. La microscop, aceste calcare apar formate din granule fine de carbonat de calciu.

Către partea superioară, calcarele fine trec gradat în calcare coraligene oolitice, masive, de culoare albă, roz, roșie-gălbui, cu aspect porțelanos. Spre deosebire de calcarele fine, de culoare roz, din partea inferioară, calcarele superioare conțin numeroase urme de fosile, care din nefericire nu se pot separa din rocă, fiind intim legate de cimentul rocei. Ele apar în relief la suprafața spărturilor de calcar, datorită diferenței de solubilitate în apă a cimentului față de materialul din care sunt alcătuite fosilele.

Calcarele capătă o desvoltare mare în zona situată aproximativ la N și la E de linia Fizeștii de Sus—Federi—Ohaba-Ponor—Ponor, unde formează fâșii orientate NE—SW. Examinate la microscop, se observă în calcarele superioare o variație a structurii. Partea inferioară a acestor strate este colorată în roșu, iar structura lor este pseudo-oolitică. Granulele, au dimensiuni mici, iar conturul lor este sferic sau poligonal. La unele granule se mai observă încă urme de structură concentrică. Structura pseudo-oolitică a acestor calcare se schimbă și, către partea superioară, ea devine oolitică, iar culoarea trece în alb. Diferențele observate în structura lor, prezența fosilelor, precum și poziția stratigrafică, ne fac să atribuim calcarele inferioare roșii, cu structură fină, Kimmeridgianului, iar pe cele superioare, cu structură pseudo-oolitică și oolitică, care conțin



și resturi de Corali, le atribuim Tithonicului. Calcarele tithonice reprezintă un facies litoral, coraligen și oolitic. Structura oolitică poate fi observată bine numai la microscop, ea se poate distinge numai foarte rar cu ochiul liber. Structura pseudo-oolitică, după părerea unor autori, provine fie datorită unui început de cristalizare a nămolurilor calcaroase, fie prin distrugerea unei structuri oolitice primare.

Se admite, deci, pentru geneza pseudo-oolitelor, două procese diferite. Credem că denumirea de pseudo-oolite ar putea să fie păstrată pentru cazul în care materialul primar din care au luat naștere pseudo-oolitele este reprezentat printr'un precipitat de carbonat de calciu, care prin cristalizare parțială formează acele aggregate sferoidale. Pentru cazul în care pseudo-oolitele provin din recristalizarea oolitelor, credem că ar fi mai nimerit ca ele să fie numite oolite degenerate.

Structura pseudo-oolitică a calcarelor din regiunea noastră provine din recristalizarea parțială a precipitatului calcaros. Calcarele tithonice încheie primul ciclu de sedimentare jurasică, după care urmează o fază continentală, când se depun bauxitele și gresiile roșii.

La microscop, în lumină paralelă, se observă că roca este formată dintr'o masă argiloasă cu foarte mult hidroxid de fer. În masa argiloasă se disting sferolite roșii, cu nuanțe deosebite de aceea a masei fundamentale, și cristale mici, transparente, de culoare albă-cenușie. Rareori se observă și sferolite cu structură concentrică oolitică. Lipsa mineralelor individuale din masa rocei ne îndreptățește să tragem concluzia că aluminiul se găsește diseminat în masa rocei sub formă de alumogel.

Asupra vârstei și originii bauxitelor părerile sunt împărțite. Bauxitele se cunosc începând din Paleozoic până în Cuaternar, asociate cu roce de origine continentală, lacustră, eruptive și metamorfice.

Geologii sovietici descriu depozite de bauxit din Silurian, Devonian, Carbonifer; în Germania se cunosc bauxite triasice, în Italia, Franța, Serbia și țara noastră, ele sunt situate în majoritate imediat deasupra calcarelor jurasice.

Asupra genezei bauxitelor s-au emis diferite ipoteze. ARHANGELSCHI citează depozite de bauxită de origine marină. Pentru bauxitele din Franța s'a admis o origine metasomatică. Unii sunt de părere că bauxitele reprezintă reziduul rămas în urma solubilizării carbonatului de calciu din calcare. Alții cred că ele au luat naștere prin degradarea lateritelor. În sfârșit, mai sunt ipoteze care admit o origine eoliană; hidrotermală, etc.

Pentru bauxitele din regiune credem că este posibil ca ele să se fi format pe seama reziduului argilos rămas după disolvarea carbonatului de calciu din calcare.

Alcalinitatea, datorită prezenței ionului de Ca al soluțiunilor care circulă prin aceste reziduuri, determină o levigare intensă a silicei. În acest fel se produce o sporire a procentului de aluminiu față de siliciu. Această afirmație

este în acord cu principiile alterării izoelectrice, care prevăd o mobilizare a părții acidooide a complexului argilos, ori de câte ori alcalinitatea soluției corespunde unei valori pH mai mare decât cea corespunzătoare punctului izolectric al complexului argilos.

Bauxitele sunt acoperite de un strat de conglomerate mărunte și gresii cu stratificație evident continentală. Aceste formațiuni au fost considerate de LAUFER ca reprezentând baza Cenomanianului. În realitate, ele sunt situate între calcarele tithonice și cele barremiene. Intrucât nu le putem paraleliza cu niciuna din formațiunile cretacic-inferioare, cunoscute în alte regiuni, le vom denumi gresii infracretacice.

Transgresiv și concordant cu formațiunile de bauxit și gresii infracretacice, urmează calcar masive, albe, cu granulație fină, foarte bogate în resturi de Pachiodonte. La partea inferioară, acestea se prezintă brecifiat, cimentate cu hematit. La microscop se observă secțiuni în Biloculine, Textularii, Quinqueloculine, Rotalii, etc.

Prezența Pachiodontelor, aspectul macroscopic, cât și caracterele observate la microscop, ne fac să credem că aceste calcar aparțin Barremianului. În sprijinul acestei ipoteze vine și faptul că ele sunt situate deasupra bauxitelor.

Către partea superioară, calcarele barremiene trec gradat spre calcare rufoase și conglomerate calcaroase, în care apar Orbitoline asociate cu Alge. Formațiuni identice au fost semnalate și de MIRCEA ILIE în Munții Metaliferi și considerate Aptian interior. Paralelizând seria calcarelor și conglomeratelor calcaroase din regiune cu cele din Munții Metaliferi, concludem că și acestea trebuie să fie de vîrstă aptian-inferioară.

Calcarele apțiene inferioare sunt acoperite discordant de conglomerate cuarțitice, în care apar Orbitoline și resturi de *Ostrea*. Poziția lor stratigrafică ne înclină să le considerăm aptian-superioare.

2. Zona intermedieră. A doua exondare are loc după depunerea conglomeratelor cu *Orbitolina* și *Ostrea*. Cât timp durează această fază continentală se depun gresiile silicioase albe ce stau în baza Cretacicului superior. Aceste gresii sunt bine deschise la Ohaba-Ponor, chiar sub biserică din localitate. În câteva puncte: la Ohaba-Ponor, V. Dreptului și V. Dosului se găsesc în această formație intercalații de cărbune lucios.

Prezența cărbunelui, stratificația încrucișată, precum și lipsa resturilor de viețuitoare marine, ne îndreptătesc să admitem că aceste gresii sunt continentale. Pentru că nu le putem paraleliza cu niciuna din formațiile cretacic-superioare din regiunile mai apropiate, le vom denumi infracenomaniene.

C e n o m a n i a n. Al treilea ciclu de sedimentare din regiune începe cu Transgresiunea cenomaniană. Aceasta este marcată prin conglomerate mărunte cu Rudiști. Odată cu ea, regiunea intră într-o nouă fază marină, a treia în ordine cronologică.



In formațiunile cenomaniene am deosebit următoarea succesiune stratigrafică: la bază stau conglomerate și gresii mărunte cu Rudiști, urmează un strat gros de 0,70 m, format exclusiv din cochilii de *Transilvanella*, apoi marne cu intercalări de argile șistoase în care apar numeroase fosile și gresii micacee. Din formațiunile cenomaniene am determinat următoarea faună fosilă:

- *Acanthoceras rothomagense* DEF.
- Nautilus munieri* CHOIFFAT
- Aporrhais coarctata* GEIN.
- Protocardium hillanum* Sow.
- Panopea acutisulcata* D'ORB.
- Scafarma ponticeriana* STOL.
- Janira quinquecostata* Sow.

T u r o n i a n . Discordant cu formațiunile cenomaniene urmează o serie de strate alcătuite din gresii groși și alternanțe de conglomerate și gresii. Aceste formațiuni cuprind o faună bogată din care am determinat:

- Acteonella gigantea* Sow.
- Acteonella glandiformis* Zk.
- Acteonella lamarki* Zk.
- Cardium turoniense* WOODS
- Cerithium goldfussi* Zk.
- Corbula elegans* Sow.
- Rhynchonella plicatilia* Sow.
- Inoceramus labiatus* SCHLOT.

Seria depozitelor turoniene se termină cu strate de conglomerate în care se găsesc numeroase resturi de *Acteonella gigantea* Sow. și *Hippurites* sp.

S e n o n i a n . Peste formațiunile turoniene urmează o succesiune de marne și gresii care ocupă o suprafață, mai mult sau mai puțin eliptică, în partea de mijloc a regiunii studiate. El este dispus transgresiv peste formațiunile mai vechi. Intre Ohaba de sub Piatră și V. Dosului, contactul între Senonian și Cristalin este tectonic.

Senonianul inferior prezintă facies de Fliș. Partea lui inferioară este formată din marne curbicortice și gresii șistoase, fine și albe. Stratele de gresie au fost numite de LAUFER « Gresii de Fizești ». Cu toate că Gresiile de Fizești sunt bine dezvoltate, ele sunt lipsite de macrofosile. În secțiuni subțiri se recunosc deșul de ușor resturi de *Globotruncana linnéi* D'ORB. Către partea superioară, Gresiile de Fizești trec în marne a căror grosime nu depășește 8 m. Ele sunt urmate de alternanțe de gresii și marne puternic dezvoltate. Seria depozitelor senoniene este încheiată de gresii masive, groase. După poziția lor stratigrafică, complexul de marne și gresii aparține Senonianului inferior.



Complexul de strate senoniene inferioare este acoperit discordant de Gresiile de Livadia, din care NOPCSA a determinat o faună caracteristic campaniană.

D a n i a n. Prezența Danianului a fost dovedită de NOPCSA pe bază de fosile, descoperite în Bazinul Hațegului. El consideră ca aparținând Danianului, seria formată din alternanțe de gresii și marne violacee, precum și bolovănișurile roșii.

Cercetările noastre ne-au condus la concluzia că trebuie considerate daniene numai formațiunile lacustre de gresii și marne violacee ce apar în regiunea Văii Dâlzii, Văii Sibișelului până la Sân Petru, precum și argilele roșii ce apar la Pui, în patul Râului Bărbăt. Conglomeratele și bolovănișurile roșii sunt formațiuni mult mai noi.

Complexul de gresii și marne daniene formează o boltă anticinală al cărei ax trece ceva mai la W de Ciopeia și ține până în apropiere de localitatea Valea Dâlzii. Această boltă anticinală împarte regiunea Hațegului în două părți, a căror constituție geologică diferă una de alta. Partea de E o vom numi Bazinul Pui, iar cea dela W Bazinul Sarmisegetuzei, denumiri luate după localitățile mai importante din regiune.

3. Zona sudică. Paleogen. Bolovănișurile roșii ce apar ca petece izolate în regiune au fost considerate daniene. Ele sunt însă discordante cu formațiunile de gresii și marne din care NOPCSA a recoltat fauna de Dinosaurieni. Pentru acest motiv ele trebuie considerate ca formațiuni mai noi decât Cretacicul superior. Din nefericire, conglomeratele și bolovănișurile sunt complet lipsite de fosile. Cum în regiune transgresiunea imediat superioară începe cu formațiunile tortoniene care stau transgresiv peste bolovănișurile roșii, vom considera deci formațiunile roșii ca aparținând Paleogenului și Mioce-nului inferior.

T o r t o n i a n. Formațiunile tortoniene sunt cunoscute încă dela primele cercetări geologice asupra regiunii. Ele au fost bine studiate de NOPCSA, care aduce în literatură liste bogate de faună fosilă. Urmărirea Tortonianului pe teren este destul de dificilă, întrucât el este în bună parte acoperit, fie de Sarmatian, fie de depozitele cuaternare ale conurilor de dejecție. Din punct de vedere lithologic, Tortonianul este alcătuit în bază din conglomerate și gresii, peste care urmează strate de marne și argile: vinete, albastre, groase. El alcătuiește un sinclinal larg, cuprins între Cristalin la S și Cretacic la N.

Printre fosilele noi găsite în regiune vom cita formele de mai jos.

Dintre Foraminifere:

Eponides umbonata MONTF.

Gyroidina soldani D'ORB.

Nodosaria sp.

Quinqueloculina sp.

Textularia sp.



Dintre Gasteropode:

- Turitella bicarinata* EICHW.
- Turitella cf. subangulata* BROCC.
- Natica helicina* BROCC.
- Ringicula buccinea* DESH.
- Turbanilla costelata* GRAT.
- Pleurotoma spiralis* SERR.
- Pleurotoma rotata* BROCC.
- Mitra cupressima* BROCC.
- Aporrhais pes pelecani* PHIL.
- Nassa simulana* BELL.
- Murex fistulosus*

Textura rocelor tortoniene este mai grosieră în partea inferioară a depozitelor, ea devine din ce în ce mai fină către partea superioară, arătând următoarea succesiune stratigrafică: peste conglomeratele mărunte care marchează transgresiunea tortoniană urmează nisip, apoi marne nisipoase care trec gradat în marne fine. Aceste fapte observate pe teren ne fac să tragem concluzia că geosinclinalul în care s'au depus formațiuni tortoniene din regiune este în continuă scufundare.

Sarmatianul este reprezentat prin argile, marne, marne argiloase, nisip și pietriș mărunt. Dispoziția stratelor, în ceeace privește granulația, este inversă decât la Tortonian. Si aceste formațiuni au fost studiate de NOPCS. Vom cita câteva fosile pe care acesta nu le notează.

