

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XL
(1952—1953)

6307

BUCUREŞTI
1956



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XL
(1952—1953)



BUCUREŞTI
1956



Institutul Geologic al României

COMITETUL DE REDACȚIE

Președinte	M. G. FILIPESCU
Responsabili:	
Specialitatea Mineralogie și Petrografie	N. GHERASI
» Stratigrafie și Paleontologie	E. SAULEA
» Hidrogeologie	H. GROZESCU
» Geologie Tehnică	M. STAMATIU
» Pedologie	N. CERNESCU
» Geofizică	S. ȘTEFĂNESCU
» Chimie	C. CREANGĂ



DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR COMITETULUI GEOLOGIC

Şedinţa din 20 februarie 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

Deschizînd şedinţa, prof. M. G. FILIPESCU spune, în rezumat, următoarele:
Conducerea Comitetului Geologic, ținînd seama de valoarea de școală pe care o au ședințele Comitetului Geologic, a hotărît ca și în acest an să aibă loc aceste ședințe, în care să se dezbată rezultatele obținute de către geologii noștri în timpul campaniei din vara anului 1952.

— Prof. N. ONCESCU spune următoarele: « În cursul ședințelor științifice pe care le deschidem astăzi Dv. veți expune problemele științifice pe care le-ați främîntat și pe care le-ați rezolvat. În toată activitatea Dv. nu trebuie însă să uitati că rolul cercetărilor științifice trebuie să fie pus totdeauna în legătură cu practica, cu utilul, pentru descoperirea substanțelor minerale utile, în scopul ca traiul poporului muncitor să fie din ce în ce mai fericit. În lumea socialistă știința care nu servește poporului muncitor nu poate fi considerată știință.

Științei noastre geologice îi revin sarcini mărețe în construirea socialismului, în construirea comunismului. În Uniunea Sovietică, unde de la început i s-a dat științei geologice rolul cuvenit ca deschizător de drumuri noi, atât în ceea ce privește descoperirea substanțelor minerale utile de tot felul, cât și în studierea solului în vederea construcțiilor mari ale socialismului, sarcinile noi ale geologiei pentru Cincinalul în curs sănt dintre cele mai importante. Din sarcinile trasate geologilor sovietici, noi geologii români putem trage învățăminte, adaptîndu-le la problemele noastre.



Institutul Geologic al României

Urmînd exemplul pe care ni-l dau, prin munca lor, geologii sovietici, și învățînd din marea experiență a geologiei sovietice, care trebuie să ne fie îndreptarul de fiecare zi în munca noastră, să facem ca și în patria noastră rolul nostru să fie tot atît de activ, pentru ca și la noi geologii să contribuie cu toate forțele lor la construirea socialistă, prin găsirea de noi substanțe minerale utile și prin contribuția lor la marile construcții ale socialismului ».

— R. DIMITRESCU. — Observațiuni geologice asupra regiunii Calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est).

În vara anului 1952, în cadrul lucrărilor întreprinse pentru completarea hărții generale geologice a Poienii Ruscăi, am avut ocazia de a studia regiunea Calcarelor de Hunedoara, cuprinsă între localitățile Govăjdia și Vadu Dobrii.

Literatura geologică recentă, privitoare la această regiune, se mărginește la comunicarea lui M. FILIPESCU¹⁾; studii detaliate asupra regiunilor învecinate au fost efectuate de AL. CODARCEA și L. PAVELESCU²⁾.

Sisturile cristaline ale regiunii aparțin seriei epizonale care caracterizează zona mediană a Masivului Poiana Ruscă. Ele se dezvoltă mai ales în vestul și sudul teritoriului cercetat. Pretutindeni predomină șisturile cuarțitice-sericitice. În masa acestora apar, sub formă de intercalații, diferite alte varietăți de șisturi.

Prin creșterea proporției de cuarț în compoziția șisturilor cristaline, se trece la șisturi cuarțitice și se ajunge uneori chiar la cuarțite masive, de culoare albă. Mai răspindite însă decît acestea sunt cuarțite negre grafitoase, cu textură rubanată, întâlnite de exemplu în D. Runișor (la nord de Alun) și la nord-vest de Sohodol. Adeseori, cuarțitelor negre li se asociază filite grafitoase, ca de exemplu pe Valea Peștișelii, la nord-est de Poienița Voinii.

Șisturile cuarțitice-sericitice conțin întotdeauna o mică proporție de clorit; dacă această proporție crește, se trece la șisturi sericito-cloritoase; acestea formează numeroase intercalații în masa de șisturi sericito-cuarțitice. Mult mai rar se trece la șisturi cuarțitice-cloritoase.

Menționăm de asemenea, ca apărînd intercalate în șisturi, numeroase lentile de calcar cristaline albe, zaharoïde, și de calcar dolomitice cenușii, fine. Unele

¹⁾ M. FILIPESCU. Zăcămîntul de talc de la Cerișor. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XI (1926–1927). București, 1930.

²⁾ AL. CODARCEA și L. PAVELESCU. Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. de S. Comit. Geol.*, Vol. XXXVIII (1950–1951). București, 1954.

L. PAVELESCU. Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D. de S. Comit. Geol.*, Vol. XXXVII (1949–1950). București, 1953.

— Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă. *An. Comit. Geol.*, Vol. XXVII. București, 1954.



din aceste calcare sînt localizate în apropierea limitei Calcarelor de Hunedoara; altele sînt mai îndepărtate, cum ar fi acele de pe Valea Varului, unde ele constituie patru benzi orientate est-vest, dintre care cea mai de sud are o dezvoltare destul de însemnată.

În general, șisturile quartitice-sericitice și cele sericito-cloritoase sînt lipsite de mineralizații; rareori se întîlnesc zone foarte restrînse, în care apar diseminate rare cristale, sub 1 mm, de magnetit sau oligist.

Studiul petrografic detaliat al acestei serii a făcut obiectul cercetărilor lui L. PAVELESCU.

Un tip aparte de roce, nedescrise încă pînă în prezent, îl constituie cîteva iviri de șisturi cloritoase tufogene, de culoare verde-închisă, întîlnite la izvoarele Văii Varului, pe Valea Răchițelui și pe Valea Iazurilor.

Sub microscop se constată că aceste roce sînt formate dintr-un agregat compact de cristale izometrice de clinoclor, uneori foarte larg dezvoltat (pînă la 1 cm). Intre acestea sînt răspîndite, în cantitate cu totul subordonată, granule de apatit. Remarcabilă este prezența aproape constantă a unei anumite cantități de Ti , pus în evidență sub forma a numeroase cristale de sfen și de sagenit.

O analiză chimică, efectuată de A. KISYK, confirmă compozitia aproape monominerală a rocei:

Si O ₂	29,40
Al ₂ O ₃	18,09
Fe ₂ O ₃	3,81
FeO	3,24
MgO	31,75
CaO	1,02
P ₂ O ₅	0,04
H ₂ O	12,18
	99,53

Aceste rezultate ne redau întocmai formula chimică a clinoclorului (cu $Sp_1 At_1$), la care se adaugă 0,9% magnetit.

Pe lîngă șisturile formate numai din clinoclor (cloritite), apar și alte varietăți, în a căror compozitie mineralologică intră și epidotul, albital, sau, rareori, o hornblendă actinolitică aciculară. Calcitul apare ca mineral secundar, fie sub forma de vinișoare fine, străbătînd masa rocei, fie în cristale izolate, de 0,5—1 mm, pseudomorfozînd probabil cristale de plagioclaz.

Se constată că aproape întotdeauna șisturile cloritoase conțin diseminate cristale de magnetit de 0,25—3 mm; cu totul local pot apărea slabe concentrații de minereu, ca de exemplu pe Valea Iazurilor. Pe aceste șisturi se situează de aceea întotdeauna anomalii magnetice însemnante (de ordinul miilor de γ).

Pe un affluent al Văii Răchițelei, asociate cu șisturile cloritoase, apar roce șistoase amfibolice. Sub microscop se constată că amfibolul este un actinot; el este însoțit de numeroase granule de epidot. Feldspatul, care este prezent în cantități destul de reduse în rocă, este un albit.



Rocele descrise situează deci complexul cristalin în faciesul mineralologic al șisturilor verzi, caracterizat prin parageneza clorit + epidot + albit, la care se adaugă actinolitul (stabil, după TURNER, chiar și la cele mai joase temperaturi ale metamorfismului).

Calcarul dolomitic de Hunedoara ocupă suprafețe întinse în regiunea noastră. Aspectul său este cenușiu-vînat, cu structura fină. Se observă frecvent nivele de calcare brecioase; acestea nu au putut însă fi urmărite, pentru a se putea reprezenta pe hartă.

În tot cuprinsul calcarelor masive am întîlnit numeroase lentile de șisturi cristaline, deobicei șisturi cuarțitice-sericitice, cuarțite (D. Plopului, D. Runișor), uneori șisturi sericito-talcoase (nord și nord-vest de Leleșe), filite sericitoase (Morile Cerișorilor, D. Leleșe) și chiar filite biotitice (V. Alunului). În regiunea satului Cerișor, la nord-vest de zăcămîntul de talc, se întâlnesc cuarțite masive, uneori slab feruginoase.

În regiunea Sohodol—Runcu, masa de calcare se ramifică spre vest; ramura nordică este cu mult cea mai lungă, ea urmînd cursul Văii Runcului pînă mai sus de sat, în dreptul Văii Varului. Toate ramurile se pierd treptat, subîndu-se spre vest.

Roce eruptive. Pe Valea Răchițelei am întîlnit, aflorînd în firul apei, două filoane de diabaz-porfirit, în grosime de 1—2 m. Megascopic, pe un fond verzuin negricios, ies în evidență fenocristale mari de plagioclaz.

Sub microscop se observă că roca este formată dintr-o masă cu structură gabrodiabazică, în constituția căreia intră cristale de albit (0,4—0,8 mm.), de hornblendă uralitică și de minereu (0,2—0,4 mm.) (magnetit și pirită); rarele fenocristale de plagioclaz (2—4 mm) sunt aproape complet saussuritizate, fiind transformate într-un agregat de zoizit, epidot și sericit. Se remarcă rare microlite fine de hornblendă verde-palidă, răspîndite în tot cuprinsul rocei.

Mentionăm că în regiunea de sud-vest a Poienii Ruscăi se mai întâlnesc în două puncte (pe V. Izvodiei, deasupra Ocnei lui Dan și pe V. Lurada), iviri de roce eruptive analoage (diabaze uralitice).

Pietrișurile pleistocene formează acoperămîntul multor culmi de dealuri în toată regiunea; ele se aşeză pe o platformă morfologică, la altitudinea de cca 760 m (probabil Platforma Gornovița).

* * *

Aproape în totalitatea punctelor de observație, Calcarele de Hunedoara se dovedesc a fi concordante cu Șisturile cristaline. În cea mai mare parte a regiunii, direcția complexului este aproximativ E—W. Cam în dreptul satului Sohodol, direcția șisturilor și a calcarelor trece la N 55—60° W, pentru ca în



dreptul satului Runcu ele să se arcuiască, luând direcția aprox. N 55° E. Spre Vadu Dobrii se revine la direcția normală E—W.

Înclinarea, de la satul Alun către vest, este întotdeauna spre sud, ea având valori între 35° și 45°. În consecință, aci șisturile cristaline de la sud stau peste Calcarul de Hunedoara.

La est de Alun, la contactul calcarului cu șisturile cristaline, se observă, în general, tot căderi spre sud; local apar însă și căderi spre nord, ca la Doștina sau la Plopou.

În cuprinsul calcarului masiv, acolo unde intercalațiile șistoase lipsesc, este foarte greu de măsurat poziția stratelor, datorită numeroaselor sisteme de fisuri care străbat roca.

În zona de șisturi cristaline, la Iazuri (nord-vest de Vadu Dobrii), se conținează un sinclinal lung de cca 2 km, dirijat est-vest și care se ridică spre est; axul sinclinalului este ocupat de șisturi cuarțitice-sericitice, iar pe flancurile lui apare cîte o bandă de șisturi cloritoase tufogene.

În concluzie, aşa cum a arătat AL. CODARCEA, ne aflăm într-o zonă de îndințare în sedimentele primitive, între un facies calcaros spre est și un facies argilo-grezos spre vest. Acest fapt este ilustrat îndeosebi de terminația vestică a calcarelor. În consecință, calcarele aparțin Seriei cristaline, fapt pus în evidență și de numeroasele lentile de șisturi intercalate în cuprinsul lor, precum și de concordanță ce se poate observa în cea mai mare parte a cazurilor între Cristalin și calcare. Cele cîteva discordanțe citate în literatură sunt accidentale și datorite unor dislocații.

De-a lungul limitei lor de nord, în regiunea studiată de N. GHERASI, de la Runcu și pînă la Groși, Calcarele de Hunedoara se aşează peste seria de filite a zonei de nord din Poiana Ruscă. De-a lungul limitei de sud, lucrurile se petrec astfel: de la Runcu și pînă la Alun, șisturile cristaline stau peste calcare; de aci spre est, contactul începe a fi ezitant, iar de la Cîrnu pînă spre Teliuc, căderile par a fi peste tot spre nord.

După AL. CODARCEA, calcarele ar reprezenta un epizod stratigrafic; intercalat normal într-o serie cristalină cu căderi aproape monoclinale către sud.

După părerea noastră însă, calcarele au ocupat inițial o poziție superioară față de complexul cristalin de la sud și abia ulterior șisturile cristaline au fost împins spre nord, formîndu-se un mare sinclinal culcat. Mișcările care au împins flancul sudic al sinclinalului peste calcarele din axul acestuia, ar fi aceleași cu cele care, după L. PAVELESCU, au adus seria de mesozonă a Poienii Ruscăi de sud peste seria epizonală a Zonei mediane.

— S. PAULIUC. — Origina hieroglyphelor și fucoidelor în concepția savanților sovietici¹⁾.

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

— PETRE NIȚĂ-PION. — Cercetări geologice în regiunea Pralea—Mănăstirea Cașin.

Regiunea care formează obiectul cercetărilor noastre corespunde geomorfologic colinelor subcarpatice. Ea este delimitată printr-o linie care unește la N comunele Onești, Radiana, Căiuți, la W comunele Cașin, Mănăstirea Cașin, la S P. Petricica Mare, Ursoiul Mic, P. Șerpilor, P. Ursoaia, P. Pralea pînă la confluența cu P. Stînii, iar la E printr-o linie care unește confluența Pîrului Stînii cu P. Pralea, cu confluența Trotușului cu P. Bogdana.

Relieful, în general accidentat, prezintă altitudini în jurul a 600 m, cu excepția vîrfurilor Ursoiul Mic, Ursoiul Mare și Paltin (peste 700 m), care se însîruie orientate N—S și reprezintă culmea principală din regiune.

Rețeaua hidrografică este tributară Cașinului, care primește următorii afluenți: Haloșul Mic, Haloșul Mare, Haloșul Ciobotarului, P. Crețului, Valea Rea și Pochița. Aceste pîraie au trasee scurte și debit de apă variabil. Zona de E este străbătută de văile Pralea, Bogdana, Blidarului și Cursei, care brăzdează adînc Levantinul, făcînd astfel dificile posibilitățile de acces în regiune.

Istoric. Primele date geologice asupra regiunii s-au publicat începînd din a doua jumătate a secolului trecut.

În 1902¹⁾ L. MRAZEC și W. TEISSEYRE amintesc dislocația care separă Saliferul de Sarmațian. Această dislocație este menționată și în lucrările Comisiei de Petrol din 1904.

În 1929²⁾ O. PROTESCU publică prima hartă geologică a regiunii. În această lucrare depozitele pliocene sunt atribuite Meoțianului și Levantinului. Asupra acestor formațiuni se fac considerații de ordin general.

În 1930³⁾ G.H. MACOVEI și D. ȘTEFĂNESCU publică o serie de date asupra structurii șantierului Cașin.

În 1934⁴⁾ M. PAUCĂ aduce contribuții asupra cunoașterii zonei neogene Sușița-Oituz.

În 1938⁵⁾ I. DUMITRESCU face considerații de detaliu asupra stratigrafiei și tectonicei.

¹⁾ L. MRAZEC și W. TEISSEYRE. Les grandes lignes tectoniques et morphologiques de l'avant- et de l'arrière-pays des Carpathes, leur rapports avec les cycles anté-carpathiques. C.R.I. Prague, 1924.

²⁾ O. PROTESCU. *Studii Technice și Economice*. Vol. 3, București, 1926.

³⁾ G.H. MACOVEI et D. ȘTEFĂNESCU. Les gisements de pétrole de Roumanie. Varșovia, 1935.

⁴⁾ M. PAUCĂ. Contributions à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Sușița et l'Oituz. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII (1933—1934). București, 1938.

⁵⁾ I. DUMITRESCU. Le Néogène de la région Cașin-Haloș (Départ. de Bacău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXX (1941—1942), pag. 93. București, 1948.



R. CIOCÂRDEL¹⁾ orizontează depozitele pliocene pe bază de faună și iviri de cărbuni, făcind și considerații asupra tectonicei.

Stratigrafia. În constituția geologică a regiunii cercetate intră următoarele formațiuni: Miocenul, reprezentat prin Helvetian, Tortonian, și Sarmatian, și Pliocenul, reprezentat prin depozite meotiene și levantine.

Helvetianul a fost întîlnit în regiunea cercetată de noi la S de Mănăstirea Cașin, în cursul inferior al P. Haloșul Mare, pe P. Hălăselul, dealurile Pucna și Artan precum și în zona de N, pe cursul superior al Pîrului Curița, affluent stîng al Rîului Cașin.

În punctele citate mai sus Helvetianul este format din marne cenușii și roșii, cu intercalații de gresii grosiere nisipoase, micacee, nisipuri și nisipuri cu intercalații de gips. Profilul cel mai bine deschis (Hălăsel—Haloșul Mare) arată clar alternanța marnelor roșietice și gresiilor cu intercalații de gips sub o direcție și înclinare constantă ($N-S/50^{\circ}-60^{\circ} W$).

Tortonianul. Succesiunea de mai sus este acoperită de Tortonian care, între D. Geana și confluența P. Pietricelelor cu P. Haloșul Mare, se caracterizează prin depozite marnoase-nisipoase cu caracter pronunțat bituminos. La partea superioară a acestui Tortonian se situează o gresie descrisă de I. DUMITRESCU²⁾, și care fusese considerată de O. PROTESCU³⁾ oligocenă.

Pe P. Haloșul, la circa 300 m aval de confluența cu P. Rusului, emanații de hidrogen sulfurat, însotite de izvoare sărate și sulfuroase, indică prezența unei fracturi.

În partea superioară a Gresiei de Haloșul sînt intercalații subțiri de tufuri de culoare albă, care rareori depășesc grosimea de 20 cm.

Sarmatianul se dezvoltă la S de P. Păcurii (Porcului), iar limita lui estică taie la 300 m E Piscul Ursiului și se îndreaptă spre S, trecînd pe la 500 m E de D. Fetișoara. Limita vestică urmărește aproximativ cursul Pîrului Haloșul Mare. Depozitele sarmatiene sînt reprezentate printr-un complex detritic de marne, gresii calcaroase și conglomerate cu elemente mici de culoare cenușie, sau gresii negricioase impregnate cu bitumen. Alteori sînt întîlnite lumachelle cu Mactre mari (P. Puturos).

Complexul marnos-grezos întîlnit de noi în P. Păcurii este cunoscut în literatură și atribuit de D. ȘTEFĂNESCU³⁾, Burdigalianului. Același complex

¹⁾ R. CIOCÂRDEL. Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna. București, 1950.

²⁾ Op. cit.

³⁾ G. MACOVEI et D. ȘTEFĂNESCU. Op. cit.



este menționat prin datele aduse de I. DUMITRESCU¹⁾, din care se deduce vîrsta lor tortoniană. În urma cercetărilor executate de noi atribuim aceste depozite Sarmățianului, bazați pe următoarele considerente: am întîlnit pe P. Păcurii, la circa 400 m în amonte de confluența cu P. Haloșul Mare, fosile de tipul *Mactra bulgarica* și *M. caspia*, precum și numeroase Hydrobii.

Cum limita Sarmățian-Pliocen a fost pusă de I. DUMITRESCU¹⁾ odată cu dispariția Mactrelor mici, considerăm că marnele și marnele cu intercalații de gresii fosilifere (Mactre mici), situate pînă la circa 800 m în amonte de confluența P. Păcurii (Porcului) cu P. Haloșul Mare, aparțin Sarmățianului. Aceleași orizonturi fosilifere au fost întîlnite și mai la S în P. Pietricelelor, cu aceeași direcție și înclinare, la circa 1.500 km în amonte de confluența cu același pîrâu.

În acest caz, Sarmățianul din regiunea Cîmpuri — Vîzantea ar avea o extensiune și mai mare decât cea citată de I. DUMITRESCU.

Meotianul regiunii cercetate de noi este dezvoltat sub un facies lacustru atît pe V. Cașinului cît și pe văile afluențe pe dreapta ei. O coloană stratigrafică stabilită pe profilul cel mai bine deschis (Haloșul Ciobotarului) ne arată următoarea succesiune de strate: în bază un complex tufaceu-andezitic (100 m grosime) de culoare verzuie, care se dezvoltă începînd din comuna Suseni spre S prin P. Curița pînă în pîraiele Păcurii și Pietricelelor. Acest complex, orientat N—S și cu o înclinare constantă de 65° către E, suportă marne nisipoase, argile nisipoase, nisipuri tufacee și nisipuri cu concrețiuni grezoase sferoidale. Culoarea argilelor și marnelor este deobicei verzuie și prezintă numeroase cuiburi fosiliifere de Lamellibranchiate și Gasteropode în general rău păstrate. Printre acestea au putut fi recunoscute forme de tipul *Unio* sp., *Helix* sp., *Planorbis* sp., *Anodontă* sp., *Limnea* sp., precum și numeroase urme de plante. La partea superioară a acestui complex am putut deosebi un orizont gros de circa 150 m, compus din marne galben-ruginii cu numeroase resturi de plante și intercalații de nisipuri și gresii, căre urmăresc ca o bandă N—S limita Levantinului (în P. Cursei și pe P. La Sandu Bindar).

Între D. Băloaia și Plaiul Ursoiului am putut identifica trei intercalații de cărbuni. Acestea sunt localizate pe P. Haloșul Ciobotarului (la 300 m stratigraphic de baza Meotianului) și pe P. Clucotici, unde complexul litologic ne arată o alternanță de mărne, nisipuri și gresii cenușii. Cărbunii au aspect foios și sunt foarte alterați la suprafață. Grosimea depozitelor meotiene din regiunea cercetată atinge 1100 m. Limita Meotian-Levantin a fost pusă la baza primelor conglomerate cu ciment calcaros.

Levantinul inferior constă din conglomerate, în care predomină blocuri de gnais, cuarțite, micașisturi și elemente verzi.

¹⁾ I. DUMITRESCU. Op. cit.



S-a observat că aspectul de mai sus al conglomeratelor nu se menține pe distanțe mari; lateral (spre N) ele trec în marne, nisipuri și gresii, ce pot fi observate pînă în punctul D. Runcului. Spre S conglomeratele trec în nisipuri și pietrișuri stratificate torrential (Vf. Ursoiul Mic). Conglomeratele descrise mai sus, în grosime de circa 100—150 m, sunt menționate și de N. MACAROVICI, care le citează pe P. Mirăoara, unde stratele încină către W cu 40° și au o direcție N 15° W.

Levantinul mediu este alcătuit din conglomerate cu intercalații de nisipuri cu trovanți, gresii, argile și marne (1200 m grosime) și care se termină cu stratele de lignit din P. Ursoaia și P. Mangalului, cunoscute din lucrările vechi¹⁾.

Levantinul superior începe de la stratele de cărbune din P. Mangalului, în care s-au identificat resturi de Mamifere, și se continuă spre E printr-un complex de strate, gros de 1300 m. Profilul V. Bogdana — P. Pralea arată o succesiune care începe în bază printr-o marnă cu cinerite remaniate, intercalată în nisipuri și conglomerate (fundul Pîrîului Bogdana), cu o grosime între 12—15 m și cădere spre SE cu $3—5^{\circ}$. Pe P. Șerpilor, affluent al Pîrîului Pralea, precum și în punctele Vf. Neculii, La Ruptura Veche și Buciumi, apare aceeași marnă cu aceleasi caractere litologice și grosime. I. C. MOTĂȘ o citează în regiunea cercetată de d-sa, la S, în V. Groapa Adîncă și P. Babii, unde are o grosime de 12 m, și o consideră inferioară stratigrafic cărbunelui din P. Secu. În profilul executat pe P. Scurt, care este reprezentat în fig. 1, se pot observa spre bază, argile și nisipuri cu intercalații subțiri de prundișuri și pietrișuri (a). Deasupra acestora urmează marnele cu cinerite remaniate (b), argile (c), nisipurile și conglomeratele bine cimentate, citate mai sus.

Peste marna cu cinerite remaniate descrisă mai sus, se situează un strat subțire de nisip, după care urmează marne și argile cenușii micacee, cu cădere spre SE între $8—10^{\circ}$ și o grosime de circa 60 m. Un conglomerat gros de circa 200 m, foarte bine cimentat cu ciment calcaros și format din elemente de Fliș paleogen, gnais și micașisturi, a fost urmărit, stînd peste aceste depozite, între P. Morii, Plaiul Boureilor, P. Tochilelor, fundul Pîrîului Cocoștîrcului, P. Scurt, P. Porcului, de unde se îndreaptă spre S sub Vf. Poiana Dolca.

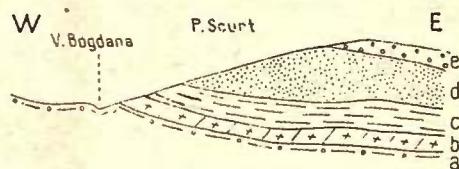


Fig. 1. — Profil pe P. Scurt.

a, argile cu intercalații de conglomerate și nisipuri;
b, marne cu cinerite remaniate; c, argile cenușii;
d, nisipuri; e, conglomerate bine cimentate.

¹⁾ O. PROTESCU. Op. cit., Capit. cărbuni.

Pe profilul Văii Negurei (fig. 2), situat la E de P. Bogdana, marnele cu cinerite remaniate au o cădere către SE cu 6° (b) și suportă numai argile (c) și conglomerate (d), nisipurile lipsind. Acestea stau pe nisipuri cu intercalăriuni de argile, nisipuri și conglomerate (a). Făcând comparație între aceste două profile, observăm că în ultimul, deasupra marnelor cu cinerite remaniate și argilelor, lipsesc nisipurile care trec în conglomerat. Acest fapt pledează pentru variații de facies laterale.

Peste conglomeratele de mai sus se situează o succesiune de strate cu structură torgențială, compusă din nisipuri cu trovanți, gresie în bancuri pînă la 0,50 m, prundișuri și pietrișuri orientate aproximativ N 30° – 50° W/ 10° – 15° SE ilustrată pe profilul NW–SE ce taie Proprietatea Gîrbovanu pînă în Piscul Moliftului (fig. 3). În continuare spre SE, peste aceste depozite se situează al-



Fig. 2. — Profil pe P. Negurii.
a, argile nisipoase + conglomerate; b, marne cu cinerite remaniate; c, argile; d, conglomerate bine cimentate.

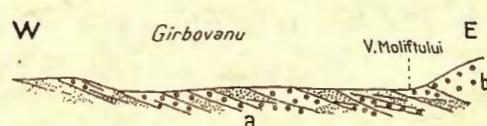


Fig. 3. — Profil pe proprietatea Gîrbovanu.
a, nisip cu trovanți, gresii, prundișuri și pietrișuri; b, conglomerate bine cimentate.

doilea conglomerat, destul de bine cimentat, cu elemente mari și ciment calcaros, care a fost urmărit de la E de P. Bradului, pînă la confluența Pîrului Stînii cu P. Ursoaia. Grosimea aproximativă a acestuia atinge 80–100 m, fiind bine reprezentat în Piscul Moliftului (între P. Mateiaș și P. Moliftului).

Stratigrafic, deasupra acestuia se situează o altă succesiune de strate, formată tot din prundișuri și pietrișuri, nisipuri cu trovanți și gresii, la care se mai adaugă și intercalării de marne și argile, ultimele predominând spre SE între P. Teiului și comuna Pralea. În acest complex de strate se află intercalat un al treilea conglomerat, bine individualizat în Vf. Rotari, și care se pierde pe malurile abrupte ale Pîrului Mateiaș.

Tetonica. Regiunea noastră aparține structurii monoclinale formată din depozite meotiene și levantine. În succesiunea formațiunilor meotiene observăm că în apropierea dislocației Cașinului, stratele au o cădere spre E în jurul a 70 – 80° , direcția generală a stratelor rămînînd aproximativ N–S. Remarcăm faptul că depozitele levantine prezintă ondulații slabe. Acestea au fost sezisate cu ocazia unor profile de recunoaștere executate pe P. Pralea și P. cu Brazi. În aceste ondulații se observă variații în direcția și inclinarea stratelor. Direcția generală a formațiunilor levantine variază între N 30° – 50° E iar căderea către SE între 5° – 45° . Inclinări mai puternice de strate par a se datora unor fenomene recente, fie cutări de vale, fie alunecări de strate pe boturi de dealuri. În P. Șer-

pilor ansamblul observațiilor pledează pentru existența unui sinclinal, axul acestuia aflîndu-se undeva la N în P. Ursoaia, nu departe de aflorimentele cărbunoase de pe P. Mangalului. În afară de dislocația Cașinului, citată în literatură, desci-frăm următoarele accidente tectonice secundare:

- a) Falia Haloșul Mare — Poiana lui Băncilă, identificată pe baza unor iviri de țîtei și orientată NE—SW;
- b) Falia Vf. Neculii — P. Ursoaia, orientată N—S;
- c) Falia « La Ruptura Veche », orientată N—S, care separă marnele galbene cu cinerite remaniate levantine, de conglomerate, nisipuri și pietrișuri.

Concluzii. Din punct de vedere stratigrafic am deosebit următoarele:

1. Am atribuit Sarmațianului și depozitele situate pe P. Puturos și P. Pietricelelor pînă la respectiv 800 m și 1500 m în amonte de confluența cu P. Haloșul Ciubotarului, dînd astfel o extensiune și mai mare Sarmațianului din regiunea Cîmpuri-Vizantea.
2. Am considerat ca orizont-reper pentru baza Meotianului un complex tufaceo-andezitic, gros de circa 100 m.
3. Am separat sub primele conglomerate levantine un complex gros de 150 m, reprezentat prin marne galbene și ruginii, cu numeroase resturi de plante și intercalări de nisipuri și gresii.
4. Am încercat o orizontare a Levantinului, considerînd ca strat-reper principal cărboalii din P. Ursoaia și P. Mangalului.

Din punct de vedere tectonic descifrăm în plus fracturile Haloșul Mare — Poiana lui Băncilă, Vf. Neculii — P. Ursoaia și « La Ruptura Veche ».

Sedintă din 27 februarie 1953

Prezidează prof. MIRCEA D. ILIE.

— REMUS ȘTEFAN. — Contribuții sovietice noi referitoare la rezolvarea problemelor de metalogeneză (Referat).

— I. C. MOTAŞ. — Observațiuni cu privire la sedimentația Pliocenului din regiunea Pralea.

Pliocenul de la Pralea este cunoscut din cercetările lui S. ATHANASIU și D. M. PREDA¹⁾ și ale lui O. PROTESCU²⁾. Cu ocazia unor cartări de

¹⁾ S. ATHANASIU și D. M. PREDA. I. Stratigrafia bazinului inferior al Trotușului. II. Elephas meridionalis din Pliocenul superior de la Pralea-Căiuți. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII. București, 1928.

²⁾ O. PROTESCU. Zăcămintele de cărbeni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. *Studii Techn. și Econ.*, Vol. III, fasc. 6. București, 1929.



detaliu, întreprinse în 1952 în regiunea Pralea — Căiuți, am cercetat o serie de profile în bazinul inferior al Trotușului, pe un teritoriu cuprins între V. Cașinului la W și Culmea Trotușului la E și care se întinde între Onești la N și V. Sușiței la S. Aceste cercetări au fost întreprinse în cadrul unui colectiv din care a făcut parte și prof. N. MACAROVICI.

Regiunea în care am executat cartări geologice de detaliu este cuprinsă între R. Doamnei — P. Babei la W și Pîrîul cu Brazi la E, limitindu-se la N cu P. Pralea, iar la S cu V. Zăbrăuțului.

Pe baza datelor culese din întreg teritoriul cercetat și mai ales din porțiunea cartată detaliat, prezentăm unele observații cu privire la aspectul sedimentării depozitelor pliocene și la posibilitatea orizontării lor.

În cuprinsul regiunii se găsesc formațiuni miocene, pliocene și cuaternare; acestea din urmă nu sînt însă tratate în nota de față.

Miocenul apare la zi numai în partea cu totul vestică a regiunii, în zona Mînăstirea Cașin, și nu face obiectul prezentei note, fiind deja cunoscut¹⁾. Menționăm numai, că de-a lungul « liniei Cașinului » apare Miocenul inferior încălcind peste un Tortonian-Sarmatian redresat. În zona Mînăstirea Cașin, pe V. Haloșului, V. Cașinului, V. Curița, « linia Cașinului » are aspectul unei, falii inverse, cu direcția aproape N—S, la care compartimentul vestic este ridicat. În succesiunea depozitelor miocene din compartimentul estic se găsesc, la partea superioară a Sarmatianului, Chersonianul dovedit prin prezența formelor de *Mactra caspia* și *Mactra bulgarica*.

Meotianul este dispus în continuitate de sedimentare peste Chersonian, fiind alcătuit dintr-o alternanță de gresii și gresii tufacee andezitice și de marne și marne argiloase, la care se adaugă nisipuri și gresii cu trovanți, marno-argile cărbunoase cu lignit, și tuf andezitic. Limita inferioară este caracterizată printr-un conglomerat de aproximativ 1 m grosime, cu fragmente rulate de andezit, care urmează imediat deasupra ultimelor gresii și marne cu *Mactra caspia* ale Chersonianului. Acest conglomerat suportă un tuf andezitic cenușiu-albăstrui de cca 50 m grosime (V. Haloșul, V. Pietricelelor, V. Curița, etc.). Limita superioară a Meotianului este caracterizată printr-un strat de nisip de cca 1 m grosime. Nisipul acesta este foarte bogat în material andezitic și suportă un conglomerat bine cimentat care aparține Pliocenului de deasupra.

Vîrsta meotiană a depozitelor cuprinse între conglomeratul cu fragmente rulate de andezit și stratul de nisip andezitic de 1 m grosime rezultă atât din

¹⁾ I. DUMITRESCU. Le Néogène de la région Cașin-Haloș (Départ. de Bacău). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXX (1941—1942). București, 1948.

— M. PAUCĂ. Contributions à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Susița et l'Oituz. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII (1932—1934). București, 1938.



poziția geometrică, superioară Chersonianului, cît și din prezența puținelor fosile caracteristice. În adevăr, la diferite nivele, în afară de Planorbiide, Helicide, Ostracode și a. se întâlnesc și puține Unionide caracteristice, printre care *Psilunio subrecurvus* (TEISSEYRE).

Meotianul apare ca o fâșie orientată aproape N—S, care urmărește aproximativ linia Cașinului. El se regăsește pe malul stîng al Trotușului, în aval de Rîpile, aproximativ între V. Rea la Pătrășcani și V. Chiliei la Jevreni, alcătuind o fâșie care spre N pare a se continua cu Meotianul de la Cleja.

Meotianul, în grosime de aproximativ 1000 m, se dezvoltă în facies de apă dulce, cu *Helix*, *Planorbis* și *Unio* («Stratele cu *Helix*», adică un facies heteropic al «Stratelor cu *Dosinia*»). Asemănător cu cel din Podișul Moldovenesc și dispus în continuitate de sedimentare peste Chersonian, Meotianul trebuie considerat mai curînd ca faza de îndulcire care încheie sedimentarea miocenă, decît ca începutul Pliocenului, mai cu seamă că în Sarmatianul superior se găsesc orizonturi de apă dulce sub ultimele gresii și marne cu *Mactra caspia* (marnele cu *Planorbis* și *Helix* din V. Pietricelelor). Situații analoage se cunosc și în Podișul Moldovenesc.

Pliocenul acoperă aproape întreaga regiune dintre V. Cașinului și Culmea Trotușului și este alcătuit dintr-o alternanță foarte monotonă de conglomerate, pietrișuri, gresii moi, nisipuri și marne, la care se adaogă marno-argile cărbunoase cu intercalații de lignit. Stratificația depozitelor este în mare măsură încrucișată și grosimea lor totală este în jurul a 3000 m.

În acest Pliocen se întâlnesc la diferite nivele, în marne, Helicide și Planorbiide necaracteristice și în general rău conservate. Către partea superioară, și anume în mina Pralea, s-au găsit cîteva resturi de mamifere fosile aparținînd speciilor *Rhinoceros cf. etruscus*, *Elephas meridionalis*, *Elephas primigenius*, și a., care indică vîrsta villafranchiană¹⁾). De asemenea colectivul nostru a găsit în Pîrîul cu Brazi o defensă de *Mastodon* sp.

O. PROTESCU²⁾ a atribuit întreaga succesiune de depozite Levantinului, separînd un Levantin inferior sub nivelul cu fosilele amintite și un Levantin superior deasupra. Acest autor admite o discontinuitate între Meotian și Levantin.

Deși avem de-a face cu o succesiune monotonă de depozite în general grosiere și ne lipsesc elementele paleontologice, am încercat totuși o orizontare a lor.

Am avut șansa, ca în porțiunile cartate în detaliu de noi și de prof. N. MACAROVICI, să putem urmări un profil aproape complet și bine deschis. Acum profil

¹⁾ S. ATHANASIU și D. M. PREDA. *Op. cit.*

²⁾ *Op. cit.*



începe la W în V. Mirăoara, de la limita superioară a Meotianului, trece prin V. Babei — Pîrîul lui Goșpei — P. Tulbure și se continuă la E prin D. Rotund — Pîrîul cu Brazi — Piscul Oltencii.

Pentru orizontarea suitei de depozite, groasă de cca 3000 m, am utilizat ca repere intercalațiile de marne cărbunoase cu lignit.

Astfel, cel mai important nivel-reper este acela deschis în P. Secul, care se poate urmări direcțional pe distanțe apreciabile, prin P. Doamnei — Pîrîul lui Goșpei — V. Limpejoara. Lignitul acesta, care este situat la același nivel stratigrafic cu cel din mina Pralea cu fosile villafranchiene, separă două pachete de depozite. Dedesubt, pînă la limita superioară a Meotianului, adică pe aproximativ 1300 m grosime, apare o alternanță de conglomerate, pietrișuri, nisipuri și gresii cu trovanți și relativ puține intercalații marnoase. Baza acestui pachet este constituită dintr-un conglomerat bine cimentat, de 100—200 m grosime. Mai sus în acest pachet inferior apare o intercalătie de marnă nisipoasă cu elemente de cinerite andezitice remaniate. Marna aceasta, cu aspect de tufit, este de cca 15 m grosime și apare în V. Groapa Adîncă — P. Babei, regăsindu-se la N de P. Pralea la Stînci — Rîpile și pe P. Bogdana. Această intercalătie, situată la cca 600 m sub nivelul de marne cu lignit din P. Secul, ar putea constitui un nivel conducător. La partea superioară a pachetului se intercalează conglomerate și pietrișuri cu stratificație încrucișată, care suportă nivelul marnos cu lignit din P. Secul.

Deasupra nivelului din P. Secul se dezvoltă un pachet de cca 2000 m grosime, alcătuit dintr-o alternanță de pietrișuri, cu ceva mai puține conglomerate, nisipuri și relativ mai multe intercalații marnoase decât în pachetul inferior. În pachetul superior intervin două nivele de marne cărbunoase cu lignit, care pot constitui repere. Primul este situat la cca 50 m deasupra nivelului din P. Secul, iar al doilea la 600 m. Peste acesta din urmă, care este deschis în P. Tulbure, urmează din nou o alternanță de pietrișuri, conglomerate și nisipuri, în care stratificația torențială pare să fie mai frecventă. Pe teren se poate face deosebirea litologică de ansamblu a succesiunii de depozite de sub nivelul cu lignit din P. Secul, față de a celei de deasupra acestui nivel. Deosebirile sunt uneori mai greu de sezișat, însă reperele amintite sunt indicii prețioase.

Considerăm că în pachetul de depozite situat sub nivelul cărbunos din P. Secul sunt înglobate ca timp Pontianul și Dacianul, adică Cimmerianul. În pachetul de deasupra este cuprins Levantinul și eventual trecerea la Pleistocen. În acest pachet, nivelul cărbunos din P. Tulbure separă deci un Levantin inferior de un Levantin superior. Cu alte cuvinte, deși Pliocenul din regiune îmbracă litologic faciesul Levantinului (Pietrișurile de Cîndești), noi îl considerăm un Pliocen comprehensiv.

În regiuni situate mai la S au fost găsite fosile care arată că Dacianul și Pontianul sunt prezente, însă într-un facies deosebit de cel din



Muntenia¹⁾. Pe baza acestor faune, în acele regiuni, Dacianul și Ponțianul au putut fi separate.

Pentru regiunea noastră Dacianul și Ponțianul au fost separate pe harta la scara 1: 500.000 prin prelungirea limitelor trasate la S. În regiunea noastră însă nu s-au întîlnit fosile și nici nu am putut constata litofaciesuri, care să arate în cît de mică măsură, trecerea de la faciesul fosilifer din S la faciesul conglomeratic nefosilifer din regiunea Pralea—Căiuți. Pe de altă parte, nu putem admite lipsa Ponțianului și Dacianului aşa cum consideră O. PROTESCU deoarece, pe de o parte « Levantinul », în sensul acestui autor, nu depășește nicăieri Meotianul, nici nu se aşează cel puțin pe diferenți termeni ai acestuia, iar pe de altă parte în conglomeratele și pietrișurile acestui « Levantin » sunt remaniate numai elemente mai vechi decât Meotianul.

Acestea sunt considerente care ne fac să ne raliem părerii acelora care susțin că Pliocenul din regiunea Pralea este comprehensiv²⁾. Subliniem că deocamdată în depozitele de peste Meotian se pot stabili două complexe și anume: pachetul de sub nivelul cu lignit din P. Secul, reprezentând foarte probabil Dacian-Ponțianul, și pachetul de deasupra, reprezentând Levantinul. Menționăm totodată, că pentru o clarificare definitivă a problemei este necesară urmărirea din aproape în aproape a acestui Pliocen, pentru a se stabili legătura cu faciesurile fosilifere de la S de V. Sușiței. O asemenea clarificare va putea de asemenea arăta dacă este posibil să fie separat Dacianul de Ponțian; pînă atunci însă, credem că separarea acestora făcută pe harta 1: 500.000 este pentru regiunea Pralea încă provizorie.

Pliocenul de la Pralea are structural înfățișarea unui larg monoclin aplecat spre E. Către bază, la W, înclinările sunt de 50—40°; ele scad către partea superioară și estică la 10—5°. Acest monoclin prezintă ușoare ondulații secundare.

Între zona cercetată de noi și zona de la N de P. Pralea pare să intervină o falie transversală sau oblică. În adevăr, de unde la S de P. Pralea direcțiile stratelor sunt N—S și înclinările estice, la N de P. Pralea ele sunt aproape E—W cu înclinări sudice (P. Teiului), iar mai spre N direcțiile devin din nou N—S și NE cu înclinări estice. Accidental acesta este schițat și discutat în lucrarea lui S. ATHANASIU și D. M. PREDA.

În afară de aceasta, în dreptul Pîrîului cu Brazi apar schimbări brusăte de direcție, care pledează pentru existența unei falii longitudinale. Nu avem sufi-

¹⁾ R. CIOCÂRDEL Le Néogène de la partie méridionale du Dép. de Putna. *An. Comit. Geol.*, Vol. XXIII. București, 1950.

²⁾ ST. MATEESCU. Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure SE des Carpathes roumaines. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII. București, 1926.

M. PAUCĂ. *Op. cit.*

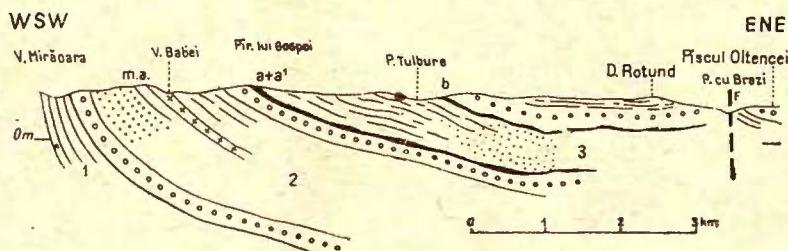
²⁾ I. DUMITRESCU. *Op. cit.*

M. PAUCĂ. *Op. cit.*

ciente elemente la suprafață, pentru a susține existența acestor falii, totuși falia din Pîrul cu Brazi este figurată pe profilul de mai jos.

Ondulațiile de care am amintit sunt menționate de O. PROTESCU și au putut fi surprinse și de noi.

Considerind Meotianul, în continuitate de sedimentare peste Chersonian, ca sfîrșitul seriei miocene, Pliocenul începe cu acel pachet de 100–200 m grosime, de conglomerat puternic cimentat. Acest conglomerat marchează o primă perturbare importantă în sedimentare; mișcările corespunzătoare fazei attice ar fi avut deci loc după Meotian. Am arătat că Pliocenul este alcătuit din două pachete de depozite. Pachetul superior, în care sunt cuprinse fosilele villafran-



Profil geologic prin Pliocenul dela Pralea.

1, Meotian; 2, Dacian-Pontian; 3, Levantian; m.a., marne cu cinerite andezitice remaniate; a + a', nivelul cu lignit P. Secul; b, nivelul cu lignit P. Tulbure; F, faliie.

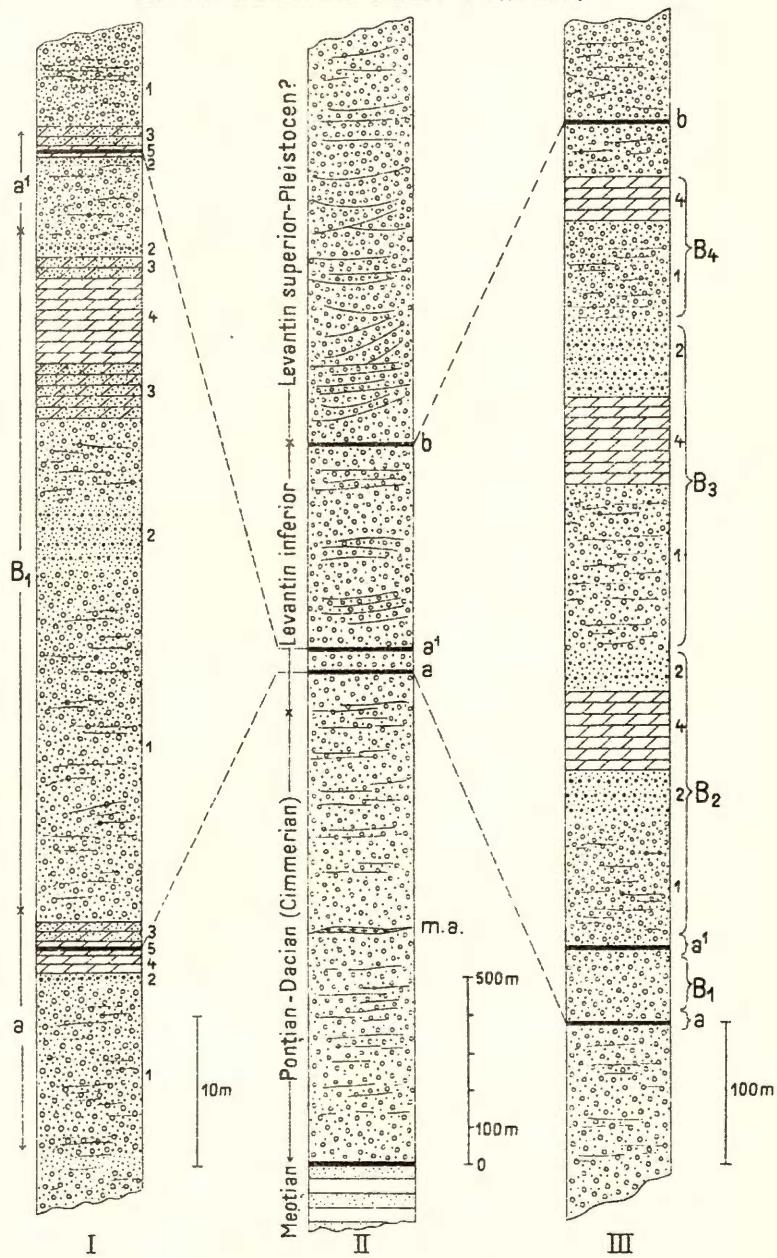
chiene, marchează, față de pachetul inferior, deosebiri litologice, este drept uneori greu de sezisat, suficiente însă ca să le putem pune pe seama unor alte perturbări în sedimentare, care ar fi cauzate de mișcările valahice.

Subliniem că în succesiunea depozitelor pliocene din regiunea Pralea se observă o repetare de cicluri elementare sau ritmuri de sedimentare. Un ciclu sau ritm din acestea este constituit, de jos în sus, din conglomerat și pietrișuri cu stratificația în general încrucisată, urmate de nisipuri, marne și marne argiloase, nisip marnos și apoi iar conglomerat, cu care începe ritmul următor. Unele din aceste ritmuri cuprind marne argiloase cu lignit. În acest caz ritmul respectiv are o grosime mai mică decât a ritmurilor în care nu apare lignit. Raportul de mărime între ritmurile cu lignit și cele lipsite de lignit este aproximativ 1/5–1/10 și chiar mai mult. Această observație ar arăta că, în cazul ciclurilor cu lignit, sedimentarea a fost mai redusă și ceva mai liniștită, permitînd și acumularea de detritus vegetal (vezi planșa).

Repetarea ritmurilor de sedimentare și grosimea mare a depozitelor arată că sedimentarea s-a făcut într-o zonă de subsidență și de acumulare rapidă supusă unor mișcări sin-sedimentare.

Predominanța psefitelor și psamitelor, stratificația încrucisată, fluvio-lacustră și torențială, relevă apropierea zonei muuntoase de la W. Pliocenul de la Pralea, care prezintă față de cel din Podișul Moldovenesc un facies mult mai grosier,

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ ȘI RITMUL DE SEDIMENTARE IN PLIOCENUL DELA PRALEA



I Comparație între mărimea unui ritm (ciclul elementar) cu lignit (a și a¹) și a unui ritm fără lignit (B₁)

II Coloana stratigrafică

III Ritmuri de sedimentare în Levantinul inferior între nivelul cu lignit P.Secul (a+a¹) și nivelul PTulbere (b)

1 Conglomerate și pietrișuri, 2 Nisipuri și gresii, 3 Nisip marnos, 4 Marne, 5 Marno-argile cu lignit, 6 Marne cu cinerite andezitice remaniate

B₁-—B₄ Cicluri elementare fără lignit

constituie molasă continentală de piemont care colmatează zona neogenă a Carpaților orientali. Această molasă constituie umplutura unei fose.

Încă din 1914 MURGOCI¹⁾ a arătat că între vorlandul Carpaților orientali și aria geosinclinalului se situează o depresiune (Depresiunea moldavă). Această depresiune, care se dezvoltă între vorlandul Carpaților și ridicarea crimeeană-dobrogeană, este, după M. V. MURATOV²⁾, de tipul depresiunilor marginale. Depresiunea marginală, cu o afundare mare în regiunea Focșani, prezintă două ramuri. Ramura nordică merge de-a lungul Carpaților orientali, ridicîndu-se treptat către N, iar ramura sudică urmărește Subcarpații din Muntenia, ridicîndu-se treptat spre V. Dîmboviței. În ramura nordică a depresiunii este situată, după acest autor, zona neogenă a Carpaților orientali și o parte din Podișul Moldovenesc.

De curînd, A. E. MIHAÏLOV³⁾, care se ocupă de zona subcarpatică din Ucraina, consideră în depresiunea marginală a Carpaților orientali două zone separate între ele, în fundament, prin zona Hercinidelor (Cordiliera șisturilor verzi). Zona internă are un fundament de Fliș și este umplută cu formațiuni aparținând Miocenului inferior și mediu, precum și Sarmațianului. Zona externă are un fundament alcătuit dintr-o parte a Hercinidelor și din marginea scufundată a Platformei ruse și este umplută cu formațiuni aparținând Tortonianului și Sarmațianului.

În mod analog, și în regiunea noastră putem admite pentru depresiunea pericarpatică o zonă internă, zona miocenă de la Mînăstirea Cașin, situată pe un fundament de Fliș, și o zonă externă, care se dezvoltă la E de linia Cașinului și în care ar fi prezentă în fundament Cordiliera șisturilor verzi. Această cordilieră, afundată în regiunea noastră, s-ar face simțită în Culmea Pietricica sub forma unui prag la E, de care se face racordarea cu Podișul Moldovenesc. Partea din podiș limitrofă a acestui prag ar avea în fundament tot o parte din cordilieră, ceva mai coborită. Zona Pralea s-ar situa deci între pragul constituit de linia Cașinului și pragul constituit de Culmea Pietricica. Deoarece ne aflăm în regiunea de afundare sudică a pragului Pietricica, prin regiunea Pralea s-a făcut în Sarmațianul superior și Meotian ingresiunea faciesurilor de platformă în zona subcarpatică.

Într-o încercare de a fixa etapele de evoluție a fosei căreia îi aparține regiunea Pralea, putem presupune următoarele:

După Oligocen, cînd Carpații Flișului sănt ridicati, se instalează către răsărit și de-a lungul lor depresiunea marginală, în a cărei zonă internă se depune

¹⁾ G. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire asupra Paleozoiului și tectonicei. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V. 1914.

²⁾ M. V. MURATOV. Tectonica SSSR., tom. II. Tectonica i istoria razvitiia alpiiscoi geo-sinclinalnoi oblasti iuga evopeiscoi ciasti SSSR i sopredelnih stran. Moscova — Leningrad, 1949.

³⁾ A. E. MIHAÏLOV. Principalele etape ale dezvoltării depresiunii marginale subcarpaticice (traducere), *An. Rom.-Sov. S. Geol.-Geogr.* Nr. 6, 1951.

Miocenul inferior și mediu. Coborîrea continuă în Tortonian, cînd apele mării acoperă atît zona internă cît și zona externă a depresiunii, precum și partea corespunzătoare din Podișul Moldovenesc. La sfîrșitul Tortonianului are loc o nouă ridicare în zona Carpaților, sedimentarea continuîndu-se în Zona Neogenă, care era mai coborită. În acest timp sedimentarea este mai redusă pe podiș, unde Buglovianul este regresiv. În timpul Sarmatianului are loc o coborîre lentă a întregii zone de sedimentare, care cuprinde și regiunea Pralea; atunci începe să fie antrenată în scufundare și o parte a platformei, deoarece Sarmatianul are o grosime apreciabilă atît în Zona Neogenă cît și pe podiș, unde relevă o depunere subsidentă. Coborîrea se manifestă și în zona muntoasă, deoarece la sfîrșitul Sarmatianului superior, în Meotian, apele ocupă local zone intramontane (bazinul Comănești).

La începutul Pliocenului mișcările attice ridică zona muntoasă, care furnizează materialul grosier ce se acumulează în fosa adiacentă. Sub influența mișcărilor din timpul Pliocenului, fosa coboară treptat, pe măsură ce se colmatează cu o molasă continentală formată pe seama unui material grosier provenit din erodarea zonei muntoase din spate. În perioadele liniștite și de-sedimentare mai redusă au fost posibile și acumulațiile de detritus vegetal, care au dat naștere intercalățiilor de lignit.

— V. MUTIHAC. — Cercetări geologice în regiunea Dragomirești—Botiza (Maramureș).

Limitele regiunii cercetate în 1952 sunt cuprinse între V. Baicului la E, V. Izei la N, începînd din dreptul satului Dragomirești și pînă la confluența Pîrîului Ieud cu Iza, de unde se continuă după o linie dreaptă pînă la Poienile Glodului. Spre W limita este dată de înălțimile de la E de Băiuț, iar spre S de culmea despărțitoare a apelor, ce se confundă cu limita între Transilvania și Maramureș, trecînd prin Vf. Secul, Vf. Dealul, Hîgea Brînzei, Vf. Măgura, Vf. Cîrligătura pînă în fundul Măguri-iei (vezi harta ¹⁾).

Din punct de vedere geologic regiunea face parte din aripa sud-vestică a meganticlinalului Carpaților orientali ²⁾.

Partea de N a regiunii cercetate se prezintă ca o zonă depresionară, cu înălțimi mijlocii în jurul a 600 m. De la limita satului Botiza spre S, relieful se schimbă brusc; înălțimile peste 1200 m sunt foarte frecvente.

Pîraiele Baicul, Ieudul și Izvorul Botizei sunt apele principale ce străbat regiunea de la S la N, fiind colectate de Iza, care curge în tot lungul zonei depresionare de la SE spre NW.

¹⁾ Harta cuprinde și regiunea care a format obiectul comunicării publicată în *D. de S. Comit., Geol.*, Vol. XXXIX (1951-1952), p. 113.

²⁾ V. M. MURATOV. Tectonica U.R.S.S. și a țărilor învecinate. Moscova, 1948.





Printre primii cercetători este PÁVAY VAJNA¹⁾, care a început studiile în 1913 și le-a definitivat în 1943. Lucrările sale s-au întins în regiunea noastră pînă la confluența Pîrîului Plăiuț cu Izvorul Botizei.

F. SZENTES²⁾, în 1944, prezintă o hartă generală care include și regiunea noastră. De asemenei L. STRAUSZ³⁾, în 1943, publică o hartă a părții sudice a Maramureșului, fără a face o separare riguroasă a formațiunilor după vîrstă. B. BÖHM-BEM⁴⁾ se referă la partea de S a regiunii (Izvorul Botizei).

Dintre cercetătorii români prof. STOICOVICI a cartat Eruptivul din regiune, iar mai recent L. IONESI a lucrat în împrejurimile Botizei⁵⁾.

Geologia. În regiune se întîlnesc formațiuni sedimentare, reprezentate prin Cretacicul superior, Paleogen, Neogen și Cuaternar, și formațiuni eruptive.

Stratigrafia. Prin cercetarea Sedimentarului am deosebit două unități, caracterizate prin faciesuri deosebite: unitatea nordică, ce cuprinde partea depresionară a Maramureșului începînd de la Botiza spre N, și unitatea sudică, ce cuprinde catena muntoașă care leagă Tîbleșul de Gutăi.

Unitatea nordică. Senonian. În baza acestei unități apar formațiunile cele mai vechi ce se întîlnesc în regiune, reprezentate prin marne roșii dure, cu pete verzui. Aceste marne sunt strîns cutate iar capetele stratelor alterate capătă aspect foios. Lipsesc cu totul intercalațiile de gresii. Se găsesc cochiliile de Inocerami de talie mare, care nu pot fi determinați specific.

Cochiliile de Inocerami, precum și microfauna determinată, indică vîrsta senoniană a acestor depozite.

Formațiunile din această ivire au o grosime de aproape 60 m și ocupă o zonă lată de 100 m. Se urmăresc spre W pe versantul estic al înălțimii Gurguiet. Spre E, marnele roșii senoniene se continuă pe V. Plăiuț pînă la E de Culmea Secăturile.

Senonianul de pe V. Botizei stă tectonic pe un complex grezos ce aparține Oligocenului, iar la partea superioară suportă normal Eocenul.

Eocenul acestei unități este bine dezvoltat și ocupă o zonă din ce în ce mai lată cu cît înaintăm spre W, iar spre E se îngustează și dispără pe culmea de la W de V. Baicului.

¹⁾ FR. PÁVAY VAJNA. Cercetări geologice în partea superioară a Văii Iza. *Besz. Al. Kir. Földt. Int.* V. Budapest, 1943.

²⁾ F. SZENTES. Bazinul Tisei superioare și legăturile paleogeografice terțiare cu Transilvania. *Mag. Al. Földt. Int.* Kiad. 1943.

³⁾ L. STRAUSZ. Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în 1943 în jud. Maramureș. *Mag. Al. Földt. Int.* Kiad. 1943.

⁴⁾ B. BÖHM-BEM. Cercetări geologice la NE de Lăpușul Romînesc. *Besz. Al. Földt. Int.* 1944.

⁵⁾ Comunicare la Comitetul Geologic, în ședința din 27 mai 1952.



Profilul cel mai bine deschis pe care se poate urmări Eocenul este pe V. Ieudului. Începe la bază cu un orizont de argile roșii: În acestea se intercalează marne verzui, care devin din ce în ce mai frecvente. Argilele roșii se reduc treptat spre partea superioară a seriei și apar în loc intercalări de gresii dure, calcaroase, vinete, cu spărtură paralelipipedică, cu alterări de culoare brunîncisă. Sunt foarte micacee, pe față inferioară prezintă hieroglife mici caracteristice, iar la partea superioară sunt curbicorticale. Gresiile se intercalează la început în strate de 5–10 cm grosime, apoi din ce în ce mai groase, iar intercalările de marne verzui devin subordonate. La capătul nordic al înălțimii Fieșul gresiile ajung în bancuri groase de 1 m. Succesiunea stratigrafică se poate urmări mai departe pe stînga Văii Ieudului, unde deasupra gresiilor de la Fieșul apare o a doua intercalărie de argile roșii, ce se continuă pe V. Mireșului și mai departe spre W pe Izvorul Vinului (vezi planșa, profilul I):

Din argilele roșii bazale de pe V. Ieudului s-a determinat următoarea microfaună care ne relevă vîrstă eocenă:

Globotruncana sp. (forme bicarenate)
Eponides sp.
Lagena sp.
Nodosaria (fragmente)
Gümbelina cf. *globosa* (EHRENBURG)
Rhabdamina *discreta*
Bathysiphon sp.
Glomospira gordialis (PARKER și JONES)
Glomospira charoides (PARKER și JONES)
Haplophragmoides eggeri (CUSHMAN)
Haplophragmoides coronata (H. B. BRADY)
Haplophragmoides sp.
Ammodiscus sp.
Trochamminoides sp.
Dinți de Pești

ACESTE ARGILE SE POT URMĂRI PE V. POIENII PE CULMEA SECĂTURILE, IAR PE IZVORUL BOTIZEI STAU NORMAL PESTE MARNELE SENONIENE.

Este posibil ca între Senonian și Eocen să fie continuitate de sedimentare, întrucât în regiunea cercetată anul trecut (V. Iodișorului) microfauna ne indică zona de trecere de la Senonian superior la Eocen inferior¹⁾.

La E de V. Ieudului, argilele roșii se întâlnesc slab dezvoltate pe culmea de la W de V. Baicului.

Grosimea Eocenului în această unitate este greu de apreciat căci orizonturile marnoase sunt deranjate, iar contactul Eocen-Oligocen este tectonic, încit nu

¹⁾ V. MUTIAC. Cercetări geologice în regiunea dintre Masivul Cristalin al Rodnei și Eruptivul Tibleșului. *D. de S. Comit. Geol.*, Vol. XXXIX. București, 1955.



știm care este partea superioară a Eocenului și nici nu-l putem compara cu Eocenul din zona sudică, unde contactul Eocen-Oligocen este normal. Totuși, grosimea Eocenului în profilul din V. Ieudului este de aproximativ 600 m.

În general Eocenul se prezintă în facies marnos-argilos cu cel puțin două orizonturi de argile roșii și un orizont de gresii.

Oligocenul. Este reprezentat prin gresii micacee de culoare vînătă în spărtură proaspătă și gălbuiie pe suprafețele alterate, cu ciment calcaros și capetele stratelor rotunjite. Se prezintă în pachete de strate pînă la 20 m, cu intercalării subțiri de marne, cu hieroglife proeminente. Sînt conglomeratice la bază și conțin adesea vine și cuiburi de cărbuni. Pachetele de gresii alternează cu bancuri de marne bituminoase pînă la 2 m, de culoare cenușie în spărtură proaspătă și albă pe suprafețele alterate; au o spărtură neregulată, cu muchii ascuțite. Pe un affluent al Ieudului, într-un asemenea banc de gresii s-au găsit Nummuliți mici și dinți de Pești.

Orizonturile de gresii cu intercalării de marne bituminoase alternează cu orizonturi de marno-argile, cu aspect foios, cu eflorescențe de sulfati asemănătoare disodilelor. În acestea sînt intercalate lentile de menilite.

Oligocenul în acest facies are o mare dezvoltare spre N și E. Spre S vine în contact tectonic cu Eocenul, contact ce se prinde pe o mică porțiune la W de înălțimea Fieșului, iar spre E și spre W contactul este mascat de formațiunile miocene.

Stratele au direcția aproximativ E-W; ele sînt puternic deranjate, lucrurile se poate observa mai ales la contactul cu Miocenul, unde sînt adesea redresate.

Miocenul. Depozitele miocene încep cu Tortonianul și se aşează discordant peste Oligocen. În bază Tortonianul este reprezentat printr-un complex tufaceu, bine deschis pe V. Ieudului. Aceșta începe la partea inferioară printr-un tuf grosier de 4 m grosime și care remaniază marne și argile cu aspect disodilic din Oligocen; urmează marne verzui cu Globigerine, care apar interstratificate în complexul tufului. Peste pachetul de tuf grosier urmează tuf fin, bine stratificat, în strate pînă la 30 cm, dur, de culoare albă, alternînd în proporție egală cu marne verzui. Spre partea superioară intercalăriile de tuf pierd din grosime, în schimb se dezvoltă o serie de marne verzui cu suprafețele alterate, roșcate. Urmează apoi un banc de 1 m de tuf grosier cu stratificație oblică. Peste acesta urmează un alt pachet de 15 m grosime, format din marne cenușii cu numeroși solzi de Pești, în care apar intercalării subțiri de gresii tufacee friabile prin alterare.

Complexul tufului bazal îl mai întîlnim bine dezvoltat spre W, pe Vf. Strâșinoasa, la confluența Văii Gîrbova cu Iza, și cu întindere redusă pe Vf. Dealului. În regiunea satului Botiza tuful se întîlnește pe o zonă aproape continuă pe flancul sudic al sinclinalului de Miocen pînă în V. Poienei, iar pe flancul nordic apare la Dosul Sărăt.



Deasupra tufului urmează formațiunea cu sare, a cărei prezență este marcată pe V. Slatinei de la E de satul Ieud, de un izvor de saramură. Formațiunea cu sare cuprinde marne cenușii, uneori gipsifere, marne tufacee, gipsuri și sare; lipsesc elementele grosiere. Acestea se întâlnesc pe V. Baicului, pe V. Ieudului, la Vf. Pravățului și în regiunea satului Botiza, pe tot flancul nordic al zonei de Miocen și pe Izvorul Sasului. Gipsurile sănt bine dezvoltate pe marginea sudică a zonei de miocen la Dosul Sărat, unde alternează cu calcare detritice cu *Lithothamnium* și numeroase Lamellibranchiate și Gasteropode nedeterminabile. Aceste calcar se mai întâlnesc la S de P. Buteanu, deasupra tufului bazal.

Complexul tufului cu Globigerine și formațiunea cu gips și sare le atribuim Tortonianului inferior, considerind tuful basal echivalentul Tufului de Dej din Bazinul Transilvaniei.

Peste formațiunea cu sare, pe V. Ieudului urmează o serie de marne moi, cenușii, cu puțină mică și cu numeroase fragmente cărbunoase și solzi de Pești. În marne se găsesc *Spirialis* și numeroase microorganisme. În schimb, în regiunea satului Botiza, pe Izvorul Sasului, peste complexul formațiunii cu sare, se dezvoltă un orizont de 50 m grosime, alcătuit din gresii în strate pînă la 1 m, micacee, cu intercalări subțiri de marne, care ocupă în scara stratigrafică poziția Șisturilor cu Radiolari din Miocenul Carpaților orientali. El este urmat de o serie de marne cenușii cu vine de cărbune și filme de nisip. În acestea se găsesc numeroși solzi de Pești, iar GR. POPESCU a identificat exemplare de *Spirialis*. În regiunea noastră marnele cu *Spirialis* nu formează deci un orizont în care să avem o erupție de faună, ci *Spirialis* se întâlnesc ca exemplare izolate, la nivele diferite, încît nu pot constitui un orizont-reper.

Litologic nu putem stabili limita Tortonian superior — Sarmatian inferior, de aceea s-ar putea ca acest complex marnos, ce urmează peste complexul grezos de la W de Botiza, să includă și Sarmatianul inferior.

Miocenul se întinde din V. Baicului pe sub terasa de la Dragomirești, pînă în V. Teudului, iar mai departe spre W se întâlnește pe suprafețe restrînse, ocupînd Vf. Pietrii, Vf. Strășinoasa, pentru ca de la Capul Dealului spre W să fie din nou bine dezvoltat, ocupînd o zonă lată de 1,5 km. Aceasta se îngustează în dreptul satului Botiza, iar de la Dosul Sărat spre W se dezvoltă din nou, ocupînd o zonă largă de mai mulți kilometri. Spre S, depozitele miocene se astern transgresiv peste Eocenul unității sudice.

Pliocenul. La E de satul Botiza, pe D. Pleșcuța, peste formațiunile miocene se aşează o placă de aglomerate andezitice, ocupînd înălțimea de 648 m și a cărui vîrstă nu o putem preciza. Prin comparație cu asemenea depozite, în care s-au găsit Congerii, putem să le considerăm pliocene.

Reținem că în unitatea nordică Eocenul este predominant marnos iar Oligocenul este reprezentat în mare parte prin depozite bituminoase. Tortonianul este discordant și transgresiv peste formațiuni paleogene.



Unitatea sudică se întinde de la culmea Secăturile spre sud. Formațiunile de aici aparțin Eocenului și Oligocenului.

E o c e n u l cuprind o zonă destul de largă, începînd de la confluența Izvorului Botizei cu P. Detunatu, trece peste culmea Cîrligătura, P. Muncel, pe la confluența Ieudului cu P. Ursoaiei, prin Vf. Măgura pînă în V. Baicului, iar mai departe spre E, a fost urmărit în campania trecută. Spre S depășește limita regiunii noastre, iar în partea superioară a Văii Baicului vine în contact te tonic cu Oligocenul.

Eocenul este alcătuit din pachete de gresii, în bancuri pînă la 30 m, de culoare verzuie, foarte micacee, ce se desfac în plăci cu suprafețe satinate și cu alterări brune. Au hieroglife mici caracteristice. Gresiile alternează în proporție egală cu marne verzui. Se întâlnesc apoi pachete de conglomerate mărunte, în bancuri pînă la 4 m, cu numeroase elemente de Cristalin, care alternează cu gresii cu aspect masiv, micaferă. Alternanța pachetelor grezoase conglomeratice cu cele grezoase marnoase imprimă depozitelor un pronunțat caracter de ritmicitate.

La partea superioară a acestor depozite, pe Izvorul Botizei se întâlnesc marne și argile roșii micaferă cu intercalării subțiri de marne verzi cu diaclaze de calcit și cu oglinzi de fricțiune (vezi planșa, profilul II). Aceste marno-argile roșii, care aici au o grosime de 40 m, se pot urmări pe Izvorul Detunatu, unde au și intercalării centimetrice de gresii micaferă verzui, cu hieroglife mici. Spre E aceste depozite nu se mai întâlnesc. Oligocenul inferior, care stă peste aceste marno-argile roșii, pe Muncel se aşează pe un orizont grezos al Eocenului. Marno-argilele roșii ce se întâlnesc pe Izvorul Cîrligăturii stau sub primele și reprezintă un alt orizont de argile roșii al Eocenului. Pe V. Ieudului nici acestea nu se mai întâlnesc, ci Eocenul este reprezentat prin gresii și conglomerate ce conțin blocuri mari de calcare cu Nummuliți. Uneori se întâlnesc blocuri izolate de calcare nummulitice de 3—4 m³ cum este pe V. Baicului și pe Izvorul Ursoaia (vezi planșa, profilul III).

Dispariția orizonturilor de argile roșii ne arată că aici avem de-a face cu o largă variație laterală a faciesurilor, lucru de altfel foarte frecvent în această unitate.

Direcția stratelor este E — W, cu căderi mici spre nord. Grosimea este greu de apreciat, atât prin faptul că stratele sănt adesea deranjate, cât și prin aceea că nu cunoaștem partea lor inferioară.