- Pirinela picta* DEF.
- Mohrensternia inflata* ANDREJOWSKI
- Hydrobia acuta* DRAP.
- Hydrobia elongata* EICHW.
- Hydrobia punctum* EICHW.
- Bulla lajonkajreana* BAST.
- Mohrensternia moesensis* JEKELIUS

Paralelizând formațiunile sarmațiene din regiune, cu cele ce apar în bazinele apropiate, observăm pentru cuvetele interioare arcului carpatic, următoarele: pe bază de fosile este cunoscut numai Sarmațianul inferior, deasupra acestuia urmează un complex de nisipuri și pietrișuri uneori torentiale, lipsite de fosile, considerate în ultimul timp de geologii austriaci, sarmațian-mijlocii. Aceeași vîrstă este atribuită de M. PAUCĂ complexului detritic nefosilifer din Bazinul Transilvaniei. Prin comparația faunelor sarmațiene, E. JEKELIUS ajunge la concluzia că în complexul de bazine ale Dunării de mijloc este reprezentat numai Sarmațianul inferior, căruia i se adaugă complexul nisipos de vîrstă probabil sarmațian-medie.



Bazinul Transilvaniei, în complexul de bazine ale Dunării mijlocii, se află pe o treaptă de scufundare mai puțin adâncă în comparație cu Bazinul Panonic. Bazat pe aceste motive, M. PAUCĂ trage concluzia că în Bazinul Transilvaniei este imposibilă prezența unui Sarmățian complet și o sedimentare continuă până în a două jumătate a Pliocenului.

Pentru regiunea studiată de noi se observă că deasupra complexului de marne și argile cu faună sarmațian-inferioară urmăză nisipuri și pietrișuri cu caracter torențial, considerate ca Sarmățian mediu.

Odată cu sfârșitul regresiunii sarmațiene, în regiune se instalează un regim continental care durează până în momentul actual.

Pliocen. Depozitele de pietriș și nisip continental ocupă o fâșie îngustă în partea de S a regiunii. Grosimea acestor strate este de circa 50 m. În stratele de nisip fin argilos apar resturi de numeroase plante, ca: *Juglans*, *Acer*, *Laurus*, etc. După regresiunea sarmațiană, regiunea a fost transformată într'un lac de apă dulce, în care torenții ce coborau dinspre Retezat și Sebeș au adus materialul ce a colmatat lacul pliocen. Formațiunile pliocene sunt foarte puțin dislocate și sunt discordante față de Tortonian și Sarmățian.

Cuaternar. Colmatarea depresiunii se continuă și în Cuaternar, când iau naștere depozitele conurilor de dejecție, terase, depozite din peșteri și aluviunile recente.

Conurile de dejecție au fost considerate de NOPCSA și LAUFER drept terase superioare ale Streiului. În urma cercetărilor executate în regiune am ajuns la concluzia că în Bazinul Sân Petru—Pui terasele sunt reprezentate slab, iar șesul piemontez, care se întinde în partea de mijloc precum și în partea de W a regiunii, este format din contopirea mai multor conuri de dejecție. Materialul rulat este alcătuit numai din fragmente de granit, granodiorite și gneiss alb, provenite din Masivul Retezatului. Nu am observat elemente rulate care să aparțină formațiunilor desvoltate în Masivul Sebeșului, ca exemplu gneiss roșu, care apare frecvent în aluviunile noi ale Streiului.

Se disting în regiune mai multe conuri de dejecție, dintre care cinci ocupă suprafete mai importante. Se poate observa o corelație între suprafața conului de dejecție și extinderea ghețarilor afluenți văilor respective.

Conul Râului Bărbat atinge suprafața de circa 34 km². În partea superioară a văii se observă că în timpul glaciațiunii se vărsau nouă ghețari mici, dintre care trei sunt mai importanți.

Conul de dejecție al Văii Nucșorului are o suprafață de circa 50 km². V. Nucșorului a primit patru ghețari puternici.

Conurile de dejecție ale Rușorului și ale Văii Iazului ocupă fiecare o suprafață de circa 3,5 km².

Conul Râului Alb are 16 km².

Ultimale două văi primeau numai unul sau doi ghețari de mai mică importanță.



Este ușor de explicat că materialul mobilizat în amonte de acțiunea ghețarului așupra scoarței, transportat spre vale ca morenă, a fost apoi ușor dus de apa curgătoare ce rezultă din topirea ghețarului.

In peșterile formate în zona calcaroasă jurasică - cretacic - inferioară au luat naștere depozite de cheiropterit, dintre care cele dela Cioclovina au fost exploataate pentru conținutul lor bogat în fosfați solubili. Acest material a constituit un excelent îngrășământ agricol. Cheiropteritul a luat naștere din depunerea dejectiunilor Cheiropterelor, precum și din acumularea cadavrelor lor și ale urșilor care trăiau în caverne. In aceste depozite s-au găsit numeroase resturi de *Ursus spaeleus*, precum și un craniu de *Homo sapiens diluvialis* SIM. In afară de cheiropterit se mai găsesc în peșteri depunerile de pietriș și nisip aduse de apele curgătoare prin înghițitoare, precum și material argilos provenit din împuritățile calcarelor.

Solul reprezintă formațiunea geologică cea mai recentă, ca rezultat al acțiunii agenților bioclimatici, cu unele caracteristici imprimate și de natura rocelor-mame.

Bazinul Hațegului este caracterizat printr'un climat umed. Cantitatea medie de precipitații anuale este cuprinsă între 721—756,9 mm. Temperatura variază între un maximum de +20,7° și un minimum de —2,6° C.

In regiune se pot deosebi următoarele tipuri de sol:

a) Rendzine brune, brune-roșcate, care iau naștere pe calcare. Grosimea stratului de sol pe platou este de maximum 30—40 cm; pe suprafață în pantă scade la 15—20 cm.

b) Soluri podzolice brun-deschise, neevoluate, sunt formate pe gresiile daniene precum și pe bolovănișurile formațiunii paleogen-miocene. Aceste soluri sunt caracterizate printr'un profil scurt. Textura lor este lutos-nisipoasă, iar structura grăunțoasă.

Soluri podzolice fără profil complet apar în partea de N a regiunii și anume pe conglomeratele și gresiile cretacic-superioare.

Pe pietrișurile pliocene apar podzoluri secundare, caracterizate printr'un profil lung de 70—80 cm.

Argilele sarmatiene au favorizat formarea de podzoluri cu profil lung, peste 2 m.

Conurile de dejecție sunt acoperite deasemenea de podzol. In luncile râurilor, în porțiunile unde apa stagnează mai multă vreme, s-au format soluri turboase, lăcoviști.

In partea aluiunilor recente, în care pânza freatică este mai adâncă, s'au format soluri tinere subțiri.

Tectonica. Din punct de vedere tectonic, regiunea Sân Petru—Pui, din Bazinul Hațegului, prezintă caracterul unui bazin de prăbușire sau subsidență. In



evoluția acestui bazin se pot distinge faze continentale, urmate de faze marine.

Depresiunea a luat naștere la începutul Jurasicului și în evoluția ei se pot distinge mai multe faze continentale alternând cu faze marine. Cele mai vechi depozite observate în regiune aparțin Liasicului.

Scufundarea se produce în Liasic și se continuă până la începutul Jurasicului superior. La sfârșitul Jurasicului marea se retrage. Faza continentală ține până la începutul Barremianului, când se produce o nouă scufundare. Aceasta are ca efect o nouă transgresiune marină. Mișcările din timpul Jurasicului și Cretacicului inferior au mai mult un caracter epirogenic, încrucișat se observă discordanțe însemnante între formațiunile jurăsice și cele cretacic-inferioare.

În Aptian, bazinul este din nou umplut cu sedimente. Spre mijlocul Aptianului se resimt primele mișcări orogenice, fapt care este marcat prin ușoara discordanță ce se observă între Aptianul inferior și cel superior.

Pe toată durata Albianului, și poate chiar sfârșitul Aptianului și începutul Cenomanianului, regiunea este supusă unei orogeneze puternice, în care timp se produc dislocări ale stratelor până la verticală; totodată, regiunea este exondată, în care timp se depun gresiile descrise sub numele de gresii infracenomaniene.

Odată cu încetarea mișcărilor orogenice, regiunea este invadată de marea transgresiune cenomaniană. După o scurtă perioadă de liniște, mișcările reîncep; nu mai ating, însă, amplitudinea celor aptian-albiene.

Mișcările post-cenomaniene sunt marcate prin discordanțele observate între formațiunile cenoman-turoniene și cele turonian-senoniene.

La sfârșitul Cretacicului superior, regiunea intră într-o fază de liniște care durează în tot timpul Paleogenului și Miocenului inferior. Pe tot acest timp, regiunea este în fază continentală.

Cu începutul Tortonianului, marea transgresează din nou în regiune. Treptat, bazinul este umplut cu depozite sedimentare și transformat în uscat, situație care durează și astăzi.

BIBLIOGRAFIE

- ARHANGELSKY A. On the origin of the bauxites of U.R.S.S. *Neues Jahrb. Min. Ref.* III, 1938, pag. 715.
- BELONSCOV A. K. The Bauxites of southern part of the Moscou basin. *Neues Jahrb. Min. Ref.* II, 1941, pag. 159.
- CERNESCU N. Contribuții noi privitoare la cunoașterea argilei; argila, produs al alterării izoelectrică. *Bul. Fac. Agron. Anul II, Nr. 3—4*. București, 1946.
- ILIE MIRCEA. Ridicări geologice în Munții Trascăului și Bazinul Arieșului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, București, 1931.
- Le Mésozoïque du bassin supérieur de la V. Ampoiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Tome XXIII. București, 1938.
- JEKELIUS E. Sarmațianul și Ponțianul dela Săceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, București, 1944.
- LAUFER F. Contribuții la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X. (1921—24), București, 1925.



- MACOVEI G. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Völ. XVI, Bucureşti, 1931.
- NOPCSA F. Obere Kreide im Hatzeger Thal. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1897.
 — Bemerkungen zur Geologie des Hatzeger Thales. *Föld. Kőzle.*, 1899.
 — Geologie d. Gegend zwischen Gyulafehervar, Deva, Ruskabanya u. d. rum. Landesgränze. *Mitt. Jahrb. k. k. ung. geol. Anst.* XIV, 1905.
- PAUCA M. Raport preliminar asupra zăcămintelor de asfalt și lignit de pe marginea de N a Munților Rez. Manuscris.

Şedința din 5 Aprilie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— N. CERNESCU și N. BUCUR. — Rezultatele obținute la cătarea solurilor din jud. R. Sărat.

A) Organizarea lucrului. Au făcut parte din echipa ce a activat în campania anului 1948 în jud. Râmneciu Sărat: N. CERNESCU, I. ȘERBĂNESCU, N. BUCUR, N. FLOREA, M. Moțoc și STELIAN ARON, D. POPA și V. BUTNARU, ca pedologi practicanți.

Fiecare dintre colaboratori au avut câte o regiune de cercetat. Au fost însă și regiuni cercetate în comun pentru confruntarea felului de a judeca situațiile de pe teren.

N. BUCUR a executat cercetarea de recunoaștere în câmpia joasă a regiunii de divagare a Râmnecului și Buzăului, precum și în partea sudică a câmpiei înalte a Râmnecului.

N. FLOREA a cartat solurile din regiunea podișului și colinelor joase pe planurile directoare Odobești, Cotești, Plăinești. A notat, deasemenea, starea de păstrare a solului.

M. Moțoc a avut de studiat solurile și fenomenele de eroziune în partea sudică a podișului și parte din regiunea colinară cuprinsă între Câlnău și muchia podișului până la Jitia-Sările.

I. ȘERBĂNESCU a studiat vegetația județului.

Referentului i-a revenit coordonarea lucrărilor, lucrând cu fiecare din colaboratorii echipei și cu practicanții.

S'a cartat cea mai mare parte din județ, cu excepția zonei muntoase și a celei a colinelor înalte. După cercetarea în laborator a probelor de sol recoltate, va fi necesară o reambulare pentru precizarea unităților de sol care deocamdată au fost stabilite pe baza criteriilor morfologice.

B) Unitățile geomorfologice ale jud. Râmneciu Sărat. Relieful jud. Râmneciu Sărat este foarte variat; se întâlnesc altitudini cuprinse între



15 m (Lunca Siretului) și 1498 m (Mușa Mare). În acest relief, geologii și geografi deosebesc următoarele unități geomorfologice (MATEESCU, VÂLSAN):

1. Regiunea muntoasă, cu aspectul unui masiv compact.

2. Regiunea colinară, cu Zona Subcarpaților interni sau a colinelor înalte (750—976 m) și Zona Subcarpaților externi sau a colinelor joase (400—700 m).

3. Trecerea dela Subcarpații externi spre șes se face pe nesimțite, printr'o suprafață înclinată în glacis privind spre ESE, bine desvoltată între 100 și 350 m. Această zonă a fost numită de Gh. VÂLSAN «Podișul Râmnicului». Expoziția însoțită a acestui podiș, acoperită în cea mai mare parte de vîi, a făcut pe G. MURGOCI să folosească numele de «Podgoria Râmnicului».

4. La marginea podișului începe Câmpia Râmnicului, ocolită la S de R. Buzău, întinzându-se spre E până la linia Grădiștea — Slobozia — Mihălceni (Muchea Suligată) — Mărtinești — Movila Arcaciului — Gologanul. Câmpia înaltă a Râmnicului este împărțită de cursul R. Râmnicul Sărat în două subunități, distincte atât morfologic cât și în raport cu aspectele de solificare:

a) Partea situată la N de Râmnicul Sărat reprezintă aspectul unei câmpii joase (de subsidență), colmatată cu materialul transportat de apele văilor și torenților ce străbat podișul sau iau naștere din podiș, cu excepția cătorva resturi din vechea Câmpie (la Râmnicul Sărat și Puești).

b) Partea situată la S de R. Râmnicul Sărat apare ca o veche câmpie înaltă, întreruptă de văi îndreptate dela NNW către SSE.

5. Regiunea aflată la E de linia amintită reprezintă o veche luncă a Siretului, care astăzi este o regiune de divagare și aluvionare comună râurilor Siret, Putna, Râmnic și Buzău.

In campania anului 1948 au fost cercetate: regiunea de divagare, câmpia Râmnicului, podișul și parte din regiunea colinară.

C) Hidrografia jud. Râmnicul Sărat. Cursurile de apă ce udă județul Râmnicul Sărat pot fi grupate astfel (MATEESCU):

1. Văi care iau naștere în regiunea muntoasă (Râmnic, Milcov, Buzău).

2. Văi care iau naștere în culmea pericarpatică și a colinelor înalte, cum este V. Râmnei.

3. Văi care iau naștere în culmile joase sau chiar în cuprinsul podișului. Acestea au caracterul unor torenți. Din cauza adâncimii pânzei de apă freatică, pe toată întinderea podișului nu este posibilă formarea de izvoare permanente. Permeabilitatea mare a materialului din substratul podișului este defavorabilă acumulării apei; în schimb mijloacește infiltrarea rapidă și surgereala apei spre văile ce ferestruesc podișul; după cea mai mică ploaie, aceste văi se umplu cu apă pentru ca după aceea să fie complet lipsite de apă (de pildă, Văile Comisoaia, Putreda, Leordețul, Dâlgovul, Mera, etc.).

Cu ridicarea foarte repede a reliefului spre zona de curbură, văile formate în regiunea externă a Subcarpaților se surtează coborînd într'o pantă mai accent-



tuată. Din această cauză, între V. Leordețului și Vârteșcoi, podișul devine sediul unor procese de ravinare foarte active. La linia de contact cu câmpia, acțiunea de eroziune în partea de E și NE a câmpiei este cel puțin îndoită față de restul câmpiei. Plaiurile care străjuesc intrarea Râmniciului în câmpie au înălțimi de 350 m, în timp ce râurile Argeș, Dâmbovița, Ialomița, etc. sunt dominate de înălțimi ce nu depășesc 200 m (Gh. VÂLSAN).

Deasemenea, văile dela curbura Carpaților își păstrează o pantă destul de accentuată chiar după intrarea cursului lor în câmpie.

Puterea erosivă a apelor de aci se menține datorită coborârii nivelului de bază în urma scufundării Câmpiei Române prin mișcarea basculantă în lungul liniei de fractură Focșani—Galați. Pentru aceeași cauză, apele județului Râmnic ca și celelalte ape din Câmpia Română, la ieșirea din coline, converg spre regiunea de scufundare, făcând un unghiu cu atât mai ascuțit, cu cât sunt mai depărtate spre E și NE. Deplasarea spre ENE a cursurilor apelor s'a produs prin alunecări de albii, prin captări și prin părăsirea albilor vechi. Aceasta face să apară o serie de văi părăsite și colmatate, mărturii ale unor vechi cursuri de apă. Spre exemplu: V. Bătrâna—Balta Jirlău, Iazul—Balta Amară, Coțofâștea—Balta Albă și V. Ciulniții cu Balta Ciulniții apar ca văi părăsite în deplasarea cursului Râmniciului Sărat spre NE. V. Hârtopul Mare—Bălanul—Balta-Ziduri (P. Leica) reprezintă o veche albie a Râmnei, după cum și P. Slimnic-Ghionoaia reprezintă tot o albie de divagare a Hârtopolui și Râmnei. În regiunea denumită «Lunca Siretului» se observă numeroase lacuri care reprezintă meandre părăsite ale vechilor cursuri de apă, devenite leneșe din pricina scăderii pantei de scurgere (VÂLSAN).

Ridicarea prea mare, în perioadele umede, a nivelului apelor Râmniciului și Buzăului, face ca în regiunea de confluență să aibă loc colmatări și revărsări în afara albiei. Aceste cauze sunt datorite inundațiile Râmniciului între Botești și vărsarea în Siret, precum și inundațiile Buzăului între Latinul și confluența cu Siretul. Siretul inundă și el lunca între Corbul Vechi și Măxineni. Buzăul inundă, pe lângă malul drept, și malul stâng, între Moșești și Vișani, inundații care au provocat părăsirea satelor Moșeștii Vechi și Nisipurile.

D) Regimul apelor freaticice. În zona de coline studiată se ivesc izvoare de coastă și de talweg la diferite nivele ale Levantinului mediu și inferior în legătură cu alternanțele de nisip și marne.

În zona glacisului colinelor, izvoarele apar numai în văile unde s'au adâncit albile până aproape de baza Levantinului superior. Prima pânză mai abundentă în apă este foarte adâncă (80 m la Poșta—Câlnău, 50 m în V. Comisoaei, etc.). Satele se aprovizionează cu apă din văile învecinate sau recurgând la captări (cazul Vârteșcoi, Faraoane).

Mergând dela marginea podișului spre Lunca Siretului și Buzăului, pâンza de apă freatică se ridică din ce în ce mai aproape de suprafață (80 m la Poșta—



Câlnău, 15 m la Gara Boboci, 6—7 m în satul Boboci, 7—8 m la Săgeata și 5—6 m la N de Drogu Stăvărăști), iar în depresiuni ajunge chiar la zi, determinând formarea de lacuri permanente sau temporare și bălti răspândite prin văile părăsite amintite mai sus.

Regimul apelor subterane din Câmpia Râmnicului este deosebit de acela al apelor din Lunca Siretului: în Câmpia Râmnicului, apa freatică pare să formeze o pânză care se continuă prin pietrișurile levantine spre regiunea Podișului, ceeace explică schimbarea adâncimii apei puțurilor cu nivelul relativ al reliefului (mai adâncă pe maluri și grinduri și mai joasă pe văi).

In Lunca Siretului apar și ape subterane dispuse în lenticule etajate, care sunt fie cu apă dulce, fie cu apă sărată. Apele dulci se întâlnesc frecvent de-a lungul albiilor vechilor Buzoiele. Toate apele subterane au caracter ascendent (ape închise), cu atât mai pronunțat cu cât sunt mai adânci. Apele sărate se întâlnesc până la adâncimi de 20—30 m, risipite cu totul neregulat. Cunoașterea distribuției apelor subterane dulci și sărate apare deosebit de importantă pentru lucrările ce ar urma să fie executate în vederea ameliorării regiunilor cu sărături.

E) Clima și vegetația. Regiunea jud. Râmnicul Sărat se găsește în provincia climatului boreal de tip continental, cu precipitațiuni în tot timpul anului, cu un maxim de precipitațiuni la începutul verii. Pe suprafața județului poate fi observată o variație continuă de nuanțe ale acestui tip de climat, determinate de relief și care sunt caracterizate în special prin diferențe în regimul termic și cel al precipitațiilor. Lipsa stațiunilor meteorologice în cuprinsul regiunii nu permite o precizare a condițiilor climatice locale. Din extrapolarea puținelor date dele stațiunile învecinate, rezultă că precipitațiile variază între 450 mm în regiunea de divagare și peste 1000 mm în regiunea muntoasă, temperatura medie anuală variind cu altitudinea, între 12° și 5°.

Pe întinderea județului pot fi deosebite următoarele zone fito-climatice:

1. Regiunea situată la E de linia Grădiștea—Ciorăști—Obilești—Gologanul aparține unui climat tipic de stepă cu asociații de *Andropogon ischaemum*, *Artemisia austriaca*, *Salsola kali*, etc.

2. În regiunea Câmpiei, la N de Râmnicul-Sărat, domină climatul unei stepe cu păduri (antestepă) de *Quercus pedunculiflora* și *Ulmus campestris* iar spre partea sud-vestică apare și *Quercus pubescens*. (Pd. Roata, Movila Flocoasă). În această regiune, dezvoltarea pădurii a fost favorizată și de nivelul ridicat al pânezi de apă freatică.

3. Regiunea podișului aparține în cea mai mare parte pădurilor de Quercine sau pădurilor de Quercine cu fag, care se continuă în regiunea colinară, până la marginea munților înalți, unde încep pădurile de conifere.

F) Descrierea ivirilor de soluri pe unități geomorfologice. 1. Zona de divagare și colmatare comună a râurilor Buzău, Râmnic, Putna și Siret.



Regiunea cuprinsă între râurile Siret, Putna și linia ce unește localitățile Grădiștea—Muchia Slobozia-Mihălceni—Mărtinești—Muchia Arcaciului—Gologanul reprezintă, după cum s'a amintit, o parte din regiunea de divagare și aluvionare comună râurilor Siret, Putna și Buzău.

Această regiune este străbătută dela W către E de apa Râmnicului și a Buzăului și udată dela NW către SE de apa Putnei și Siretelui. Relieful acestei regiuni a suferit o remaniere eoliană în urma căreia a rezultat un relief de dune transversale fixate, îndreptate dela NE către SW, având distanță între coame 100—300 m și înălțimi variabile până la 10 m deasupra nivelului general.

In acest relief se recunosc două culmi mai pronunțate, și anume: una pe direcția Nerași—Latinul și alta pe direcția Hângulești—Râmnicieni, străpunse de Buzoiele.

S e d i m e n t e. Din citirea sondajelor superficiale și a rupturilor de maluri ale râurilor Siret, Buzău, Râmnic, Putna se poate vedea că la nivelul etajului din timpul verii se află o formațiune argiloasă, comună acestor râuri. Această formațiune argiloasă pare a fi un vechi profil de lăcoviște îngropată, care se întindea până la malul Siretelui actual; pe malul stâng al Siretelui este discontinuă sau lipsește. Peste acest sediment îngropat se observă succesiuni de aluviuni mai recente depuse chiar în timpul debordărilor, din perioadele umede, dealungul țărmului, cum se poate vedea la Latinul, Mănești, dealungul Buzăului până la Grădiștea, și al Râmnicului până la Ciorăștii Vechi și, peste tot dealungul Putnei până la Răstoaca (probabil și mai sus). Grosimea acestor aluviuni succesive, mai nisipoase sau mai argiloase, variază între 2—4 m.

Buzoielele sau brațele de comunicație, prin săparea albiilor, au modificat aceste succesiuni.

Intinderea spre W a acestor sedimente successive se oprește brusc la Muchia Slobozia—Mihălceni și la Muchia Arcaciului, arătând că regiunea dela E de această linie reprezintă o depresiune în care s'au revărsat Buzăul și Siretul.

S o l u r i. Solurile din această regiune aparțin la trei mari grupuri de soluri:

1. Cernoziomuri tinere în formare;
2. Lăcoviști calcaroase, calcaro-gipsoase și sărate;
3. Soluri aluviale și aluviuni recente.

Climatul de stepă care domină în regiunea de divagare, ca și felul sedimentelor, determină evoluția procesului de solificare spre formarea cernoziomului. Pe grinduri și pe coamele dunelor fixate nu demult se găsesc cernoziomuri tinere; în unele locuri formarea cernoziomurilor este împiedicată de eroziunea eoliană sau de apa freatică nu prea adâncă. Ca morfologie, cernoziomurile din această regiune prezintă un orizont cu humus redus la 20—25 cm grosime; carbonatul de calciu la suprafață sau spălat foarte puțin; trecerea se face destul de repede la sedimentul-mamă. Ca distribuție, ele urmăresc relieful



de dune sau grinduri în formare; se găsesc, deasemenea, în depresiunile puțin adânci și mai întinse.

Lăcoviștile calcaroase și calcaro-gipsoase sunt distribuite fie separat, fie în legătură imediată sau în complexe, cu lăcoviștile sărate. Se pot întâlni lăcoviști mai tinere sau mai evolute, după cum se pot întâlni și lăcoviști rezultate din stagnarea apei la suprafață. Alteori, ca urmare a adâncirii pânzei de apă freatică, lăcoviștile ajung la o stare de deslăcoviștire naturală; ca urmare, indiferent de tipul inițial de lăcoviște (lăcoviști sărate, calcaroase sau calcaro-gipsoase), trec în soluri bogate în humus și extrem de argiloase (morogan). Așa dar, lăcoviștile (zloatele) pot fi grupate în:

Lăcoviști calcaroase și calcaro-gipsoase;

Lăcoviști sărate sau sărături;

Lăcoviști pe cale de evoluție spre cernoziom (așa zisul sol morogan).

Zloata sau pământul zlotos, cum denumesc localnicii lăcoviștile spre a le deosebi de solurile de grind, sunt răspândite, fie în petece reduse, fie ca suprafete mai întinse.

Drept lăcoviște calcaroasă sau calcaro-gipsoasă au fost cartate acele formațiuni care prezintă caracterele lăcoviștilor, separând, când a fost posibil, lăcoviștirile sau solurile de trecere între solurile aluvionare și lăcoviști, sub denumirea de aluviune-lăcoviște.

Au fost cartate ca sărături formațiunile cu asociații vegetale ierboase, a căror compoziție variază dela *Statice gmelini* și *Artemisia monogyna* până la elemente extrem halofile: *Salicornia*, *Suaeda*, etc.

S'au considerat și s'au cartat drept soluri așa zise de tip morogan, formațiunile extrem de argiloase provenite din deslăcoviștiri, al căror profil și-a mărit orizontul cu humus și argilozitatea în adâncime datorită formării crăpăturilor în perioadele uscate.

S'au considerat drept soluri aluviale sau aluviuni pe cale de solificare — spre deosebire de aluviuni — acele formațiuni în care mai poate fi recunoscută la suprafață natura aluvială a sedimentului.

Din pricina slabiei desvoltării a orizontului cu humus, separarea aluviunilor de soluri aluviale este justă numai pentru cazul aluviunilor recent depozitate.

2. Zona de câmpie a jud. Râmnicul Sărat. S e d i m e n t e . Zona de câmpie a Râmnicului Sărat este acoperită la zi de sedimenterne cuaternare reprezentate prin loess și aluviuni. Loessul acoperă, în general, nivelul reliefului câmpiei înalte ce se întinde între R. Buzău—Grădiștea—Muchia Suligată, prelungindu-se ca o limbă până la Muchia Arcaciului, apoi dela S de Balta Voetin N Râmnicul Sărat oraș, până la confluența Câlnăului cu R. Buzău. Manaștua de loess este întreruptă de depozitele văilor care au străbătut câmpia.