O l i g o c e n u l ocupă în această unitate deasemeni o zonă întinsă, pornind de la limita cu Eocenul și pînă la P. Muncel, mergînd pînă în V. Baicului. Spre W se întinde pînă la W de Vf. Dealului. Oligocenul începe la partea inferioară cu un pachet de gresii în strate pînă la 0,40 m, dure, cu spărtură aşchioasă și cu hieroglife, alternând în proporție egală cu argile nisipoase, bogate în urme cărbunoase. Acest pachet se poate urmări de la confluența Muncelului cu Ieudul, pe P. Muncel pînă în V. Baicului. Pachetul bazal are o grosime de 100 m și îl atribuim Oligocenului inferior pe baza poziției geometrice, venind în contact normal cu partea superioară a Eocenului. Restul Oligocenului din această zonă



este reprezentat prin gresii grosiere în bancuri groase, uneori cu aspect masiv, cu slabe intercalații de marne și frecvente lentile de marno-calcare. Gresiile prezintă hieroglife proeminente. În afara regiunii noastre, în dreptul Văii Baicului, în aceste gresii se găsesc și intercalații de conglomerate cu elemente pînă la 10 cm, alcătuite din calcare, marne și jaspuri. Pe versantul nordic al culmii Dosul Muncelului și pe Dealul Stînilor se întâlnesc fragmente de menilite. Aceste blocuri provin din lentile silicificate, ce sunt foarte frecvente în complexul marnos de la bază. Întreg complexul grezos îl atribuim Oligocenului mediu-superior. Depozitele Oligocenului sunt orientate E-W, iar căderile spre N cu înclinări pînă la 20°. Grosimea complexului ce apare în această unitate este de aproximativ 500 m, iar partea superioară vine în contact tectonic cu Eocenul din unitatea nordică.

O altă ivire de depozite ce aparțin Oligocenului este în partea superioară a Văii Baicului. În regiunea noastră ocupă o mică porțiune, însă are mare dezvoltare spre SE. Este reprezentat prin marno-argile micacee cu eflorescențe de sulfati, cu alterări de culoare brună și cu intercalații de gresii cu fețe curbicorticale. În stratele de argilă se găsesc resturi de Pești. Acest Oligocen suportă tectonic Eocenul în facies conglomeratic grezos, descris mai sus.

Caracteristic acestei unități este Eocenul dezvoltat într-un facies grosier grezos conglomeratic, cu largi variații laterale de facies, iar Oligocenul într-un facies grezos grosier, lipsit de formații bituminoase.

Cuaternarul este reprezentat în regiune prin terase, șesuri aluvionare, conuri de dejecție și pornituri.

Terasele sunt dezvoltate în regiunea satului Dragomirești, ocupînd suprafețe întinse și sunt cuprinse între curbele 480 și 520. Șesurile aluvionare se întâlnesc pe P. Baicu, începînd din dreptul Văii Cetățelii și pînă la confluența cu Iza, iar pe V. Ieudului de la N de Fieșu pînă în V. Izci.

Conurile de dejecție sunt relativ reduse, mai frecvente la gura pîraielor ce dau pe terasa de la Dragomirești și a celor ce vin de pe stînga Ieudului.

Porniturile de asemenea ocupă porțiuni restrînse, mai ales pe linia de dislocație de pe Izvorul Botizei.

Eruptivul este cantonat în partea de SW și se prezintă ca filoane uneori interstratificate în depozitele sedimentare. Astfel sunt cele de pe Izvorul Botizei, pe Vf. Gurguietul, la Dosul Mireșului, în Vf. Dealului și pe Izvorul Secu. Roca este un andezit cu pastă microcristalină, cu hipersten, augit și puțin biotit, sau un dacit cu biotit și hornblendă cloritizate. Aceste corperi magmatice, ce străbat formațiunile eocene și oligocene, dau zone de contact uneori destul de întinse.

Tectonica Cele două unități vin în contact tectonic după o importantă linie de dislocație, pe care Senonianul și Eocenul marnos din unitate



nordică ridicată, încalecă peste Oligocenul în facies grezos din unitatea de la sud. Această linie se urmărește din Izvorul Botizei spre E pînă pe versantul de W al Văii Baicului. Spre W de Izvorul Botizei este greu de urmărit din cauza zonei de contact, unde este cu neputință să se recunoască complexele litologice.

În apropiere de V. Baicului linia de dislocație devine o falie aproape verticală. Linia se continua cu Dislocația Dragoș-Vodă, denumită astfel de J. GHERMAN, linie ce merge pînă la N de Petrosul Rodnei. Este o fractură importantă a regiunii și care a luat naștere în timpul sedimentării Oligocenului. Ea separă la N Oligocenul în faciesul Gresiei de Borșa, de zona ridicată de la S, care la E începe cu Cristalinul Rodnei, ce se continuă spre W pe sub formațiunile sedimentare, alcătuind fundamentele acestuia. Eocenul din unitatea nordică vine în contact tectonic cu Oligocenul. În faciesul Gresiei de Borșa, contact ce se poate urmări la W de înălțimea Fieșu, unde formațiunile miocene au fost îndepărtați. Această linie de fractură este continuarea Dislocației Dragoș-Vodă. În regiunea Botiza ea este depășită de formațiunile miocene.

Se mai întâlnește o serie de fracturi cu o importanță secundară, ca aceea de pe P. Gîrbovei.

În regiune Miocenul se instalează peste formațiunile oligocene după o perioadă de exondare, care a durat de la sfîrșitul Oligocenului pînă la începutul Tortonianului. Depozitele miocene descriu două sinclinală paralele, cu direcția E – W, în apropierea satului Dragomirești. Spre W nu se mai păstrează din sinclinalul nordic decît tuful bazal de pe înălțimile Strășinoasa, deoarece depozitele oligocene se ridică la W, după o linie de fractură ce trece pe V. Ieudului. Sinclinalul sudic, după ce este întrerupt pe o distanță de 2 km, se dezvoltă spre W în regiunea satului Botiza. Depozitele de aici sunt cutate și adesea tuful bazal străpunge orizonturile superioare, datorită liniei de dislocație de la contactul Eocen-Oligocen, care se continuă pe sub formațiunile miocene și care a fost reactivată de cutările post-tortoniene.

Un alt sinclinal se desemnează din V. Sasului la N de Poienile Glodului; spre E se închide periclin în apropiere de Dosul Sărat. Mișcările post-miocene au modificat în unele locuri poziția discordantă a formațiunilor tortoniene față de cele oligocene, încît uneori avem o aparentă concordanță între acestea; astfel, pe V. Poienilor tuful are poziție verticală și fals concordanță cu formațiunile oligocene.

Zona de Miocen din regiunea satului Botiza se îngustează spre E iar stratele sunt mai puternic deranjate, datorită mișcărilor post-miocene, care aici s-au făcut mult mai simțite, pe linia de slabă rezistență susamintită. În unele locuri tuful de pe flancul nordic al sinclinalului este răsturnat, fapt ce se constată însă pe porțiuni foarte reduse (pe V. Sasului). Această situație ar putea fi cauzată și de străpungerea sării. În nici un caz nu poate fi vorba de o linie de încălecare a Oligocenului peste Miocen, aşa cum interpretează PÁVAY VAJNA și L. IONESI.



Faptul că tuful nu este întîlnit ca o zonă continuă cu aceeași dezvoltare nu ne îndreptăște să admitem o linie de fractură continuă; mai curînd se poate admite că sedimentele miocene s-au depus pe un relief preexistent.

O altă linie de încălecare este aceea de la fundul Văii Baicului, care se continuă spre Săcel¹⁾, iar spre W a fost urmărită de L. ATANASIU²⁾. În lungul acestei dislocații Eocenul în facies conglomeratic grezos încalecă peste Oligocenul de la S.

În ansamblu privită, regiunea cercetată este străbătută de o serie de linii de dislocație importante, a căror direcție este E—W în centrul regiunii, iar în apropiere de Cristalinul Rodnei iau o orientare aproape N—S. Ele separă unități ce se încalecă de la N către S, compartimentele nordice fiind ridicate.

Dintre acestea, Dislocația Dragoș-Vodă domină regiunea; ea separă spre sud o zonă ridicată, unde depozitele sunt mult mai grosolane. Aici conglomeratele cu numeroase elemente de Cristalin și calcare nummulitice sunt frecvente. Aceste sedimente s-au depus pe un fundament cristalin supus unor mișcări continui și active, și care au imprimat formațiunilor un pronunțat caracter de Fliș.

Mișările s-au manifestat mai activ începînd din Cretacicul superior pînă la sfîrșitul Oligocenului, cînd toată regiunea a fost exondată. Această exondare durează pînă în Tortonian, cînd are loc invazia mării tortoniene peste partea de nord a regiunii, depășind cu puțin Dislocația Dragoș-Vodă.

Noi mișcări au avut loc în perioada post-miocenă; de data aceasta ele s-au manifestat cu intensitate mult mai mică, încît sedimentele miocene formează cute largi, ce se pot urmări pe distanțe mari acolo unde nu se suprapun pe linii de dislocație anterioare.

Ședința din 6 martie 1953

Prezidează prof. MIRCEA D. ILIE.

— RADU DIMITRESCU. — Fenomenele de granitizare văzute de cercetătorii moderni (Referat).

— LAZĂR ATANASIU. — Geologia regiunii Petrova — Sighet (Maramureș).

Regiunea cercetată în campania anului 1952 se delimită astfel: la E prin culmea despărțitoare dintre V. Frumușeaua și V. Ruscovei, reprezentată prin D. Vezi, Vf. Tomnatec, Vf. Vivodin, D. Preim; la W cu o linie Sighet—Vad; la N cu R.

¹⁾ V. MUTIAC *Op. cit.*

²⁾ LAZĂR ATANASIU. Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin. În volumul de față.



Tisa, iar la S, cu o linie ce trece prin com. Ruscova, com. Petrova, D. Petrovei, com. Coștiui, com. Vad (vezi harta).

Morfologic regiunea prezintă altitudini cuprinse între 280 m (orașul Sighet) și 1300 m (D. Vezi).

Din punct de vedere hidrografic se deosebesc două bazine: Bazinul Văii Vișeului, cu afluenții principali Frumușeaua, Ruscova, Bistra, și Bazinul Văii Iza, cu afluenții principali V. Porcului și V. Mara. Atât R. Vișeu cât și R. Iza sînt tributarii Râului Tisa.

Cele mai vechi studii ce se cunosc în regiune sînt ale lui A. BOUÉ, din 1851¹⁾; urmează apoi H. ZAPALOWICZ²⁾, care în 1886 publică o schiță geologică a părții de SE a Carpaților Pocoșiei și Maramureșului.

În 1933 D. ANDRUSOV³⁾ publică o lucrare de sinteză asupra Carpaților, în care este inclusă și o parte din regiunea studiată de noi.

Lucrările geologilor maghiari F. SZENTES⁴⁾ și T. SZALAI⁵⁾ din anii 1940—1944, îmbrățișează la rîndul lor regiunea noastră, tratînd în special formațiunile terțiare.

N. NICULESCU, în anul 1949, studiază regiunea cuprinsă între Ocna Șugatag — Coștiui — Sighet și întocmește pe baza analizelor micropaleontologice o hartă de ansamblu. În această lucrare se aduc prețioase informații asupra stratigrafiei Miocenului.

Stratigrafia. Formațiunile care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Cristalinului și Sedimentarului.

Cristalinul apare cantonat în partea de N a regiunii. El începe la 2 km NE de comuna Bistra și se poate urmări pînă la N de D. Vezi, avînd o orientare aproximativ E—W.

La N de comuna Bistra apare o insulă de Cristalin, ieșind de sub conglomeratele eocene; 1 km mai la N, la confluența Pîranielor Runcul Mare și Runcul

¹⁾ A. BOUÉ. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosch, la Transylvanie etc. *Mém. Soc. Géol. Fr.* I-ère série, T. I. Paris, 1851.

²⁾ H. ZAPALOWICZ. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen (cu o hartă geologică 1: 75.000). *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXXVI 1886, pg. 361—504. Wien. Ref. în *Földt. Közl.* XVII. pg. 295—299.

³⁾ D. ANDRUSOV. Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. *Vestnik Statniho geologickho ustavu Ceskoslovenska Republiky*, Rocnik IX, Cislo 2, 1933, pg. 157—164.

⁴⁾ F. SZENTES. A Kárpáti sóképződmények Hegyazerkezetéröl (Structura formațiunilor de sare din Carpați). *A magyar állami földtanit intézet. Évi jelentése az 1943. Eviöl.* Budapest, 1950.

⁵⁾ T. SZALAI. Geology of the Northeastern Carpathians. *A magyar állami földtanit intézet. Évkönyve*, Vol: XXXVIII. Budapest, 1947.

Mic cu V. Vișeului și pînă sub culmea Tost Tri, apare o a doua insulă. Pe V. Tisei, la cca 2 km E de comuna Lunca, la punctul denumit Stînca Judeilor, apare o ultimă ivire de Cristalin.

Cristalinul, de tip epizonal, este alcătuit din sisturi sericitoase, filitoase, calcare cristaline etc.

Sedimentarul este reprezentat prin Paleogen, Miocen și Cuaternar.

Paleogenul. Eocenul. Transgresiv peste Cristalin se aştern depozitele eocene. Eocenul este reprezentat prin două faciesuri: a) un facies litoral, conglomeratic-calcaros și b) un facies de larg, argilos-grezos.

a) Faciesul litoral începe cu conglomerate grosiere, alcătuite din blocuri de Cristalin; ele trec la microconglomerate, peste care urmează un pachet de gresii. Trecerea dela conglomerate la gresii se face gradat. Gresile sunt masive, în bancuri metriche, de culoare cenușiu-verzui, foarte micacee, mai ales pe fețele de separație.

Peste gresii urmează un pachet de calcare și marno-calcare. Calcarele conțin numeroși Nummuliți, resturi de Pectenide, dinți de Squali etc. Ele sunt compacte, dure, detritice, cu puternice diaclaze de calcit și au o culoare cenușiu-închisă-albăstruie, trecînd gradat la marno-calcare cenușiu-verzui și roșcate, care la rîndul lor trec lateral spre gresii foarte fine, stratificate.

Depozitele descrise mai sus apar în partea de N a regiunii, între comuna V. Vișeului, comuna Bistra, D. Vezi. Cu o dezvoltare mai redusă apar în malul stîng al Rîului Tisa, la 3 km de comuna Lunca, peste Cristalinul dela Stînca Judeilor.

b) Faciesul de larg este dezvoltat la S și SW de comuna Bistra, respectiv în partea de W a comunei Petrova pînă la Coștiui – Rona de Sus – comuna Lunca – Bocicoiul Mare, sub un facies argilos-grezos, reprezentat printr-o alternanță de argile roșii-vișinii și verzi, cu intercalații de gresii verzui, micacee, cu hieroglife, gresii ce nu depășesc grosimea de 10 cm și care prin alterare capătă o culoare brun-negricioasă, devenind sfârmicioase. Într-o deschidere de pe V. Șorluiie, sub D. Hurgon, am găsit un exemplar de *Palaeodictyon minimum* SACCO. Acest complex argilos, pe care noi l-am denumit Strate de Petrova, este asemănător cu Eocenul de Șotriile.

Se observă de asemenea în unele puncte, cum este cazul pe șoseaua Petrova – Coștiui – la Kovenski, intercalate în argile, nisipuri cu trovanți cu diametrul de 0,30 m. La partea superioară acest complex se termină cu gresii friabile, în alternanță cu microconglomerate (D. Picuiata, D. Chicera, D. Bursucul etc.). În gresiile ce apar în șeaua dintre D. Hurgon și Vf. Nucilor am găsit un banc cu Ostrei.

La E de comuna Petrova mai apar depozite eocene ieșind în axul unor anticlinale, cum este cazul pe V. Hrihorețului și pe V. Frumușeaua, la confluența cu V. Durneacului, cît și pe V. Vîrlanului sub Vf. Tomnatecului.



Oligocenul. Peste Eocen și chiar peste Cristalin, pe porțiunea cuprinsă între V. Bistrei — D. Vezi, se astern depozitele oligocene care încep cu un pachet de argile marnoase negre, ce trec gradat, atât pe verticală cât și pe direcție, la șisturi disodilice. Peste ele urmează un complex grezos, alcătuit dintr-o alternanță de gresii, în bancuri pînă la 1,50 m, cu intercalații de marne ce nu depășesc 0,50 m, marne de culoare cafeniu-cenușie pînă la neagră.

Gresiile sunt dure, de culoare cenușiu-deschisă în stare proaspătă, brun-roșcate cînd sunt alterate, cu cimentul calcaros, cu slabe foile de mică disseminate în masa rocei, uneori cu puternice diaclaze de calcit.

Oligocenul șistos nu apare în mod continuu, gresiile venind uneori în contact direct cu Eocenul și chiar cu Cristalinul. Astfel ele apar pe V. Tomnatecului, sub D. Vezi, la confluența Văii Tomnatecului cu V. Frumușeaua, continuîndu-se pînă aproape de V. Bistrei. În apropierea comunei Bistra, pe V. Bistrei, Oligocenul se întîlnește din nou; aici apar adevărate disodile. La W de D. Tost Tri, la confluența Văii Gluchi cu V. Vișeului, apar din nou aceleași depozite; ele se întîlnesc deasemenea pe V. Lalului și pe P. Suscanului sub Vf. Măgura. La W de comuna Lunca, în malul stîng al Tisei, apar cu o dezvoltare mai redusă.

Gresiile sunt bine dezvoltate în partea de E a regiunii, la NE de comuna Petrova. În partea de NW a comunei Bistra, gresiile ocupă o suprafață mai mică fiind situate în sinclinal, al cărui flanc sudic se prezintă faliat. Cu dezvoltare mai redusă apar gresii în D. Măgura—Judeleva, cât și pe V. Dumbrava—P. Cornet—P. Zodicse.

Miocenul este reprezentat prin partea sa medie și superioară, partea inferioară lipsind.

Tortonianul. Cele mai vechi depozite miocene ce se întîlnesc în regiune sunt reprezentate prin tufuri dacitice, echivalente Tufului de Dej, de cca 250 m grosime, cu Globigerine, bine dezvoltate la S de comuna Coștiui, stînd discordant peste depozitele eocene. Dela Coștiui tuful se poate urmări spre NW pe Vf. Nucilor—D. Hurgon, unde se pierde, fiind înlocuit de un banc puternic de gresii grosiere, de culoare roșcată.

La NE de Coștiui, respectiv la E de comuna Rona de Sus, se întîlnesc calcare detritice grosiere, de tip Leitha, care în bază conțin remaniate gresii paleogene. Calcarele sunt bogate în *Lithothamnium* și resturi de *Pectenidae*. Pe P. Dumbrava cât și pe primul pîrîu la N de acesta, se poate observa cum în bază calcarele sunt suportate de un tuf, a cărui grosime nu trece de 0,30 m, ceea ce ne face să credem că aceste calcar ar fi un echivalent al tufului și că suntem în prezență unei variații laterale de facies.

Peste tuf și peste calcare urmează un complex marnos cu intercalații grezoase, cu dezvoltare spre W, ocupînd porțiunea cuprinsă între comuna Coștiui — Crăciunești — Vad. În acest complex marnos, la S de V. Ronișoara, se găsesc



intercalate trei orizonturi de tufuri, cu grosimi cuprinse între 20—150 m și care se pot observa bine pe V. Porcului, la E de comuna Vad.

La Coștiui, peste tuful din baza Tortonianului, care înclină cu cca 45° spre NE, se găsește un masiv de sare, intercalat în marne de culoare cenușiu-deschisă, în care s-au găsit exemplare de *Spirialis* sp.

Grosimea depozitelor tortoniene este de cca 950 m.

S a r m a t i a n u l. În continuitate de sedimentare cu depozitele tortoniene se dezvoltă Sarmatianul reprezentat printr-o alternanță de marne compacte, micacee, de culoare cenușiu-deschisă pînă la albăstruie, cu intercalații de nisipuri micacee, cenușii și gresii friabile.

Macrofosile nu am găsit, aşa că o limită precisă este greu de trasat. Observînd însă pe V. Ronișoarei, la W de comuna Rona de Jos, în mai multe puncte, intercalate în depozitele marnoase, bancuri de gresii grosiere, nisipuri cu pietrișuri și conglomerate, ce nu depășesc 2 m grosime, cum este cazul pe P. Lupului — P. Nagy, situăm aici limita Sarmatianului cu Tortonianul.

Deoarece în partea de E a regiunii, începînd dela P. Soliștii, aceste intercalații fie că lipsesc, fie că nu au putut fi detectate de noi, trasăm această limită grafic, rămînînd ca în campaniile viitoare să găsim soluțiunea justă. La SW de comuna Rona de Jos, în culmile ce alcătuiesc D. Robo — D. Horodiște — D. Costișul și apoi continuindu-se spre N, pînă se pierd sub terasele Rîului Tisa, apar conglomerate puternice, ce remaniază gresii de tip eocen și resturi de Cristalin.

După poziția pe care o ocupă, aceste conglomerate, situate în axul unui sinclinal, reprezintă partea superioară a Sarmatianului.

Cuaternarul. Este reprezentat prin terase și aluvioni. Se disting terasele Rîului Vișeu, pe care sănt aşezate comunele Petrova, Bistra, V. Vișeu, și terasele largi ale Tisei, pe care sănt situate comunele Crăciunești, Virișmort, Vad și Orașul Sighet.

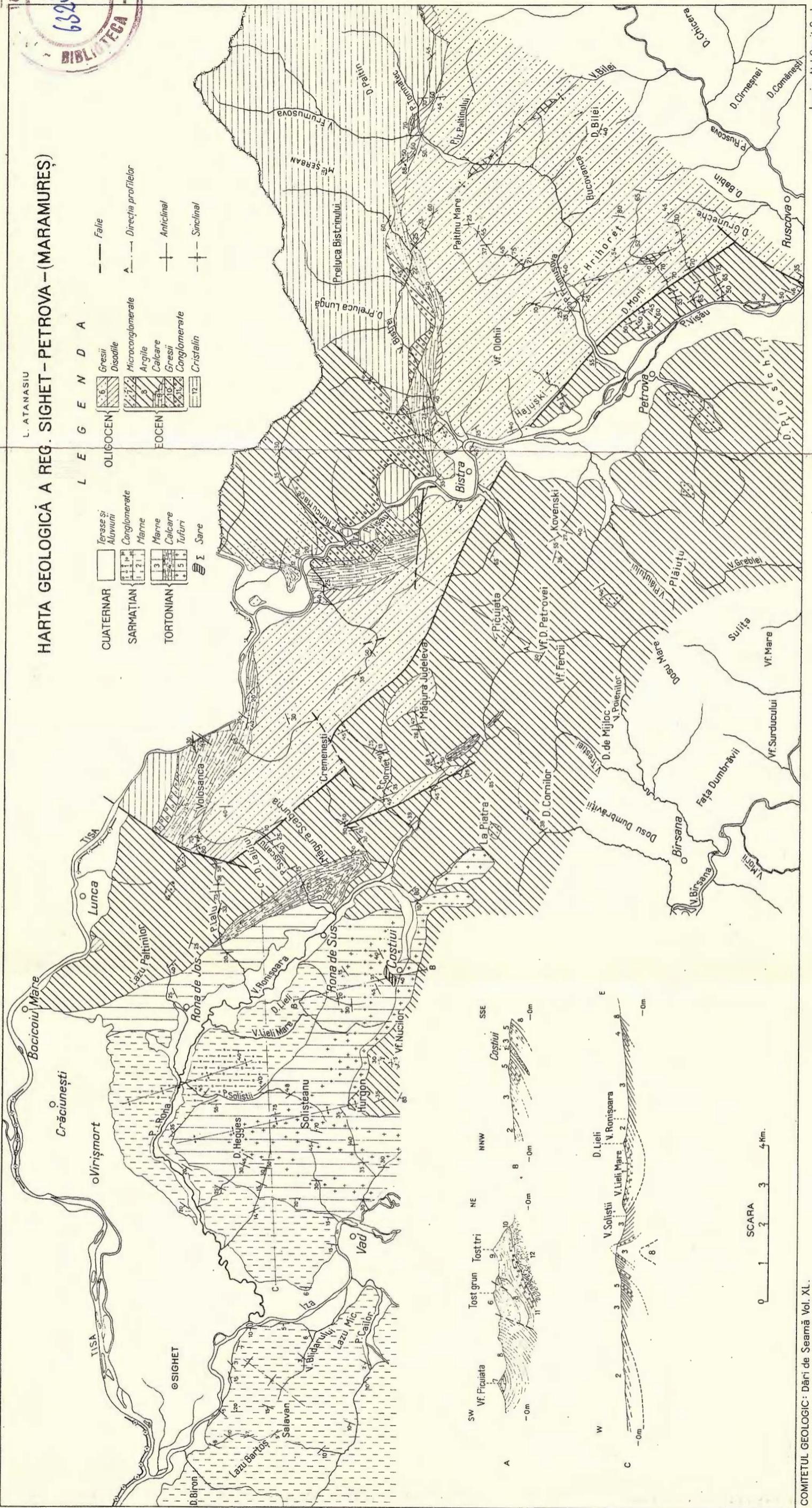
Tectonica. Din punct de vedere tectonic regiunea se poate împărți în două zone: o zonă estică, cuprinsă între comunele Petrova — Coștiui — Bocicoiul Mare — V. Vișeu, și o zonă vestică, Rona — Vad — Sighet.

Zona estică este separată în două compartimente prin falia Petrova — Lunca, orientată NW—SE. Falia se poate urmări de sub D. Lalului, pe P. Suscanu, sub D. Cremenești, unde suferă o decroșare, trece pe la S de comuna Bistra (Vf. Chicera), urmînd apoi un curs paralel cu V. Vișeu, pe la E de comuna Petrova, putîndu-se urmări foarte bine pe V. Frumușeaua — V. Hrihoră — V. Hluhei, unde se pierde, fiind intersectată de falia ce vine dela Leordina, cu o orientare NE—SW. La capătul său nordic, falia Petrova — Lunca este intersectată de o falie cu orientare NE—SW, ce vine din V. Tisei, dela contactul Cristalinului din Stînca Judeilor cu Eocenul argilos.



HARTA GEOLOGICĂ A REG. SIGHET - PETROVA - (MARAMUREŞ)

L. ATANASIU



De-a lungul faliei Petrova — Lunca, Oligocenul intră sub depozitele eocene de facies argilos, tip Strate de Petrova, compartimentul vestic fiind ridicat.

La N de comuna Bistra, la confluența Văii Vișeului cu V. Tocarnia, se întâlnește o falie de ordin secundar, de-a lungul căreia depozitele eocene, reprezentate prin conglomerate, gresii și marno-calcare, cu o orientare NNW—SSE, vin în contact cu gresiile oligocene, orientate aproximativ E—W.

La E de comuna Petrova se desemnează un anticlinal ce se poate observa din V. Frumușeaua pe V. Hrihorețului — V. Hluhei, orientat NW—SE, în al cărui ax apar depozite ale Eocenului argilos (V. Hrihorețului). Mai la E apare un alt doilea anticlinal, ce se poate urmări pe V. Frumușeaua — V. Virlanului, sub Vf. Tomnatec, asemănător primului.

Zona vestică, alcătuită din depozite miocene, este mai puțin afectată tectonic. În cuprinsul ei s-a determinat o terminație periclinală, cu o orientare NNW—SSE, ce începe la N de comuna V. Porcului până spre comuna Vîrșmort, în axul căreia ies la zi depozite eocene; ea se afundă spre N destul de repede sub terasele Râului Tisa. Acest periclin-anticlinal separă două sinclinală: un sinclinal estic în dreptul comunei Rona de Jos, în axul căruia se găsesc conglomerate sarmatiene, și un sinclinal vestic, Sinclinalul Sighetului, mai larg, având înclinări ce nu depășesc 15°.

— LAZĂR ATANASIU. — Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin

Regiunea cercetată formează, în parte, culmea despărțitoare între Maramureș și Transilvania și este delimitată astfel: la E cu Muntele Țibleș — R. Baicului, la W cu V. Roii, affluent al Lăpușului, la N cu Vf. Măgurii — Vf. Cîrligăturii — R. Baicului, iar la S cu comunele Groși — Greble — D. Hobunul (vezi harta).

Din punct de vedere morfologic, regiunea reprezintă altitudini cuprinse între 500 m (com. Groși) și 1600 m (Vf. Hudinului).

Bazinul principal îl formează R. Țibleș, care ia naștere din unirea, în dreptul comunei Groși — Greble, a Râului Minghet, orientat N—S, cu Râul Bradului, orientat E—W.

Cele mai vechi studii geologice ce se cunosc în regiune datează de la A. KOCH¹⁾ din 1880 și G. PRIMICS²⁾ din 1886.

Dintre cercetătorii mai noi menționăm pe geologii maghiari G. v. PANTHÓ³⁾ care a lucrat în 1941 și B. BÖHM-BEM⁴⁾ în anul 1944.

¹⁾ A. KOCH. A Csibles és Oláhláposvidéké zölnkő-andezite inek új petrographiai vizsgálata. *Földt. Közl.* X, p. 138, 1880.

²⁾ G. PRIMICS. A Lápos — Hegység trachitos Közete. *Földt. Közl.*, XVI., p. 156, 1886.

³⁾ G. v. PANTHÓ. Montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Țibleș. *A. Magyar állami Földt. intézet. Évi jelentése*. II. Kötet. Budapest, 1950.

⁴⁾ B. BÖHM-BEM. Oláhlápostól északkeletre eső terület földtanai viszonyai. *Beszámoló a m. kir. földtanai intézet vitai munkálatairól*, Fasc. 2, p. 69. Budapest, 1944.

Dintre cercetătorii români menționăm pe prof. E. STOICOVICI, care în 1948 studiază Eruptivul din această regiune, fără a insista asupra stratigrafiei, pe L. PAVELESCU, care în 1951 studiază Eruptivul Țibleșului și pe V. MUTIHAC, care a lucrat la NE de regiunea noastră.

Stratigrafia. Formațiunile care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Sedimentarului și Eruptivului.

Sedimentarul. Este reprezentat prin Paleogen și Cuaternar.

Paleogenul. În alcătuirea Paleogenului se întâlnesc depozite aparținând Eocenului și Oligocenului.

Eocenul. Se găsește bine dezvoltat în partea de N a regiunii. El începe în bază, cu conglomerate puternice, în care se găsesc frecvent blocuri de Cristalin și calcar jurasic. Conglomeratele apar pe Vf. Măgura, sub Vf. Covetelor, pe afluenții din partea stângă ai Izvorului Cîrligături și pe Vf. Măguriței pînă în affluentul Rîului Baicu, ce vine de sub Vf. Groapa. Conglomeratele nu se pot urmări continuu, deoarece apar la contactul Eocen-Oligocen, de-a lungul unei linii de încălecare cu orientare E-W. Grosimea orizontului conglomeratic este de cca 200 m. Se observă în unele puncte, cum este cazul pe P. Porcului, ce izvorește de sub Vf. Măgura, cum aceste conglomerate trec lateral la gresii.

Peste conglomerate se aşterne un pachet de gresii masive, de culoare cenușiu-murdară, pînă la cenușiu-verzuie, în stare proaspătă, și de culoare brună pînă la neagră, în stare de alterare. Uneori se găsesc intercalate, atât între conglomerate și gresii, cât și în gresii, argile roșu-vișinii și cenușiu-verzui, asemănătoare faciesului argilos al Eocenului din Maramureș. Grosimea complexului grezös este de cca 800 m.

Oligocenul. Ocupă cea mai mare parte din regiune. Un profil complet nu se întâlnește, astfel că nu putem urmări succesiunea Eocen-Oligocen. Oligocenul este constituit din marne și gresii.

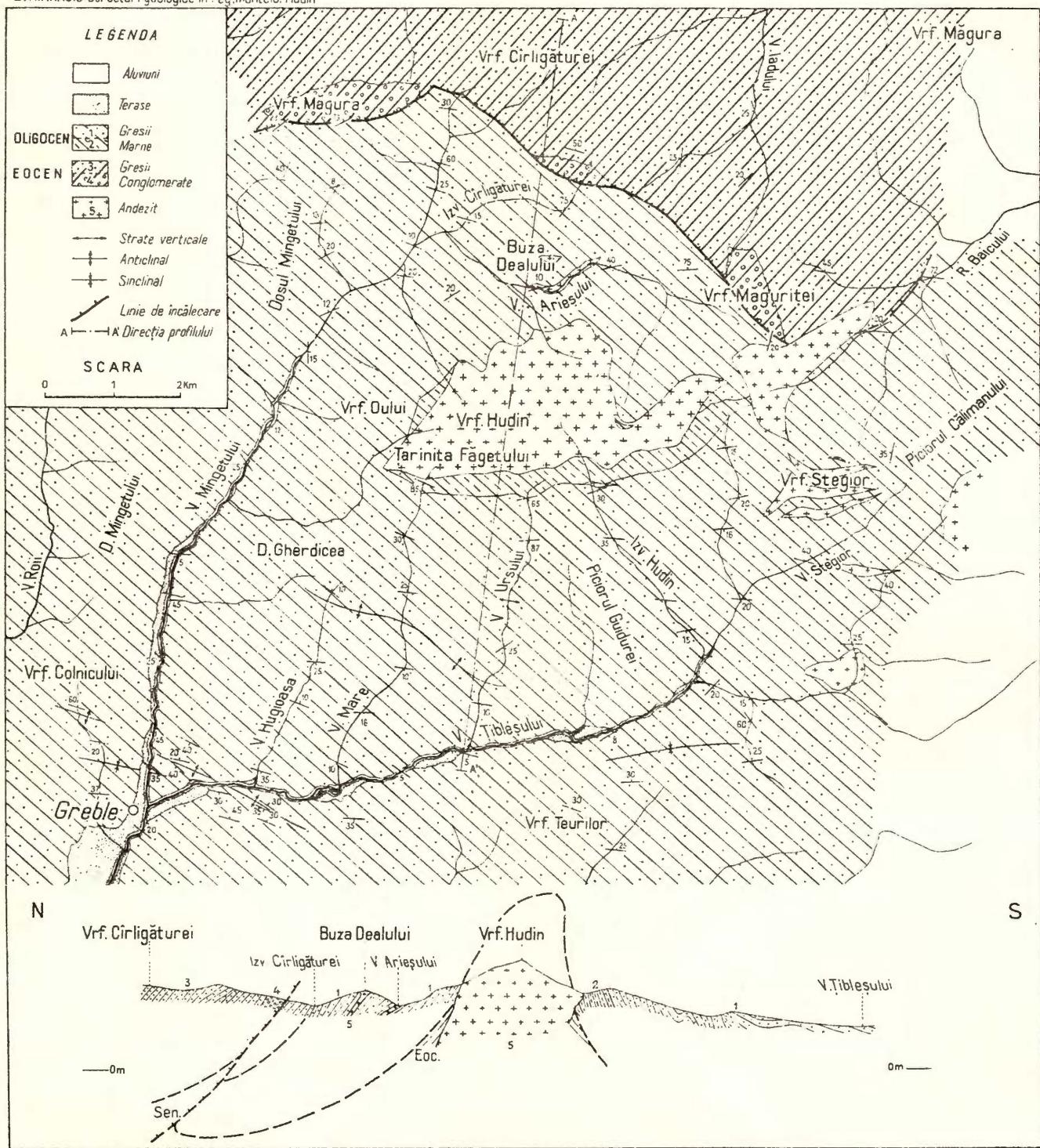
La S de masa eruptivă a Muntelui Hudin apar, ca cele mai vechi depozite oligocene, marne de culoare cenușie, compacte, în grosime de cca 400 m, care la contactul cu andezitul sănt coapte. Direcția lor este E-W, cu înclinări în jurul a 70° spre S. Peste marne urmează o serie grezoasă, compactă, de cca 1500 m grosime. Gresiile sănt masive, în bancuri de 0,50–1,20 m, de culoare cenușie, cu intercalații de marne cenușii pînă la negre, ce nu depășesc 0,50 m. Uneori gresiile sănt mai grosiere, aproape microconglomeratice, cu bobul cuprins între 2–5 mm \varnothing , cum se poate observa pe V. Minghetului.

La părtea superioară a Oligocenului, gresiile devin mai masive, mai dure, uneori ușor curbicorticale; în acest caz intercalații marnoase lipsesc sau sănt foarte subțiri.



HARTA GEOLOGICĂ A REG. Muntele HUDIN

L. ATANASIU: Cercetări geologice în reg. Muntele Hudin



Direcția generală a stratelor este aproximativ E—W, cu înclinări variind între 8° — 90° către sud sau nord.

La N de Muntele Hudin nu se mai întâlnesc marne, ci numai gresii. Lipsa lor s-ar putea explica în două moduri: marnele au rămas în profunzime, aşa încât gresiile vin în contact direct cu masa eruptivă, sau s-ar putea ca în această zonă să avem o îndințare a marnelor cu gresiile, aşa cum se observă mai la W (Lăpușul Romînesc). Noi înclinăm pentru a doua ipoteză.

Cuaternarul. Este reprezentat prin terase și aluviuni. Se disting terasele inferioare ale Rîului Minghet și Rîului Bradului, pînă la +10 m și care au o dezvoltare mai mare în dreptul comunelor Groși și Greble.

Eruptivul. Este reprezentat prin corpuri intrusive și filoane.