Câmpia joasă de subsidență, situată spre N de Balta Voetinului, este acoperită cu sedimenterne aluviale depuse de cursurile de apă ce au divagat prin



câmpie ca urmare a scufundării câmpiei spre NE. Pe alocuri, aceste aluviuni au fost remaniate eolian.

Soluți. Câmpia Râmnicului aparține cernoziomurilor ciocolatii și cernoziomurilor degradate. Condițiile locale de relief, sedimentul-mamă, regimul apelor freatici și de suprafață determină, pe de o parte, o serie de varietăți de cernoziomuri ciocolatii și de cernoziomuri degradate, deosebite între ele textural sau ca stadii de solificare, pe de altă parte, fac să apară și soluri intrazonale, de tipul lăcoviștilor calcaroase și sărate, cernoziomul de deslăcoviștere (așa zisul, morogan), precum și solurile aluviale.

a) Cernoziomul ciocolatii se întinde în partea de E a regiunii pe formele de relief mai înalte sau mai ferite de influența apelor freatici. Sunt răspândite până la o linie care trece pe lângă W Robeasca—Galbenu—Movila Ghergheasa (Movila Mare)—W Balta Albă—N Vâlcelele—Mărtinești. Cernoziomurile ciocolatii se prezintă sub mai multe varietăți separabile după textura sedimentului și vechimea sau nivelul formei de relief. Aceste varietăți urmează să fie precizate pe baza datelor analitice.

b) Cernoziomurile degradate, răspândite ca suprafețe continue spre W și N de linia Moșești—Movila Ghergheasa—Pădurea Chilicu—Mărtinești și ca petece la W de Obidiți—Costienii Mari.

Cernoziomurile degradate se prezintă ca varietăți determinate de orografie, vîrstă și textura sedimentului-mamă. S'au considerat drept cernoziom degradat ivirile de sol în profilul cărora poate fi observat, prin caracterele morfologice diferențiale, un orizont B de iluvionare a argilei sau cel puțin o diferențiere structurală la trecerea dela orizontul A spre orizontul C.

Existența profilelor îngropate de cernoziomuri degradate, ce pot fi observate în rupturile malurilor Râmnicului între Obidiți și Ciorăști, ale Slimnicului (la Văjăitoarea) și ale Buzăului (între Vadul Pașei și Săgeata) precum și ivirile sporadice de stejar și ulm, resturi ale unor vechi păduri, arată în mod sigur că zona cernoziomului degradat se întinde într'adevăr la W de linia amintită până și dealungul R. Buzău, spre Vadul Pașei, regiune în care pe harta 1 : 1.500.000 a zonelor de soluri figurează cernoziomul castaniu.

c) Ca soluri intrazonale apar insule de cernoziomuri în formare, ce se întind pe unele grinduri mai noi, dealungul văilor de divagare și în unele depresiuni.

Cernoziomul de tip Drogu se află sub influența pânzei de apă freatică apropiată de suprafață.

Lăcoviștile sărate, sărăturile sau solurile sărate, cu excepția celor dela Puești, sunt răspândite în depresiunile câmpiei, în jurul lacurilor sărate, în complexe cu lăcoviștile calcaroase și calcaro-gipsoase.

Petece de soluri zlotoase (bogate în argilă și humus) se întâlnesc local în depresiunile mai accentuate, ca și cernoziomurile de luncă (soluri negre cu plante

higrofile). Textura solurilor schițate mai sus variază dela fin-nisipoasă până la lutoasă, cu excepția petecelor de soluri zlotoase, care sunt argiloase.

3. Regiunea Podișului Râmnicului. Podișul Râmnicului poate fi împărțit în patru unități distințe în ceeace privește condițiile generale de solificare și starea de păstrare a solului:

a) Prima unitate constituie prelungirea naturală a podișului ce se lasă din culmile Vf. Mare—Aluniș—Ghizdita spre Buzău și se întinde până la V. Râului Râmnici;

b) A doua unitate este cuprinsă între văile Râmnicului și Slimnicului;

c) A treia unitate se desfășoară între V. Slimnicului și V. Mera;

d) A patra unitate se întinde din V. Dâlgovului spre Vărteșcoi și V. Șipotelor.

S e d i m e n t e. Solurile podișului sunt formate în cea mai mare parte pe loess sau pe luturi cuaternare care acoperă sedimentele Levantinului superior formate din pietrișuri și nisipuri fin-loessoide.

Ca regulă generală, adâncimea păturii de loess se subțiază spre partea superioară a podișului, lăsând să apară spre muchia glacisului colinar depozitele levantine, chiar la suprafață. Este interesant de semnalat că faciesul cu pietrișuri al Levantinului nu apare cu o continuitate uniformă în ce privește mărimea pietrișurilor și grosimea stratelor de pietriș. În timp ce culmile care străjuesc podișul în regiunea Vf. Mare—Aluniș—Ghizdita sunt formate din nisipuri fin-lutoase în care se intercalează orizonturi nu prea desvoltate (50—100 cm) de pietriș mărunt, dincolo de Racovițeni, până în V. Râmnicului, odată cu ridicarea culmii apar orizonturi puternice de pietriș cu elemente foarte mari. Orizonturile cu pietriș grosier sau bolovaniș apar din nou dincolo de valea P. Dălhăuți, până spre Măgura Odobeștilor. Sedimentele Levantinului superior formează rocele-mame de sol pe coastele văilor largi, tăiate de cursurile apelor mai importante care străbat podișul (V. Râmnicului, V. Slimnicului, V. Oreavului, etc.). Dincolo de V. Merei, spre Măgura Odobeștilor, în podișul puternic ferestruat de torenți, mantaua de loess dispare, sedimentele-mamă fiind formate din depozitele Levantinului, fie rămas pe loc, fie remaniat de torenți și depus sub formă de terase, conuri de dejecție sau grinduri aluviale.

S o l u r i. Podișul este cuprins într-o zonă de trecere care se prelungesc din câmpie; în partea de jos a podișului apar tranziții ale cernoziomului degradat către solurile din complexul seriei podzolirii secundare ce acoperă culmile ce străjuesc podișul.

In general, în podiș se observă o dublă zonalitate climatică. Cu cât ne deplasăm mai spre N clima tinde să devină din ce în ce mai umedă, astfel că, în timp ce orașul Buzău, situat la marginea extrem-sudică a podișului, are o climă ce corespunde unei zone de trecere dela stepă spre stepă cu pădure de *Quercus pubescens* (indicele de ariditate 24—25), la marginea extrem-



nordică a podișului, clima corespunde pădurii de *Quercus sessiliflora* în amestec cu *Quercus pedunculiflora*. Corespunzător situațiilor dintre aceste două extreme se trece printr'o continuitate perfectă dela un cernoziom cu o degradare abia incipientă la un podzol secundar cu un profil puternic desvoltat (diferențierea netă a orizontului A față de B, determinată de migrația argilei în orizontul B cu separațuni fero-manganoase și spălarea carbonaților sub 1,5 m).

Pe lângă această zonalitate latitudinală, schimbarea condițiilor climatice cu altitudinea determină o trecere spre forme de solificare din ce în ce mai înaintate cu cât ne apropiem de muchia superioară a podișului.

Din cauza dublei zonalități amintite, ca o regulă generală, tipul de sol aflat la marginea superioară a unui anumit pod (față structurală înclinată spre S) ca tipul extrem de degradare, se regăsește la marginea inferioară a unui alt pod situat la câțiva km mai spre N de precedentul. Regiunea podișului poate fi împărțită în patru unități fito-pedo-climatice, amintite la descrierea geomorfologică. Fiecare dintre aceste unități este caracterizată prin dominanța unor anumite stadii de degradare a cernoziomului, care acoperă suprafața podurilor.

a) În prima unitate predomină formele incipiente de degradare (tipul Bobociu), caracterizate printr'un conținut moderat de humus (cca 3%) și adâncimea carbonaților până sub 1 m (frecvent 75—80 cm). Orizontul B este diferențiat numai structural, fără acumulare de argilă și fără separațuni fero-manganoase. Acest tip trece în partea superioară a podurilor și în jos pe pantele slab înclinate spre o formă de degradare mijlocie (tipul Isbașa), caracterizată printr'o bogăție mai mare în humus (4—5%), levigarea mai profundă a carbonaților (95—125 cm), acumularea de argilă în orizontul B care are o structură nuciformă și este pigmentat roșcat.

b) În cea de a doua unitate predomină formele medii de degradare reprezentate prin tipul Isbașa-Coroteni, ca stadiu dominant, și cernoziomul podzolic, ca stadiu extrem. Cernoziomul podzolic poședă anumite caractere comune cu acele ale podzolului secundar, și anume: Orizontul A (cca 40—50 cm) cu structură monogranulară, din care argila a fost translocată și depusă în orizontul B ce ajunge să fie puternic desvoltat (cca 1 m); trecerea dela orizontul B la orizontul C se face printr'un strat decalcarizat, având însă textura și pigmentația loessului. Se deosebește de podzol prin aspectul orizontului A, în care se recunoaște că humusul a fost antrenat dela suprafață și depus spre baza orizontului A și la partea superioară a lui B; de aceea solul albește la suprafață în timp ce sub 20—30 cm adâncime apare un strat negru. Pe culmile acoperite cu păduri de gorun, care străjuesc podișul, constituite din sedimente levantine, apar solurile din seria podzolului secundar sub forma de complexe, dela solul brun de pădure Ramann la podzolul secundar. Aceeași complex se găsește pe coasta văilor mai largi și ale afluenților respectivi care străbat Podișul (văile Râm-

nicului, Tigoiului, Coțatcului, Beciului, Slimnițului), coborînd până aproape de marginea podișului împreună cu pădurea de gorun în care, pe coastele care privesc spre N sau NE, apare și fagul. Această intrepătrundere a complexului brun podzolic în zona degradării podzolice a cernoziomului este în strânsă legătură atât cu clima locală, mai umedă, a acestor văi, cât, și mai ales, cu textura nisipoasă a sedimentelor levantine care ies la zi dealungul văilor.

La debușarea în câmpie, pe aluviunile provenite în special din remanierea sedimentelor levantine se formează solurile aluviale fără profil diferențiat, cu textură variabilă dela lut-nisipoasă până la lut-argiloasă, pentru ca în locurile sustrase inundațiilor și mai ridicate să apară cernoziomuri în diferitele stadii de degradare.

c) Cea de a treia unitate este caracterizată prin dominanța formelor de degradare podzolică. În profiluri, carbonații ajung să fie spălați până sub 150 cm. În ceeace privește văile sunt de făcut aceleași observații ca și pentru zona precedentă. Zona solurilor din seria complexului brun-podzolic coboară din ce în ce mai mult, corespunzător situației geografice a acestei regiuni, în timp ce ferestruirea podișului prin văi și torenți devine din ce în ce mai accentuată, așa că zona de divagare și colmatare dela marginea podișului capătă extensiune din ce în ce mai mare în dauna podișului.

d). Dela P. Merei spre N, cernoziomul degradat podzolic dispare practic în regiunea mai ridicată a podișului, odată cu dispariția mantalei de loess. Seria solurilor din complexul podzolirii secundare (complexe de soluri brune podzolice), formate pe sedimenter levantine sau remaniate, ocupă podișul până în zona de divagare și colmatare în care apar formele tinere, dela slab până la mijlociu degradate ale cernoziomului, alternând cu depozitele aluviale recente sau în curs de solificare.

4. *Regiunea colinară.* Regiunea colinară, studiată în campania anului 1948, aparține zonei colinare formate din sedimenter levantine.

Dat fiind textura nisipo-lutoasă sau pietroasă a Levantinului și condițiile climatice care corespund pădurii de Quercine și de fag, solurile formate aparțin seriei genetice a podzolirii secundare. În raport cu pantă și starea de păstrare în zona colinară, pe sedimenterile Levantinului superior apar soluri brune podzolice, podzoluri, iar acolo unde eroziunea este activă, chiar roca la zi.

Soluri. Pe sedimenterile Levantinului inferior alternanța stratelor argilo-marnoase cu cele luto-nisipoase favorizează acumularea de apă în anumite orizonturi, ceeace determină alunecări frecvente atunci când pantă structurală corespunde pantei morfologice a regiunii. Solurile formate pe seama sedimentelor nisipo-lutoase aparțin complexului seriei genetice a podzolirii secundare, în timp ce pe fețele structurale modelate prin alunecări și ravinări, din cauza texturii argilo-marnoase se formează complexe de soluri negre (rendzine, pseudo-rendzine și lăcoviști). Astfel de complexe de soluri negre sunt



răspândite peste tot unde stratele Levantinului inferior apar la zi. Sunt desvoltate pe suprafețe mai întinse, în partea superioară a bazinului Râului Câlnău și în regiunea Odobasca de Munte.

G) Probleme de ordin practic. 1. In *regiunea colinară* problema păstrării solurilor este cea mai importantă. Ca urmare a despăduririlor și ca o consecință a neîngrijirii și trasării neregulate a drumurilor, procesele de eroziune în suprafață sau în adâncime, precum și alunecările de teren sunt foarte active. Datele mai amănunțite privitoare la acestă problemă sunt cuprinse în rapoartele pedologilor M. Moșoc și N. FLOREA. Înem să accentuăm urgența ce se impune în adoptarea și aplicarea măsurilor respective privind folosința terenului. Aceste măsuri vor trebui încadrate într'un program general de sistematizare planificată a spațiului agricol și forestier. Spre exemplu, regiunea colinară a jud. Râmnicul Sărat este foarte favorabilă pentru livezi de pomi roditori și fânețe, acolo unde panta îngăduie aceste folosiște; coastele prea repezi și zonele răvinate urmează să fie împădurite. În această regiune va trebui să fie restrânsă cultura prășitoarelor. Lucrul acesta însă va fi posibil numai dacă valorificarea produselor pomicole este asigurată într'un sistem care să permită ridicarea standardului de viață al pomicultorilor din această regiune, care susțin că schimbul liber al produselor pomicole, al căror preț este redus în momentul recoltării, nu le permite să cumpere mălaiul și făina necesară. Așa dar, sistemul autarhic al gospodăriei țărănești urmează să fie înlocuit printr'un sistem de producție pomicolă specializată.