În rîndul corpurilor intrusive înglobăm masa andezitică a Muntelui Hudin, cu o lungime de cca 4 km și o lățime de 2,5 km, care se leagă spre E cu Vf. Hudieșului. Pe Izvorul Hudinului, la S de șeaua dintre Hudin și Hudieș, se mai păstrează un petec de Oligocen, ce nu a fost erodat. Mai la E, separată printr-un pachet de gresii oligocene, se întâlnește masa andezitică ce ocupă porțiunea cuprinsă între Vf. Groapa la SE și porțiunea înconjurătoare dinspre NW și NE.

La S de Vf. Stegiorului apar trei filoane cu orientare E—W. Un mic filon-strat apare chiar în culme. La confluența Văii Arcerului cu V. Prelucilor apare un filon-strat orientat E—W, ce ține pînă la V. Stegioara. Un alt filon se întâlnește la confluența Văii Prelucilor cu V. Tibileșului. La N de Muntele Hudin, pe V. Arieșului, apare un filon-strat pe o lungime de 1200 m. Un alt filon se întâlnește în punctul denumit Buza Deluțului. La confluența pîraielor ce vin de sub Vf. Hudin — V. Hudieșului și se unesc pentru a forma Izvorul Hudinului, se întâlnește un filon-strat de cca 700 m lungime și 25 m grosime. Pe primul pîrâu la W de V. Minghetului, în dreptul comunelor Groși și Greble, apare un mic filon-strat în grosime de 5 m.

Din punct de vedere petrografic rocele eruptive descrise mai sus aparțin andezitelor cu hornblendă.

Tectonica. În partea de N a regiunii se distinge o importantă linie de dislocație, de-a lungul căreia depozitele Eocenului inferior, reprezentate prin conglomerate și gresii, vin în contact cu depozitele Oligocenului superior, care se afundă sub depozitele eocene. Această linie de încălecare, cu o orientare aproximativ E—W, se poate urmări foarte bine începînd de sub Vf. Măgura la Fundul Jijiei, sub Vf. Covețelor, la capătul Pîrâului Izvorul Aldiorilor, la W de Vf. Măguriței, pînă pe V. Baicului, continuîndu-se atît la E spre Valea Roii, cît și spre W în regiunea cercetată de geologul V. MUTIHAIC.

Mai la S, din cauza insinuării masei andezitice a Muntelui Hudin, s-a format o boltă anticlinală orientată E—W, care se poate urmări din Valea Minghetului pînă la E de Vf. Hudieșului.

În rest, în partea de S, a regiunii, se dezvoltă numai depozite oligocene, ce formează o serie de cufe cu dezvoltare locală. Astfel, pe V. Bradului — V. Mare — Izvorul Ursului apare un anticlinal lung de cca 3 km, cu orientare NW—SE.

Pe affluentul Văii Bradului, situat în fața Văii Huginoasa, se desenează un al doilea anticlinal, care se poate urmări spre NW pînă la N de confluența Văii Minghetului cu V. Bradului și care probabil se continuă cu anticlinalul ce apare pe prima vale la W de V. Minghetului. La confluența Văii Minghetului cu V. Bradului se schițează un sinclinal scurt, cu dezvoltare spre W.

La confluența Văii Stegioara cu V. Tibleșului se distinge un sinclinal, din al cărui flanc sudic face parte Dealul Hobunul.

— LAZĂR ATANASIU. — Geologia regiunii Prundul Bîrgăului — Iad.

În continuarea lucrărilor de cartare efectuate în anii 1950—1951, am cercetat în anul 1952 regiunea Prundul Bîrgăului — Iad, situată la cca 20 km NE de orașul Bistrița.

Regiunea cercetată se delimită astfel: la E cu o linie ce începe din V. Leșului — Vf. Bridăreiului — comuna Cușma, la W cu comuna Feldru — comuna Iad, la N cu V. Leșului și V. Someșului, iar la S cu V. Cușmei.

Ca morfologie, regiunea prezintă altitudini cuprinse între 400 m și 1600 m, fiind greu accesibilă.

Râurile Leșu, Bistrița și Cușma, cu orientare E—W, formează rețelele hidrografice principale, care la rîndul lor sunt tributare Rîului Someș.

Cele mai vechi studii ce se cunosc în regiune sunt ale lui F. S. BEUDANT, din 1822¹⁾. Urmează apoi lucrările lui G. PRIMICS²⁾ referitoare la Eruptivul Muntelui Heniu și ale lui G. ARZ³⁾. Lucrînd în regiunea Munților Rodnei și Bistriței, TH. KRÄUTNER⁴⁾ execută cîteva profile și prin această regiune, aducînd prețioase contribuții de ordin stratigrafic. I. GHERMAN⁵⁾ studiază în anul 1932

¹⁾ F. S. BEUDANT. *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie* (1818). Paris, 1822.

²⁾ G. PRIMICS. A Hargita északi nynyttaványánek nevezetesen Beszterczezevölgy, Tiha-völgy, Henyul és Strimba eruptiv Közeteinek petrografiai vizsgálata. *Földt. Közlöny*. IX. 1879.

³⁾ G. ARZ. Ein geologischer Streifzug von Deutsch-Budak auf den Henyul. *Jahrb. d. Siebenb. Karpathenver.* XVII. 1897, pg. 49.

⁴⁾ TH. KRÄUTNER. Observații geologice în Munții Rodnei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII. București, 1930.

— Observații geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIV. București, 1930.

⁵⁾ I. GHERMAN. Constituția geologică a Muntelui Heniu din Munții Bîrgăului. *Năsăud*, 1933.



regiunea Muntelui Heniu, arătînd că la alcătuirea sa iau parte numeroase filoanestrat de andezit, intruse în Oligocen. În 1949 O. NICHITA, studiind marginea de N a Munților Călimani, dă date prețioase în ceea ce pivește extinderea Eruptivului în partea de sud a regiunii cercetată de noi.

Stratigrafia. Formațiunile ce iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Sedimentarului și Eruptivului.

Sedimentarul este reprezentat prin Paleogen, Miocen, Pliocen și Cuaternar.

Paleogenul nu este reprezentat în întregime, ci numai prin Oligocen-Aquitanian. Depozitele oligocenului ocupă o mare suprafață, fiind cantonate în partea de N a regiunii. El este alcătuit din bancuri puternice de gresii, în grosime de 0,50—2,50 m, în alternanță cu marne. Gresiile sunt dure, compacte, uneori curbi-corticale, de culoare cenușiu-deschisă pînă la închisă în stare proaspătă și brun-roșcată cînd sunt alterate, cu ciment calcaros, cu slabe foile de mică diseminată în masa rocei și cu hieroglife grosolane, atunci cînd există. Marnele intercalate în gresii nu depășesc în medie 0,50 m, avînd o culoare cafeniu-verzuie sau cenușie, cînd nu au suferit transformări din cauza insinuării andezitelor; în acest caz, sunt coapte, transformate pînă la ardezii.

La partea superioară a Oligocenului, gresiile devin mai friabile, mai micacee, făcînd trecerea la Miocen. Includem la Oligocen și Aquitanianul, care nu se poate separa ca atare și care este în mod neîndoios reprezentat, deoarece avem o continuitate de sedimentare de la Paleogen la Miocen.

Macrofosile lipsesc. Am întîlnit însă într-o deschidere pe V. Leșului resturi incarbonizate de frunze de Palmier.

Miocenul este reprezentat în întregime.

Burdigalian — Helveticianul (Strate de Hida). Concordant peste depozitele oligocene și în continuitate de sedimentare cu acestea, se șează depozitele Miocenului inferior, alcătuite din marne compacte cenușiu-deschise, în grosime de 1,50 m, cu intercalații nisipoase-grezoase cenușiu-deschise, micacee.

Miocenul inferior ocupă porțiunea cuprinsă între comuna Tiha Bîrgăului — Bistrița Bîrgăului — Prund — Joseni — comuna Feldru.

Limita sa cu depozitele oligocen-aquitaniene este greu de trasat, deoarece conglomeratele din baza Stratelor de Hida, care sunt atît de bine dezvoltate în W, lipsesc, trecerea făcîndu-se gradat. Totuși ea se poate urmări din dreptul comunei Tiha Bîrgăului spre W, pe V. Secului, la cca 1800 m de la confluența sa cu V. Bistriței, trece pe sub Dealul Arșița, la N de comuna Susenii Bîrgăului, continuîndu-se pe V. Taurului, la izvoarele Pîrului Cărbunăriei, pe la S de Vf.



Strîmba, pînă în V. Tîrgului, la cca 2300 m amont de confluența cu R. Someș. Grosimea Stratelor de Hida este de cca 900 m.

Tortonianul începe cu un orizont de conglomerate și nisipuri slab cimentate, în grosime de cca 15 m, ce se pot urmări începînd din V. Bridăresei, pe V. Ciorii — Dealul Runcul, V. Sărătă de Sus, V. Sărătă de Jos — comuna Joseni.

Peste conglomerate urmează Tuful de Dej, care în partea de E (Vf. Bridăreiu) și în partea de W (Rusul Bîrgăułui — V. Tîrgului) a regiunii, stă direct peste Stratele de Hida. Tuful se poate urmări începînd de sub Vf. Bridăreiu, unde este acoperit de aglomerate andezitice, la Bistricioara, în dreptul fabricii de chrestea, pe V. Bridăresei, V. Ciorii, pe D. Runcul Mare, pe V. Sărata de Sus, pe Vf. Siretelui, pe V. Sărata de Jos, urmărindu-se apoi paralel cu V. Slatinei, pînă în dreptul comunei Josenii Bîrgăułui la S de biserică, după care se pierde sub terasele Rîului Bistrița, apărînd din nou la 1,5 km N de comuna Rusul Bîrgăułui pînă la originea Văii Tîrgului. Grosimea tufului este cuprinsă între 50—100 m.

Peste tuf urmează un pachet de argile marnoase, de culoare cenușie, în grosime de cca 200 m, pe care le atribuim tot Tortonianului. La contactul lor cu tuful apar izvoare sărate, cum este cazul pe V. Sărata de Sus, V. Sărata de Jos, V. Slatinei; aceste argile au deci un facies salmastru și pot fi considerate ca reprezentînd echivalentul formațiunii cu sare, situată peste Tuful de Dej.

La S de com. Bistrița Bîrgăułui, pe V. Ciorii, într-o ruptură, am observat fragmente de gips, pe care le considerăm ca provenind tot din aceste argile marnoase.

Sarmatianul, alcătuit din marne de culoare cenușiu-albăstruie, uneori nisipoase în care se găsesc frecvent resturi de fosile.

Depozitele sarmatiene ocupă partea de SW a regiunii, avînd o dezvoltare mare, și se găsesc cantonate în porțiunea cuprinsă la S de comuna Josenii Bîrgăułui — comuna Iad, pînă la Cușma.

În malul stîng al Rîului Bistrița, la W de comuna Josenii Bîrgăułui, apar depozite nisipoase, în care se găsesc frecvent resturi de fosile, dar care sunt rău conservate. Tot în malul stîng al Rîului Bistrița, în dreptul comunei Rusul Bîrgăułui, la intersecția Rîului Bistrița cu drumul ce merge spre comuna Dorolea, Z. TÖRÖK¹⁾ citează *Cerithium pictum* BAST. Noi am găsit în acest punct numai fragmente de *Cerithium* sp., *Mactra* sp., și Cardiacee mici.

În nisipurile din malul stîng al Rîului Bistrița, în dreptul comunei Joseni sub D. Lazului, în afară de speciile enumerate mai sus, am găsit și un exemplar de *Modiola* sp.

Într-o ruptură ce se află situată sub Vîrful Pleșugului, la punctul denumit de localnici « Secătura », am găsit, în afară de numeroase forme de

¹⁾ Z. TÖRÖK. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea apuseană a Munților Călimani. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. București, 1931.



Ceriți, și un fragment de *Cardium fittoni* d'ORB., formă care indică prezența Sarmatianului mediu.

Deoarece macrofosile tortoniene nu am găsit, limita Tortonian-Sarmatian a fost trasată pe baza rezultatelor analizelor micropaleontologice. Ea trece prin punctele: V. Sărătă de Sus la cca 375 m în amonte de izvorul sărat, V. Sărătă de Jos, Pîr. Ursoaia, urmînd apoi un traseu aproape paralel cu V. Slatinei.

Pliocenul. Peste depozitele sarmatiene, se aştern depozitele pliocene, reprezentate prin marne nisipoase de culoare cenușie-albăstrui.

Aceste marne, cu o dezvoltare redusă, apar la S de comuna Joseni, pierzîndu-se sub masa de aglomerate andezitice a Munților Călimani.

Pe P. Ursoaia, affluent al Văii Sărata de Jos, am găsit cîteva exemplare de *Congeria cf. partschi* Cžiž.

Analizele micropaleontologice indică și ele vîrstă pliocenă a depozitelor.

Direcția generală a stratelor este aproximativ E-W, cu înclinări spre S, cuprinse între 10—60°, în medie 15°.

Cuaternarul este reprezentat prin terase, aluviuni și grohotișuri.

Se disting în regiune un număr de patru terase; cea mai veche terasă, situată la 100 m altitudine, se găsește la NE de comuna Dorolea, ocupînd o suprafață importantă. A doua terasă, situată între 50—75 m, ocupă o suprafață mare, fiind cantonată mai ales în partea nordică a Văii Bistrița. A treia terasă, situată între 20—50 m, are o mare dezvoltare la N de comuna Prundul Bîrgăului și Mijlocenii Bîrgăului. Cea de a patra terasă, situată între 5—20 m, se poate urmări începînd de la Tiha Bîrgăului pînă la Iad și de aci spre Dorolea.

Datorită diferențelor de nivel și a pantelor destul de mari, pîraiele și rîurile formează numeroase aluviuni ce conțin în special blocuri de material andezitic.

În partea de N și W a comunei Cușma, pe porțiunea cuprinsă între D. lui Tănasă — V. Lasur — P. Sărăt, se întîlnesc grohotișuri de pantă, rezultate din dezagregarea aglomeratelor andezitice.

Eruptivul este reprezentat prin filoane-strat (silluri) și prin aglomerate andezitice.

Se disting în regiune două zone: o zonă nordică, cuprinsă între comuna Mijloceni — Prund — Tiha Bîrgăului — Ilva Mică — Leșu, în care apar numai silluri, și o zonă sudică, cuprinsă între comuna Tiha Bîrgăului — comuna Iad — comuna Cușma, în care apar numai aglomerate andezitice.

a) Sillurile, care iau parte la formarea Munților Heniul Mare — Heniul Mic — Vf. Muncelul — Vf. Erboș (Porcoiu Mic), ocupă o suprafață de cca 50 km².

După TH. KRÄUTNER¹⁾, ar exista în regiunea Muntelui Heniu șase filoane-strat. I. GHERMAN¹⁾ însă descrie numai pe versantul său nordic 16—17. Se

¹⁾ Op. cit.



pare că avem de-a face cu un număr de cca 15 filoane-strat, care în profunzime se unesc într-un corp comun. Cît privește grosimea și lungimea lor, ele variază între 2—150 m grosime, iar în lungime de la câteva sute de m pînă la 10—12 km. Toate au însă o orientare E—W. Dezvoltarea cea mai mare în grosime și în lungime corespunde cu înălțimile cele mai ridicate, respectiv Vf. Heniul Mare; cu cît ne depărtăm de Vf. Heniu, cu atît ele devin mai subțiri și mai scurte.

Din punct de vedere petrografic, Eruptivul din regiunea Muntelui Heniu este reprezentat prin andezite cu amfibol și piroxen, cu limite de variabilitate extrem de largi.

Studiul microscopic făcut de colegul RADU DIMITRESCU asupra unui număr de patru secțiuni, din filonul central, care constituie Vf. Heniul Mare și Vf. Muncelul, arată că cel puțin în partea centrală a masei eruptive avem de-a face cu microdiorite din grupa rocelor piroxenice (+ amfibol), aparținînd fazei sub vulcanice.

b) În partea de SE a regiunii, pe porțiunea cuprinsă între Vf. Bridăreiu-lui — Piatra lui Maxim — D. Tănasă — P. Sărit, se dezvoltă masa de aglomerate andezitice, care formează porțiunea cea mai de NW a Munților Călimani.

La N de comuna Cușma, pe Vf. Cetățuia, se mai păstrează un petec de aglomerate andezitice, care probabil, datorită eroziunii, a fost separat de masa centrală. Mici petece se mai întîlnesc pe D. Warthberg la SE de comuna Dorolea, pe Vf. Pleșugului, la S de comuna Joseni și pe D. Lasur la S de comuna Mijlocenii Bîrgăului. La N de comuna Iad mai apare un ultim petec.

Tectonica. Cu excepția anticinalului ce se poate observa pe V. Leșului, la confluența cu V. Erboșaua, alcătuit din depozite oligocene, restul regiunii se prezintă monoclinal, direcția stratelor fiind E—W și cu inclinări spre S.

Şedința din 13 martie 1953

Prezidează prof. MIRCEA D. ILIE.

— N. FLOREA și N. IVANOV. — Metoda adoptată pentru determinarea sărurilor solubile din solurile săraturoase (Referat).

— L. ATANASIU, R. DIMITRESCU și AL. SEMAKA. — Studiul petrografic al Eruptivului din Munții Bîrgăului.

Lucrarea de față reprezintă o expunere a observațiilor făcute în trei ani de cercetări pe teren (1950—1952) de către L. ATANASIU și AL. SEMAKA, asupra Eruptivului din Munții Bîrgăului, completate cu un studiu de laborator efectuat de R. DIMITRESCU asupra materialului cules (vezi harta).



Formațiunile eruptive din regiunea cuprinsă între Masivul Călimanilor la S și Masivul Rodnei la N nu făcuseră încă obiectul unei cercetări de ansamblu mai recente, și de aceea am considerat că o prezentare a lor ar aduce o contribuție interesantă la cunoașterea petrografiei Transilvaniei de NE.

Eruptivul studiat se încadreză în unitatea lanțului vulcanic care mărginește la interior Carpații orientali și, începînd din Munții Hărghitei și Călimanului, trece peste Munții Bîrgăului, Rodnei și Țibleșului, prin Gutăi și Ouaș, pînă în Ucraina Transcarpatică. Complexul de roce aparține ciclului vulcanic reprezentat prin andezite, bazalte și dacite, ce caracterizează în deosebi zonele marginale fracturate ale regiunilor de orogen tertiar.

În regiunea noastră și în cele învecinate apar de asemenea o serie de roce hipoabisale, străbătînd Paleogenul. Formele de stock, sill și mai rar dyke, abundă, Muntele Heniul oferind unul dintre cele mai frumoase exemple de filoane-strat.¹⁾

Studiul microscopic al acestui Eruptiv a fost completat cu determinarea plagioclazilor cu masa universală Fedorov, după curbele clasice și după curbele plagioclazilor de temperatură înaltă (KÖHLER și TERTSCH).

Analizele chimice de care dispunem au fost interpretate calculîndu-se valurile Niggli; de asemenea au fost calculați coeficienții lui ZAVARIȚCHI, după noua metodă expusă în tratatul său « Introducere în petrochimia rocelor eruptive ».

I. Eruptivul subvulcanie

O parte foarte însemnată a Eruptivului Munților Bîrgăului este formată dintr-o serie de aparițuni, care în limitele unei oarecare variații în compoziția mineralologică și, mai ales, în structura roci, rămîn strîns legate unele de altele. De către autorii mai vechi și de TH. KRÄUTNER²⁾ au fost menționate diorit-porfirite cuarțifere, andezite amfibolice și andezite cu amfibol și piroxen, însotite de unele concrețiuni bazice amfibolico-piroxenice, toate fiind caracterizate prin structura holocristalină a pastei, ceea ce, împreună cu modul lor de apariție, le-ar așeza mai degrabă în categoria intrusiuilor decît în acea a efuziunilor.

Cercetările noastre confirmă faptul că sînt extrem de frecvente faciesurile care indică o cristalizare subcrustală. Rocele se încadreză în grupa andezitelor, mergînd uneori pînă la microdiorite iar ca elemente negre, biotitul, hornblenda și augitul apar în proporții variabile. Diferențierea a ajuns uneori pînă la formarea unor lamprofire; în același timp se observă frecvent separațuni de minerale melanocrate, care constituie aglomerații compacte, de dimensiuni ce variază între cîțiva milimetri și 10—15 cm.

¹⁾ I. GHERMAN. Constituția geologică a Muntelui Heniul din Munții Bârgăului. Bîstrîta, 1933.

²⁾ TH. KRÄUTNER. Cîteva date asupra geologiei Munților Rodnei și Bârgăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII (1923—24). București, 1930.

— Studii geologice în Munții Rodnei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII (1924—25). București, 1930.



Această grupă de roce corelate genetic, care formează, în general, corpuri geologice subvulcanice (stockuri, silluri) și niciodată curgeri de lave, poate, după părerea noastră, să fie paralelizată cu numeroasele iviri cu caracter hipoabisal, puse în evidență numai de cîțiva ani începînd de la diversi cercetători, în regiunea Transilvaniei de NE. Este vorba de Masivele Toroiaga¹⁾ și Tibleș²⁾ și de erupțiuni prezintînd caracter asemănătoare în Munții Rodnei³⁾ și în Munții Călimani⁴⁾. S-ar individualiza astfel o primă fază magmatică tertiară, caracterizată prin apariții de diorite, cuart-diorite, porfire dioritice și andezite, mergînd de la cele biotitice pînă la cele piroxenice. Lavele vulcanice, asociate cu produse piroclastice, din regiunea Munților Călimani — Hărghita, ca și acele din regiunea Baia Mare, au o vîrstă mai tînă.

Descrierea masivelor. În cele ce urmează vom descrie modul de apariție a Eruptivului subvulcanic din Munții Bîrgăului.⁵⁾

Cariera Măgura. (pl. I, fig. 1.) Eruptivul subvulcanic, (foarte variat din punct de vedere petrografic), descris sub această denumire, formează, din punct de vedere morfologic, două masive distințe, separate pe direcția E—W de V. Ilvei. Din punct de vedere geologic, ele reprezintă un tot unitar, tăiat de eroziunea Văii Ilvei, ce-l străbate pe o distanță de cca 2,5 km. Partea sudică cuprinde Chicera Mică și Chicera Mare, separate de V. Blajnei, iar partea nordică cuprinde Măgura Mică — Recele și Măgura lui Axente. De la E la W, masa eruptivă se întinde de la «Borkuturile» din Ilva Mare pînă la vechea Biserică de la Măgura Ilvei, iar de la N la S, pe o distanță de cca 3,250 km, de la Drumul Neamțului (cumpăna apelor dintre Someș și Ilva) pînă la cătunul Blajna.

¹⁾ R. DIMITRESCU. Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa — Toroiaga. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII (1950—51). București, 1954.

²⁾ L. PAVELESCU. Studiu geologic și petrografic al Masivului Tibleș. *An. Comit. Geol.*, Vol. XXVI. București, 1953.

³⁾ TH. KRÄUTNER. Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIX. București, 1938.

⁴⁾ Z. TÖRÖK. Ridicări geologice efectuate în Masivul eruptiv al Călimanilor. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (1949—50). București, 1953.

I. TREIBER. Cercetări geologice în Munții Călimanilor. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (1949—50). București, 1953.

⁵⁾ Pentru amănunte referitoare la stratigrafia regiunii, îndreptăm la lucrările publicate anterior și anume:

L. ATANASIU. Geologia regiunii Șarul Dornei (Cîmpulung) — Măgura Calului (Năsăud). *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București, 1954.

— Geologia regiunii Fîntînele — Mureșenii Bîrgăului (Năsăud). *D. de S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952). București, 1955.

A. SEMAKA. Geologia regiunii Dorna Cîndreni — Coșna. *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București, 1954.

— Geologia regiunii Grădinîța — Lunca Ilvei (Sedimentarul Munților Bîrgău). *D. de S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952). București, 1955.



Fiind ușor accesibil, acest masiv a fost remarcat încă mai de mult, într-o excursie făcută de I. P. Voitești¹⁾. Acesta îi face o sumară descriere și prezintă un profil N—S, destul de interesant. Interpretarea dată este valabilă în ceea ce privește Eruptivul însăși, dar nu poate fi susținută în ceea ce privește poziția sa, peste o serie marnoasă, căreia i se atribuie o vîrstă eocenă.

Înteresante sunt numeroasele enclave de Sedimentar, ce au uneori aspecte de filoane, alteori fiind cu totul neregulate și haotic distribuite în masa eruptivă. Unele din ele, de dimensiuni relativ mici, au aspectul unor pungi informe, metamorfozate pe toată grosimea lor. Altele, de dimensiuni mult mai mari și cu aspectul unor lente (uneori stratiforme) ce se efilează către capete, au suferit transformări termice numai în imediata vecinătate a contactului.

Față de fenomenele similare, dar mult mai slab dezvoltate, care se pot observa la Eruptivul descris sub numele de « Cariera Poiana », acelea de la Măgura prezintă un stadiu de trecere către forma de « stock însotit de silluri », pe care o vom descrie la « Eruptivul Cornii ». (pl. I, fig. 2).

Eruptivul Cornii (fig. 1 și pl. II, fig. 1). Sub acest nume cuprindem toată masa andezitică situată la N de localitatea Ilva Mare, între Văile Ilva la S și

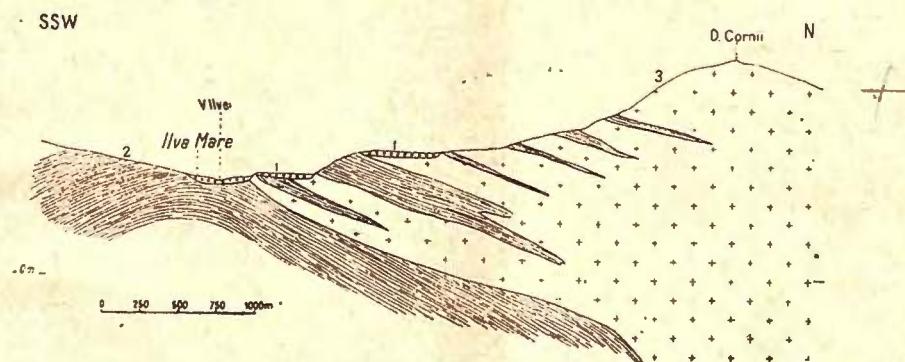


Fig. 1. — Profil schematic prin Eruptivul Cornii (Al. SEMAKA).

1, Sesuri aluviale și terase 2, Oligocen mediu — sisturi cu solzi de Pești; 3, Eruptiv;

Cîrțișava la N, de la Recele Cocovrenilor în W, peste vîfurile Bîrnii, Milerului, Cornii, Piatra Hașii și Pleșa pînă în V. Cucureasa, în E.

Morfologic, întreaga masă se profilează ca o denivelare de mari proporții, a cărei culme duce prin puncte foarte ridicate (Vf. Bîrnii, Vf. Milerului, Vf. Cornii, Piatra Hașii, Pleșa) față de altitudinea relativ mică a Văii Ilva sau Cîrțișava. Relieful este cu atît mai impozant, cu cît denivelarea, a cărei amplitudine trece de 600 m, se petrece pe o distanță relativ scurtă, ce nu depășește 1 km. Această denivelare, atît de izbitoare, se datorează în bună parte nu numai rezi-

¹⁾ I. P. VOITEȘTI. Vîrsta dacitelor și amfibol-andezitelor din regiunea Rodnei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930). București, 1931.

stenței opuse la eroziune de rocele eruptive, ci și unor cauze tectonice. Aproape paralel cu V. Ilvei, în dreapta ei, se situează o fractură secundară, ce se racordează în sprijne E cu falia « Grădinița », fractură de-a lungul căreia « Masivul Cornii » a fost ridicat față de seria sedimentară de la S.

În ceea ce privește forma sub care aflorează acest eruptiv, ea este dintre cele mai interesante. Dacă la masivele descrise sub denumirea de « Cariera Poiana » și « Cariera Măgura » am întîlnit numeroase intercalații de Sedimentar sub formă de pungi sau chiar lentile mai mari, atunci în « Masivul Cornii » lucrurile se schimbă. Pe toată porțiunea dintre Recele Cocovrenilor și Piatra Hașii, masa eruptivă, compactă spre N, prezintă în partea ei sudică o serie întreagă de apofize stratiforme, intercalate între depozitele sedimentare ale seriei Șisturilor cu Pești (Strate de Ileanda Mare). Eroziunea s-a apropiat mult de corpul eruptiv principal, în aşa fel încât reprezentarea cartografică sau în profil arată o predominare a Eruptivului. Acest lucru era și de așteptat, deoarece eroziunea a dezvelit Sedimentarul din părțile cele mai periferice și efilate ale masivului.

Partea răsăriteană a Masivului Cornii, adică acea porțiune pe care o cunoaștem sub denumirea de « Pleșa », reprezintă terminația estică, ieșită la zi, a masei eruptive, compacte, fără intercalații sedimentare. Credem că atât Pleșa, cât și partea de la N de Culmea Piatra Hașii — Vf. Milerului, poate fi considerată ca o masă subvulcanică imensă, căreia i s-ar putea atribui numele de lacolit.

Pe versantul sudic al Pleșei și al Pietrei Hașii, avem două mari zone, acoperite cu grohotiș de pantă, provenind din alterarea și degradarea andezitelor sub influența agenților atmosferici.

Măgura Neagră (fig. 2). La S de Ilva Mare, între văile Ivăneasa și Leșul, se ridică din mijlocul unui relief lin un munte cu creste abrupte, ce poartă numele de *Măgura Neagră*.

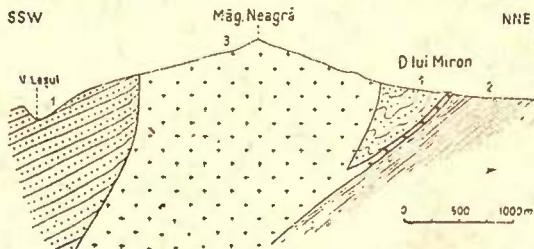


Fig. 2. Profil schematic delă Măgura Neagră — Dealul lui Miron (AL. SEMAKA).

1, Oligocen + Aquitanian — Gresii de Borșa; 2, Oligocen mediu — șisturi cu solzi de Pești; 3, andezit.

rîmăturile provenite din Măgura acoperă suprafețe de la 1 pînă la 2 km², de pe care vegetația a dispărut aproape complet. Astfel, în punctul denumit de localnici « La Măträgună », grohotișul de pantă, format numai din material eruptiv, acoperă mai bine de 170 hectare.

Eruptivul de la Măgura Neagră străbate ca un imens stock, inclinat puțin spre sud, complexul « Gresiei de Borșa », de vîrstă oligocen-superioară. Versantul de S, mai abrupt, prezintă un frumos aspect de degradare a Eruptivului sub influența agenților atmosferici, sub forma unui grohotiș de pantă, bine dezvoltat. Pe alocuri, sfâ-



Spre N și E, stockul eruptiv al Măgurii trimite două mici apofize ce se insinuează între bancurile Gresiei de Borșa ca niște silluri, dind un relief caracteristic rocelor tari. Spre N, un al doilea sill apare în D. lui Miron, insinuându-se chiar pe limita dintre complexul Gresiei de Borșa și acela al Șisturilor cu Pești (Strate de Ileanda Mare).

Colundul. Ceva mai spre N de Măgura Neagră, pe unul din drumurile de munte ce duce de la Leșul la Ilva Mare, se relievează D. Colundului. Eruptivul de aici reprezintă un corp concordant andezitic mult înclinat, ce străbate Sedimentarul, urmărind mai mult sau mai puțin limita dintre complexul Șisturilor cu Pești și acela al Gresiei de Borșa.

Punerea în loc a acestei mase eruptive a deranjat puternic sedimentele înconjurătoare, dind naștere chiar unei frumoase cute sinclinale, la cărei aripă nordică este puternic răsturnată. După toate datele de teren ce s-au putut culege, Eruptivul Colundului este strâns legat de acela al Măgurii Negre, atât în ceea ce privește momentul punerii în loc a magmelor, cît și în ceea ce privește legăturile profunde ale celor două masive.

Muntele Heniul (fig. 3). La N de com. Prundul Bîrgăului se ridică Muntele Heniu, depășind prin înălțimea sa toată regiunea înconjurătoare și formând culmea despărțitoare între V. Leșului, tributară Rîului Someș, și V. Bistriței Transilvane.

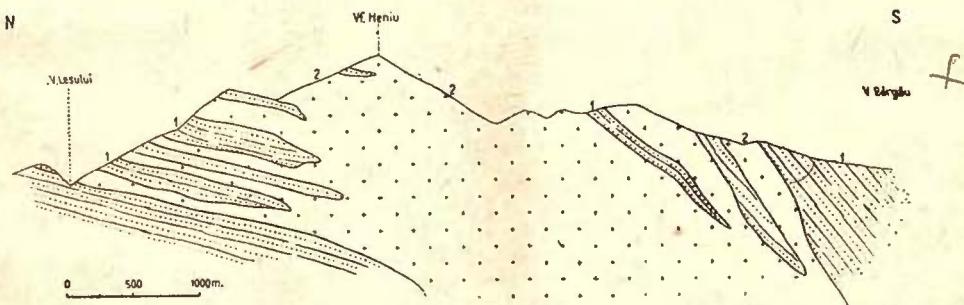


Fig. 3. — Profil schematic prin sillurile Muntelui Heniul (L. ATANASIU).

1, Oligocen + Aquitanian — Gresie de Borșa; 2, Eruptiv.

Informații asupra Eruptivului Muntelui Heniu avem de mult. Primul cercetător care se ocupă cu studiul petrografic, fără a da amănunte asupra poziției geologice a acestor mase, este PRIMICS¹⁾. KOCH²⁾ recunoaște pentru prima oară caracterul filonian al intrușiunilor. Ulterior, cercetările lui TH. KRÄUTNER și mai

¹⁾ G. PRIMICS. Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des Bistritz- u. Tihatales, des Heniul und der Strimba. *Földt. Közl*, 1880.

²⁾ A. KOCH. Rodna vidéke trachitcsaládhoz tartozó kőzeteinek újabb petrográfiai vizsgálata. *Földt. Közl*, 1880.

ales ale lui J. GHERMAN¹⁾ au arătat în amănunt poziția Eruptivului și faptul că Muntele Heniu se prezintă sub formă de filoane-strat incluse în Oligocen.

Se cunosc cca 10 filoane-strat de microdiorite, foarte variate din punct de vedere al grosimii, cît și al lungimii lor.

După cum se poate vedea și din fotografia alăturată, sillurile care s-au insinuat pe suprafetele de mai slabă rezistență dintre bancurile Gresiei de Borșa, formează aflorimente impresionante prin sălbăticia lor. Aici se pot observa foarte frumos separațiunile perpendiculare pe suprafața de curgere a masei eruptive. Limita cu rocele (gresiile și intercalatiile de argile șistoase) înconjurătoare este caracterizată prin evidente fenomene de contact.

Miroslava (fig. 4). La N de comuna Mureșenii Bîrgăului se află situat Muntele Miroslava. Ca altitudine el este a treia mare deformație morfologică din regiunea

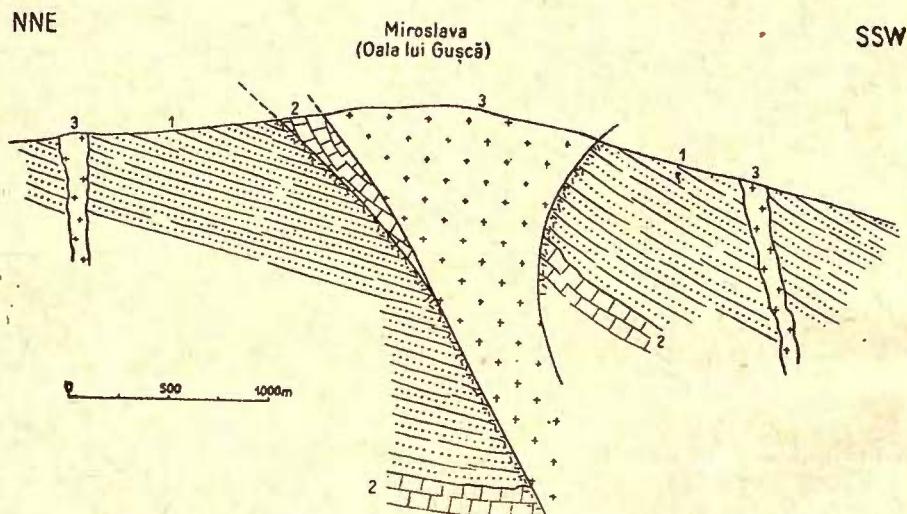


Fig. 4. — Profil prin corpul intrusiv de la Miroslava (L. ATANASIU)
1, Oligocen + Aquitanian — Gresie de Borșa; 2, Eocen mediu — calcare nummulitice; 3, Eruptiv.

noastră. Din punct de vedere geologic, acest masiv reprezintă un corp intrusiv de mari dimensiuni, care s-a insinuat de-a lungul unei linii de dislocație din axul anticinalului, ce se poate urmări de la Colibița în S prin Vf. Căsariul — V. Străjii — Miroslava — V. Leșului — Poiana Ilvei — Sîngeorz-Băi pînă la Parva. Acest anticinal, cu o orientare NNW—SSE, prezintă în regiunea Miroslava o culminăție axială însemnată.