2. *Podișul Râmnicului.* a) În partea sudică a Podișului Râmnicului, deși pantele sunt ușor inclinate, substratul nisipos favorizează atât eroziunea în suprafață, cât și cea de adâncime; de aceea se impune modificarea sistemului actual de drumuri de exploatare trasate incorrect dealungul pantelor și eare se transformă treptat în ogașe și ravene. Se mai impune ca lucrările aratorii să fie executate de acurmezișul pantelor, odată cu introducerea culturilor în benzi și adoptarea unor asolamente speciale.

b) În podiș, la N de V. Slimnicului, expoziția sud-estică a coastelor și solul sunt potrivite pentru viticultură. De altfel, podgoria cea mai productivă ocupă regiunile cu cernoziomuri puternic degradate și soluri brune-podzolice. Ca urmare, cultura viței de vie și a pomilor roditori trebuie extinsă în regiunea amintită a podișului, restrângând cultura porumbului. În același timp, interzicerea hibrizilor este iarăși o măsură necesară, deoarece tind să ocupe în câmpie locuri ce ar fi mai bine destinate culturii agricole.

c) Problema alimentării cu apă a satelor din podiș, prin executări de puțuri adânci sau prin captări, este iarăși o măsură de prim ordin.

d) În întreg podișul se impun lucrări de stingere a torenților, care pe de o parte foarfecă terenul, iar pe de altă parte îl inundă, provocând pagube



enorme culturilor, cum se poate vedea la V. Comisoaei, V. Boului, V. Fântâni, V. Paltinului, etc.

3. *Câmpia înaltă a Râmnicului.* a) În Câmpia înaltă a Râmnicului, ca și în regiunea de divagare, problemele cele mai interesante privesc folosirea terenului în raport cu măsurile agrotehnice în vederea ridicării producției. Este cunoscută și de localnici fertilitatea solurilor argiloase când se cultivă cu grâu, în timp ce solurile nisipoase și sărace în humus sunt mai potrivite pentru cultura prășitoarelor. În execuțarea planurilor de însămânări, hărțile pedologice vor constitui, în această privință, un îndreptar extrem de prețios.

b) Ameliorarea sărăturilor sau a zloanelor sărate (cca 15.000 ha) prin drenaj, drenaj-irigație și colmatare va face posibilă o folosință mai productivă decât utilizarea actuală ca pășune. În special, în regiunea Măicănești—Gulianca—Corbul Nou, întinderea considerabilă a sărăturilor (cca 6.000 ha) îndreptățește aplicarea lucrărilor de ameliorare, după un studiu prealabil necesar al regimului apelor subterane.

c) Amenajarea cursurilor de apă ale râurilor Buzău, Râmnic și Siret pentru împiedicarea inundațiilor permanente, vor reda unei folosințe agricole terenurile fertile din regiunea Moșești—Vișani—Măxineni—Corbul Vechi, etc.

d) Extinderea culturii grădinărești și a orezăriilor în jurul băltilor și dealungul cursurilor de apă vor aduce, cu investiții minime, ridicarea producției și a standardului de viață.

În consecință, ținem să accentuăm urgența ce se impune în organizarea ridicării sistematice a hărților de soluri, alcătuite într'un spirit naturalistic și practic, astfel ca ele să poată servi la precizarea și delimitarea unităților geonomiche, care vor trebui să fie baza sistematizării planificate a spațiului agricol. Prin experimentarea agricolă metodică se va putea ajunge la îndrumarea și planificarea distribuției plantelor de cultură potrivit productivității terenurilor și complexului de factori naturali.

— N. FLOREA.—Starea de păstrare a solului în partea mijlocie a Podișului Râmnicului.

Sectorul că mi-a revenit pentru studiu în cadrul echipei pedologice conduse de N. CERNESCU în campania anului 1948 este cuprins pe planurile directoare Plăinești, Cotești și Odobești, începând cu bazinul P. Slimnic, spre S, până la R. Milcov, spre N. Acest sector reprezintă zona de trecere dela culmile subcarpatice externe la Câmpia Râmnicului, incluzând, aşa dar, partea de mijloc a Podișului Râmnicului.

În partea colinară a sectorului studiat, cu înălțimi cuprinse între 350—700 m, se întâlnesc depozite levantine cu un facies nisipos sau chiar nisipo-pietros,

în partea înaltă a colinelor și a versanților văilor, și cu un facies nisipo-mârnos în partea joasă a acestora. În zona podișului propriu zis, cu înălțimi cuprinse între 100—300 m, stratele levantine sunt acoperite de depozite cuaternare: loess, predominant în partea sudică a sectorului studiat, și aluviuni sau conuri de dejechie, predominante în partea nordică; formațiile levantine apar la zi pe versanții văilor ce străbat podișul.

Am folosit o metodă de lucru analitică, ce constă în a delimita pe hartă, la fața locului, unități caracterizate printr-o uniformitate cât mai mare referitoare la sol și la starea de păstrare a lui. Starea de păstrare a solului s'a apreciat compărând profilul de sol al unității respective cu un profil de același fel, dar neerodat; s'a ținut, deosemenea, seamă de existența ogașelor, ravenelor, etc., adâncimea și frecvența acestora, precum și de alunecările și prăbușirile de teren. Înregistrarea stării de păstrare a solului s'a făcut folosind notația adoptată în 1946 de Comisia Pământului de pe lângă Academia R.P.R.

După felul și intensitatea procesului dominant de eroziune, care determină distrugerea solului și degradarea terenului, se delimitizează în sectorul studiat trei unități:

1. Partea de podiș cuprinsă la S de linia Podul Oreav — S Bonțești nu este afectată decât într-o foarte mică măsură de procesul de eroziune a solului (cu excepția versanților văilor). Eroziunea de suprafață este neapreciabilă, datorită folosinții terenului (în cea mai mare parte vîi împrejmuite, având drumuri de exploatare înierbate, orientate dealungul curbelor de nivel.

2. În partea de podiș cuprinsă la N de linia amintită, Podul Oreav — S Bonțești, eroziunea este în general slabă sau absentă, predominantă, acolo unde este, cea de suprafață. În schimb, problema păstrării solurilor capătă în acest sector un aspect diferit, datorită pericolului de acoperire a solului fertil cu materiale nesolificate, transportate și depuse de pâraiele ce își au originea în colinele subcarpatice externe. În general, se observă la aceste pâraie două zone de revărsare și colmatare: prima, la ieșirea din regiunea colinară, unde depun materialul grosier, iar a doua, în cursul inferior al lor, unde sedimentează materialul mai fin.

3. În zona colinelor subcarpatice externe ce mărginesc Podișul spre W, eroziunea este mai accentuată, variind, în general, între moderată și gravă, și devenind foarte gravă acolo unde pădurile au fost distruse și terenul a fost folosit nerățional. În partea cuprinsă între bazinul Slimnicului și V. Pietroasa se întâlnesc, atât eroziunea prin alunecare a maselor de pământ, în general pe versanții care corespund înclinării stratelor levantine, cât și eroziunea prin ravinare și prăbușire, mai ales pe versanții care corespund capetelor de strate levantine. În partea dela N de V. Pietroasa până la R. Milcov, din cauza marii grosimi a depozitelor Levantinului superior, nu mai întâlnim decât eroziunea prin ravinare și prăbușire, accentuată în mare măsură de textura nisipo-pietroasă a substratului geologic.



Situată în întreg sectorul studiat, redată statistic, se prezintă astfel:

Gradul de eroziune	Suprafață	Procente
Eroziune neapreciabilă	9.500 ha	29,69
Eroziune slabă și moderată	12.100 »	37,81
Eroziune puternică și foarte puternică	10.000 »	31,25
Colmatări	400 »	1,25
Total	32.000 ha	100,00

Pentru combaterea proceselor de eroziune a solului, care au consecințe grave pentru economia agricolă și forestieră, trebuie luate măsuri de îndreptare a situației, care constă din măsuri preventive, mai ales acolo unde eroziunea solului este la începutul ei, și măsuri de remediere în cazul terenurilor degradate prin eroziune. Alegerea măsurilor de îndreptare se face ținând seama de felul și intensitatea eroziunii. Dar aplicarea izolată a acestor măsuri nu duce la rezultatele așteptate; ele trebuie aplicate deodată, într'un întreg bazin hidrogeografic, lucru ceea ce nu este posibil decât într-o agricultură socialistă. Aceasta reclamă organizarea teritoriului respectiv și introducerea complexului de măsuri cunoscut sub numele de «complexul Docuceav-Costâcev-Williams».

— Moțoc MIRCEA.—Cercetări în legătură cu solul și eroziunea solului, executate în Bazinul Câlnăului, porțiunea inferioară a Podișului Râmnicului Sărăt și Bazinul superior al Râmnicului Sărăt.

In campania anului 1948, în cadrul echipei conduse de N. CERNESCU, mi-a revenit sarcina de a cerceta starea de păstrare a solurilor în sectorul ce cuprinde partea superioară a Bazinului Râului Câlnău, partea superioară a Bazinului Râmnicului Sărăt (până la orașul Râmnicul Sărăt) și Podișul Râmnicului Sărăt, între Aliceni și Bazinul Râmnicului Sărăt.

Bazinul Câlnăului, Podișul Râmnicului și bazinul superior al Râului Râmnic reprezintă trei unități naturale cu probleme specifice de sol și eroziune.

Bazinul Câlnăului. Câlnăul străbate, dela izvoare până la Vadul Sorești, o regiune cu relief foarte accidentat și cu formațiuni geologice deosebite. Existența în această regiune a unor vechi aşezări omenești, precum și sistemul anarhic care s'a practicat în trecut cu privire la exploatarea pădurilor și folosirea păsunilor, au declanșat un puternic proces de eroziune. Datorită condițiilor de relief (pante inclinate) și a celor de rocă (stratele inclinate de argile și marne ale Levantinului inferior și Dacianului sau depunerile de nisip și pietriș din Levantinul superior) eroziunea îmbracă în această regiune formele cele mai grave.



Doar din loc în loc, pe terenuri mai așezate, se mai întâlnesc soluri întregi, restul regiunii fiind sfârtecată de ravene și ogășe, frământată de alunecări sau spălată de stratul arabil de sol.

Tinând seama de formele pe care le prezintă procesul de eroziune, vom găsi următoarea situație în Bazinul Câlnăului:

Forme de eroziune	Suprafața ha	Procente
Fără eroziune	510	4,72
Eroziune de suprafață	3.818	35,36
Eroziune de adâncime	2.089	19,35
Eroziune prin alunecări	3.580	33,15
Eroziune de suprafață + adâncime	303	2,80
Eroziune de adâncime + alunecări	396	3,64
Colmatări	104	0,94
Total	10.800	100,00

Intensitatea cu care se manifestă procesul de eroziune de suprafață, eroziunea de adâncime sau alunecările, este deosemenea destul de mare în această regiune și aceasta se poate constata cu ușurință din tabelul următor:

Gradul de eroziune	Suprafața ha	Procente
Fără eroziune	310	4,72
Eroziune slabă	846	7,85
Eroziune moderată	1.936	17,93
Eroziune puternică	4.349	40,27
Eroziune foarte puternică	3.157	29,23
Total	10.598	100,00

Podișul Râmnicului (Sectorul dintre Aliceni și orașul Râmnicul Sărat). Incepând din regiunea Aliceni, care reprezintă partea cea mai joasă a podișului, și până la Putreda—Zaplași, unde podișul atinge cota cea mai ridicată, întreaga unitate se caracterizează prin pante lungi și uniforme.

O manta de loess sau luturi cuaternare acoperă podișul până aproape de culme. O zonă îngustă de nisipuri și pietrișuri de vîrstă levantină acoperă creasta podișului și coboară apoi pe versantul drept al văilor până aproape de șoseaua națională Buzău—Râmnicul Sărat.

In ceeace privește starea de păstrare a solului, situația este mult mai bună în Podișul Râmnicului decât în Bazinul Câlnăului și aceasta se datorează pantelor usoare și despăduririlor mai recente.



Procese mai grave de eroziune vom întâlni numai între P. Putreda și Grebanul unde, datorită reliefului mai înalt, este foarte activ procesul de eroziune.

Forma dominantă a procesului de eroziune în regiunea podișului este eroziunea de adâncime prin fâgașe sau ravene. De îndată ce fâgașele au străpuns solul și pătura de loess care prezintă o coeziune mai mare, se desvoltă cu o viteză foarte mare în stratele de nisipuri și pietrișuri.

Materialul nisipos transportat la poalele podișului acoperă soluri foarte fertile sau amenință cu împotmolirea căilor de comunicație din regiune.

Bazinul superior al Râului Râmnicul Sărat. R. Râmnicul Sărat străbate în bazinul său superior o regiune accidentată. Atât în ceeace privește geomorfologia, cât și în ceeace privește condițiile climatice și de sol, situația este foarte asemănătoare cu aceea din Bazinul Câlnăului.

Forma dominantă sub care se manifestă procesul de eroziune în această regiune o reprezintă alunecările și, într-o măsură mai mică, ravinările sau eroziunea de suprafață. În ceeace privește intensitatea procesului de eroziune, aceasta este în funcție, în cea mai mare măsură, de procentul de despădurire. Cele mai grave procese de eroziune le întâlnim în regiunea corespunzătoare Dacianului, Pontianului sau Meotianului (regiunea Dumitrești — Jitia) unde, datorită defrișărilor masive, pământul este în întregime răscolut de alunecări sau ravinări.