Aci, în urma dezechilibrului produs de venirea maselor intrusive, Sedimentarul a fost dislocat de-a lungul unei linii de falie, astfel încît de sub depozitele

¹⁾ J. GHERMAN. Op. cit.

oligocene a fost scos la zi un pachet de marno-calcare eocene, ce iau contact cu Eruptivul în partea sa de N și NW.

Pe de altă parte, la contactul dintre marno-calcarele eocene și Oligocenu gresos, ca un aspect periferic, se pot observa mici filoane-strat.

Căsariul — Măgurița — D. Ariilor. La E de comuna Mureșenii Bîrgăului, între V. Străjii și V. Colibiței, se ridică o culme, alcătuită din Munții Căsariul — Măgurița — D. Ariilor.

Muntele Căsariul, lung de 2 km și lat de 1—5 km, reprezintă un corp andezitic intrus, insinuat de-a lungul Anticlinalului Colibița — V. Străjii — Miroslava — Leșul. Legat de acesta prin filoane-strat, ceva mai spre S se situează Muntele Măgurița, lung de 2 km. Își acesta este un corp intrusiv, ce are o origine comună cu precedentul. În fine, al treilea masiv, acela din Dealul Ariilor, legat de primele două prin numeroase silluri, nu a fost încă dezvelit îndeajuns prin influența agenților externi, din care cauză deasupra maselor intrusive întâlnim resturi ale rocelor sedimentare (Gresii de Borșa) scăpate de eroziune.

Descrierea petrografică. Pentru ușurință descrierii petrografice, vom grupa rocele în varietăți care, trebuie reținut, nu constituie totdeauna în teren corpori distințe unele față de altele. De exemplu, Cariera Măgura oferind o bună deschidere, permite să se constată prezența următoarelor tipuri de roce, legate prin tranziții gradate de la unele la altele: andezit cu hornblendă și biotit, lamprofir cu hornblendă și augit, microdiorit cu augit, hornblendă și biotit, andezit cu hornblendă și augit, microdiorit cu hornblendă. La toate aceste tipuri, menționăm că fenomenele autometamorfice sănt destul de reduse.

a) *Andezitele amfibolice* sănt constituite dintr-o pastă de culoare cenușie, mai închisă sau mai deschisă, în care sănt prinse fenocristale în general mici, albe, de plagioclaz, pe lîngă care apar numeroase prisme negre-lucioase de hornblendă. Foarte adesea, acestea au o tendință de aşezare fluidală. Din cînd în cînd, cîte un cristal de hornblendă este dezvoltat enorm față de celealte, trecînd de 2—3 cm lungime. Andezitele care conțin și piroxen nu prezintă megascopic nici o diferență față de varietățile pur amfibolice. Tipul cu biotit are pasta de culoare ceva mai deschisă.

Sub microscop se observă că pasta andezitelor amfibolice este microcristalină (foarte rar criptocristalină), uneori avînd structura pilotaxitică destul de caracteristică. Elementele mineralogice ale pastei sănt plagioclazul, frecvent dezvoltat prismatic, și în proporție mai redusă, hornblenda. Alterările sănt frecvente, caolinul, sericitul și cloritul fiind destul de des întâlnite.

Sunt remarcabile trecerile spre roce consolidate în condiții de mai mare adîncime, puse în evidență prin dezvoltarea mai largă a elementelor pastei (0,1—0,2 mm).



În fenocristale, plagioclazul, cu dimensiuni medii de 0,6–1,2 mm, formează uneori concreșteri de cristale pînă la 2 mm. Rareori indivizii izolați ating această dimensiune sau o întrec. Plagioclazul este maclat și zonat, cele mai multe fenocristale, în special acele cu dimensiuni mai mici, prezintă numeroase zone recurente. Această zonare aduce după sine și o dispoziție zonară a produselor de alterație (sericit și caolin), în cazul cînd acestea există. La un andezit din D. Colund am determinat macla, destul de rară, de Baveno. Conținutul în anortit, determinat fie cu metodele de extincție (macla Albitului în zonă simetrică sau Albit-Karlsbad), fie cu metoda Fedorov, variază între 45 și 59% An. Se poate observa uneori o rețea, albitică, ce invadăază interiorul plagioclazului.

Varietatea de hornblendă care apare în această serie de andezite este cea comună, verde cu pleocroismul normal. Uneori se observă o nuanță verde-albăstruie; dimpotrivă, alteori, culoarea trece spre verde măsliniu. Cristalele sunt dezvoltate prismatic, de obicei fiind lipsite de fețele terminale. Pe lîngă conture nete, se observă frecvent și conture sfîșiate și corodate; mai rar apare o margine subțire de opacită.

Lungimea fenocristalelor de hornblendă este cuprinsă de obicei între 0,1 și 1,5 mm; aşa cum am văzut mai sus, se ajunge însă în mod exceptional la dimensiuni mult mai mari, de ordinul centimetrilor.

Este interesant faptul că foarte adesea hornblenda se prezintă zonată. Se întâlnesc de asemenea macle după (010).

Alterațiile hornblendei sunt rare. Cu totul sporadic apar mici vinișoare de clorit. De asemenea sunt prezente uneori foite parazitare de biotit. Ceva mai frecvent se întâlnesc incluziuni de plagioclaz.

Ca mineral accesoriu se întâlnește magnetitul, fie sub forma unor cristale izolate de 0,1–0,5 mm, fie sub forma unei pulberi răspândite în tot cuprinsul roci. Cu totul sporadic apare apatitul.

Tipuri mai de adîncime, legate de andezitele amfibolice, se întâlnesc în mai multe puncte. Astfel, în Cariera Măgura apar microdiorite, formate din plagioclaz (0,1–0,3 mm) și hornblendă (0,2–1,5 mm lungime), cu unele cristale de plagioclaz ceva mai dezvoltate, pînă la 1 mm.

În Vf. Miroslava apare un microdiorit asemănător; în compoziția sa mineralogică intră plagioclazul, intens maclat și zonat, dezvoltat în prisme scurte de 0,2–0,9 mm și hornblenda verde (0,1–0,5 mm). Sporadic apar și cristale de hornblendă brună opacitizată. Minereul este totdeauna prezent.

Analizele planimetriche au dat următorul rezultat:

	Cariera Măgura %	Vf. Miroslava %
Plagioclaz	70,77	78,60
Hornblendă	26,38	15,90
Epidot	1,23	—
Minereu	1,61	5,50
	<hr/> 99,99	<hr/> 100,00



Între aceste microdiorite și andezite există o trecere gradată, menționată mai sus cu ocazia descrierii pastei andezitelor. Tranzitia constă în dezvoltarea mai grăunțoasă a pastei decât la andezite, precum și în caracterul accentuat porfiric, care lipsește de multe ori la microdiorite. Dăm mai jos analiza planimetrică a unui astfel de porfir dioritic de la Poiana Ilvei:

	%
Plagioclaz	74,4
Hornblendă	22,6
Cuarț	1,0
Minereu	<u>2,0</u>
	100,0

precum și analiza chimică a aceluiași porfir dioritic (chimist, A. KISYK).

	%	Valorile Niggli		Minerale normative	
		<i>si</i>	<i>al</i>	<i>Q</i>	<i>or</i>
SiO_2	54,08	<i>si</i> = 153		<i>Q</i> = 8,40	
Al_2O_3	19,45	<i>al</i> = 33		<i>or</i> = 7,65	
Fe_2O_3	3,91	<i>fm</i> = 31		<i>ab</i> = 28,90	<i>F</i> = 70,45
FeO	3,24	<i>c</i> = 25		<i>an</i> = 33,90	
MgO	3,61	<i>alk</i> = 11		<i>di</i> = 5,45	
CaO	8,09	<i>k</i> = 0,21		<i>hy</i> = 11,74	<i>P</i> = 17,19
Na_2O	3,31	<i>mg</i> = 0,49		<i>mt</i> = 3,27	
K_2O	1,32			<i>il</i> = 0,41	<i>M</i> = 3,68
H_2O^-	0,33			<i>ap</i> = 0,30	
H_2O^+	1,44				
P_2O_5	0,23				
TiO_2	0,21				
SO_3	0,45				
	<u>99,67</u>				
		Coeficienții Zavarîchi			
		<i>a</i> = 9,9	<i>f'</i> = 45,7		
		<i>c</i> = 9,1	<i>m'</i> = 44,2		
		<i>b</i> = 14,8	<i>c'</i> = 10,0		
		<i>s</i> = 66,2	<u>99,9</u>		
		<u>100,0</u>	<i>n</i> = 79,2		

Valorile Niggli indică apartenența la tipul de magmă normal-dioritică, însă cu tendințe acide ($al - fm = 2$; $qz = + 9$, situează roca la limita cu magmele peleitice).

Coeficienții Zavarîchi încadrează perfect roca între un diorit și un andezit cu hornblendă.

b) *Andezitele cu hornblendă și biotit* sunt mult mai rare și reprezintă probabil o simplă variantă a tipului amfibolic. De exemplu, la Măgura, în cariera de la serpentina șoselei, biotitul este aproape în totalitate de neoformațune, provenit din transformarea hornblendei. Foițele parazitare de biotit se dezvoltă în tot cuprinsul fenocristalelor de hornblendă și în special spre capetele acestora. Există însă un tip puțin aparte, având pasta fină, microcristalină, cu structura panalotriomorfă, asemănătoare cu cea a dacitelor; ca și la acestea, este clară și lipsită de

alterațiuni. Fenocristalele de plagioclazi care întrec 0,5 mm sunt foarte numeroase și prezintă uneori un mare număr de zone recurente. Conținutul mediu în An, determinat cu metoda extincțiilor maxime, este de 48%; determinările prin metoda Fedorov au dat o valoare de 45% An; $2V = 82^\circ$, ceea ce coincide cu valoarea 45% An. În această rocă, biotitul este în cea mai mare parte primar și predomină asupra hornblendei. Ca alterări se remarcă ușoare carbonatari, precum și, uneori, cloritizarea hornblendei.

c) *Andezitele piroxenice* nu se deosebesc în mod esențial de cele amfibolice, decât prin prezența augitului pe lîngă hornblendă.

Pasta este întotdeauna holocrastalină, uneori cu structura pilotaxitică. Și la acest tip întâlnim foarte adesea o dezvoltare mai largă a granulelor, reprezentând treceri spre microdiorite. În constituția pastei intră plagioclazul, hornblenda (în general cloritizată) și numai destul de rar piroxenul.

Plagioclazul este un labrador; nu prezintă caractere deosebite față de cele arătate mai sus. Hornblenda (1–3 mm) este de nuanță verde încis spre brun și apare frecvent cu structură zonară.

Augitul se prezintă sub forma unor prisme scurte (lungimea medie între 0,2 și 0,4 mm), adeseori maclate și cu o tendință marcată de a se grupa în aglomerări de cristale. Dispersiunea extincțiilor este foarte puternică. Conturele cristalelor sunt în general nete, spre deosebire de hornblendă, la care conturele sunt sfîșiate și încărcate cu granule fine de minereu. Fenomenele de resorbție, atât de frecvente la hornblendă, sunt aproape cu totul inexistente la piroxen.

Ca produse de neoformăție apar uneori foițe mici de biotit, dispuse neregulat.

În unele andezite piroxenice, în special în acele cu pasta mai grăunțoasă, se poate observa și cuarț în cristale de 0,1–0,2 mm.

Ca transformări autometamorfice nu se remarcă decât slabe epidotizări.

Microdiorite piroxenice apar în câteva puncte, cel mai important fiind masivul central al Muntelui Heniul. În roca cenușie, cu bobul fin, se remarcă uneori cristale de hornblendă foarte larg dezvoltate.

Sub microscop se observă că roca are o structură hipidiomorf-grăunțoasă, fiind formată din: feldspați plagioclazi, zonați și intens maclăți, dezvoltați prismatic (0,5–0,9 mm); hornblendă verde (0,5–3 mm) și augit (0,2–1 mm), întotdeauna total transformat în pennin. Sporadic apare și cuarțul. Unele cristale mai mari de hornblendă sau de plagioclaz imprimă o tendință porfirică structurii rocii.

Epidotizarea este frecventă, lucru mai rar întâlnit în Munții Bîrgăului.

Microdiorite piroxenice, cu cristalele componente de dimensiuni mai uniforme (0,3–1 mm), și lipsite de alterațiuni, se întâlnesc la Ilva Mare (Chicera Măgurii) și în Cariéra Măgura. La acestea, cloritizarea hornblendei este mai frecventă; de asemenea apar foițe de biotit, formate pe contul celoralte minerale melanocrate. La Cariéra Măgura, augitul nu a mai rămas decât sub forma unor nuclee în cristalele de hornblendă. Plagioclazul este un andezit cu 40% An.



Tabel comparativ cu compoziția mineralologică procentuală și dimensiunile în mm.

	Cariera Măgura	Ilva Mare	Muntele Heniul	Dimensiuni
	%	%	%	
Plagioclaz . . .	69,50	73,30	79,20	0,1 – 1 mm
Cuarț	2,02	—	—	0,02–0,1 mm
Augit	sporadic	11,42	9,20	0,1 – 2 mm
Hornblendă . . .	18,00	9,74	7,20	0,1 – 1 mm
Biotit	6,95	2,15	—	0,2 – 0,8 mm
Epidot	0,28	—	2,60	0,02–0,03 mm
Minereu	3,32	3,34	1,70	0,02–0,2 mm
	100,07	99,95	99,90	

Dăm mai jos analiza chimică a microdioritului de la cariera Măgura (chimist, G. PEIULESCU)

	%	Valorile Niggli	Minerale normative
			%
SiO ₂	51,54	si = 130	Q = 0,89
Al ₂ O ₃	18,48	al = 28	cr = 3,70
Fe ₂ O ₃	5,90	fm = 40	ab = 40,80
FeO	3,55	c = 19	an = 26,80
CaO	6,98	alk = 13	di = 5,29
MgO	5,56	k = 0,09	en = 15,50
Na ₂ O	4,68	mg = 0,50	mt = 5,03
K ₂ O	0,64		il = 0,95
H ₂ O –	0,73		ap = 0,53
H ₂ O +	0,81		
TiO ₂	0,56		
P ₂ O ₅	0,25		
MnO	0,01		
	99,69		
		Coeficienții Zavaritchi	
		a = 11,8	f' = 46,0
		c = 7,1	m' = 47,7
		b = 19,1	c' = 6,3
		s = 61,9	
		99,9	100,0
			n = 91,0

După valorile Niggli, roca aparține tipului de magmă normal dioritică, cu observația că valoarea lui *k* este prea mică.

d) *Separări melanocrate*. Frecvent apar în rocele descrise mai sus, aglomerări de minerale melanocrate, formând mase compacte, negricioase, cu structură hipidiomorfă, în care pot predomina augitul sau hornblenda, în cristale larg dezvoltate. Hornblenda, cînd nu este însotită de augit, tinde a forma aglomerări de fenocristale, printre care apare plagioclaz, totdeauna mai larg cristalizat decît în restul masei fundamentale a roiei.

Determinări ale constantelor optice ale mineralelor melanocrate au dat următoarele valori:

Augit, $ng-np = 0,020$ (cu compensatorul Berek); $+2V = 57^\circ$ (cu masa universală Fedorov); unghiul de extincție $c:Ng = 45^\circ$.

Hornblendă verde, $ng-np = 0,021$; $-2V = 84^\circ$; $c:Ng = 22^\circ$.

Din aceste date rezultă că în compoziția chimică a mineralelor, magneziul predomină asupra fierului (după curbele din Mineralogia optică a lui WINCHEL).

e) *Lamprofir* apar într-un singur punct, în Cariera Măgura. Culoarea rociei este foarte închisă, în pasta cenușiu-negricioasă apărind numai elemente melanocrate, de obicei larg dezvoltate.

Sub microscop, pasta rociei se prezintă variat: de la structura microcristalină pilotaxitică, — în compunerea căreia intră, pe lîngă microlite de plagioclaz, granule de piroxen și amfiboli, — pînă la o structură net intergranulară. Aceasta este caracterizată printr-o orientare divergentă a microlitelor de plagioclaz (0,1 — 0,25 mm lungime), intens maclate, spațiul dintre ele fiind ocupat de granule isometrice de piroxen și, mai rar, de amfiboli.

Ca fenocristale apar: augitul, uneori zonat, diferență de extincție între zone fiind de pînă la 4° ; hornblendă verde, frecvent zonată, însă zonele stîngînd simultan, și maclată, uneori polisintetic, conturele ei prezentînd atît fenomenul de coroziune cît și de resorbție prin formarea unei margini de granule opace de minereu. Plagioclazul apare în cantități minime ca fenocristale.

Analiza planimetrică a dat:

	%	mm
Pastă	66,5	
Fenocristale:		
Hornblendă	15,4	0,3 — 3
Augit	13,9	0,25—3
Plagioclaz	2,8	0,4 :—0,6
Minereu	1,4	0,02—0,2
	<u>100,0</u>	

Analiza chimică a acestui lamprofir a dat următoarele rezultate (chimist C. CĂRĂUȘU):

	%	Valorile Niggli
SiO ₂	45,38	si = 101
Al ₂ O ₃	16,19	al = 22
Fe ₂ O ₃	9,07	ti = 2,2
FeO	1,83	p = 0,1
CaO	9,62	fm = 55
MgO	10,15	c = 24
K ₂ O	1,39	alk = 6,9
Na ₂ O	2,12	k = 0,3
H ₂ O—	0,21	mg = 0,65
H ₂ O+	0,63	c fm = 0,44
TiO ₂	1,25	
P ₂ O ₅	0,10	
SO ₃	2,13	
MnO	0,11	
CO ₂	0,02	
	<u>100,20</u>	



Valorile Niggli încadrează această rocă în tipul de magmă normal-gabbroidă. Din studiul lui NIGGLI și BEGER asupra chimismului lamprofirelor (1923), găsim că roca are asemănări cu lamprofirele de la Indian Trail Ridge, Snowstorm Peak (Colo.) și Pawdinskaya Datcha (Ural), cu o compoziție mineralologică apropiată.

Lamprofirul de la Cariera Măgura se așează în seria vogesit-odinit, cu valori și ieșind puțin din limitele valorilor respective ale odinitelor. Compoziția chimică ar corespunde mai degrabă cu cea a grupei camptonite-monchiquite, componiția mineralologică nu ne permite însă această încadrare (amfibolul este o hornblendă verde comună). Preferăm deci să lăsa lamprofirul în grupa odinitelor.

II. Dacitele

În partea nord-vestică a regiunii studiate, între localitățile Sîngiorz și Poiana Ilvei, apar o serie de erupții dacice, asemănătoare cu acelea situate ceva mai la N în Masivul cristalin al Rodnei. După TH. KRÄUTNER, aci să intîlnezi riolite și dacite cu biotit; în lucrarea asupra Munților Rodnei se dă și o descriere petrografică a acestora din urmă. În ceea ce ne privește, nu am întîlnit roce care să poată fi caracterizate drept riolite.

Descrierea masivelor. Vom arăta mai jos condițiile geologice în care apar aceste mase eruptive.

Sîngiorz – Poiana (fig. 5 și pl. II, fig. 2). Eruptivul pe care îl descriem sub această denumire se întinde pe o mare suprafață, între localitățile Sîngiorz-Băi și Poiana Ilvei. În apus el începe din malul drept al Someșului Mare, de la cariera C.F.R. Sîngiorz și se poate urmări spre răsărit, pînă în comuna Poiana Ilvei, unde se afundă sub depozitele sedimentare ale Oligocenului, în malul

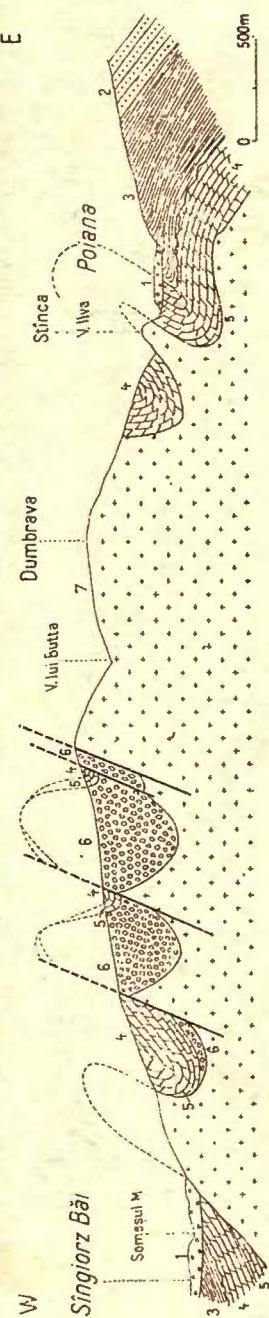


Fig. 5. Profil schematic pînă lacolitul Sîngiorz–Poiana (A.L. SEMAKA).
1, terase și șeuri aluviale; 2, Oligocen + Aquitanian — Gresie de Borsa; 3, Oligocen mediu — sisturi cu solzi de Pestii; 4, Eocen superior — Marne de Moara lui Sandu; 5, Eocen — Priabonian — Lutetian — conglomerate cuarțitice de tip breios; 6, Eocen inferior — calcare fossilifer; 7, dacite.

stîng al Ilvei. De la S spre N el se întinde între D. Ursului—Valea lui Dan și pînă în versantul nordic al Culmii Bucnitorilor.

Descriș pentru prima oară încă de TH. KRÄUTNER¹⁾, el ne apare ca un imens lacolit dacitic, străbătut de numeroase falii, orientate N—S și E—W. El suportă deasupra sa numeroase resturi-insule de eroziune, formate din depozite sedimentare de vîrstă eocen-medie pînă la oligocen-superioară.

Dacitele acestui masiv se prezintă în stare proaspătă, afară de acelea de la Dealul Coșarcii și Valea Runcului, care sunt foarte alterate și arată fenomene de caolinizare pronunțate.

În partea de răsărit, în spre Poiana Ilvei, întîlnim numeroase incluziuni sedimentare sub formă de pungi și lentile mici, în masa dacitică. Aceste incluziuni conțin depozite de vîrstă eocen-superioară (Strate de Moara lui Sandu) și oligocen-medie (Strate de Ileanda Mare).

Cariera Poiana. Eruptivul cunoscut sub denumirea de « Cariera Poiana » se situează între localitățile Poiana Ilvei în W și Măgura Ilvei în E, de ambele părți ale Văii Ilvei. El se întinde de la apus spre răsărit pe o distanță de cca 3,5 km, între Tunelul 1 și gara Măgura Ilvei, iar de la N spre S între Drumul Neamțului (cumpăna apelor dintre Someș și Ilva) și cătunul Sf. Iosif.

Acest eruptiv a fost descris, în urma unei excursii, de I. P. VOITEȘTI²⁾ care ne dă și un profil.

În mijlocul maselor eruptive se află răspîndite haotic numeroase incluziuni sedimentare, sub formă de pungi neregulate, de dimensiuni relativ variabile, adesea complet metamorfozate. Și aci, ca și în cazul « Carierei Măgura », Sedimentarul astfel inclus în masa eruptivă este constituit dintr-o serie de marno-argile, foios-șistoase, de culoare neagră-cafenie, mai rar cenușie, cu puține și subțiri intercalații de gresii micacee. După aspectul lor litologic, aceste incluziuni fac parte din complexul Șisturilor cu Pești, de vîrstă oligocen-medie și nu eocenă cum susține I. P. VOITEȘTI²⁾.

Descrierea petrografică. Megascopic se observă la dacitele din regiunea Sîngiorz, o masă de culoare cenușiu-deschisă; pe acest fond se desprind fenocristale albe de plagioclazi, atingînd uneori cîțiva milimetri, granule sticloase de quart, la care sunt vizibile conturele corodate, și elemente melanocrate, biotit și hornblendă, care apar în general verzui, datorită cloritizării. În Cariera Poiana apare un tip particular de dacit cu structură foarte fină și cu o dispunere net fluidală a elementelor negre.

¹⁾ TH. KRÄUTNER. Die geologischen Verhältnisse der Mineralwasserquellen des Rodnaer Gebirges. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II. pag. 208—221. București, 1934.

²⁾ I. P. VOITEȘTI. Vîrsta dacitelor și amfibol-andezitelor din regiunea Rodnei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—1930). București, 1931.



Sub microscop, dacitele se prezintă întotdeauna cu pasta foarte fină, având o structură microcristalină panalotriomorfă (microfelsitică). Rareori, granulele de feldspat sau cuarț se dezvoltă mai larg, atingînd 0,02—0,05 mm și în cazuri izolate se observă o structură ocelară (Ilva); există și treceri spre porfire granodioritice.

Printre fenocristale, feldspatul plagioclaz este predominant; dimensiunile indivizilor sănt de obicei cuprinse între 0,3 și 4 mm, dar, în unele cazuri, pot atinge și 7 mm. Feldspații sănt intens maclați și puternic zonați, prezentind uneori un mare număr de zone recurente.

Conținutul în anortit a fost determinat atât prin metodele uzuale cât și la masa universală Fedorov, utilizîndu-se noile curbe pentru plagioclazii de temperatură înaltă. Rezultatele sănt următoarele:

Dacit de la Măgura Neagră (Leșul), ext. max. 52% An; met. Fedorov: 51%, 52%, 54% An (curba albit \perp 010); $2V = 82^\circ$ (55% An).

Dacit D. Coșarcii (Singorz), met. Fedorov 52%, 54% An.

Dacit Cariera Poiana (1), ext. max. 48% An; met. Fedorov 45%, 45%, 47%, 48% An.

Dacit Cariera Poiana (2), ext. max. 52% An; Albit-Karlsbad: 51% An.

Feldspatul se prezintă deobicei proaspăt; se remarcă însă frecvent o rețea de albit care străbate fenocristalele. Uneori se poate observa formarea unor sporadice granule de epidot; sericitizarea și caolinizarea sănt foarte rare. Ca incluziuni în plagioclaz menționăm mici cristale idiomorfe de hornblendă.

Cuarțul este întotdeauna prezent în cristale de 0,25—1 mm, rareori atingînd 2 mm. Conturele prezintă fenomenul de coroziune magmatică. Uneori se observă mici aglomerări formate din cîteva cristale bipiramidate.

Ca minerale melanocrate apar hornblenda și biotitul. Hornblenda verde (0,25—2,5 mm), uneori maclată, este în general alterată, de regulă avînd loc transformarea într-o varietate fibroasă. Cloritizarea este de asemenea frecventă, ca și epidotizarea, pe cînd sericitizarea și carbonatarea sănt mai rare.

Biotitul (0,4—0,9 mm) este în general subordonat; uneori este format, pe seama hornblendei. Apare aproape totdeauna alterat, uneori chiar resorbit cu formare de magnetit. Acesta din urmă este destul de răspîndit în masa rocei și deseori inclus în mineralele melanocrate.

Ca accesoriu se întîlnesc cristale mici (0,1—0,3 mm) de apatit. Foarte caracteristică pentru dacitele din această regiune este prezența unui granat (remarcat și de V. LAȚIU), fie inclus în fenocristalele de plagioclaz, fie în pasta rocei. Această apariție și-ar găsi explicația în fenomene de assimilare de către magma a unor roce din fundament.

O varietate a dacitului din cariera Poiana are un aspect particular, fiind caracterizată prin pasta criptocristalină și printr-un mare număr de fenocristale mici (0,25—1 mm) de plagioclazi, cu conture puternic corodate, cuarț și hornblendă. Se remarcă lipsa biotitului. Roca este lipsită de alterațiiuni.



Dăm mai jos compoziția ei mineralogică procentuală:

	%
Pastă	56,40
Fenocristale:	
Plagioclaz	23,30
Cuarț	4,40
Hornblendă	8,02
Biotit	7,02
Minereu	0,79
	<u>99,93</u>

Analiza chimică a aceluiași dacit a dat următoarele valori (chimist, A. KİSYK):

	%	Valorile Niggli	Coeficienții Zavarîțchi
SiO ₂	60,50	<i>s</i> = 197	<i>a</i> = 9,6
Al ₂ O ₃	19,48	<i>al</i> = 38,1	<i>c</i> = 7,4
Fe ₂ O ₃	1,61	<i>ti</i> = 0,78	<i>b</i> = 11,8
FeO	3,47	<i>p</i> = 0,34	<i>s</i> = 71,2
MgO	2,60	<i>fm</i> = 27,0	<u>100,0</u>
CaO	5,90	<i>c</i> = 21	
Na ₂ O	3,51	<i>alk</i> = 14	<i>f'</i> = 41,3
K ₂ O	1,14	<i>k</i> = 0,17	<i>m'</i> = 38,4
H ₂ O (-105°C)	0,34	<i>mg</i> = 0,48	<i>a'</i> = 20,5
H ₂ O (+105°C)	0,70	<i>c</i> = 0,78	<u>100,2</u>
CO ₂	urme	<i>fm</i>	
TiO ₂	0,31	<i>qz</i> = 41	<i>n</i> = 82,5
P ₂ O ₅	0,24		
SO ₃	0,16		
MnO	<u>0,11</u>		
	100,07		

Din tabelul valorilor Niggli rezultă că roca intră în tipul de magmă leucopeleitică, având tendințe leucotonalitice. Caracterul leucopeleitic este determinat de valoarea scăzută a lui *k*.

Calculul coeficienților Zavarîțchi dă valori care, prin comparație cu valorile date în tabelul din « Introducerea în petrochimia rocelor eruptive » a aceluiași autor, sunt apropiate de acelea ale unui andezit-dacit din Platoul Chelsk al Caucazului central.

III. Andezitele de tip Dorna

În partea de E a Munților Bîrgăului apar o serie de iviri eruptive de vîrstă mai nouă, descrise în parte de prof. M. SAVUL. După d-să se pot distinge două tipuri: andezite bazaltice și andezite cu hornblendă, primele părind a avea o poziție superioară. Aceste două tipuri sunt însă totdeauna asociate; legătura strânsă dintre ele este menționată și de prof. Z. TÖRÖK în studiile sale asupra Masivului Călimanilor.



Descrierea masivelor. Dăm mai jos descrierea principalelor apariții de andezite atribuite tipului Dorna.

Obcina Măgurică (fig. 6). La W de Măgura Coșnei se situează un mare masiv andezitic, cunoscut încă din cercetările sporadice ale lui Th. KRÄUTNER¹⁾ sub denumirea de Măgura Coșnei, sau mai exact « Obcina Măgurică ». Acest masiv din partea apuseană a impozantei « Măguri » se întinde spre N pînă în Poiana Coșnei, unde este acoperit prin depozitele șesului aluvial al văii cu același nume.

Din punct de vedere geologic, Eruptivul are aspectul unui corp masiv, de-a lungul prelungirii spre N a Faliei « Borcutului », într-o zonă de calcare eocene. În regiunea de cea mai mare întindere, acest masiv înlătură complet depozitele eocene, astfel încît se limitează pe de o parte (NE) cu gresiile și conglomerele cretacice, iar pe de alta (SW) cu gresiile și sisturile argiloase ale Oligocenului mediu și superior.

Ceva mai spre N apar în V. Coșnei, de sub depozitele aluviale ale acesteia, mase andezitice compacte, uneori de culoare roșietică-brună. Acestea reprezintă o apofiză răzleată a Masivului Obcinei, insinuată printre bancurile de calcar și marno-calcare eocene în acoperiș și gresiile uneori conglomeratice ale Cretacicului din culcuș. Ea constituie un echivalent simetric al apofizei descrise din punctul Levișor.

Levișor (fig. 6). Ceva mai spre W de Fântâna Borcutului și mai spre N de drumul therezian Coșna-Şanț, se situează, la bifurcația Pîrîului Levișor, un andezit. Din punct de vedere geologic, această masă andezitică se situează într-o zonă de depozite oligocene. Ea pare a fi o simplă apofiză laterală a marelui masiv de la Obcina Măgurică.

La prima privire ea face impresia unei immense grămezi de sfârîmături andezitice, aglomerate haotic în acest loc. Numai datorită cîtorva gropi făcute de localnici se poate vedea masivul andezitic în loc, precum și un frumos contact între acesta și sedimentele străpunse de el.

¹⁾ TH. KRÄUTNER. Loc. cit.

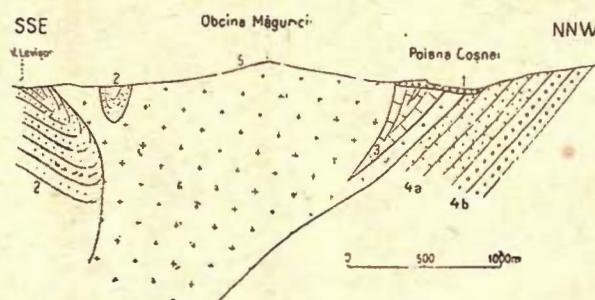


Fig. 6. — Profil schematic prin andezitele de la Obcina Măgurică — Levișor (Coșna) (A.L. SEMAKA).

1. terase și aluviumi; 2, Oligocen superior + Aquitanian — Gresie de Borșa; 3, Eocen mediu; 4, Cenomanian — Turonian (a, marne; b, conglomere); 5, andezite.

Fântâna Borcutului. Pe teritoriul comunei Coșna, lîngă drumul therezian ce duce spre Șanț, apare la Fântâna Borcutului un stock andezitic, citat pentru prima oară de TH. KRÄUTNER¹⁾. Această venire de material eruptiv se insinuează de-a lungul unei linii de slabă rezistență din apropierea limitei Eocenului (în facies calcaros) și a Oligocenului (Strate de Ileanda Mare, șisturi argiloase), în continuarea nordică a unei linii de dislocație, descrisă de noi sub numele de « Falia Borcutului »²⁾.

În partea de W acest stock a fost însoțit de o puternică dislocare a Sedimentarului, dislocare ce se prezintă sub forma unei brecii tectonice.

Venirea andezitelor de la Fântâna Borcutului a fost urmată de puternice fenomene post-vulcanice, care generează bioxidul de carbon ce dă naștere apei minerale din acest punct.

Bîrca Priporul. Pe teritoriul comunei Poiana Negrii, la S de localitatea Dorna Cîndrenilor, se află masa andezitică a Bîrcii Priporului, care iese în relief față de calcarele eocene ce o înconjoară.

M. SAVUL³⁾ consideră acest masiv ca fiind format din lave « bazalt-andezitice », legate strîns de cele de la miazăzi (Obcina Vf. Pietrii — Obcina Sturzilor). D-sa admite pentru ambele puneri în loc, o pînză de lave a cărei grosime actuală variază între 20—70 m, pînză ce ar fi provenit dintr-un crater localizat deasupra Muntelui Măgura Negrii. În această ipoteză Bîrca Priporului ar fi terminația nordică a acestei pînze, terminație care a fost separată prin eroziune de pînza de lave de la Obcina—Poiana Moara Dracului.

Cum am arătat și în altă parte⁴⁾, nu putem vedea lucrurile în acest fel. Dacă andezitele de la Obcina—Poiana Moara Dracului nu reprezintă o pînză a cărei zonă de înrădăcinare este dubioasă, atunci cu atît mai puțin se poate afla în această situație Bîrca Priporului.

Noi credem că, după cum lavele de la Obcina — Poiana Moara Dracului reprezintă o revîrsare bilaterală a unui material venit pe falia ce se interceptează în Valea Sărîșorului Mic, la fel Bîrca Priporului nu reprezintă decît un stock insinuat de-a lungul unei zone de slabă rezistență; aceasta cu atît mai mult, cu cît Priporul se situează în prelungirea faliei susamintite.

¹⁾ TH. KRÄUTNER. Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925—1926). București, 1930.

²⁾ A. SEMAKA. Notă preliminară asupra geologiei regiunii Dorna-Cîndreni — Coșna. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII, (1950—51). București, 1954.

³⁾ M. SAVUL. La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, pag. 361—378. București, 1938.

⁴⁾ L. ATANASIU. Considerațiuni preliminare asupra geologiei regiunii Șarul Dornei — Măgura Calului. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII (1950 — 1951). București, 1954.