Concluzii de ordin practic. Stăvilirea procesului de eroziune și valorificarea condițiilor naturale în regiunea cercetată, în scopul asigurării unei producții sporite, nu se poate realiza decât prin aplicarea măsurilor de amenajare integrală a teritoriului pe unități naturale. Organizarea teritoriului agricol și introducerea complexului Docuceaev-Costâcev-Williams în cadrul unei agriculturi socialiste reprezintă calea de urmat pentru ridicarea agriculturii în această regiune.

La aplicarea complexului Docuceaev-Williams va trebui să se țină seama de condițiile naturale cercetate de noi în această regiune.

Astfel, în regiunea inferioară a podișului, tipul principal de producție va fi cultura cerealelor. În porțiunea mai înaltă a podișului (începând dela V. Putreda) se va îmbina cultura cerealelor, în cadrul asolamentelor speciale de protecție a solului, cu plantații de pomi și vie.

In Bazinul Câlnăului și Râmnicului Sărat, în zona corespunzătoare Levantinului inferior, se vor îmbina fânețele naturale cu asolamentele agricole de protecție a solului și plantațiile de pomi.

Suprafețele afectate de puternice fenomene de alunecări vor fi împădurite.

Tot în Bazinul superior al Câlnăului și Râmnicului Sărat, în regiunea corespunzătoare Levantinului superior, Dacianului, Pontianului și Meotianului, vor trebui să domine pădurile, iar acestea să facă loc fânețelor sau păsunilor numai în cadrul unor poieni aşezate pe locuri ferite de alunecări sau ravinări.



Şedinţa din 8 Aprilie 1949

Președinte: Prof. G. MACOVEI.

— V. C. PAPIU. — Notă preliminară asupra geologiei Masivului Drocea.

Masivul Drocea este situat în segmentul de W al Munților Mureșului, între V. Crișului Alb la N și V. Mureșului la S.

Din punct de vedere morfologic, această regiune are un modest relief colinar, altitudinile depășind rareori 800 m și atingând culminanția în Vf. Drocea (837 m). Rețeaua hidrografică, cu un caracter întinerit numai în zona ocupată de șisturile cristaline și în parte de depozitele neocomiene, este tributară celor două văi principale (Mureș și Criș). Ea prezintă, mai ales în partea de N, un caracter ortogonal. Regiunea este străbătută diagonal de un sistem de două văi longitudinale principale (V. Seghișorului și V. Dumbrăviței). Principalele localități din apropierea regiunii noastre sunt Săvârșinul la S, și Gurahonț la N.

Spre E Masivul Drocea se continuă, atât morfologic cât și structural, în Munții Metaliferi, iar spre W în Masivul Hăgișului. Limitele dintre aceste unități sunt greu de precizat.

Principalele cercetări asupra Masivului Drocea se situează după anul 1870, când apar o serie de lucrări ale lui L. V. Loczy la Budapesta (1). Acest autor deosebește diferențele formațiuni, atribuind depozitele Cretacicului inferior în facies de Fliș, Gresiei carpatici, iar formațiunile Cretacicului superior, Faciesului de Gosau. Eruptiunile banatitice sunt considerate ca sincrone cu cele bazice. Depozitele mai noi (aglomerate andezitice și Pliocen) sunt studiate aproape în același timp, în V. Crișului Alb, de J. PETHÖ (2). În fine, Seria efusivă bazică și banatitele fac obiectul lucrărilor lui S. v. SZENTPETERY (3) care culminează cu un studiu de ansamblu apărut în anul 1928. În 1941, geologia Masivului Drocea este schițată în legătură cu studiul minier executat asupra acestei regiuni și asupra părții occidentale a Munților Metaliferi, de M. Socolescu (4).

Stratigrafia. Formațiunile întâlnite în cuprinsul Masivului Drocea sunt următoarele:

1. Șisturile cristaline și eruptivul conex.
2. Seria efusivă bazică.
3. Sedimentele mesozoice din Bazinul sedimentar al Drocei.
Malm (Calcare de Stramberg).
Valanginian-Hauterivian (depozite de Fliș).
Barremian (depozite de Fliș).
Seria de Grosi (Neocomian-Barremian?).
Turonian-Senonian (Facies de Gosau).



4. Eruptiunile banatitice.
5. Aglomeratele andezitice.
6. Pliocenul.
7. Cuaternarul (terase).

1. Șisturile cristaline și Eruptivul conex. Șisturile cristaline alcătuiesc funda mentul Masivului Drocea și au un preponderent caracter epizonal. Forma țiunile mesozonale apar în mod cu totul subordonat.

Șisturile epizonale. În epizonă se deosebesc roce cu caracter tipic sedimentogen: blastopelitic, blastopsamitic și blastopsefitic. În prima categorie se situează șisturi cloritice, șisturi sericitice, filite, șisturi talcoase, kalkșisturi și, mai rar, intercalații de ortoroce, șisturi porfiogene. În cea de a doua cităm în special cuarțite și cuarțite clorito-sericitice iar între rocce blastopsefítice, conglomerate metamorfozate tipice. Subordonat apar calcare cristaline în plăci (P. Variniței-Secas).

Șisturile mesozonale apar la N de com. Slatina de Mureș, la E de com. Mădrizești. Ele sunt reprezentate prin cuarțite muscovitice, paragneisse cu biotit și granați, gneisse albe liniare. Subordonat, se întâlnesc intercalații de marmure și dolomite cristaline cum și de ambifolite. Am înglobat aceste roce în termenul de Seria de Mădrizești.

Eruptivul conex Șisturilor cristaline. Cristalinul Masivului Drocea este străbătut de o serie de erupțiuni cu caracter intrusiv: granite cu ortoză și muscovit, diorite amfibolice. În timp ce instrușunile cu caracter acid apar în partea de E și mai ales în mesozonă, cele baziice străbat șisturile epizonale din partea de W a regiunii, făcând legătura cu formațiunile din Masivul Hîghișului. Aceste roce sunt uneori puțernic strívite, având chiar un caracter ștosos. Numeroase filoane pegmatitice, aplitice și porfirice străbat în toate sensurile aceste mase eruptive, dovedind o punere în loc într-o perioadă mai târziu față de rocele instrusive.

Asupra semnificației acestor erupțiuni vom reveni la capitolul despre tectonică.

2. Seria efusivă bazică. Am denumit astfel seria de erupțiuni cu caracter preponderent efusiv și hipabisc ce alcătuiește partea meridională a Masivului Drocea și se continuă în zona axială a Munților Mureșului (în Munții Metaliferi și în Munții Trăscăului). Aceste roce au în general caracterul curgerii succesive, îmbrăcând uneori formele de pillow-lava, unanim cunoscute în cauzurile de erupțiuni submarine (ele apar mai ales în partea estică a regiunii).

In cadrul acestor serii am deosebit următoarele tipuri de roce: diabaze și subordonat melafire; gabroouri și gabbro-diorite; pirolastite (aglomerate psefítice, cinerite psamitice); jaspuri cu Radiolari; lamprofire.



Diabazele sunt rocele predominante ale Seriei efusive bazice. Ele au uneori caracterul de curgeri submarine, fiind asociate, mai ales la partea superioară a seriei, cu roce silicioase cu Radiolari, care pot mula formele de pillow-lava.

Diabazele sunt alcătuite preponderent din plagioclaz intermedian (andezin) și augit, prezentând structura tipică ofitic-intersertală. Fenomene profunde de alterare autometamorfică sau legate de activitatea eruptivă a banatitelor produc de regulă cloritizarea și uralitizarea elementelor femice, calcitizarea elementelor femice, calcitizarea și caolinizarea feldspațiilor, zeolitizări, piritizări, etc. Magnetitul și ilmenitul apar sub forma de granule răspândite ne-regulat în masa roci. Roce cu caracter de melafir nu se întâlnesc decât arareori. Adeseori se deosebesc forme amigdaloide ce pot fi denumite Mandelstein-diabaze.

Gabbrourile și gabro-dioritele sunt roce cu structură fanero-cristalină, alcătuite din plagioclaz bazic, piroxeni și magnetit. Apar în special în partea de W a regiunii, unde alcătuiesc o serie de minusculе aparate subvulcanice, provenind dintr-o magmă consanguină cu diabazele. Între aceste roce și diabaze se întâlnesc roce de trecere ce pot fi denumite gabbro-diabaze.

Piroclastitele diabazelor se împart, după mărimea fragmentelor, în psefite aglomeratice și cinerite psamitice. Ele alternează cu curgerile de lavă diabazică și au uneori un ciment jaspoid. Toate acestea prezintă desvoltarea maximă în partea de NE a regiunii.

Jaspurile au caracterul unor roce silicioase compacte și conțin Radiolari. Ele apar ca piroclastite pelitice, silicificate prin precipitarea silicei anorganice cum și acelei rezultate de pe urma activității biotice a Radiolarilor. Între rocele jaspoide din Masivul Drocea am deosebit următoarele tipuri:

a) Roce silicioase ambigue, precipitate la suprafața curgerilor de lavă, caracterizate prin prezența prehnitului;

b) Jaspuri între curgerile de diabaze (jaspuri interdiabazice);

c) Jaspuri la partea superioară a Seriei efusive bazice (jaspuri supradiabazice sin. Strate de Soimuș-Buceava). Acestea din urmă cuprind intercalări de oxizi de Fe și mai ales de Mn, de natură magmatică sedimentară, pentru cărora geneză am admis participarea activității biotice microbiene, urmată de precipitarea chimică (activitatea bacteriană catalitică).

L a m p r o f i r e. Seria efusivă bazică este străbătută pe alocuri de filoane lampprofirice, mai noi, mai ales în regiunea de E a masivului.

Elemente pentru stabilirea vîrstăi Seriei efusive bazice. Diabazele din zona axială a Munților Mureșului au fost, în general, considerate de vîrstă triasică sau jurasică. Arareori au apărut opinii potrivit cărora se admitea și vîrstă cretacică. În partea meridională a Masivului Drocea am întâlnit, în curgerile de diabaze, enclave tipice de roce sedimentare provenind



din formațiunile valanginian-hauteriviene din imediata apropiere. Acest fapt, coroborat cu observația că eruptionsurile străbat uneori prin Calcarele de Stramberg, ne duce la concluzia că atât eruptionsurile bazice cât și jaspurile ce le însoțesc, se situează la partea superioară în Cretacicul inferior. În felul acesta, jaspurile ne apar ca roci situate la diferite nivele stratigrafice, atât în Jurasic, cât și în baza Cretacicului, prezența lor fiind impusă de activitatea eruptivă submarină.

3. Sedimente mesozoice din Bazinul Sedimentar al Drobei. Mălm (Calcare de Stramberg). Faciesul recifal al Malmului superior apare în Masivul Drobei numai în partea estică și este reprezentat prin calcar de tipul Calcarelor de Stramberg. Ele nu includ decât arareori resturi fosile și nu prezintă stratificație. Structura acestor calcar este pseudo-oolitică (Piatra Sf. Marii) grumuloasă sau concoidală (V. Pietrosului). Pretutindeni sunt acoperite de depozite neocomiene. Admitem că la finele Jurasicului a avut loc o exondare al cărei rezultat a fost erodarea și creearea unui relief peste care s'a produs transgresiunea Cretacicului inferior.

- Calcarele de Stramberg apar în axele unor cufe anticlinale (de obicei inclinate spre NW, cu flancurile acoperite de depozite cretacic-inferioare. De obicei, ele vin în contact cu orizontul bazal conglomeratic al Neocomianului. Din regiunea Văii Vladușui (la S de Gura Honț) ele se înșiră dealungul limitei dintre Seria efusivă bazică și Flișul neocomian și apar ca relictele unei bariere de recifi în marea jurasic-superioară.

V a l a n g i n i a n - H a u t e r i v i a n. Primul ciclu de sedimentare biné definit în Masivul Drobei începe cu baza Cretacicului inferior, admitem —în lipsă de fosile — cu Valanginianul. Se depun aici sedimente în facies de Fliș, a căror grosime poate fi apreciată la aproximativ 1000 m, amintind de faciesul Stratelor de Sinaia din Flișul carpatic.

Din punct de vedere facial, deosebim în depozitele atribuite Valanginian-Hauterivianului (Neocomianului) din Masivul Drobei, două regiuni diferite, despărțite printr-o linie orientată N—S și care se suprapun pe cursul Văii Slatinei, între localitățile Slatina de Mureș la N și Baia la S.

Faciesul oriental este caracterizat prin prezența calcarelor, conglomeratorilor grosiere și accidentelor silicioase în bază și prin marne negre cu calcit și gresii fin micacee, desvoltate în mod subordonat, în orizonturile superioare (facies calcaro-conglomeratic).

In faciesul occidental predomină marnele, calcarele și gresiile fin micacee (facies calcaro-marnos). Pentru a explica absența silicifierilor și conglomeratorilor în faciesul vestic am presupus că ne găsim aici într-o fosă mai adâncă decât în zona orientală sau că Seria efusivă bazică, care avansează tectonic mult mai spre N în partea de W a regiunii, a acoperit aceste depozite din orizontul de bază.



Principalele tipuri de roce care alcătuesc seria neocomiană din Masivul Drocea sunt următoarele: conglomerate calcaroase cu ciment piroclastic remaniind Calcare de Stramberg, diabaze și jaspuri, gresii piroclastice calcaroase, calcare cu elemente eruptive, calcare albe și brune, marne și marno-calcare cu vine de calcit, marne șistoase brune și cenușii, gresii negre muscovitice cu ciment calcaros, accidente silicioase.

Facem o mențiune specială pentru calcarele cu elemente eruptive și pentru accidentele silicioase. Primele, greșit denumite «tufuri calcaroase» în sens geologic de autorii mai vechi, începând cu L. v. Loczy (1885), sunt calcare de culoare albă sau cenușie, în masa cărora apar fragmente de diabaze din seia subjacentă și mai ales cristale de feldspat (albit, aproape pur). Pentru explicarea prezenței acestor minerale am admis trei origini, deosebind feldspați remaniați, feldspați proveniți din erupțiuni sincrone depunerii calcarelor și feldspați de neoformăriune.