Vf. Pietrii – D. La Paltin (fig. 7). La NW de comuna Șarul Dornei, între Poiana Moara Dracului și Poiana Spînului și apoi continuîndu-se spre N pînă la Vf. Obcinei, pe o distanță de cca 4 km lungime și 1 km lățime, se întinde o zonă de andezite « bazaltice » cu hornblendă. Ele sunt rezultatul insinuării lavelor pe o linie de slabă rezistență, ce corespunde cu limita calcarelor eocene cu gresiile eocene, linie orientată NNW–SSE și care se pierde sub masa aglomeratelor andezitice din D. Bîrca Negrenilor.

La cca 400 m W de acestea, la Vf. Pietrii, se găsește o a doua zonă mai mică, ce stă peste calcare eocene, fiind separată de prima prin trun pachet de gresii.

Prof. M. SAVUL¹⁾ le consideră ca pînze de lave, venite dintr-un coș eruptiv situat la Poiana Negrii.

Noi considerăm că aceste andezite sunt venite pe o linie de slabă rezistență, deoarece la contactul lor cu gresiile eocene, în culme, apar resturi de calcar și conglomerate eocene precum și resturi de Cristalin. Prezența acestor resturi pe culme nu se poate explica decît prin scoaterea lor la suprafață în urma punerii în loc a andezitului.

Muntele Măgura – Poiana Negrii. Pornind din comuna Dorna Cîndrenilor, la 6 km spre S, așezată pe V. Negrii, se găsește comuna Poiana Negrii, renumită pentru izvorul mineral de aici.

Înainte de a intra în această comună, se zărește Muntele Măgura cu aspectul unui cor uriaș.

În lungime de 1500 m și cu o lățime de 750 m, Eruptivul apare orientat N–S, luînd contact în partea de E cu calcare eocene, orientate N–S și cu căderi spre W în jurul a 50°, iar în partea de W cu depozite oligocene, mascate în mare parte de aluvioni și grohotișuri.

Vf. Piatra Dornei. Sub acest nume cuprindem tot Eruptivul format din curgeri de lave andezitice negre, care formează între V. Pinții și V. Dornei (Dornișoara=Dorna Völgy) limita sudică a Sedimentarului.

Din punct de vedere geografic, aceste curgeri reprezintă partea cea mai nordică a Eruptivului Călimanilor.

¹⁾ M. SAVUL. *Op. cit.*

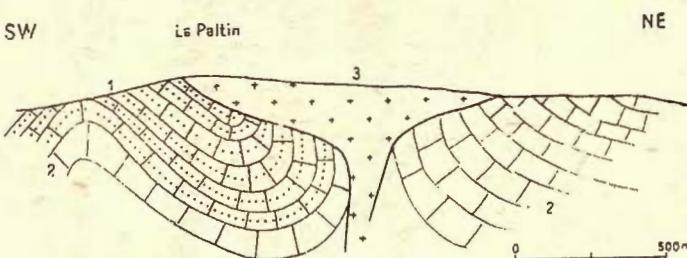


Fig. 7. — Profil prin zona Vf. Pietrii – La Paltin (Poiana Negrii).
(L. ATANASIU)

1, Eocen superior gresos; 2, Eocen mediu calcaros; 3, Eruptiv.

Dealul Prajii (fig. 8). Urmând în amonte cursul Râului Dorna, din com. Poiana Stampei spre Dornișoara, la 4 km de com. Poiana Stampei, se ajunge la halta Dorna Borcut, unde se află cariera de piatră cu același nume.

Aici apare în malul drept al Râului Dorna un dyke, orientat NW—SE, în lungime de 1700 m și cu o lățime ce variază între 300—500 m și care constituie culmile cunoscute sub numele de D. Prajii și Bîrca lui Eremie; el este

situat în axul unui anticlinal, alcătuit din depozite oligocene.

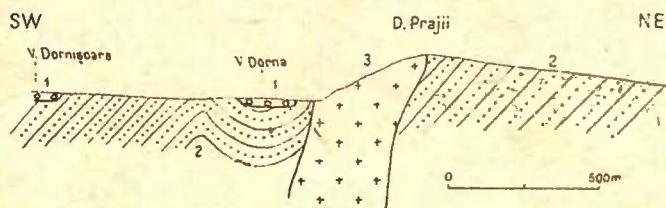


Fig. 8.— Profil prin Dyke-ul Prajii (Dorna Borcut). (L.A.TANASIU)
1, terase și șesuri aluviale. 2, Oligocen + Aquitanian; 3, Eruptiv;

mea despărțitoare între Bucovina și Transilvania. Chiar în culme, la punctul denumit Măgura Calului, apare un dyke în lungime de 1.500 m și cu o lățime de cca 300 m. El a fost menționat pentru prima oară de TH. KRÄUTNER, cu ocazia excursiilor geologice făcute în anul 1923.

Piatra lui Leanca. Pe teritoriul comunei Mureșenii Bîrgăului, la SW de confluența Văii Străjii cu P. Blajii, în punctul denumit Piatra lui Leanca, apare un filon cu o orientare aproximativ W—S, în lungime de 750 m și o lățime de 150 m.

Prima descriere morfologică și petrografică o avem de la O. NICHITA¹⁾.

El apare cantonat în depozitele marnoase ale Miocenului inferior (Strate de Hida).

Descrierea petrografică. Andezitele denumite bazaltice de către M. SAVUL, O. NICHITA și Z. TÖRÖK (tip Vf. Pietrii, Poiana Negrii și Piatra Dornei), se prezintă megascopic cu o culoare cenușie de nuanță mai închisă, negricioasă, având un număr mic de fenocristale albe de plagioclaz, care nu întrec în general 1 mm.

Sub microscop se observă că pasta microcristalină are o structură trahitică, fiind formată din microlite prismatice alungite de plagioclaz, dispuse fluidal, între care sunt prinse baghete fine de piroxeni de 0,05—0,1 mm lungime; numeroase granule de magnetit (0,02—0,05 mm) sunt răspândite în tot cuprinsul rocei.

În fenocristale nu apare decât plagioclazel (0,7—1 mm), un labrador-bytownit uneori zonat; exceptional apare totuși și câte un cristal melanocrat, complet opacitizat. Opacitul este rezultat din resorbția unei hornblende brune,

¹⁾ O. NICHITA. Étude sur le plagioclase provenant du diorite-porphyr de Vf. Haitei, (Monts Călimani, Carpathes Orientales). Ann. Scient. Univ. Jassy. XXVI, 1940.



Fig. 1. — Silluri (S) ce însoțesc stockul central, străbătind řisturile cu Pești (SP).
Cariera Măgura.



Fig. 2. — Enclavă de material sedimentar puternic metamorfozat (SP) în plin dacit (d)
Poiana Ilvei.



Fig. 1. - Silluri (S) străpungind Șisturile cu Pești (SP). Eruptivul Cornii.



Fig. 2. — Dacite din cariera principală. Sîngiorz-Băi.

ășa cum rezultă din secțiunea făcută într-un andezit din regiunea Coșna (Fîntîna Borcutului). Acesta se prezintă în totul identic cu tipul descris mai sus, singura deosebire fiind prezența unor fenocristale de 0,3 pînă la 2,5 mm de hornblendă brună, din care nu a mai rămas uneori neresorbit decît centrul, marginile fiind total opacitizate.

Determinarea plagioclazilor în acest andezit, făcută cu masa universală, a dat valori de 75% și 80% An, în doi indivizi maclați după legile Periclin și Albit-Ala.

Aceleași roce se regăsesc în unele aflorimente din Bîrca Priporului (Dorna-Cîndreni).

Andezitele cu hornblendă, tipice în regiunea Dorna-Cîndreni (Bîrca Priporului), în asociație cu andezitele bazaltice menționate mai sus, au pasta micro-pînă la criptocristalină, formată în cea mai mare parte din plagioclaz, rareori dezvoltat prismatic. Fenocristalele apar în proporție foarte redusă, fiind constituite din hornblendă, parțial sau total opacitizată, ajungînd în mod excepțional, pînă la 2 mm lungime și din plagioclaz, ai cărui indivizi nu intrec 0,3 mm. Megascopic andezitele au aspectul unei mase uniforme albe-gălbui, din cauza alterației pe care au suferit-o în cele mai multe cazuri.

Descrieri petrografice mai amănunte se găsesc în lucrarea prof. M. SAVUL.

Din observațiile noastre, s-ar părea însă că există tranziții între cele două tipuri. Așa cum am arătat, în unele puncte se pot pune în evidență în primul tip, fenocristale de hornblendă opacitizate. Pe alocuri numărul acestor fenocristale crește și ele iau o dezvoltare mai largă (4 mm), pasta rămînînd cu aceeași structură trahitică descrisă mai sus (de ex. în D. Prajii). Mai departe, piroxenul începe a dispare din pasta, aceasta conservînd o structură pilotaxitică, datorită dezvoltării prismatice a microlitelor de plagioclaz.

Am putea fi deci în prezență unor veniri de lave succesive, însă foarte apropiate în timp, aparținînd aceleiași faze magmatice. Aceasta ar explica constanța cu care apar împreună cele două tipuri de andezite.

IV. Vîrstă erupțiunilor

În limitele stricte ale regiunii Munților Bîrgăului, singura afirmație care se poate face asupra vîrstei majorității venirilor eruptive, este că au avut loc după Paleogen; ele străbat formațiuni oligocene pînă la Gresia de Borșa inclusiv. Cum rocele pot fi foarte bine paralelizate cu cele care apar în marele Masiv al Călimanilor, se pot face o serie de considerații bazate în special pe datele lui M. SAVUL¹⁾ și Z. TÖRÖK²⁾.

1. Cele mai vechi erupțiuni sunt acele de tip subvulcanic, constituite din microdiorite și andezite cu biotit, hornblendă și augit. Sunt caracterizate prin variabilitate în compoziția mineralologică și prin grad înalt de cristalinitate. Răspîn-

¹⁾ M. SAVUL. *Op. cit.*

²⁾ Z. TÖRÖK. *Op. cit.*



direa lor în Masivul Călimani a fost urmărită în detaliu de Z. TÖRÖK; O. NICHTA¹⁾ a pus de asemenea în evidență în regiunea Colibița diorit-porfirite și andezite cu piroxen și amfibol legate de acestea. Așa cum am arătat mai sus, în aceea fază eruptivă se așează, după părerea noastră, și dioritele asociate cu andezite de la Tibleș, studiate de L. PAVELESCU, și cuarț-dioritele asociate cu andezite cuarțifere de la Toroiaga, studiate de R. DIMITRESCU. Vîrsta acestei faze trebuie plasată probabil în Mediteraneanul inferior; ea nu este reprezentată nici în regiunea Baia Mare, nici în restul lanțului vulcanic, de la Munțele Căliman spre S. Andezitul de Arcer (Tibleș), cu vîrsta post-tortoniană bine stabilită, pare să fie mai tînăr decît celelalte roce din aceeași regiune (de ex. Dioritul de Arsuri).

Paraleлизarea primei faze eruptive din Transilvania de NE cu cea din Munții Apuseni este greu de făcut; se cunosc acolo și erupțiuni riolitice situate în Aquitanian (după M. ILIE) și andezite intercalate în Conglomeratele, mediteranean-inferioare, de Fața Băii (după SOCOLESCU și GHÎȚULESCU). Este interesantă însă menționarea de către acești ultimi doi autori a unor mici apariții de diorite porfirice, care ar fi premergătoare tuturor celorlalte veniri eruptive; nu este lămurit însă faptul dacă nu cumva avem de-a face cu banatite.

2. Asupra dacitelor din regiunea Sîngiorz nu avem, de asemenea, date care să ne precizeze vîrsta, în orice caz neogenă. În regiunea Drăgoiasă, în estul Munților Călimani, apare o serie de dacite care au fost atribuite de Z. TÖRÖK ciclului I efuziv, urmînd fazei subvulcanice. Dacă am paraleliza dacitele de la Sîngiorz cu cele de la Drăgoiasă (descrise de M. SAVUL și Z. TÖRÖK), ar urma ca ele să aparțină Mediteranului II.

3. Andezitele bazaltice, asociate unor andezite cu hornblendă, aparțin faciesului de Dorna al ciclului II efuziv, considerat de Z. TÖRÖK de vîrstă sarmătiană. M. SAVUL admite de asemenea că aceste andezite ar putea fi mai vechi decât lavele andezitice negre cu augit și hypersten, de vîrstă pliocenă, care acoperă toate formațiunile anterioare în întregul Masiv muntos al Călimanilor (ciclul III efusiv al lui Z. TÖRÖK). Singura dată concretă pe care o avem cu privire la andezitele de tip Dorna este faptul că ele străbat Stratele de Hida, fiind deci în orice caz post-helvetiene.

Nici una din aceste faze de erupțiuni nu are asociate produse piroclastice, spre deosebire de ultima fază pliocenă, care nu este însă reprezentată în Munții Bîrgăului.

— S. NĂSTĂSEANU. — Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet — Ocna Șugătag.

Regiunea studiată este situată în partea de N a Munților Gutai, în sud-vestul Maramureșului și se întinde pe teritoriul localităților Sighet, Vad, Oncești, Giulești și Ocna Șugătag. Relieful regiunii oferă altitudini de 300—800 m

¹⁾ O. NICHTA. Op. cit.



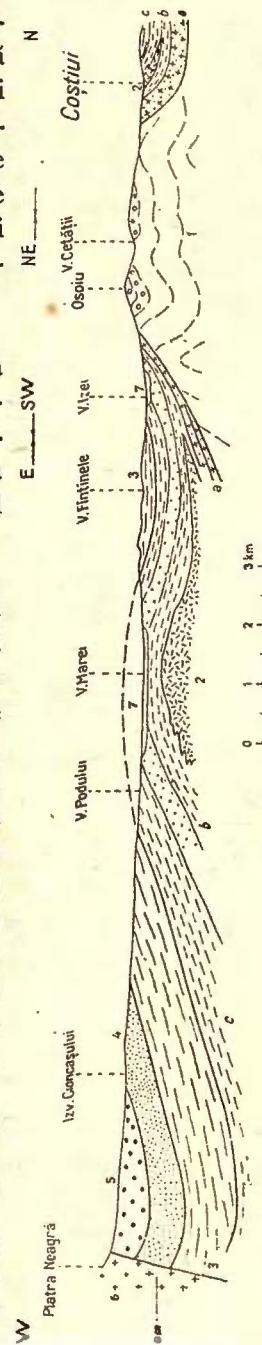
și este băzdat de numeroase văi, din care menționăm: V. Izei, dirijată E—W, V. Marei, dirijată SE—NW, P. Coseu, P. Șugău, P. Porcului, etc.

În literatura geologică se cunosc numeroase lucrări privind teritoriul Maramureșului, dar în majoritatea cazurilor sunt lucrări de sinteză și se referă mai mult la partea sa de NE. Dintre lucrările mai noi amintim cercetările geologului maghiar F.SZENTESI¹⁾, asupra Bazinului Tisei superioare și legăturile paleogeografice terțiare cu Ardealul. Mai sunt de menționat studiile recente ale lui I. MOTĂŞ²⁾ și LAZĂR ATANASIU³⁾, care au fost prezentate în ședințele Comitetului Geologic.

Stratigrafia. Formațiunile care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii cartate aparțin: Paleogenului (Eocen), Miocenului (Tortonian și Sarmatian), Pliocenului (Pannonian) și Cuaternarului. La acestea se mai adaugă în partea de W Eruptivul nou (vezi figura).

Paleogenul (Eocenul) apare în partea de NE a regiunii și este reprezentat la partea inferioară printr-o serie de argile cenușii-verzui și roșii, cu intercalații frecvente de gresii micacee curbicorticale cu hieroglife și cu diaclaze cimentate cu calcit. Această serie suportă bancuri masive de gresii și conglomerate. Prima serie se găsește bine dezvoltată în amonte de comuna V. Porcului, la originea văii cu același nume, și mai puțin la N de comuna Nănești. Seria grezo-conglomeratică apare la originea Văii Cetății, pe Vf. Osoiu și Vf. Săgeții.

Alternanța repetată de gresii curbicorticale cu hieroglife și marne, pe care o prezintă seria inferioară, o apropie pînă la identitate de Eocenul marno-grezos din unitățile mai interne ale Carpaților orientali, respectiv de pachetele groase de marne și gresii



Profil geologic de ansamblu prin zona sud-vestică a Maramureșului.
1. Eocen; 2. Tortonian; 3. Complexul marnelor cu Spilasă; b. Complexul cu depozite cu sare; c. Complexul tufului cu Globigerine; 3. Sarmatian; 4. Pannonian; 5. aglomerat; 6. Complexul tufului cu Globigerine; 7. eruptiv; 9. terasă.

¹⁾ *Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici*. 1943.

²⁾ I. C. MOTĂŞ. Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Văii Izei). În volumul de față.

³⁾ L. ATANASIU. Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureș). În volumul de față.

din complexul Gresiei masive de Tarcău și în parte de Eocenul în Facies de Șoturile. Dealtfel, mai la SE, în regiunea Rozavlea, același tip de Eocen a fost comparat și de I. MOTĂȘ cu complexul de tip Șoturile, relevând prin aceasta tocmai asemănarea litofacială pe care am constatat-o și noi.

Depozitele descrise nu conțin resturi fosile pe baza cărora să se poată stabili vîrstă eocenă pe care le-o atribuim. Dealtfel, această lipsă de resturi organice nu este surprinzătoare, dat fiind faciesul de Fliș în care sînt dezvoltate depozitele. În absența argumentelor paleontologice, le-am atribuit vîrstă eocenă pe baza asemănării litologice cu depozitele din partea internă a Carpaților orientali, considerate de aceeași vîrstă.

Analizele micropaleontologice a două probe din această serie au indicat vîrstă eocenă, deoarece s-a întîlnit asociația microfaunistică ce caracterizează depozitele considerate eocene în pînătii paleogeni din Buzău—Prahova.

Miocenul. Cea mai mare suprafață din regiunea cercetată este acoperită de formațiuni miocene, reprezentate prin Tortonian și Sarmățian.

Tortonianul reprezintă cel mai vechi termen al Miocenului întîlnit în regiunea studiată și se așează discordant pe depozitele strîns cutate ale Eocenului.

Depozitele pe care le atribuim Tortonianului nu conțin o macrofaună care să le justifice vîrstă acordată, dar ne-am condus după unele paraleлизări litologice și microfaunistice pe care le-am putut face cu Tortonianul din Bazinul Transilvaniei și din Subcarpați, cunoscute din publicații.

Seria tortoniană este formată dintr-o alternanță de marne și gresii, în care apar la diferite nivele pachete de tufuri dacitice cu grosimi variabile. Tufurile sînt de culoare albă pînă la verzuie, cu variații de tufuri grosiere în baza seriei, pînă la tufuri fine la partea superioară și cu diferite grade de silicifiere.

Primul pachet de tuf apare chiar în baza seriei tortoniene, așezîndu-se, în V. Porcului, direct pe Eocenul cutat. El cuprinde unele intercalării subțiri de marne cenușii tufacee cu Globigerine. Acestea au fost întîlnite în pachetul de tufuri din Dealul Nucilor, care formează patul sării de la Coștui, și în cel de la N de Nănești, care stă direct peste Eocen. Paralelizăm pachetul bazal de Tufuri cu Globigerine cu Tuful de Dej din Bazinul Transilvaniei și complexul Tufurilor cu Globigerine de la baza Tortonianului din Subcarpați.

Deasupra complexului Tufului cu Globigerine urmează, la Coștui, o serie marnoasă în care sînt cuprinse depozitele de sare cunoscute. Aceeași poziție o ocupă și depozitele de sare de la Ocna Șugătag; ele se pot paraleliza cu complexul de depozite care conțin sare în Bazinul Transilvaniei și în Subcarpați. Complexul marnos cu sare nu se dezvoltă ca atare în tot cuprinsul regiunii. La gura Pîrîului Oltina și pe V. Sărătă, în regiunea Oncești, se mai întîlnește acest complex în facies sărat, dar în regiunea Văii Porcului el este înlocuit



printr-o serie marno-grezoasă cu intercalații de gresii dure ruginii, în bancuri de 0,50—1 m grosime.

Peste complexul depozitelor cu sare apare la Coștui și Ocna Șugătag, chiar deasupra sării, orizontul Șisturilor cu Radiolari, reprezentat printr-un pachet subțire de argile negricioase, foioase. Lateral acest orizont este invadat de gresii cu intercalații marnoase, și cîteva pachete de tuf, atingînd o grosime totală de cca 300 m. Astfel, dacă se urmărește Orizontul cu Radiolari de la Coștui spre W—SW se constată că pe V. Porcului el trece la gresii cenușii-gălbui, în bancuri de 0,50—3 m, cu intercalații marnoase, și care, pe o grosime stratigrafică de cca 300 m, prezintă intercalate două pachete de tuf, groase de cca 50 m. Asemenea variații de facies ale Orizontului cu Radiolari sînt cunoscute și în Tortonianul din Subcarpați și Depresiunea Getică, și au fost semnalate recent de I. MOTĂȘ la SW de regiunea noastră (la Poienile Glodului).

Peste Orizontul cu Radiolari urmează la Ocna Șugătag o serie de marne cenușii-vineții, cu filme de nisip, groase de cca 20 m, care conțin numeroase exemplare de *Spirialis*. Marne cu *Spirialis*, avînd aceeași poziție stratigrafică, sînt citate de L. ATANASIU la Coștui. Peste Marnele cu *Spirialis* urmează un pachet de tufuri, gros de cca 40 m, care la rîndul său suportă o serie grezo-marnoasă, cenușie, cu urme de plante. Această serie, care atinge o grosime de cca 350 m, este bine dezvoltată la W de Mara și mai ales pe P. Lazului. După analizele micropaleontologice această serie aparține încă Tortonianului.

Între Tortonian și Sarmățian fiind o trecere litologică gradată, am folosit, pentru trasarea limitei în partea de W a regiunii, criteriu micropaleontologic. În partea de E a regiunii s-a folosit, după cum se va vedea, macrofauna întîlnită în baza Sarmățianului. Grosimea totală a Tortonianului din regiunea cercetată atinge cca 1.000 m.

S a r m a ț i a n u l. În continuitate de sedimentare peste Tortonian, urmează depozitele pe care le atribuim Sarmățianului, în care se distinge litologic un orizont inferior, alcătuit dintr-o serie de marne cenușii-gălbui cu filme de nisip, și un orizont superior, format dintr-o alternanță de marne și nisipuri cu intercalații de 1—2 m de conglomerate. Limita între aceste două orizonturi nu este întotdeauna tranșantă.

În orizontul marnos cenușiu-gălbui am găsit, pe V. Marei, la cca 1 km amonte de comuna Oncești, o faună formată din Cardiacee, Syndesmii și alte Lamellibranchiate de tip sarmățian. G. MOISESCU, căreia i-am încredințat această faună, a determinat următoarele forme:

Cardium cf. lithopodolicum DUB.

Cardium cf. politioanei JEK.

Cardium sp.

Syndesmya reflexa EICHW.

- Mactra cf. eichwaldi* LASK.
Ervilia dissita EICHW.
Modiolus cf. sarmaticus GAT.
Mohrensternia sp.

pe baza cărora aceste depozite trebuie atribuite Sarmățianului inferior.

Peste orizontul marnos inferior urmează orizontul superior, format dintr-o alternanță de marne, nisipuri și gresii cenușii-gălbui, cu intercalații de 1–2 m de conglomerate cu frecvențe urme de plante. Uneori, în aceste depozite predomină nisipurile ca intercalații lenticulare groase, cum se întâlnesc spre exemplu la Ferești, Vf. Coasta Mare, Dealul Măluț, etc.

În partea de SE a regiunii și anume pe Dealul Babelor, la partea superioară a depozitelor sarmățiene, se intercalează bancuri de conglomerate, formate în cea mai mare parte din elemente de gresii eocene și oligocene. Grosimea lor este de 30–50 m și pot fi privite ca un al treilea orizont litologic.

Analizele micropaleontologice confirmă vîrstă de la Sarmățian inferior pînă la Sarmățian superior inclusiv, a depozitelor amintite.

Limita inferioară a Sarmățianului se poate trasa pe baza nivelului de macrofaună și pe baze micropaleontologice. Delimitarea Sarmățianului de Panonian are un caracter mai labil, deoarece ea nu este marcată litologic, iar cele cîteva puncte fosilifere de care ne-am folosit sunt foarte disparate. Grosimea depozitelor sarmățiene atinge cca 1.000 m.

Pliocenul. Pe baza datelor de observații din regiune nu putem ajunge la orizontarea depozitelor pliocene. Fauna întîlnită este asemănătoare cu cea descrisă de M. PAUCĂ din Panonianul Bazinului Beiușului, de aceea prezentăm depozitele pliocene sub denumirea de Panonian, pe care o folosește M. PAUCĂ.

Depozitele panoniene sunt reprezentate prin marne cenușii pînă la albăstrui, cu intercalații grezoase de nisipuri fine sau grosiere, cenușii sau galbene, cu structură încrucisată.

Pe P. Gyertyanos, la cca 1 km în amonte de confluența cu P. Turzezele, se găsește intercalat în marne cenușii-gălbui, un strat de 5 cm grosime de gresie microconglomeratică cenușie, cu frecvențe Lamellibranchiate. Acest nivel fosilifer se plasează foarte probabil direct pe Sarmățian, deoarece conglomeratele de la partea superioară a Sarmățianului aflorează în apropiere. Tot pe P. Gyertyanos se mai întâlnește un nivel de marne conținând forme de *Planorbis* sp. și *Limnaea* sp. cu cochilia subțire și frecvențe Ostracode. Pe pîrul care brăzdează D. Gulescu, într-o mică deschidere în marne vineții și nisipuri fine cenușii cu intercalații subțiri de lignit (1–3 cm), se găsesc forme de *Melanopsis vindobonensis* FUCHS și fragmente de *Congeria* și *Limnocardium*. În cursul superior al P. Sugău depozitele panoniene sunt reprezentate numai prin nisipuri gălbui cu structură încrucisată.



Peste depozitele panoniene se aşează aglomerate andezitice, de sub care pe alocuri ies la zi nisipuri panoniene. În punctul numit Piatra Tisei apare chiar o masă de andezite, care străpunge depozitele panoniene, situîndu-se ca timp de erupție în Panonian.

Cuaternarul este reprezentat prin aluviuni și terase care ocupă mai mult de jumătate din suprafața cartată. Începînd din dreptul comunei Bîrsana și pînă la Vad, pe malul stîng al Văii Izei se dezvoltă cel puțin două terase, care la Vad se continuă cu terasele din malul drept al Văii Marei. Pe malul stîng al Văii Marei terasele sunt mult mai reduse. Atîț terasele Văii Izei cît și ale Văii Marei se îngustează spre Vad și dispar total, pentru ca să reapară după 2 km cu o dezvoltare mai mare, iar la Sighet să se împreune cu terasele Rîului Tisa.

La W de Mara, suprafețe întinse sunt acoperite de material deluvial provenit în cea mai mare parte din dezagregarea aglomeratelor andezitice.

Tectonica. Elementul tectonic principal se situează în nord-estul regiunii și este reprezentat printr-un anticlinal în axul căruia apar depozitele eocene. Tectonica proprie a acestor depozite nu poate fi descifrată în amănunt. În general ele se prezintă strîns cutate și probabil faliate, după cum se deduce din pozițiile verticale și răsturnate ale stratelor. Eocenul înainteașă în regiunea studiată ca un pinten venind dinspre SE, unde este larg deschis. În continuare spre NE pintenul de Eocen se afundă tot mai mult și la N de regiunea noastră dispără complet sub depozitele tortoniene.

În restul regiunii depozitele tortoniene și sarmatiene formează aripa sud-vestică a ridicării anticlinale principale. Pe latura de N a regiunii, începînd din V. Porcului, unde Tortonianul inferior stă pe Eocen, seria depozitelor tortoniene și sarmatiene formează spre W un monoclin, care se poate urmări pe V. Izei și V. Marei pînă la apariția andezitelor. Dacă ne deplasăm mai la S constatăm că în acest monoclin se desemnează, începînd de la Berbești, un anticlinal puțin pronunțat, care se accentuează pe măsură ce ne apropiem de Ocna Șugătag, unde în ax apare la zi masivul de sare.

La S de Ocna Șugătag, în afara regiunii noastre, acest anticlinal continuă să se ridice pînă ce, de sub Tufurile cu Globigerine din baza Tortonianului, apare larg deschisă o insulă de Eocen.

Prezența sării în axul cutei de la Ocna Șugătag sugerează ideia că și spre N boltirea depozitelor Tortonianului superior poate fi în legătură cu tendință ascensională a sării, ce bănuim că ar exista în adîncime.

Prin ridicarea anticlinală a Tortonianului din lungul Văii Marei, se schițează spre E un sinclinal larg, în care se păstrează depozite sarmatiene. Sinclinalul prezintă spre N câteva ondulații foarte slabe și se rezolvă, ca și anticlinalul de pe V. Marei, în regimul monoclinal din nordul regiunii.

Concluzii. Din cele expuse mai sus rezultă că Paleogenul din regiunea noastră este reprezentat numai prin Eocen și anume printr-un facies de Fliș de tipul celui din zona internă a Paleogenului din Carpații orientali.

Miocenul, discordant pe Eocen, este reprezentat prin Tortonian și Sarmățian. Tortonianul poate fi bine paralelizat cu cel din Subcarpați, datorită succesiunii acelorași orizonturi: Tufurile cu Globigerine, complexul depozitelor cu sare, Șisturile cu Radiolari și Marnele cu *Spirialis*.

Stratigrafia Pliocenului rămîne însă o problemă deschisă, deoarece nu s-au putut face orizontări și nici nu s-au stabilit relațiile lui cu Miocenul.

Şedința din 20 martie 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

— GH. MARTINIUC referă: A. G. BETEHTIN. — Considerații asupra cauzei mișcării soluțiilor hidrotermale (Publicat în *Analele româno-sovietice. Geologie-Geografie*, nr. 11, Septembrie-Octombrie 1952).

— D. PATRULIUS. — Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei).

Intr-o notă comunicată anterior¹⁾ am arătat care este, în liniile ei mari, stratigrafia terenurilor cretacice și paleogene în Bazinile Borșei și Ruscovei și în împrejurimile Săcelului. Cu acest prilej am subliniat variațiile mari de facies pe care le prezintă depozitele paleogene și care se traduc prin variațiile considerabile de grosime ale diferenților termeni constituind succesiunea acestor depozite.

Prezența unui Fliș eocen foarte gros în partea centrală a Maramureșului arată că în Paleogen această regiune a funcționat ca o fosă. Pornind de la aceste constatări, stratigrafia terenurilor cretacice și paleogene din Maramureș, așa cum a fost prezentată în nota menționată, poate fi sistematizată conform schemei alăturate (Pl. I).

Cercetările pe care le-am întreprins în continuare în 1952, în partea de NW a Bazinului Ruscovei, și anume în împrejurimile localității Poienile de sub Munte și pe teritoriul cuprins între V. Ruscovei și V. Frumușovei, precum și mai multe excursii pe care le-am făcut împreună cu GR. POPESCU în diferite sectoare din Maramureș, aduc noi date asupra stratigrafiei terenurilor cretacice și paleogene și unele precizii cu privire la edificiul tectonic al acestui teritoriu.

Stratigrafia. Observațiunile menționate aici se referă la terenurile Cenomanianului, ale Eocenului și ale Oligocenului din partea nord-vestică a Bazinului

¹⁾ D. PATRULIUS, R. DIMITRESCU și M. BLEAHU. Cercetări geologice în V. Vișeului și în împrejurimile Săcelului. D. de S. Comit. Geol. Vol. XXXIX (1951—1952). București, 1955.



FORMATIUNILE MESOZOICE ȘI PALEOGENE DIN FOSA MARAMUREȘULUI

D. PATRULIU; C. COTRUȘU; I. la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscoveni)

		ZONA DE MARGINE A FOSEI MARAMUREȘULUI	
	PARTEA CENTRALĂ A FOSEI MARAMUREȘULUI	Marginea vestică a Rodnei (regiunea Săcel)	Bazinul Ruscovei
Oligocen (inclusiv Aquitanian)		Gresii glauconitice (după I. Mataș)	Partea de E a Bazinului Borșa și Sinclinalul Tibăului
Eocen		Complexul menitilor superioare	Gresia de Borșa
		Complexul menitilor inferioare	Complexul menitelor inferioare
		Gresii d' e Birtu (Eocen superior după H. Zapławiowicz și Th. Kräutner)	Gresie de Borșa
		Strate de Valea Carelor	Strate de Valea Carelor după H. Zapławiowicz și Th. Kräutner
		Marne și gresii marmoase, în parte bituminase cu pyroclastice brongmante	BRON și Sandulius bifrons NÜNST
		Calcare nummulitică și calcare coralligenă	Calcare nummulitică
		Gresii și conglomerate silicioase cu perforații (Facies litora-detrict după Th. Kräutner)	Marne cenușii și roșii (Marnele de Vaser)
		Horizont bazal de gresii micacee cu biotit și de argile roșii	Gresii și conglomeratele de Prislop (Cretacic mediu și superior după H. Zapławiowicz și Th. Kräutner)
Senonian		Marne roșii de tipul Puchov	Marne roșii de tipul Puchov
Cenomanian			Gresii și conglomerate silicioase cu Exogyra columba SOW
Tithonic-Berriasian		Calcare roșii și cenușii cu Aptichus	



Ruscovei. Este de remarcat că singurele date cunoscute asupra geologiei acestui ținut sînt cele consemnate în lucrarea lui H. ZAPALOWICZ, din 1886.

Cenomanianul. Depozitele Cenomanianului apar sub forma unor mici petece la N de D. Arșița (Pentaia), pe Plaiul Pecealului și pe Menciu, la E de P. Bărdăuceni (afluent pe stînga al Bardii). Ele sunt constituite din microconglomerate cuarțitice și gresii fine decalcificate, de culoare brun-gălbui, cu urme de plante. Pe Menciu, în aceste gresii se găsesc rare exemplare de *Exogyra columba* Sow.

În mod obișnuit depozitele cenomaniene suportă în discordanță marne cenușii eocene. Pe Plaiul Pecealului însă, deasupra gresiilor cenomaniene, se observă pe alocuri marne roșii, amintind Marnele de Puchov. Aceleasi marne roșii se găsesc stînd direct pe Cristalin sub formă de mici petece. Analiza micro-paleontologică nu a putut preciza încă dacă este vorba de marne aparținând Eocenului sau Senonianului.

Eocenul. Eocenul pe marginica Bazinului Ruscovei. În împrejurimile Poienilor se disting următorii termeni ai Eocenului care se reazemă pe Șisturile cristaline: Conglomerate de Prislop, Marne de Vaser, calcare nummulitice. Pornind din V. Peștii către N, prin D. Sasului Mic, V. Cvasniței, Menciu, pînă în V. Bardii și de acolo către NW, prin Poieni, V. Pentaia, V. Repedea, D. Vezi și pînă în V. Frumușova, se observă schimbări rapide pe direcție în compoziția litologică a terenurilor eocene, după cum urmează:

a) Între V. Peștii și D. Sasul Mic, Conglomeratelor de Prislop constituie termenul inferior al Eocenului. În succesiunea acestor conglomerate, care au pe alocuri în bază o culoare roșie, se disting nivele formate exclusiv din elemente de gnais ocular sau de amfibolite. Peste Conglomeratele de Prislop urmează un pachet gros de Marne de Vaser. La jumătatea drumului spre D. Sasului Mic, la contactul marnelor cu conglomeratele, se observă un banc gros de cîțiva metri de calcare grezoase cu Nummuliți mici (D. Ursoaia).

b) Între D. Sasului Mic și V. Cvasniței grosimea Marnelor de Vaser se reduce treptat în favoarea conglomeratelor. Pe o anumită porțiune acestea din urmă ocupă tot intervalul Eocenului. În succesiunea conglomeratelor se observă mai multe intercalații de Marne de Vaser și pe alocuri mici lentele de călcare recifale.

c) În V. Cvasniței, pornind de la baza Eocenului către partea lui superioară (fig. 1), se observă mai întîi Marne de Vaser stînd pe Șisturile cristaline, apoi conglomerate și cîteva bancuri groase și foarte dure de gresii grosiere cuarțitice. Pe malul drept al Cvasniței aceste gresii suportă o mică lentilă de calcar recifal. Urmează depozite amintind prin aspectul lor Oligocenul: șisturi cenușiu-gălbui, foioase, tari, argiloase, cu intercalații subțiri de greso-calcare, conținînd Nummuliți mici și Orthophragmine. Urmează marne cenușiu-deschise, de tipul Marnelor de Vaser. La S de Cvasnița se observă pe alocuri, asociate cu



Marnele de Vaser, depozite marnoase și argiloase compacte, foarte nisipoase, de culoare neagră și care se desfac în fragmente mari sub formă de aşchii (V. Corneasa, V. Obcina).

d) Între Cvasnița și creasta Menciului, grosimea conglomeratelor scade treptat pînă la completa lor dispariție. Începînd din creasta Menciului prin V. Bardii, V. Ruscovei și pînă pe D. Pentaia, Eocenul este reprezentat numai prin Marnele de Vaser. Pe alocuri, în succesiunea marnelor cenușii se observă intercalații de marne roșii sau bancuri subțiri de calcare nummulitice (S de V. Bardii). Este de remarcat că la E de Poieni, în teritoriul cuprins între V. Bardii

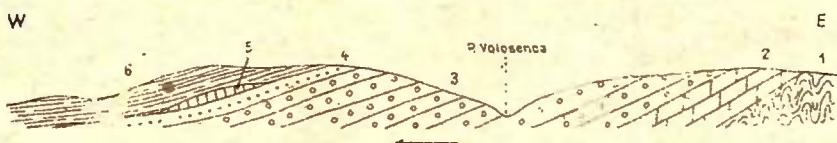


Fig. 1. — Profil al Eocenului în V. Cvasniței.