Intre accidentele silicioase am deosebit următoarele tipuri lithologice: accidente silicioase cu caracter de jasp verde cu Radiolari și spicule de Spongieri, de radiolarit, de gaize, cum și chaille-uri tipice în care apar trenceri grade între silice și calcare. Deosebim, deasemenea, marne și calcare silicioase ce ajung până la cuarțolite tipice.

B a r r e m i a n. Cu începutul Barremianului, apele Bazinului Drocei migrează către N, depunând sedimente cu caracter detritic în care apar faciesuri recurente, amintind depozitele marno-calcaroase cu vine de calcit din Valanginian-Hauterivian.

Depozitele atribuite Barremianului sunt foarte variate. Numeroasele porniri și faptul că regiunea este extrem de acoperită fac aproape imposibilă stabilirea unei coloane stratigrafice în aceste formațiuni.

Din punct de vedere petrografic, în seria barremiană, am deosebit următoările roce: conglomerate grosieră poligene cu ciment argilo-nisipos; conglominate cuarțoase; gresii cenușii mușcovitice; gresii fine de culoare închisă, cu vine de calcit și oglinzi de fricțiune; marno-calcare și gresii fine cu vine de calcit; șisturi argiloase roșii și vinete; calcare organogene albe sau gălbui; silificieri.

Prezența formelor mari de Orbitoline în calcarele organogene pune problema existenței Apțianului în această serie.

Seria de Groși (Neocomian Barremian?). În seria barremiană apar adeseori, în regiunea dintre Dumbrăvița și Mădrizești, calcare lithografice cu *Calpionella alpina*, de culoare albă-gălbui, asociate cu șisturi marnoase, marne fin gresoase de culoare brună sau neagră, cu vine de calcit, cu gresii și chiar cu conglomerate mărunte calcaroase. Această serie poate fi interpretată, fie ca reprezentând faciesuri recurente, asemănătoare celor din Valanginian-Hauterivian, în seria barremiană, fie ca sămburi de străpungere apartinând unor depozite de tipul Stratelor cu *Aptychus*, aşa



cum au fost interpretate de M. ILIE în regiuni situate la E de Masivul Drocea.

Turonian-Senonian (Facies de Gosau). Cel de al doilea ciclu de sedimentare începe cu Turonianul superior. Depozitele cretacice superioare au caracterul unor formațiuni de ţărm sau continentale, îmbrăcând faciesul caracteristic de Gosau și se dispun transgresiv peste Cristalin. Intreaga serie are grosimea de aproximativ 600 m. Aceste depozite sunt aproape orizontale, prezentând o slabă înclinare nordică.

In bază se situează conglomerate și subordonat gresii și argile de culoare roșie. Conglomeratele remaniază șisturile epizonale din fundament. Pe alocuri, aşa cum se întâmplă în V. Sighișorului, la E de Mădrizești, orizontul roșu basal este înlocuit cu un facies argilo-conglomeratic ce trece lateral la gresii cenușii sau roșcate, uneori puternic fosilifere. La gura Văii Leurzii am recoltat din acest orizont o bogată faună turoniană, caracterizată prin prezența genului *Plagiptychus* (orizontul cenușiu cu *Plagiptychus*).

Peste depozitele bazale se situează sedimente argiloase-gresoase cu intercalii cărbunoase, a căror grosime nu depășește 10 m și care se desvoltă mai ales în regiunea Dumbrăvița-Groși.

După acest orizont urmează orizontul principal al formațiunilor de Gosau, denumit orizontul greso-marnos principal. La alcătuirea sa participă următoarele tipuri lithologice: conglomerate silicioase, gresii albe silicioase cu tranziții laterale la gresii calcaroase, marne brune și roșii, șisturi argiloase. Atât în baza acestui orizont, cât și către partea sa superioară se găsesc calcare recifale cu Hippuriți.

Referindu-ne acum la vîrstă depozitelor cretacice superioare din Masivul Drocea, atribuim primelor două orizonturi, cum și calcarelor cu Hippuriți din bază, vîrsta turonian-superioară—coniaciană. Un banc bogat în Acteonelle, ce apare în bază, ar reprezenta o variație facială laterală a orizontului calcaros-hippuritic din partea superioară a Turonianului. Restul depozitelor aparțin Senonianului. Se dovedește astfel o continuitate de sedimentare dela Turonian și până la finele Senonianului.

4. Erupțiuni banatitice. Seria efusivă bazică și depozitele neocomiene din Masivul Drocea sunt străpunse în diferite sensuri de erupțiuni acide cu caracter banatitic, reprezentate în special prin porfire cuartifere și prin aplite. Ele apar sub forma de filoane sau de mici stocuri, reprezentând în general apofisele masivului granodioritic din partea meridională a regiunii (Săvărșin). Efusiunile banatitice din Masivul Drocea nu străbat niciodată depozitele cretacic-superioare în Facies de Gosau.

5. Aglomerate andezitice. Colțul de NE al regiunii este acoperit de o placă aproape orizontală de depozite piroclastice, aglomerate și cinerite psamitice,



aparținând unui tip bazic de andezit cu hornblendă și piroxen (hipersten, augit), ale cărui centre de erupție par a fi situate în afara regiunii studiate, fie spre NW, în Munții Codru-Moma, fie spre E, în spre regiunea Vârfuri. Caracterul stratificat al acestor depozite dovedește o sedimentare subacuatică. Uneori ele înglobează frumoase trunchiuri silicificate, cum se constată în regiunea Secaș sau Buceava (V. Crișului Alb).

Grosimea totală a acestor sedimente piroclastice depășește 500 m.

In regiunea Rădești (P. Toii) am descoperit, între aglomerate, o intercalăție de nisipuri și calcare sarmațiene, bogate în forme de *Mactra*, *Tapes*, *Cerithium*, *Trochus*, etc., care fixează vîrstă aglomeratelor andezitice în Sarmățian și poate și mai jos, în Tortonian.

6. *Pliocenul*. Peste depozitele cineritice din colțul de NE al regiunii se dispun concordant sedimente de vîrstă pliocenă (gresii tufacee, conglomerate, argile) uneori bogate în resturi fosile (în regiunea Secaș—Mustești—Rădești).

Am determinat următoarele forme: *Congeria orontopsis* BRUSSINA, *Congeria marcovici* BRUSSINA, *Melanopsis impressa* KRAUSS, fosile de vîrstă ponțiană. La partea superioară se situează pietrișuri ce pot fi confundate cu cele cuaternare.

In partea meridională a regiunii am delimitat extensiunea a patru bazine de scufundare, dispuse peste seria efusivă bazică, peste Cretacic și peste banatite, și anume: bazinele dela N de com. Dumbrăvița (V. Raniștei), Bazinul com. Baia, bazinele com. Lupești, bazinele com. Părnești.

In sedimentele cu caracter pelitic și psamitic ce alcătuiesc umplutura acestor bazine, greu de delimitat datorită penuriei de aflorimente, apar intercalății de tufuri, probabil dacitice. In bazinele com. Părnești se găsesc intercalății de ligniți xiloizi de calitate inferioară.

Tectonica. Masivul Drocea se situează, din punct de vedere structural, în segmentul occidental al Munților Mureșului. Acești munți dispusi în lungul Văii Mureșului și denumiți astfel de G. MACOVICI și I. ATANASIU (5), au caracterul unui organ cu răsfrângere bilaterală, prezentând o structură mai mult sau mai puțin simetrică. De o parte și de alta a zonei axiale reprezentate prin Seria efusivă bazică se dispun sedimente cretacic-inferioare în facies de Fliș, puternic cutate. Aceste formațiuni sunt depășite tectonic de erupțiunile bazice care, în ansamblu, au caracterul de geanticlinal, răsfrângându-se peste depozitele Flișului, spre N și spre S.

Depozitele cretacic-inferioare încalcă, la rândul lor, local, peste formațiunile cretacic-superioare care se dispun transgresiv-peste șisturile cristaline ale Hîghișului și Drocei la N și ale Carpaților Meridionali la S. Formațiunile sedimentare dela N și S de zona axială alcătuiesc zona septentrională și respectiv meridională a orogenului. In acest edificiu, Masivul Drocea ocupă, cum am spus, segmentul occidental și, din acesta, numai zona axială sau mediană și zona septentrională.

Ocupându-ne cu tectonica acestui masiv, vom avea de considerat în mod deosebit tectonica șisturilor cristaline și tectonica bazinului sedimentar.

Șisturile cristaline din Drocea reprezintă roce de origină sedimentară carboniferă și mai vechi, metamorfozate în timpul fazelor de orogenează herciniene. Șisturile epizonale, care alcătuesc marea majoritate a regiunii, definesc o boltă largă înclinată spre N și S. Șisturile mesozonale apar în regiunile în care eroziunea a atins zona de metamorfism mai profund, cum este pe V. Sighișorului, la E de Mădrizești și la N de Slatina de Mureș. Ele sunt străbătute de intrușiuni granitice. Căderile șisturilor mesozonale, ca și căderile granitelor, ne arată că aceste roce încalcă local peste cele epizonale. Rocele eruptive ce apar în asociere cu Cristalinul Masivului Drocei apar ca eruptiuni premergătoare fazelor de orogenează în care au fost apoi reluate în cutări și puternic încrețite. Astfel că dioiilete mai ales, prezintă adeseori un caracter ștos, putând fi confundate cu șisturile epizonale propriu zise.

Referindu-ne la tectonica Sedimentarului din Masivul Drocea, constatăm că ea este legată exclusiv de mișările alpine, în special de faza austrică și de cea laramică.

După cum am menționat, primul ciclu de sedimentare principal din Masivul Drocea începe în Cretacicul inferior care se depune peste diabaze și Calcare de Stramberg.

Considerând în ansamblu Bazinul sedimentar al Drocei și Seria efusivă bazică, ajungem la concluzia că întreaga tectonică a acestei unități este impusă de o mișcare de împingere dela S și SE spre N și NW, imprimată de ridicarea și deplasarea masei centrale de eruptiuni bazice, care are aci rolul de geanticinal. Depozitele de Fliș de vârstă cretacic-inferioară sunt puternic cutate și întreaga serie de cufe ce se formează ia caracterul unei serii isoclinale orientate NE-SW și revărsate spre NW. Caracterele tectonice sunt deosebite în cele două segmente, estic și vestic, ale Masivului Drocei. În primul sector, încălcarea are proporții foarte modeste. Seria efusivă bazică se răsfrângă peste sedimentele cretacic-inferioare după un plan a cărui înclinare depășește în general 70° , ajungând uneori la verticală. Ea prezintă, în sectorul vestic, încălcări ce pot depăși 600 m, cu maximum de desvoltare în regiunea Văii Huloi (Dumbrăvița). Ca o consecință a acestui fapt, eroziunea atinge nivele mai profunde în sectorul vestic, unde sunt scoase la iveală formațiunile sub vulcanice gabbro-dioritice. Am formulat deasemenea, posibilitatea ca tocmai datorită acestei încălcări să nu se întâlnescă nici jaspurile supradiabazice (Stratele de Șoimuș-Buceava), nici Calcarele de Stramberg și nici orizontul inferior al Neocomianului, ascunse sub Seria efusivă bazică.

Zona orientală manifestă o remarcabilă ridicare axială în comparație cu cea vestică și, ca o consecință a acestui fapt, este apariția frecventă a fundamentului diabazic sau a Calcarelor de Stramberg în axele unor cufe anticlinale orientate NE-SW, aceste cufe prezentând de regulă, pe ambele flancuri, inclinări spre



SE. Excepție fac doar cutele dela fundul Văii Tisei și versantul meridional al marelui anticinal dintre Vf. Dorminei și com. Baia, unde se întâlnesc câteva căderi normale spre N.

In regiunea Baia, depozitele Flișului neocomian se dispun peste Seria efusivă bazică, planul de încălcare luând astfel, local, caracterul unui plan ezitant. Direcția cutelor se schimbă în colțul de NE al regiunii, unde au o orientare N—S și chiar NW—SE. Tectonica depozitelor de Fliș din Masivul Drocea a fost deci impusă de faza austrică (mesocretacică) a cutărilor alpine.

Al doilea ciclu de sedimentare începe cu Turonianul superior. Depozitele cretacic-superioare în Facies de Gosau repauzează transgresiv și aproape orizontal peste Cristalin. Ele sunt deranjate în S, la contactul cu seria isoclinală a Flișului, care le depășește după o falie de acoperire cu tendință de alunecare spre NE. In regiunea Mădrizești—Secaș—Mustești au loc chiar mici fenomene de șariaj pe distanță de 1—2 km, putându-se deosebi și doi solzi principali la S de com. Mădrizești. In această regiune, sedimentele cretacic-superioare sunt chiar redresate la verticală (sub Vf. Grăgăleli), la contactul cu masa Flișului cretacic-inferior.

Nu putem aprecia în mod precis în ce faze tectonice s'a produs încălcarea depozitelor Flișului peste formațiunile de Gosau. Aceasta deoarece lipsesc depozite mai noi decât Senonianul. Abia în Tortonianul superior și în Sarmațian găsim sedimentele prioclastice, andezitice, a căror înclinare este extrem de redusă. Astfel fiind, încălcarea depozitelor cretacic-inferioare peste cele cretacic-superioare, în Facies de Gosau, ne apare ca rezultanta unui «summum» de efecte în care probabil că mișcările laramice au avut rolul principal.

Mișcările neogene recente au un răsunet modest în Masivul Drocea, aglomeratele andezitice fiind foarte slab înclinate, iar depozitele panoniene fiind orizontale. Bazinele pliocene din Sudul Masivului Drocea sunt efectul mișcărilor de basculare pe verticală ale Seriei efusive bazice și depozitelor neocomiene.

BIBLIOGRAFIE

1. LOCZY L. v. Jelentes a Hagyes-Drocsa hegysében telt földtani kiranduláskról. Budapest 1876. *Jahresber. der ung. geol. R.-A für 1885, 1886, 1887, 1888, 1912. Föld. Közl.* 1885 și 1918.
2. PETHÖ J. Földt. Közl. 1884. *Jahresber. der ung. geol. R.-A für 1885, 1886, 1887, 1888, 1893.*
3. SZENTPÉTERY S. v. Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocsa-Gebirges. *A. m. kir. Földtani Évkönyve*, Vol. XXVII. Budapest, 1928.
4. SOCOLE CU M. Les affleurements de minerais de la région Vața-Soimuș-Suceava-Săvărșin-Zam. *C. R. Inst. Géol. Roum. T. XXVIII, 1940. București, 1944.*
5. MACOVEI G. și ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie, Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, 1931. București, 1933.