1, șisturi cristaline; 2, Marne de Vaser; 3, Conglomerate de Prislop; 4, gresii cuarțitice masive; 5, lentile de calcar nummulitic; 6, șisturi argilo-marnoase cafenii cu intercalații de calcare cu Nummuliti mici și Orthophragmine.

și V. Cvasniței, se distinge spre partea superioară a Eocenului un pachet de argile tari roșii și verzi, identice celor din Flișul eocen și care reprezintă o variație locală de facies.

e) Între D. Pentaia și V. Frumușovei, Eocenul, care are o grosime de numai 10—50 m, cuprinde în bază un nivel subțire de conglomerate, peste care urmează marne cenușii, sau pe alocuri roșii. În V. Scorodnei, la partea superioară a acestor marne se observă aceleași depozite greso-marnoase sau argiloase, negre, pe care le-am semnalat la S de Cvasnița.

În rezumat, pe marginea Bazinului Ruscovei, Conglomeratele de Prislop constituie în mod obișnuit termenul inferior al Eocenului, iar Marnele de Vaser termenul lui superior. În anumite sectoare însă conglomeratele se substituie marnelor și ocupă tot intervalul Eocenului, iar în alte sectoare marnele iau locul conglomeratelor și se asează direct pe depozitele Cenomanianului sau pe șisturile cristaline. În ceea ce privește calcarele nummulitice, acestea constituie numai mici lentile în succesiunea conglomeratelor sau strate subțiri în succesiunea marnelor. Este de subliniat prezența la partea superioară a Eocenului a unor depozite argiloase și marnoase negre, bituminoase, amintind Oligocenul.

E o c e n u l de F l i ș . Depozitele Flișului eocen au fost observate în două sectoare și anume: la E de V. Ruscovei, unde constituie o bandă îngustă care se urmărește începînd din V. Drahmirovului spre SW, pînă în V. Vișeului și de aici spre S de-a lungul Văii Spinului; pe cele două maluri ale Vișeului, între Leordina și Petrova.

Descrierea Flișului eocen la E de V. Ruscovei a fost făcută în nota menționată și nu mai revenim asupra ei.

La S de Petrova se observă un interesant profil al Flișului eocen pe versantul dinspre V. Vișeului al Dealului Morii. Aici Eoceneul încalcă gresile oligocene, formând flancul estic al Anticlinalului Hrihoreț. De la E la W se disting următorii termeni (fig. 2):

Gresii masive, de tipul Gresiei de Borșa (Oligocen superior);

Marne roșii cu dungi verzi (baza Eocenului);

Gresii fine în bancuri groase și argilite sonore, cafenii, cu spărtură concoidală, amintind anumite argilite ale Oligocenului;

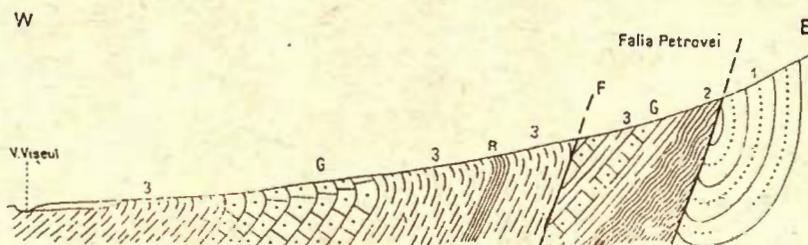


Fig. 2. — Profil teoretic al Flișului eocen pe versantul vestic al Dealului Morii.

1, Gresie de Borșa (Oligocen); 2, marnă roșie (baza Eocenului); 3, pachet de argile — marnă verde cu intercalații de argilite conchoide, de argile roșii (R) și de gresii în bancuri (G).

Argilo-marne cenușiu-verzui, în alternanță cu gresii subțiri, fin micacee, verzui și cu mici hieroglife noduloase sau vermiculare, puternic reliefate pe un fond neted; spre partea inferioară a acestui pachet apare o intercalație de argile roșii (R), asociate cu gresii subțiri, micacee, iar la partea lui superioară se observă intercalații de argilite cenușiu-închise sau negre, dar care prin alterație capătă o culoare cafeniu-deschisă sau chiar albicioasă;

Gresii masive care nu se deosebesc în mod esențial de gresile masive ale Oligocenului; numai pe alocuri se observă anumite particularități, permittind o distincție și anume forma hieroglifelor, culoarea ușor verzuie a fețelor de separație, suprafete acoperite de licheni.

Gresile masive se urmăresc pe malul estic al Vișeului în direcția SSE pînă aproape de Leordina, unde prezintă o inflexiune către SW și se prelungesc cu gresile masive situate la W de Fețele Cremenesci și denumite de I. MOTĂȘ¹⁾ « Gresiile de Voroniciu ».

Este de subliniat prezența constantă în succesiunea argilelor și marnelor verzui, situate sub aceste gresii, a intercalațiilor de argilite compacte amintind Oligocenul.

Oligocenul. Limita Oligocen - Eocen. Pentru separarea terenurilor oligocene din Maramureș criteriile utilizate în mod obișnuit sunt mai ales de

¹⁾ I. MOTĂȘ. Contribuționi la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Văii Izei). În volumul de față.

ordin litologic. Un orizont-reper-limită se observă numai pe marginea vestică a Masivului Rodnei (între Săcel și V. Telcișorului), unde calcarele Eocenului superior suportă un nivel subțire de depozite marno-grezoase, în parte bituminoase, a căror faună indică ultimul termen al Priabonianului.

Pe marginea Bazinelor Borșei și Ruscovei, limita Oligocen-Eocen este în general ușor de reperat. Litofaciesul Eocenului are ca roce caracteristice conglomerate, marne și calcar, în timp ce litofaciesul Oligocenului cuprinde șisturi argilo-marnoase, gresii masive, argilite compacte bituminoase, disodile și menilite. Numai în unele cazuri, de altfel destul de rare, se observă roce de același tip cu cele care caracterizează de obicei Oligocenul, intercalate în depozitele de la partea superioară a Eocenului. Este cazul șisturilor argilo-marnoase cafenii și al depozitelor greso-marnoase și argiloase negre care apar în V. Cvasniței sub marnele cenușii și conglomeratele de la partea superioară a Eocenului. Reamintesc de asemenea că în V. lui Birțu (Bazinul Borșei), sub un banc-reper de calcar nummulitic marcând limita superioară a Eocenului, se observă un nivel subțire de argile negre și de șisturi argilo-marnoase cafenii cu solzi de *Clupea*.

În zona Flișului eocen limita Eocen-Oligocen este de cele mai multe ori foarte greu de reperat. Dificultățile pe care le întâlnim pentru separarea terenurilor oligocene sunt datorite prezenței unor roce cu litofacies de Oligocen, intercalate în depozitele argilo-marnoase verzi ale Eocenului și variațiilor litologice afectând partea inferioară a Oligocenului. Astfel în partea de NW a Bazinului Ruscovei, Stratele de Valea Carelor și pachetele omogene de roce bituminoase sunt înlocuite lateral prin depozite argilo-marnoase de culoare ușor verzuie cind sunt alterate, și care nu se deosebesc ca aspect de depozitele argilo-marnoase ale Eocenului. Singurele criterii ce pot fi utilizate pentru separarea acestui pachet de depozite argilo-marnoase verzi aparținând Oligocenului sunt poziția lui imediat sub Gresia de Borșa și prezența în mai mare număr a intercalațiilor de argilite compacte cenușiu-închise sau negre.

C o m p o z i ț i a l i t o l o g i c ă a t e r e n u r i l o r o l i g o c e n e în partea de NW a Bazinului Ruscovei. Observațiile menționate aici se referă la terenurile oligocene din teritoriul cuprins între V. Bardii și V. Cvasniței de pe versantul vestic al Dealului Misica, din V. Repedea și din V. Hrihorețului.

Între V. Bardii și V. Cvasniței se distinge următoarea succesiune a terenurilor oligocene:

Argilite bituminoase, disodile și menilite, formând mici lentile, imediate deasupra Marnelor de Vaser sau a argilelor roșii și verzi, care constituie o variație locală la partea superioară a acestor marne (V. Volosenca, creasta situată la S de V. Bardii).

Stratele de Valea Carelor, în a căror succesiune se disting pe alocuri intercalații subțiri de argile compacte cu pietrișuri de șisturi cristaline;



Gresia de Birțu, formând o intercalație lenticulară groasă de 300 m la partea superioară a Stratelor de Valea Carelor.

Pe creasta situată la S de V. Bardii, la contactul argilelor verzi eocene cu Stratele de Valea Carelor, se observă o mică lentilă de marno-calcare cenușiu-deschise, conținând numeroase exemplare de *Cyrena semistriata* DEF.R. și de *Ostrea cyathula* LAM.¹⁾. În succesiunea șisturilor argiloase și a gresiilor subțiri din acoperișul marno-calcarului se distinge o intercalație de argile compacte conținând mici blocuri rotunjite de greso-calcare.

Trebuie să subliniez aici că argilele compacte cu blocuri de greso-calcare și de calcare, și cu pietrișuri de șisturi cristaline, constituie un depozit special și foarte caracteristic al Oligocenului inferior din Maramureș. Cu prilejul excursiilor pe care le-am făcut împreună în teritoriul situat la W de Masivul Rodnei, GR. POPESCU a remarcat constanța acestor argile intercalate în succesiunea Stratelor de Valea Carelor și asociația lor cu elemente allochtone de Eocen și de Senonian sub formă de mari enclave lenticulare în depozitele Oligocenului.

Argilele cu blocuri apar în împrejurimile Săcelului; la Romuli; la Izvoarele Văii Strîmba, unde I. DRĂGHINDĂ²⁾ a observat o lentilă de marnă cenușie cu *Cyrena semistriata* DEF.R., *Ostrea Cyathula* LAM. *Tympanotomus labirynthium* NYST. și *Calyptraea* sp.; în împrejurimile Telciului, unde aceste depozite conțin blocuri mari de șisturi cristaline, iar în matricea lor argiloasă o faună de Moluște oligocene menționată de I. DRĂGHINDĂ și care are ca forme caracteristice; *Pecten arcuatus* BROCCHE, *Murex (Muricantha) deshayesi* NYST., *Turris aff. konincki* NYST., *Chlamys gravis* D'ARCH., *Ostrea cyathula* LAM.

Pe versantul vestic al D. Misica, Oligocenul se reazemă pe o bandă îngustă de marne fine cenușii cu Globigerinide și de argile verzi eocene. De la E la W se disting următorii termeni (fig. 3):

Eocen, în contact abnormal cu Gresia de Birțu;

Stratele de Valea Carelor, cu intercalații lenticulare de disodile și menilite (grosime, 200 m);

Complexul bituminos inferior, constituit din argilite fine și compacte în bancuri omogene; menilitele tipice cu spărtură lucioasă sunt relativ rare (grosime, 300—350 m);

Marne de Misica, constituite din marne și marno-argile de culoare plumburie, în strate de 3—10 cm grosime, străbătute de vine subțiri și rare de calcit alb. Cind sunt alterate aceste marne se desfac în plăcuțe de culoare cafenie cu o ușoară nuanță verzuie. În succesiunea Marnelor de Misica se disting cîteva

¹⁾ Această lentilă de marno-calcar a fost observată prima oară de P. CIORNEI. Comunicare verbală.

²⁾ I. DRĂGHINDĂ: Cercetări geologice în Masivul Rodnei și în V. Sălăuței. Notă comunicată la Comitetul Geologic în ședința din 19 februarie 1952.

bancuri de argile negre măsurînd 0,30—1 m grosime și prezintînd o fină șistoziitate. Pe alocuri se observă și intercalații de argile marnoase verzui, cu fețe de separație rugoase, foarte asemănătoare marno-argilelor Flișului eocen. Grosimea Marnelor de Misica atinge 150—200 m;

Gresia de Borșa (= Gresia de Scărișoara a lui H. ZAPALOWICZ), în grosime de 500 m;

Complexul bituminos superior (grosime, cel puțin 300 m), constituit din argilite compacte, în parte silicioase. La partea inferioară a acestui complex se observă o intercalăție de gresii cenușiu-gălbui, de tipul Gresiei de Borșa.

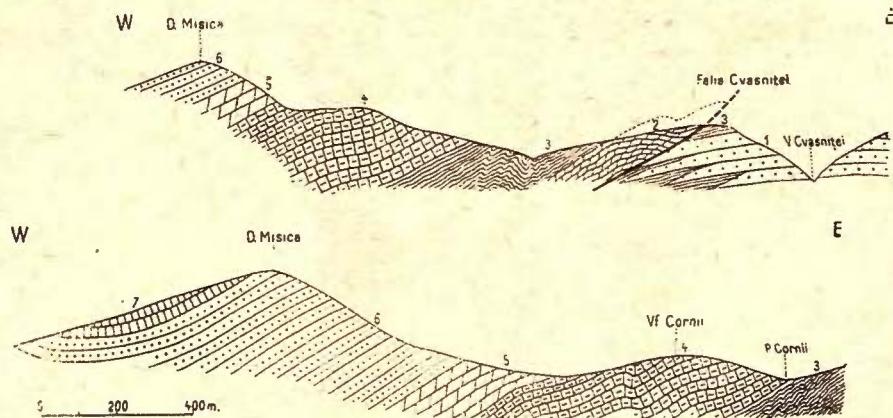


Fig. 3. — Profile ale Oligocenului din Dealul Misica.

1. Gresie de Birțu; 2, Marne de Vaser; 3, Strat de Valea Carelor; 4, Complexul bituminos inferior; 5, Marne de Misica; 6, Gresie de Borșa; 7, Complexul bituminos superior.

Oligocenul din D. Misica însumează astfel aproximativ 1500 m grosime.

La SW de D. Misica, începînd de la Izvoarele Văii Morii spre SW, complexul bituminos superior suportă un pachet gros de Gresie de Borșa, dar acesta, aşa cum voi arăta mai departe, are o poziție tectonică.

Pornind din D. Misica spre NW și pînă în V. Repedea, grosimea complexului bituminos inferior scade repede. Se observă totodată dezvoltarea progresivă a Marnelor de Misica, ce înlocuiesc în parte rocele caracteristice ale Stratelor de Valea Carelor: șisturile argiloase și gresiile subțiri curbicorticale.

În profilul Văii Repedea, pe malul său drept, se observă următoarea succesiune (fig. 4):

Şisturi cristaline;

Eocen;

Marne de Misica, în alternață cu gresii subțiri curbicorticale și șisturi cafenii;

Gresii curbicorticale și gresii cuartitice foarte dure, brune sau aproape negre, uneori cu spărtură lucioasă (100 m);



Argile și argile marnoase fine, cenușiu-închise, satinate, pe alocuri cu suprafete de alterație alburii, și alternând cu gresii curbicorticale;

Gresii curbicorticale și gresii masive de tipul Gresiei de Birțu (120 m);

Aceleași argile și argile marnoase fine, ca mai sus, în alternanță cu Marne de Misica;

Marne de Misica, verzui cu suprafete de separație rugoase, foarte asemănătoare cu depozitele argilo-marnoase verzui ale Eocenului;

Gresie de Borșa.

În V. Hrihorețului se distinge un anticlinal cu flancurile constituite din Gresie de Borșa. Sâmburele acestui anticlinal este format din argile, argile marnoase și marne cenușii, pe alocuri cu o vagă nuanță verzuie și prezintând o stratificație

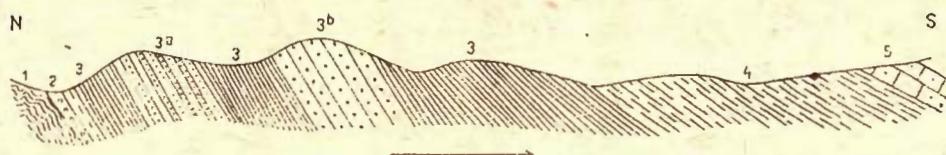


Fig. 4. — Succesiunea Paleogenului pe malul vestic al Văii Repedea.

1, șisturi cristaline; 2, conglomerate și marne (Eocen); 3, pachet de șisturi argilo-marnoase și marne verzui cu intercalații de gresii curbicorticale și gresii cuarțitice negre (a), precum și de gresii masive de tip Birțu (b); 4, Marne de Misica; 5, Gresie de Borșa.

foarte regulată. În succesiunea acestor depozite se intercalează bancuri de argile și argilite fine, compacte, de culoare închisă, uneori aproape neagră, cu spărtură concoidală, precum și gresii subțiri, dure, cu hieroglife mici noduloase sau alungite și puternic reliefate pe fond neted; rareori, gresii sistoase curbicorticale. În spate baza Gresiei de Borșa, intercalațiile de argile fine, de culoare închisă și cu spărtură concoidală, devin mai numeroase, iar intercalațiile de gresii sunt relativ rare. Pe o grosime de 250 — 300 m aceste depozite au aspectul argilelor marnoase care se observă la partea inferioară a Oligocenului în V. Repedea. Spre axul anticlinalului intercalațiile de gresii subțiri, cu hieroglife noduloase, se îndesesc și aspectul în ansamblu al depozitelor, exceptând argilele fine de culoare închisă, este identic cu cel al Eocenului care apare în V. Vișeului, între Leordina și Petrova.

Din aceste observații rezultă că Oligocenul prezintă o mare variabilitate litologică în partea de NW a Bazinului Ruscovei. Gresia de Birțu și complexul bituminos inferior au numai o dezvoltare locală. Apariția unor marne și argile marnoase cenușii, ușor verzui prin alterație, la partea inferioară a Oligocenului, aşa cum se observă pe marginea Bazinului în V. Repedea, face foarte dificilă separarea terenurilor situate la baza Oligocenului, în zona unde Eocenul îmbracă faciesul de Flis.

Tectonica. Principalele accidente tectonice în partea de NW a Bazinului Ruscovei sunt Falia Runcului și Falia Petrovei.

Falia Runcului, identificată mai întâi de I. MOTĂŞ în împrejurimile Rozavlei (V. Izei), se urmăreşte în direcţia NE prin Feţele Cremenesei pînă la Leordina şi apoi la N de V. Vişefului, trecînd pe la E de D. Bilei şi de D. Tomnatec.

Falia Petrovei, pusă în evidenţă de L. ATANASIU¹⁾ la S de Bistra, în V. Vişefului, se urmăreşte în direcţia SE prin V. Frumuşovei, V. Hrihorătului şi pînă la W de Ruscova, unde este interceptată în unghi aproape drept de Falia Runcului.

Aceste fali separă trei mari compartimente tectonice şi anume: La E de Falia Runcului compartimentul Ruscovei, iar la W de această falie, compartimentul Bistrei, situat la NE de Falia Petrovei, şi blocul Petrovei, situat la SW de Falia Petrovei.

a) *Compartimentul Ruscovei* constituie, faţă de celelalte două compartimente, treapta tectonică cea mai coborîtă. Denivelarea cîştigă în importanţă spre S, în regiunea Cuhea—Bocicoel—Dragomireşti, unde grosimea depozitelor oligocene, acoperite în discordanţă de Tortonian, atinge şi, foarte probabil, depăşeşte chiar 2500 m. Falia Izei, orientată E—W, constituie limita sudică a acestei unităţi, pe care o desparte de zona Munţilor Lăpuşului.

Terenurile paleogene din compartimentul Ruscovei au în ansamblu o structură în solzi orientaţi NE—SW; conform deci cu Falia Runcului şi încălcindu-se de la W la E. Accidentele tectonice cele mai importante sunt următoarele:

Falia Pecealului, care se urmăreşte de la W, începînd de pe versantul sudic al Plaiului Pecealul, unde produce denivelarea depozitelor cenomaniene, şi pînă în V. Cvasniţei, unde pune în contact anomal marnele Eocenului din compartimentul nordic cu Gresia de Biruş (Minciul) din compartimentul sudic.

Falia Cvasniţei, care se urmăreşte începînd de la gura Văii Cvasniţei spre S, pînă în P. Cornii şi care reprezintă foarte probabil prelungirea Faliei Pecealului la W de V. Cvasniţei, după o puternică inflexiune. De-a lungul acestei fali, pe versantul estic al Dealului Misica, se observă aceleaşi raporturi de încălcare a marnelor eocene peste Gresia de Biruş, formînd Creasta Minciului.

Falia Misica, ce se urmăreşte începînd de la Poienile de sub Munte spre S, pe versantul vestic al Dealului Misica pînă în şeaua care desparte Culmea Scărişoara de Culmea Obcina şi de aici spre SW prin V. Morii şi V. Iepii, pînă în V. Vişefului. Pe D. Misica această falie dislocă flancul vestic al unui sinclinal avînd în axul său complexul bituminos superior (fig. 5). Pachetul de Gresie de Borşa, situat la W de Falia Misica, este răsturnat. Urmează la W un anticlinal avînd în ax Marnele de Misica şi pe flancul său vestic Gresia de Borşa de pe culmile Lisena şi Obcina. Marnele de Misica, formînd sîmburele acestui anticlinal, se urmăresc spre S pînă la E de Vf. Obcina, unde vin în contact cu complexul bituminos superior. Spre SW Marnele de Misica nu mai apar, iar

¹⁾ L. ATANASIU. Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureş). În volumul de faţă.



Gresia de Borșa de pe flancul vestic al Anticlinalului Lisena se reazemă nemijlocit pe complexul bituminos superior de pe flancul estic al Sinclinalului Misica.

Falia Lisenă, care se urmărește începînd din V. Misica spre W,

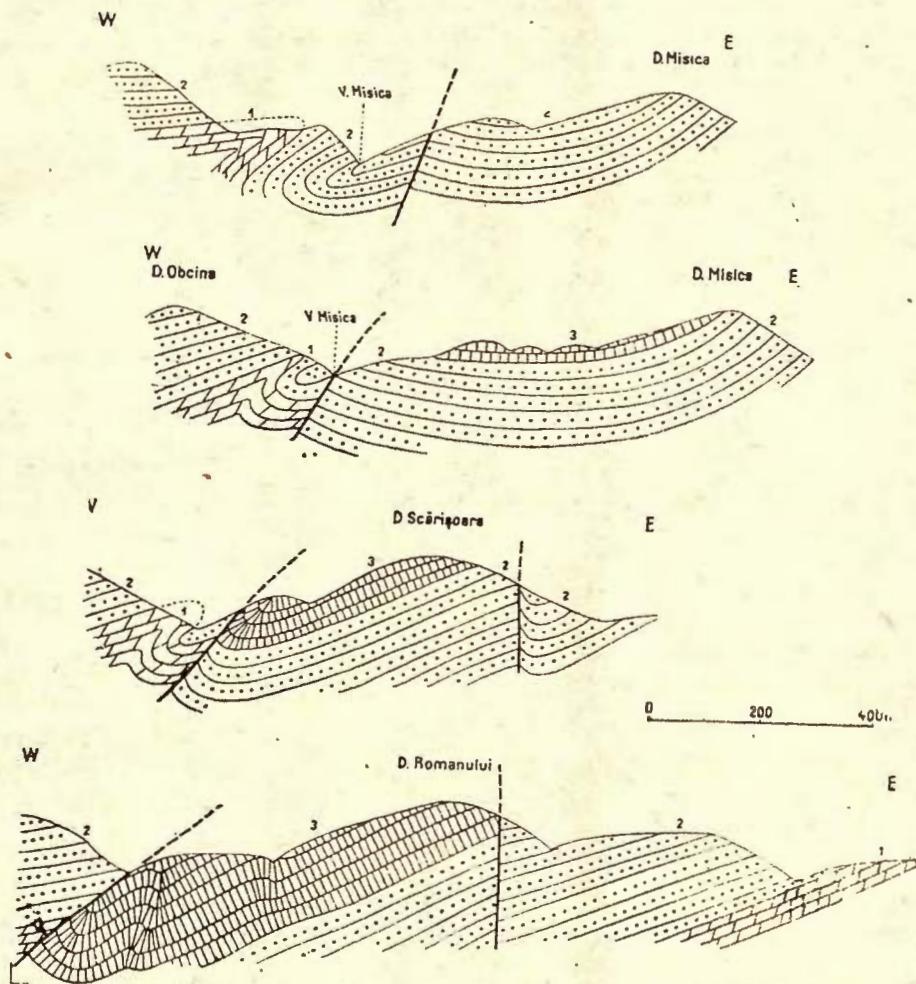


Fig. 5. — Profile teoretice arătînd raporturile de-alungul Faliei Misica.

1, Marne de Misica; 2, Gresie de Borșa; 3, Complexul bituminos superior.

pe la N de D. Lisena și apoi spre SW pînă în V. Ivancicov. Gresia de Borșa, care are pe Culmea Lisenelor căderi către NW, vine în contact anormal de-a lungul acestei falii cu depozitele Oligocenului inferior din compartimentul nordic.

Falia Ruscovei, care se urmărește începînd de la Repedea spre SW prin V. Drahmirovului, V. Mocilnei, V. Văucei și V. Tirnovățului, pînă în V. Vișeuului. Raporturile anormale determinate de această faliă au fost descrise în prima noastră notă asupra Maramureșului.

b) *Compartimentul Bistrei* constituie o treaptă coborîtă față de blocul Petrovei. În acest compartiment, la N de Petrova se distinge un anticlinal: Anticlinul Hrihoreț, orientat NW—SE, conform deci cu Falia Petrova, și al cărui sămbure strîns cutat este format din depozitele argilo-marnoase ale Oligocenului inferior și în parte probabil ale Flișului eocen. Gresia de Borșa de pe flancul sudic al acestui anticlinal este încălcată de-a lungul faliei Petrova de terenurile Flișului eocen din blocul Petrova.

Sinclinalul care urmează la N de Anticlinul Hrihoreț are flancul său nordic redresat și pe alocuri chiar inversat. În zona cuprinsă între acest sinclinal și șisturile cristaline de pe marginea Bazinului Ruscovei apar pe o largă suprafață terenurile Oligocenului inferior, care prezintă cîteva ondulații și care stau normal la nord pe o bandă îngustă de Eocen. Spre E, aceste terenuri se întind pînă la izvoarele Văii Bilei unde domină terenurile Gresiei de Borșa din compartimentul Ruscovei.

c) *Blocul Petrovei* este delimitat spre N de Falia Petrovei, spre E de Falia Runcului și spre S, în împrejurimile Botizei, de o fîșie îngustă de depozite tortoniene, măscind Falia Izei. În această unitate apar pe o largă suprafață terenurile Flișului eocen, acoperite spre SW de Tortonianul transgresiv. La Leordină, în teritoriul cuprins între Falia Petrovei și Falia Runcului, se remarcă o puternică inflexiune a stratelor, determinată probabil de adaptarea lor plastică la unghiul delimitat de cele două falii. Este sigur că denivelarea blocului Petrova nu se limitează la terenurile Paleogenului, și că în profunzime fundamentalul de șisturi cristaline ia și el parte la această denivelare.

Observațiile pe care le-am făcut în bazinile Borșei și Ruscovei, precum și contribuțiunile pe care le aduc cercetările lui I. MOTĂȘ în V. Izei și cele ale lui L. ATANASIU în împrejurimile Petrovei, permit o reprezentare mult mai exactă a tectonicei celor două bazine, decât a fost posibil pînă acum.

Bazinul Borșei și bazinul Ruscovei, cu cele două compartimente ale sale: compartimentul Bistra și compartimentul Ruscova, constituie împreună un culoar, conturînd două mase rigide ale soclului precenomanian și anume pintenul cristalin al Vaserului la NE și fundamentalul blocului Petrova la SW. Accidentele tectonice observate în terenurile paleogene din cele două bazine sunt dirijate conform cu cele trei mari falii delimitînd acest culoar spre S și W: Falia Izei, Falia Runcului și Falia Petrovei.

Cadrul geologic și aspectele paleogeografice. Conform cu schema structurală a Carpațiilor de N, concepută de V. MURATOV¹⁾, fosa Maramureșului, în care sînt

¹⁾ V. MURATOV. Tectonica S.S.S.R. Tom. II. Tectonica i istoria razvitiia alpiiscoi geosinclinalnoi oblasti-inga evropescoi ciastii S.S.S.R. i copredelnih stran. Moscova-Leningrad, 1949.



reprezentate calcare batiale aparținând Jurasicului superior și Berriasianului (Poiana Botizei), depozite ale Cretacicului superior de facies pienin și depozite paleogene de Fliș, trebuie considerată ca o unitate a arcului Carpathic, iar nu ca un golf al Bazinului Transilvaniei, aşa cum se admite în mod curent. Este evident că terenurile paleogene din Maramureș, întocmai ca și calcarile jurasice-berriasiene și depozitele Cretacicului superior, se prelungesc spre NW pe sub formațiunile neogene din Depresiunea Panonică și pe sub masele eruptive ale Vihorlatului, pînă în Tatra, unde, aşa cum voi arăta mai departe, Paleogenul prezintă numeroase trăsături comune cu Paleogenul de pe marginea Fosei Maramureșului. Atât continuitatea în direcție a terenurilor, marcată de mai multe aparițuni pe marginea de N a Vihorlatului, cît și afinitățile de facies ale Paleogenului din Tatra cu cel din Maramureș, arată că aceste două regiuni fac parte din aceeași arie geosinclinală, cu poziție internă față de Masivul cristalin al Carpaților orientali.

Teritoriul pe care îl ocupă Paleogenul în această arie geosinclinală este mărginită la exterior, între Morava și Latorița, de cordiliera pienină care separă două zone cu faciesuri distințe ale Paleogenului: Faciesul de Podhale la S și Faciesul de Măgura-Tarcău la N. La E de V. Latoriței cordiliera pienină se afundă spre SE sub terenurile Paleogenului din Maramureș. Se poate presupune astfel că la E de Latorița această cordilieră nu a mai avut același rol în timpul Paleogenului ca în nordul Tatrei și că mai departe spre E Masivul cristalin al Carpaților orientali a fost acela care a îndeplinit rolul unei bariere între Flișul paleogen intern și Flișul paleogen extern. Din lucrările recente rezultă totuși că Flișul paleogen din partea centrală a Fosei Maramureșului prezintă mai multe trăsături comune cu Flișul de Măgura-Tarcău, decât cu Flișul de Podhale. Aceste deosebiri între Paleogenul din Tatra și Paleogenul din partea centrală a Fosei Maramureșului sunt însă probabil determinate de condițiile de adâncime, întrucât Paleogenul de pe marginea nordică a Fosei Maramureșului este de tipul Paleogenului de Podhale.

Reconstituirea paleogeografică la cele două extremități ale ariei geosinclinale care se întinde începînd din Tatra și pînă în Maramureș arată un relief foarte accidentat în timpul Paleogenului. Se disting insule, promontorii, golfuri strîmte și adânci, taluzuri abrupte pe marginea fosei. Este imaginea caracteristică a bazinelor de arhipelaguri.

În Maramureș diversitatea de facies a Eocenului, în contrast cu uniformitatea depozitelor aparținând Cretacicului superior, arată varietatea condițiilor de sedimentație determinată de acest relief și scoate astfel în evidență importanța mișcărilor laramice.

Rolul special al reliefului în evoluția sedimentației este demonstrat între altele de raporturile care se observă în capătul estic al Bazinului Borșei între depozitele Eocenului și sisturile cristaline. Aici Bazinul Borșei se îngustează prelungindu-se către SE cu un golf foarte strîmt. Gresiile și conglomeratele constituind termenul inferior al Eocenului, au în acest sector o grosime de



400—500 m. Spre N depozitele greso-conglomeratice, slab înclinate, se reazemă pe o pantă puternic înclinată a șisturilor cristaline. Placa de calcare nummulitice situată deasupra conglomeratelor se întinde în această direcție pe o platformă a soclului cristalin. La Podu Cearcănu se observă calcarele nummulitice stând parte pe conglomerate, parte pe șisturile cristaline. Aceste raporturi arată că depozitele greso-conglomeratice ale Eocenului au colmatat o depresiune adâncă, înălțindu-se pînă la nivelul platformei care o mărginește în spre N. La sfîrșitul Eocenului marea și-a extins domeniul în această direcție, iar depunerea calcarelor nummulitice a avut loc pe toată suprafața nivelată prin acumularea conglomeratelor.

În ceea ce privește paleogeografia Oligocenului este de remarcat că pe alocuri, și anume pe Muntele Bătrîna (Rodna), pe versantul sudic al Grebenului și pe Menciul, baza Oligocenului, depășind terenurile eocene, vine în contact cu soclul cristalin. Pe de altă parte, prezența unor blocuri de calcare eocene, remaniate împreună cu blocuri mari de șisturi cristaline în terenurile de la partea inferioară a Oligocenului (Săcel), arată că pe marginea Fosei Maramureșului, între Eocen și Oligocen, a existat, cel puțin local, o discontinuitate a sedimentației.

Este foarte probabil că oscilațiile care au determinat această discontinuitate au influențat sedimentația și în partea centrală a Fosei Maramureșului. Răspîndirea depozitelor bituminoase ale Oligocenului inferior constituie o indicație în acest sens.

Complexul bituminos inferior este reprezentat numai în Bazinul Borșei, în împrejurimile Săcelului și pe marginea Bazinului Ruscovei. Spre SW, în zona Munților Lăpușului și pînă pe marginea sudică a fosei Maramureșului, nu mai găsim pachete groase de roce bituminoase la partea inferioară a Oligocenului. Cum formarea depozitelor bituminoase presupune existența unei depresiuni în care apele adânci sănăt lipsite de curenti, este probabil că zona de sedimentație a acestor depozite era mărginită spre SW de un prag ridicat al terenurilor eocene.

Mai este de remarcat că partea inferioară a Oligocenului, constituită din șisturi argiloase și din argilite bituminoase, atinge grosimi considerabile în Bazinile Borșei și Ruscovei și anume 1000 m în Bazinul Borșei și la W de Vișeu de Sus și 750 m în regiunea Poienile de sub Munte, în timp ce în zona Munților Lăpușului, Oligocenul, reprezentat mai ales prin gresii masive, are numai în bază un nivel subțire de argile în alternață cu gresii. Este încă o indicație că zona Bazinelor Borșei și Ruscovei a funcționat în timpul Oligocenului inferior ca un culoar adânc, în timp ce partea centrală a Fosei Maramureșului, unde Flișul eocen atinge grosimea sa cea mai mare (1000—1500 m), constituia o zonă ridicată. Ridicarea părții centrale a Fosei Maramureșului, survenită la sfîrșitul Eocenului, s-a accentuat apoi, culminînd în timpul paroxismului de la sfîrșitul Oligocenului. La începutul Miocenului întreg teritoriul Maramureșului era temporar cîstigat uscatului.



Comparații cu Paleogenul altor regiuni carpatice. Zona Maramureșului în ansamblu, adică zona Paleogenului din Maramureș împreună cu Masivul cristalin al Carpaților orientali, constituie după D. ANDRUSOV¹⁾ o unitate externă față de zona klippelor pienine. Schema structurală concepută de D. ANDRUSOV este confirmată în Maramureș de S. ANTON²⁾, care subliniază faciesul pienină a calcarelor jurasice-berriasiene de la Poiana Botizei, în partea de S a Fosei Maramureșului. Rezultă că Paleogenul din Maramureș ocupă o zonă externă față de cordiliera pienină și, în consecință, față de zona Paleogenului de Podhale. Paleogenul din Maramureș are deci aceeași poziție față de cordiliera pienină ca și Paleogenul de Măgura-Tarcău, la N de Tatra. Este însă de remarcat că atât Cenomanianu cât și Senonianul din Maramureș, aşa cum au subliniat deja TH. KRÄUTNER³⁾ și G. MURGEANU⁴⁾, sănă de facies pienină și că terenurile Cretacicului superior cu acest facies, nu se limitează la zona de apariție a calcarelor pienine, ci acoperă și marginea internă a Masivului cristalin al Carpaților orientali (V. Tibăului). Trebuie să presupunem astfel că începând din Cenomanian, zona calcarelor pienine nu a mai funcționat în Maramureș ca o cordilieră delimitând teritoriul cu faciesuri diferite. Așa cum am menționat mai înainte, această interpretare este valabilă și în cazul Paleogenului.