Şedinţa din 19 Aprilie 1949

Președinte: M. SAVUL (prin delegație), apoi Prof. G. MĂCOVEI.

— V. C. PAPIU.— Considerațiuni asupra corelației dintre jaspuri și erupțiunile bazice, cu privire specială asupra Masivului Drocea¹⁾.

— A. MAMULEA.— Descrierea unui dispozitiv pentru trasarea pe hartă a elementelor de poziție ale stratelor.

La construirea hărților geologice, elementele de poziție ale stratelor se trasează obișnuit cu ajutorul riglei și al raportorului sau direct cu ajutorul busolei de teren. Există în uz diferite instrumente care ușurează în oarecare măsură trasarea acestor elemente, totuși folosirea lor este destul de greoie. În primul rând, se cere ca în timpul lucrului harta să fie perfect orientată, în alte cazuri este necesar să se traseze linii de reper corespunzătoare direcțiilor N—S și E—W de pe hartă.

Pentru a elmina unele din dificultățile menționate și pentru a ușura munca de birou a geologului, am imaginat instrumentul a cărui descriere o dăm mai jos și a cărui realizare o vom încredința mecanicului specialist al Comitetului Geologic (vezi figura).

Dispozitivul este compus dintr'un cerc de celuloid sau plexiglas, pe care este trasat unul din diametre. Marginea cercului este gradată în grade sexagesimale. Diviziunile sunt notate, atât în sens negativ, cât și în sens pozitiv, dela 0 la 90° (0° corespunzând diametrului perpendicular celui trasat) și dela 0° la 360° în sens pozitiv.

Notările gradelor corespund celor două metode folosite de geologi pentru măsurarea poziției stratelor (direcție și înclinare; direcția înclinării).

In centrul cercului este fixată o busolă cu Nordul corespunzător diviziunii 0° de pe cerc.

Capacul busolei are un inel mobil, prevăzut cu două repere diametral opuse. Inelul poate să lipsească, dacă geamul busolei rămâne mobil, aşa ca să poată fi rotit cu 360°. În acest caz, pe geamul busolei va fi trasat unul din diametre.

Busola este prevăzută cu un opritor pentru ac.

Pe cerc alunecă o riglă fixată de busolă printre un inel care înconjoară cutia busolei, astfel ca să poată fi posibilă înregistrarea oricărui număr de grade. Extremitatea liberă a riglei trece de marginea cercului cu 2--3 cm și este tăiată în felul arătat în figură. În partea îngustă a riglei sunt marcate două repere care servesc ca liniile ce indică direcția stratelor să fie trasate cu aceeași lungime și un reper situat la mijlocul distanței dintre cele două,

¹⁾ Se găsește într'o lucrare de ansamblu la Academie.



care servește ca înclinarea să fie trasată exact la mijlocul liniei care exprimă direcția stratelor.

Portiunea din riglă care alunecă în dreptul gradațiilor de pe cerc este prevăzută cu o ferestruică cu fir pentru oprirea riglei la diviziunca voită.

Modul de folosire. 1. Se aduc reperile inelului mobil sau diametrul trasat pe geamul busolei paralel cu diametrul N—S al busolei.

2. Se așează dispozitivul pe harta întinsă, așa ca direcția N—S încrisă pe cadrانul busolei să corespundă direcției N—S a hărții.

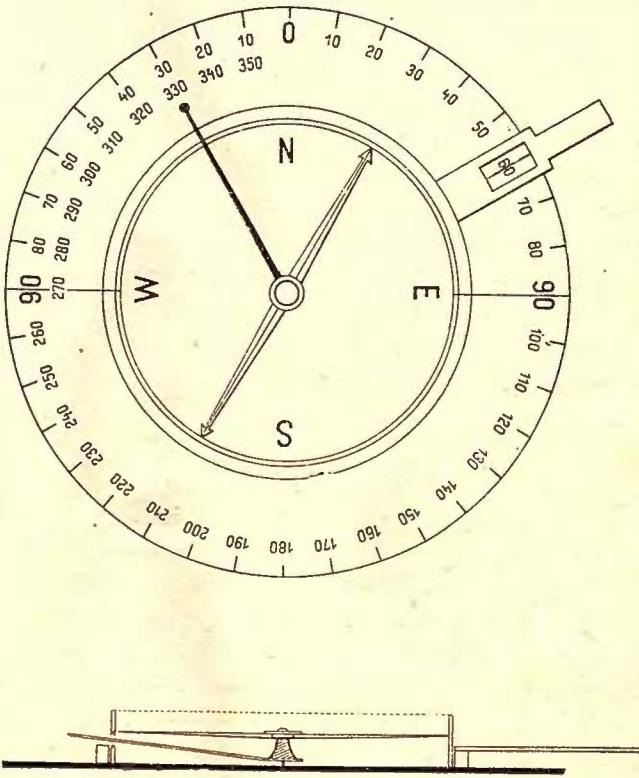
3. Așteptăm până ce poziția aculuș busolei se echilibrează și rotim inelul mobil sau geamul busolei astfel ca cele două reperă să ajungă în dreptul vârfurilor aculu sau diametrul gravat pe geamul busolei să fie paralel cu acul.

După aceste operații se trece la înregistrarea direcției stratelor pe hartă. Pentru aceasta, deplasăm rigla mobilă spre stânga sau spre dreapta, după cum stratele au o direcție vestică sau estică, cu numărul necesar de grade. Fixăm reperul mijlociu al riglei în punctul voit, deplasăm întreg dispozitivul pentru ca acul busolei să vină în dreptul reperelor inelului mobil, respectiv paralel cu diametrul geamului busolei și apoi trasăm direcția stratelor.

Inclinarea stratului se trage cu mâna liberă, după ce am marcat mijlocul dreptei orientându-ne cu ajutorul reperului mijlociu de pe riglă.

Operațiile enumerate la punctele 1, 2 și 3 se vor face numai la începutul lucrului sau numai în cazul când poziția hărții este schimbăță, în restul timpului se vor face din când în când verificări.

Trasarea pozițiilor stratelor cu ajutorul acestui dispozitiv are următoarele avantaje:



Schița dispozitivului.

Sus: văzută din față; jos: văzută în secțiune.



1. Nu mai este nevoie ca harta să fie orientată, condiție adesea greu de realizat.
2. Asigură o trasare exactă și rapidă a poziției stratelor.
3. Excluză trasarea pe hartă a liniilor ajutătoare.

Şedința din 3 Mai 1949

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— GR. RĂILEANU.—Cercetări geologice în regiunea Svinia-Fața Mare¹⁾.

¹⁾ Lucrarea va apărea în Anuar.



CUPRINSUL¹⁾

	<u>Pag.</u>
*ATANASIU G. Prospecții magnetice efectuate în jud. Putna	201
BĂNCILĂ I. Geologia regiunii Gura Humorului—Voroneț—Suha (Câmpulung și Baia)	4
— Date noi asupra Flișului din Valea superioară a Tazlăului	32
* — Privire generală asupra stratigrafiei și tectonicei Flișului carpatic și zonei mio-cene dintre V. Sucevi și V. Nărujei	140
* BĂRBAT I. Privire generală asupra punerii în valoare a zăcămintelor de bauxită din țară	192
— Încercări de prospectare prin metoda magnetică a zăcămintelor reziduale din Pădurea Craiului	189
*BĂRBAT T. și CODARCEA AL. Zăcămintele de bauxită din regiunea Pădurea Craiului de Nord	189
BUCUR N. și CERNESCU N. Rezultatele obținute la cartarea solurilor din jud. R. Sărat	219
*CERNEA G. Zona internă a Flișului la S de V. Moldovei	12
— Raport asupra rezultatelor geologice obținute în regiunea Blaj	169
CERNESCU N. și BUCUR N. Rezultatele obținute la cartarea solurilor din județul R. Sărat	219
* CIOCÂRDEL R. Geologia regiunii Gornetul Cuib—Matia—Apostolache și considerații generale asupra rocelor-mame ale petrolului din Subcarpați	87
— Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Bistrița—Reghin	146
*CODARCEA AL. și BĂRBAT T. Zăcămintele de bauxită din regiunea Pădurea Craiului de Nord	189
*DRAGOȘ V. Raport geologic preliminar asupra văilor Vâlsan, Argeșului și Topologului	140
DUMITRESCU I. Cercetări geologice în Vrancea de Nord.	51
— Cercetări geologice asupra Flișului din V. Oituzului	61
* — Geologia regiunii Dej—Gherla	151
ESCA A. și SOCOLESCU M. Comunicare preliminară asupra proiecției gravimetrice în reg. salinei dela Ocna Mureșului	23
FLOREA N. Starea de păstrare a solului în partea mijlocie a Podișului Râmniciului	230
*GRIGORAȘ N. Zona Flișului între V. Zăbalei și V. Buzăului	113
* — Privire generală asupra stratigrafiei și tectonicei Flișului carpatic și Zonei mio-cene dintre V. Putnei și V. Buzăului	140
ILIE D. MIRCEA Cercetări geologice în regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureșului	154
— Sedimentația și subsidența în Basinul Transilvaniei	158
— Structura geologică a regiunii Cojocna—Turda—Ocna Mureșului	161
* JOJA T. Structura geologică a Flișului marginal din regiunea Văilor Suha-Mică și Suha-Mare	12
* — Geologia regiunii Telega—Buștenari	87
MAMULEA A. Cercetări geologice în partea de Est a Basinului Hațegului	208
— Descrierea unui dispozitiv pentru trasarea pe hartă a elementelor de poziție ale stratelor	244

¹⁾ Asteriscul arată că manuscrisul nu a fost primit la timp sau că a fost publicat într'un alt periodic.



■ MOTAŞ I. Asupra stratigrafiei Mio-Pliocenului dintre V. Ialomiței și V. Dâmboviței la N de Târgoviște (comunicare preliminară)	140
MOTOC M. Cercetări în legătură cu solul și eroziunea solului, executate în Basinul Câlnăului, portiunea inferioară a Podișului R. Sărat și Basinul superior al R. Sărat	232
*MURGEANU G. și ONCESCU N. Geologia Văii Buzăului în împrejurimile comunei Pătărlagele	113
*NICULESCU M. Mio-Pliocenul dintre Tărlești—Cătina—Pătărlagele	192
* OLTEANU C. Cercetări geologice între V. Bistriței, P. Cuejdului și P. Pângăračiorul (jud. Neamț)	42
OLTEANU FL. Structura geologică a regiunii Ursei—Câmpina	125
ONCESCU N. Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din jud. Odorhei	169
*ONCESCU N. și MURGEANU G. Geologia Văii Buzăului în împrejurimile comunei Pătărlagele	113
PAPIU V. CORVIN. Notă preliminară asupra geologiei Masivului Drocea	235
* — Considerații asupra corelației dintre jaspuri și erupțiunile bazice, cu privire specială asupra Masivului Drocea	244
PASCU M. și SCHIOPU M. Cercetări geofizice în cursul campaniei din anul 1948, în regiunea Runcu—Iacobeni	186
PATRULIU D. Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi (Versantul de Est)	193
PAȚRUȚ I. Geologia regiunii Becllean (jud. Someș).	96
— Observații geologice în reg. V. Iza (Maramureș)	107
* PAUCA M. Cercetări geologice în Saliferul dela Curbura de SE a Carpaților	70
— Cercetări geologice în regiunea Tătaruș—Derna—Budoi	165
* POPESCU GR. Zona Flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vârbișlăului	113
— Privire generală asupra Zonei Flișului paleogen dintre V. Buzăului și V. Dâmboviței	145
POPOVĂȚ M. Cartarea pedologică experimentală în Nordul jud. Dolj	201
RĂILEANU GR. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Apahida—Mociu	151
* — Cercetări geologice în regiunea Svinia—Fața Mare	246
SCHIOPU M. și PASCU M. Cercetări geofizice în cursul campaniei din anul 1948, în regiunea Runcu—Iacobeni	186
SOCOLESCU M. și ESCA A. Comunicare preliminară asupra prospecțiunii gravimetrice în reg. salinei dela Ocna Mureșului	23
SOCOLESCU M. Raport preliminar asupra prospecțiunilor gravimetrice în reg. Drăgășani și Slătioarele	74
— Măsurători cu gravimetru în reg. Mediaș	78
— Asupra geologiei regiunii Băile Borșei	178
* ȘTEFĂNESCU S. Prospecțiuni electro-magnetice prin metoda « Turam » în reg. Altân-Tepe (Tulcea)	70
* STOICA C. Harta geologică a reg. Pătărlagele	74
* — Cercetări geologice în Basinul Comăneștilor și marginea Flișului dela Moinești până în V. Tazlăului Mare. Considerații de ordin economic	108
* VENCOV I. 1. Prospecțiuni gravimetrice și seismice în regiunea Hârlău. 2. Prospecțiuni cu gravimetru Thyssen în regiunea Cașin—Bisoca	32
* — 1. Prospecțiuni seismice în reg. Sălard—Oradea Mare. 2. Prospecțiuni gravimetrice în reg. Prajd—Corund (jud. Odorhei)	50
VOICU GH. Paraleлизarea micropaleontologică a formațiunilor de Miocen din reg. Becllean (Basinul Ardelean) cu acelea din Subcarpații Munteniei (Studiu preliminar)	108
* — Microfauna Flișului din Senon-Eocen din reg. Vulcană-Comarnic	139





Institutul Geologic al României

ES

6. 1995 C. P. 2 Filiala S.



Institutul Geologic al României

B.I.G

STITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

60432

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XXXVI
(1948 — 1949)



EDITURA DE STAT
PENTRU LITERATURĂ ȘTIINȚIFICĂ

1952



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României