Pentru a demonstra legăturile care există între Tatra (zonă pienină) pe de o parte și Maramureș pe de altă parte, autorii menționați se referă numai la calcarele pienine și la terenurile Senonianului. În lucrările lor Paleogenul nu face obiectul unor comparații. Judecind însă după lucrările lui D. ANDRUSOV⁵⁾ terenurile Paleogenului din Tatra (Paleogenul de Podhale) au, litologic, aproape aceeași compoziție ca și terenurile Paleogenului de pe marginea bazinelor Borșei și Ruscovei. Coloanele din planșa II arată comparativ succesiunea Paleogenului de Podhale și a Paleogenului de pe marginea de N a Fosei Maramureșului⁶⁾.

Este de remarcat că în Tatra, ca și în Maramureș, există variații mari de facies ale Eocenului mediu și superior și ale Oligocenului inferior. Diversitatea litologică arată condiții similare de sedimentare, determinate într-un caz și în celălalt de un relief foarte variat.

¹⁾ D. ANDRUSOV. Sur la relation des Carpates orientales avec les Carpates occidentales. *Vestn. st. geol. iștavu*. Praha, 1933.

²⁾ S. ANTON. Sur la présence des klippes pienines dans le N de la Transylvanie. *Bull. Acad. Roum. Sect. Sci.* Vol. XXV, 10, pag. 631. București, 1943.

³⁾ TH. KRÄUTNER. Ein Senonvorkommen bei Säcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. Sieb. Vereins f. Naturw. zu Hermannstadt*. B. 83—84, 1933—1934, pag. 35.

⁴⁾ G. MURGEANU. Répartition du faciès à Rosalines dans les Carpates et les Balkans. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXV (1936—1937), pag. 173. București, 1941.

⁵⁾ D. ANDRUSOV. Stratigraphie de la terminaison ouest du Flysch de Podhale. *Vest. st. geol. iștavu*, VII. Praha, 1931.

⁶⁾ Coloana Paleogenului de Podhale este reconstituită după datele lui D. ANDRUSOV. Grosimile nu sunt decât în parte respectate, deoarece ele nu sunt indicate în lucrările asupra Paleogenului din Tatra.

Trebuie însă subliniat faptul că vîrsta atribuită de F. BIEDA¹⁾ și D. ANDRUSOV termenilor cuprinși între Conglomeratele de Sulov (Lutetian superior) și Gresia de Biely Potok (Oligocen) nu corespunde cu vîrsta ce am atribuit termenilor cuprinși între Conglomeratele de Prislop (Lutetian superior — Priabonian) și Gresia de Borșa (Oligocen). Autorii menționați semnalează prezența lui *Nummulites perforatus* în Conglomeratele și Breciile de Sulov. Aceeași specie se găsește în Maramureș, sub calcarele priaboniene de la E de Săcel, în gresiile și conglomeratele formând baza Eocenului transgresiv. Intercalațiile de microbrecii calcaroase, asociate cu menilitice și disodile în seria šistoasă, situată deasupra Conglomeratelor de Sulov, conțin Nummuliti mari, iar în gresiile masive ocupînd un nivel superior față de aceste microbrecii se găsește specia priaboniană *Nummulites fabianii*, împreună cu *Nummulites millecaput*, formă persistînd din Lutetian. În schimb, în Maramureș microbreciile intercalate în seria šistoasă (Stratele de V. Carelor) situată deasupra Conglomeratelor de Prislop și a calcarelor nummulitice conțin forma *Nummulites vascus* (A și B), caracteristică Oligocenului. Prezența Oligocenului în Maramureș, imediat deasupra calcarelor nummulitice, este dovedită și de faunele de Moluște găsite de I. DRĂGHINDĂ în V. Strîmbului și la Telciu.

Formațiunile în chestiune ar fi deci heterocrone. Este însă de remarcat că indicațiile stratigrafice date de studiul Foraminiferelor mari trebuie privite cu multă rezervă în cazul Flisului paleogen din Carpați, deoarece condițiile de mediu par să fi favorizat aici persistența anumitor specii, aşa cum au arătat F. BIEDA¹⁾ și H. SVIDZINSKI²⁾. Acești autori menționează că în šisturile menilitice situate la baza Stratelor de Krosno (V. Ceremușului), se găsesc asociate specii de Nummuliti caracteristice Priabonianului, ca *N. fabianii*, *N. chavannesi*, *N. ramondiformis*, cu specii care persistă și în Oligocen ca *N. bouillei* și *N. ludensis*, și cu specii cunoscute în alte părți numai din Lutetian, ca *N. distans*, sau din Eocenul inferior, ca *N. partschi* și *N. burdigalensis*.

Pe de altă parte, observațiile pe care le-am făcut în Maramureș arată că Orthophragminele care sunt considerate în mod curent ca Foraminifere caracteristice ale Eocenului, se găsesc în această regiune la diferite nivele deasupra limitei Eocen — Oligocen, aşa cum a fost precizată cu ajutorul Nummulitilor, a faunei de Moluște și a indicațiilor date de remanierea unor calcar și gresocalcare priaboniene în Stratele de V. Carelor, pe versantul vestic al Rodnei.

În orice caz, chiar dacă formațiunile în chestiune nu au aceeași vîrstă, trebuie să subliniem totuși numeroasele lor afinități de facies, care arată aceleași condiții de sedimentare.

¹⁾ F. BIEDA. Sur quelques Nummulites des Carpates Tchécoslovaques. *Vestnik st. geol. ústavu*. VII. Praga, 1931.

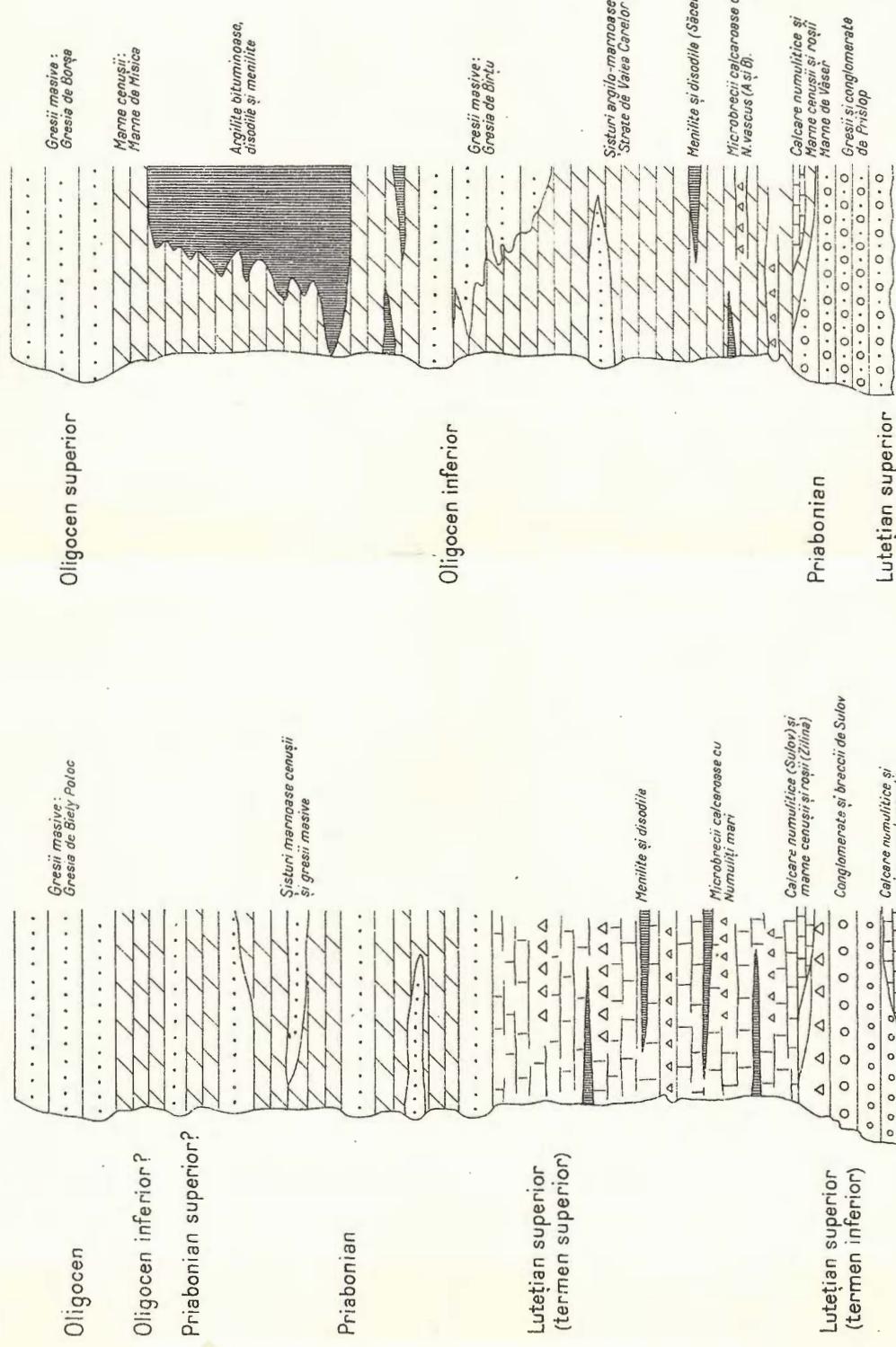
²⁾ SVIDZINSKI. Quelques observations sur la géologie des environs de Seletyn. *Bull. Seru. Géol. Pol.* Vol. IX, 2, pg. 223. Varșovia, 1938.



SUCCESSIONEA PALEOGENULUI DE PODHALE DUPĂ DESCRIERILE LUI D. ANDRUȘOV, ÎN COMPARAȚIE CU SUCCESIUNEA PALEOGENULUI PE MARGINEA FOSEI MARAMUREȘULUI

PALEOGENUL DE PODHALE

PALEOGENUL DE PODHALE
BAZINELOR BORŞA și RUSCOVA



Discordanță și lacună stratigrafică
după Cretacicul superior

Discordanță și lacună stratigrafică
după Cretacicul superior

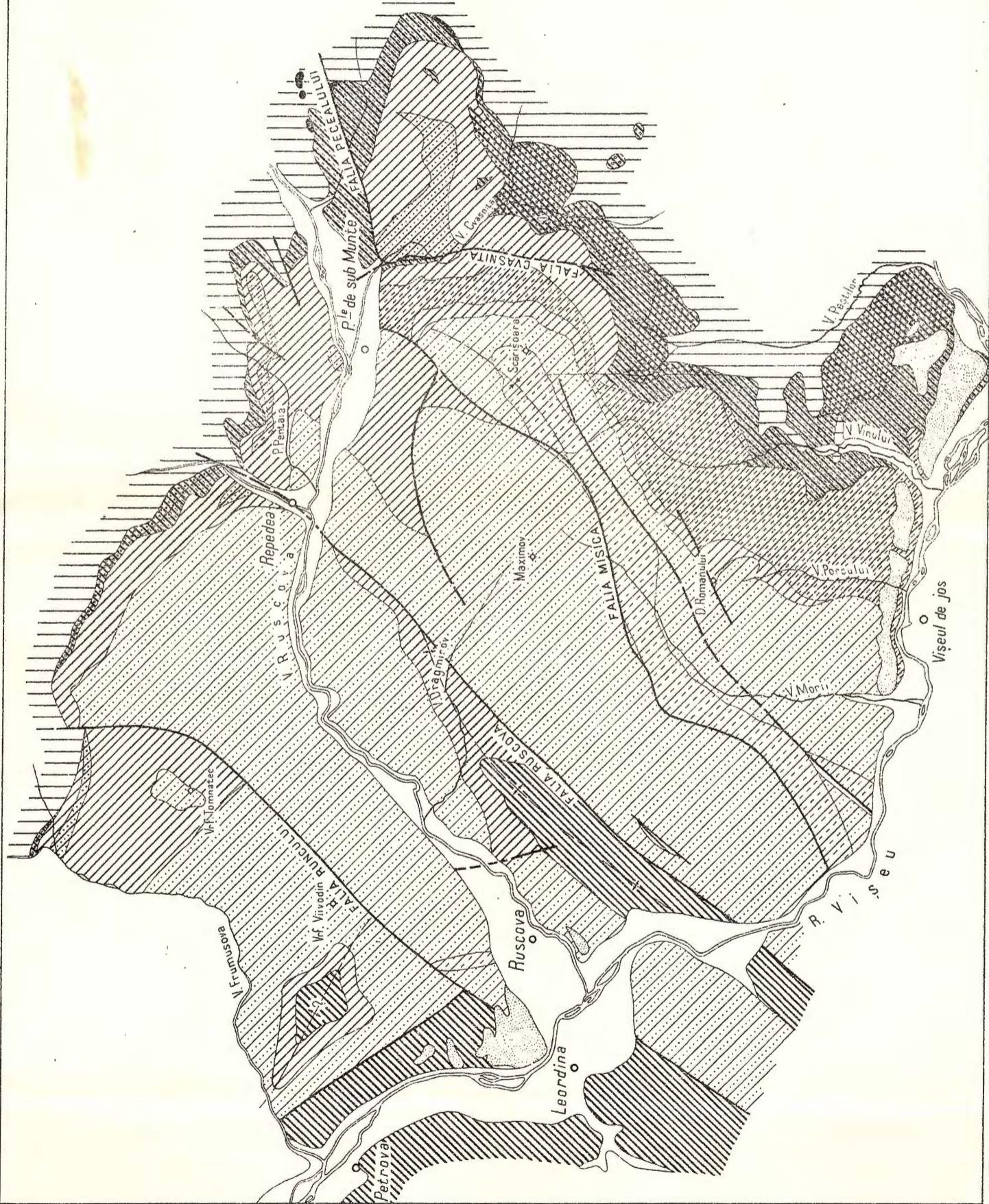
DAN PATRULIU

HARTA STRUCTURALĂ SCHEMATICĂ A BAZINULUI RUSCOVA

SCARA
0 1 2 3 Km

LEGENDA

	Terasă
	Complexul bituminos superior
	Gresia de Borsa
	Strate de Valea Cacelor și marne de Misica
	Complexul bituminos inferior
	Gresia de Bîrta
	1. Conglomerate de Prislop 2
	2. Marne de Vaser
	3. Fiss ?
	Gresii cu Erosiunea Columba
	Sisturi cristaline
	Anticlinal
	Sinclinial
	Folie



Eocenul de pe marginea Fosei Maramureșului se deosebește net de Eocenul de Fliș așa cum se prezintă în partea centrală a acestei fose sau în geosinclinalul pericarpatic.

Se remarcă în schimb unele afinități litologice cu Eocenul epicontinental din Bazinul Transilvaniei. La Preluca Lăpușului, sub calcarele nummulitice ale Eocenului superior, se observă un nivel subțire de conglomerate poligene, comparabile cu Conglomeratele de Prislop.

Judecind după fauna lor, calcarele nummulitice de pe marginea Fosei Maramureșului ocupă același nivel stratigrafic ca și calcarele Eocenului superior din Bazinul Transilvaniei, sau Stratele de Cluj. Orizontul de marne și gresii marnoase bituminoase, situat deasupra calcarelor nummulitice pe versantul vestic al Rodnei, se deosebește însă de orizontul Marnelor cu Bryozoari din Transilvania, cu toate că fauna ce conține are unele elemente comune cu fauna acestor marne. Ceea ce deosebește în mod net Eocenul de pe marginea Fosei Maramureșului de Eocenul epicontinental din Transilvania este marea sa variabilitate litologică, schimbările de facies rapide determinând variații de grosime mari, în special pe marginea Bazinelor Borșei și Ruscovei.

În ceea ce privește Oligocenul de pe marginea Fosei Maramureșului, acesta are comun cu Oligocenul epicontinental din Transilvania numai lentilele de marne cenușii cu Cyrene, care se găsesc la partea sa inferioară, în V. Strîmbului și în împrejurimile Poenilor de sub Munte. Aceste depozite sunt comparabile într-o anumită măsură cu Stratele de Curtuiuș. În rest însă se constată deosebire de facies considerabile. Oligocenul de Maramureș, luat în ansamblu, este de facies Fliș.

Paleogenul din partea centrală a Fosei Maramureșului este comparabil, ca facies, cu Paleogenul de Măgura-Tarcău. Sunt de remarcat următoarele trăsături comune:

1. Flișul Eocen din Maramureș, ca și Flișul Eocen de Măgura, are în bază un orizont de argile roșii și verzui, în alternanță cu gresii subțiri micacee și glauconitice. La Poiana Botizei, la S de Botiza și la E de V. Carelor (Săcel) acest orizont bariolat stă pe marnele roșii ale Senonianului superior. La Poiana Botizei baza Flișului Eocen prezintă aspecte foarte asemănătoare celor care se observă la baza Eocenului de Șotrile în V. Prahovei.

2. Flișul Eocen din Maramureș cuprinde mai multe intercalații de gresii masive. În V. Izei, I. MOTĂȘ distinge două intercalații mai puternice: Gresia de Voroniciu către partea inferioară a Eocenului și Gresia de Strîmtura la partea lui superioară. Este însă de remarcat că aceste gresii nu ating importanța gresiilor masive intercalate în «Stratele cu hieroglife» ale Eocenului de Măgura, sau importanța Gresiei de Tarcău.

3. În partea centrală a Fosei Maramureșului, Oligocenul este reprezentat prin gresii masive comparabile cu Gresia de Măgura (pro parte?) și cu Gresia de Fusaru. Într-un caz și în celălalt Oligocenul nu cuprinde la partea lui inferioară

un nivel constituit din menilite, marne bituminoase și disodile, nivel ce se întinde constant la baza Oligocenului în zona externă a Flișului pericarpatic.

În concluzie, afinitățile de facies pe care le prezintă Paleogenul din Maramureș cu Paleogenul de Podhale pe de o parte, cu Paleogenul de Măgura-Tarcău pe de altă parte, și numai într-o foarte mică măsură, pe versantul estic al Rodnei, cu Paleogenul epicontinental din Transilvania, arată că Fosa Maramureșului este o unitate a Lanțului Carpatice.

Relieful puternic accidentat pe marginea Fosei Maramureșului, creat prin mișcările laramice, precum și inversiunea survenită la sfîrșitul Eocenului în partea centrală a acestei fose, explică diferențierea faciesurilor: un facies comparabil cu Faciesul de Podhale pe marginea Fosei Maramureșului și un facies comparabil cu Faciesul Paleogenului de Măgura-Tarcău în centrul acestei fose, unde condițiunile de sedimentare erau aceleiași în Paleogen ca și în partea internă a geosinclinalului pericarpatic.

— I. C. MOTĂȘ. — Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Văii Izei).

Introducere. Maramureșul, separat de Depresiunea Transilvaniei prin Munții Lăpușului și Rodnei, se întinde de-a lungul Carpaților orientali, constituind o depresiune internă a acestora, care se prelungeste la nord pînă în șesurile Tisei superioare, trecînd dincolo de frontieră în Ucraina transcarpatică.

Această depresiune este străjuită la E și NE de Munții Maramureșului, cu înălțimi ce ating aproape 2000 m (Pop Ivanul, Farcăul și Toroiaga), la sud de Munții Rodnei și Lăpușului, cu înălțimi de peste 2000 m, iar la W de lanțul Oaș-Gutăi, cu înălțimi în jurul a 1000 m, și care se continuă peste frontieră cu Masivul Vihorlat. În afară de înălțimile muntoase care întregesc rama, un șir de culmi paralele cu Carpații, avînd altitudini de 700–800 m și care se dezvoltă între Săcel la S și Rona la N, desparte depresiunea în două culoare. La răsărit culoarul îngust al Vișeuului, cu Bazinile Borșei și Ruscovei, iar la apus culoarul mai larg al Izei și Marei, care se întinde la W pînă sub poalele Gutăiului. Întreaga rețea hidrografică drenată de aceste culoare este tributară Tisei.

Dacă Maramureșul este morfologic o depresiune intra-montană, vom arăta că din punct de vedere structural, el trebuie considerat ca o fosă, ale cărei limite depășesc cadrul depresiunii morfologice.

Cercetările geologice privind Maramureșul se datorează unor autori străini, printre care se numără H. ZAPALOWICZ, D. ANDRUSSOW, F. SZENTES, T. SZALAI, PÁVAY VAJNA, L. STRAUSZ etc., precum și unor cercetători români: TH. KRÄUTNER, I. ATANASIU, M. SOCOI ESCU și alții. Trebuie de asemenea menționat, că în ultimii ani o serie de cercetători sovietici s-au ocupat de Maramureș în cadrul unor studii mai large, cum este cazul lui M. V. MURATOV, care face considerații asupra lanțului muntos alpino-carpatic.



În cele ce urmează, vom da o descriere a regiunii Bîrsana—Strîmtura—Rozavlea — Slătioara—Glod, pentru ca la urmă să formulăm cîteva considerații cu caracter mai general.

Regiunea aceasta, în care am executat cartări geologice începînd din 1951, este situată în bazinul Văii Izei și este cuprinsă între V. Roatei și V. Copăcioasa la S și o linie care unește localitatea Bîrsana pe Iza cu localitatea Leordina pe Vișău, la N, iar dela W la E se întinde între V. Morii (afluent pe stînga Izei) și V. Spinului — Dealul Gogoașa.

Relieful regiunii este colinar, cu înălțimi cuprinse între 300 m și peste 900 m. Partea de răsărit și N a regiunii, alcătuită din terenuri paleogene, prezintă o serie de culmi accidentate, cu direcție generală NE—SW, care se întind între V. Vișăului și V. Izei, trecînd spre W pînă la Poienile Glodului. Aceste culmi sînt cuprinse în șirul de înălțimi care desparte culoarul Vișăului de Bazinul Izei. Partea de W și NW a regiunii, alcătuită din terenuri neogene, prezintă un relief mai domol, în afară de zona ocupată de Eruptiv, și are aspect de amfiteatră dezvoltat între Culmea Petrovei și Gutăi.

Valea Izei, care străbate regiunea în direcție SSE—NNW, în porțiunea cartată de noi taie diagonal structurile, pe cînd afluenții săi principali de pe ambele părți sînt văi aproape direcționale.

Stratigrafia. Formațiunile care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Paleogenului, Neogenului, Cuaternarului și Eruptivului tînăr.

Paleogenul ocupă cea mai mare parte a teritoriului cartat și este reprezentat prin Eocen și Oligocen.

Eocenul. Încă din 1951 am atribuit Eocenului complexul greso-argilo-marnos dezvoltat în partea de N și E a regiunii și în care sînt cuprinse gresile de la Strîmtura și Gresia de Voroniciu. Complexul acesta era atribuit în lucrările și hărțile anterioare, cu semn de întrebare, Oligocenului superior și Aquitanianului. Lucrul acesta este explicabil, deoarece depozitele acestea stau geometric deasupra unui Oligocen tipic și suportă depozite miocene. Așa este situația în profilul Văii Izei dintre Rozavlea și Bîrsana și deacea, la o cercetare cu totul generală a regiunii, se poate ajunge la interpretarea unei vîrste oligocen-aquitaniene. Prin observarea atentă a hieroglyphelor am constatat însă, că nu avem de-a face cu o succesiune normală, iar anumite pachete de marnă din împrejurimile Rozavlei arată asemănări litologice pînă la identitate cu Eocenul altor regiuni din țară. Am constatat, de altfel, existența unor structuri cu tendință de aplecare spre E, precum și linii de fractură după care Eocenul încalcă ușor pe Oligocen.

Mențiuni asupra Eocenului din regiune mai sînt făcute într-un raport cu privire la partea de N a Maramureșului, depus în 1949 la Comitetul Geologic



de către N. I. NICULESCU, care semnalează cîteva iviri determinate pe bază de analize micropaleontologice executate de G. VOICU.

Eocenul ocupă aproximativ o jumătate din suprafața cartată și este alcătuit dintr-o alternanță de gresii, argile și marne. La Strîmtura se dezvoltă un complex de gresii în bancuri de 1—2 m, care alternează cu intercalații subțiri de marne cenușii nisipoase și marno-argile verzi și roșii. Gresiile sunt în general fine, micaferă, calcaroase, de culoare cenușie, uneori gălbui. Ele pot prezenta varietăți grosiere și chiar microconglomeratice. Pe suprafetele lor de stratificatie se observă adesea urme de plante. Complexul acesta, care se dezvoltă între Vf. Plesnicului, Vf. Mare, Vf. Cicla, Vf. Pleșcuții și Vf. Chicera—Coasta Mare, în zona dintre Slătioara și Strîmtura, l-am denumit Gresia de Strîmtura. În zona dintre Strîmtura și Rozavlea se dezvoltă un complex greso-marnos constituit dintr-o alternanță deasă de gresii și de marne și marno-argile. Gresiile sunt subțiri (centimetrice și decimetrice), micaferă, curbicorticale, au hieroglife, tuburi de viermi și uneori prezintă diaclaze umplute cu calcită. Marnele au culoarea cenușiu-verzui, au spărtura concoidală și prin alterație se desfac în cubulete. Ele prezintă uneori intercalații subțiri sau concrețiuni de marno-calcare cenușiu-gălbui cu Fucoide. Se găsesc de asemenei rare intercalații de marne și marno-argile verzi și roșii. Intercalațiile de gresii pot deveni uneori predominant, pînă la 75—80 % și să facă relief. Așa sunt cîteva culmi cu direcție SW—NE, care se dispun între V. Izei și V. Vișeuului. Pachetele în care predomină gresiile urmăresc culmea Lazul Țiganului — Vf. Sîltii — Vf. Fața Plești — Hora Mare.

Tot în acest complex se intercalează o gresie poligenă, uneori grosieră, de culoare cenușiu-gălbui, dispusă în bancuri groase, conținînd rari Nummuliti și fragmente de Lamellibranchiate (Pectenide și Ostreide) și care urmărește Dealul Voroniciu—Dosul Crulii. Gresia de Voroniciu are aproximativ 100 m grosime și se aşază deasupra unui nivel predominant marnos, care conține și intercalații de marno-argile roșii și verzi.

Complexul greso-marnos cenușiu cu hieroglife, care se dezvoltă între Strîmtura și Rozavlea, prezintă în ansamblu analogii de facies petrografic, de ritm de sedimentare și chiar de aspect al alterațiilor, cu Eocenul de Șotrile, fără însă a prezenta și intercalații de marne calcaroase albe cu Foraminifere. Gresia de Voroniciu și Gresia de Strîmtura sunt, litologic, de tipul Gresiilor de Tarcău.

Trebuie adăugat, că în partea de N a regiunii, în Eocen se intercalează conglomerate, nisipuri și gresii cu trovanți. Acestea din urmă apar la gura Văii Dumbrăvița; ele prezintă intercalații de nisipuri foarte micaferă și de marne roșcate de 4—5 cm și conțin fragmente de fosile nedeterminabile și noduli mici de *Lithothamnium*. Aceleși intercalații se regăsesc în Dealul Petrovei. Deplasîndu-ne spre Petrova, se observă cum gresiile scad în importanță în favoarea marnelor și argilelor roșii și verzi, ceea ce ar pleda pentru o schimbare laterală de facies. Cum însă, la Petrova, peste Eocenul constituit din marno-argile roșii și verzi cu



intercalații de nisipuri și gresii, se aşează un pachet cu aspectul complexului greso-marnos cenușiu cu hieroglife, s-ar putea să avem de-a face cu o succesiune care să cuprindă în bază Stratele de Petrova descrise de L. ATANASIU¹⁾, apoi complexul greso-marnos cenușiu cu hieroglife, iar la partea superioară Gresia de Strîmtura.

Stratele de Petrova amintesc deasemeni Eocenul în Facies de Șoturile. Noi comparăm litologic Stratele de Petrova și complexul greso-marnos cenușiu cu hieroglife cu Eocenul de Șoturile, iar Gresia de Strîmtura cu Eocenul de Tarcău.

Comparația pe care o facem cu Faciesul de Șoturile se sprijină pe intercalațiile de marne roșii de la diferite nivele, dintre care cele mai dezvoltate sunt cele de la Petrova, și pe complexele greso-marnoase cu hieroglife, menționând încă o dată că nu s-au întâlnit marno-calcarele albe cu Foraminifere considerate caracteristice Faciesului de Șoturile. Este însă de precizat, că tot în Maramureș, la partea superioară a Eocenului se găsesc marne cu Foraminifere, cum sunt Marnele de Gura Vaserului (D. PATRULIU²⁾).

Aspectul local mai grosier al depozitelor, cu predominanța intercalațiilor de gresii masive și cu apariția de conglomerate și nisipuri, este cunoscut și în Eocenul de Șoturile, în zonele de îndințare ale acestuia cu Faciesul de Tarcău, sau în Eocenul Depresiunii Getice.

Trebue să mai precizez, că atribuirea vîrstei eocene depozitelor descrise mai sus a fost făcută pe criterii de litofacies și a fost confirmată de analizele micro-paleontologice. Acestea au pus în evidență prezența acelorași asociații microfaunistice ca și în Faciesul de Șoturile, a cărui vîrstă eocenă este dovedită.

În concluzie, Eocenul din regiune, alcătuit dintr-o alternanță de gresii și de marno-argile, gresii masive și conglomerate, gresii curbicorticale cu hieroglife, etc., adică o succesiune de depozite cu ritm des de sedimentare de tipul - Fliș, îmbracă un facies comparabil cu faciesurile cele mai interne ale Eocenului din Carpații orientali.

Grosimea Eocenului din regiune, atât cât este deschis și fără să-i cunoaștem baza, este în jurul a 1000-1200 m.

Oligocenul apare în partea de S și E a regiunii, ocupând aproximativ un sfert din suprafața cartată și este constituit dintr-un complex greso-marno-argilos. Gresile sunt în general mai grosiere și mai slab cimentate decât cele eocene. Este vorba de gresii de tip Borșa, de culoare cenușie și la alterație gălbui. Pachetele de gresii, în bancuri de grosimi metrice, alternează cu marne argiloase de culoare brun-închisă; ele au aspectul și prezintă chiar și alterația caracteristică marnelor și argilelor din Oligocenul altor regiuni din țară. Acestea li se adaogă

¹⁾ L. ATANASIU și I. MARINESCU. Geologia regiunii Petrova-Lunca (Maramureș). *D. de S. Comit. Geol.*, Vol. XXXIX (sub tipar).

²⁾ D. PATRULIU, R. DIMITRESCU și M. BLEAHU. Cercetări geologice în Valea Vișeuului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXIX (sub tipar).



marno-calcare bituminoase (« marne albe bituminoase ») și intercalații relativ subțiri (10 cm) de menilite. Se pot observa treceri de la marne albe bituminoase la menilite; uneori se găsesc și adevărate calcare. Se mai adaogă gresii curbicorticale, marne cenușii dure, micaferă, precum și argile negre foarte șistoase, cu aspect disodilic. În unele gresii se găsesc foarte rare intercalații centimetrice de cărbune brun lucios și sferosiderite. Gresiile prezintă de multe ori concrețiuni sferoidale, urme de plante, uneori glauconit și extrem de rari Nummuliți de talie mică. Ele amintesc, atât ca aspect petrografic, cât și ca fel de alterație, Gresiile de Fusaru-Stârmina.

În perimetru cartat nu se găsește un profil complet al Oligocenului. Un asemenea profil poate fi urmărit ceva mai la E, începînd din V. Spinului și trecînd spre WNW prin Dealul Gogoasa la Rozavlea. În profilul acesta, peste Eocen apar marne argiloase și marno-calcare, care suportă gresii de tip Borșa cu trovanți

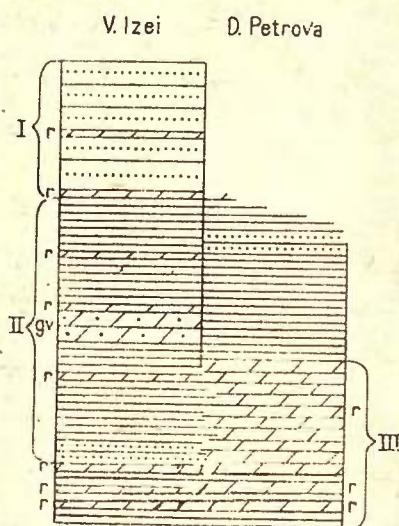


Fig. 1. -- Coloana litologică a Eocenului.
I, Gresie de Strîmtura; II, Complexul gresomarnos cenușiu cu hieroglife; III, Strate de Petrova; r, intercalații de marno-argile roșii și verzi; g.v., Gresie de Voroniciu.

și cu intercalații de marne brune, ușor bituminoase. Acestea ar fi orizontul de bază al Oligocenului. Peste el urmează gresii curbicorticale, alternînd cu marne cenușii, dure. Marnele acestea, cu fețele nisipoase, micaferă, amintesc de aspectul Stratelor de Pucioasa. Urmează gresii în bancuri puternice, care alternează cu gresii curbicorticale, în plăci, și cu marne dure, cenușii, ce prezintă concrețiuni de marno-calcare silicificate. Peste acest pachet se aşează gresii friabile în alternanță cu marne cenușii, marno-calcare bituminoase și menilite. Către partea superioară a pachetului se găsesc marne cu intercalații subțiri (1 cm) de argilă alb-gălbui, cu aspect de bentonit. Profilul Oligocenului se întregește în Vf. Gorunilor, unde apare un ultim pachet de gresii, care la partea cu totul superioară conțin glauconit.

Ca facies, Oligocenul din regiune se apropie de acel al zonelor celor mai interne ale Carpaților orientali și se constată analogii, pe de o parte cu Stratelor de Pucioasa, iar pe de altă parte, în unele nivele, cu Stratelor de Vinețîșu (intercalațiiile de argile bentonitice) și cu Gresia de Fusaru. Se constată însă un caracter mai pronunțat detritic, care se traduce prin pachete puternice de gresii, intercalate la toate nivelele, și prin lipsa aproape completă a disodilelor, care par și ele a fi înlocuite cu orizonturi gresoase. Acest lucru ar explica și grosimea mare a Oligocenului din regiune, care pare a fi în jurul a 2500 m.

Orizontarea de detaliu a Paleogenului din regiune nu este complet rezolvată;



deocamdată am separat cartografic numai Eocenul de Oligocen, precum și unele complexe litologice mai caracteristice. Separarea Eocenului de Oligocen, în lipsă de fosile, a fost făcută pe criterii litologice, bazate mai ales pe aspectul marnelor și argilelor și mai puțin pe acela al gresiilor. Subliniez însă din nou, că anumite gresii din Eocen sunt cu totul caracteristice și nu pot fi confundate cu gresiile oligocene din regiune. Aspectul general al alterațiilor poate fi în regiune un indicator util, ca și aspectul general al reliefului, criterii de deosebire care trebuie însă utilizate cu multă prudență. Astfel gresiile oligocene, mai slab cimentate, dau un relief mai domol. Marnele eocene, prin alterație capătă o nuanță verzuie, și produc pe pante curgeri cu totul caracteristice.

În ceea ce privește orizontarea Eocenului trebuie arătat că intercalațiile de marne și argile roșii și verzi nu pot fi considerate, deocamdată, orizonturi-reper sigure, deoarece ele apar la mai multe nivele. Este adevărat, că în Stratete de Petrova asemenea intercalații au grosimi importante și apar ca un component predominant al suitei de depozite. Spre S și W aceste intercalații roșii însă, par să treacă în complexul greso-marnos cenușiu cu intercalații de gresii masive de tip Tarcău. Microfauna Stratelor de Petrova ar indica trecerea de la Senonian la Paleocen. Mai putem spune, că Gresia de Voroniciu se situează către partea inferioară a Eocenului, iar Gresia de Strîmtura la partea lui superioară. Adică, aşa cum am arătat la descrierea Eocenului, succesiunea stratigrafică ar fi: Strat de Petrova la bază, urmate de complexul greso-marnos cenușiu cu Gresia de Voroniciu, iar la partea superioară Gresia de Strîmtura (fig. 1).

În privința Oligocenului putem spune deocamdată, că se disting patru orizonturi: un orizont de marno-calcare și gresii în bază, un al doilea orizont greso-marnos cu gresii curbicorticale, un al treilea cu gresii puternice, marne, menilite, marno-calcare bituminoase și disodile, și un al patrulea orizont, constituit, la partea cu totul superioară, din gresii cu glauconit (fig. 2.).

Faza de sedimentare a Paleogenului pare să fi fost continuă. O problemă încă nerezolvată este aceea a prezenței Aquitanianului. Acest ultim termen al Oligocenului ar putea să fie cuprins în partea superioară a Gresiilor de Borșa și anume în gresiile cu glauconit, de tipul celor

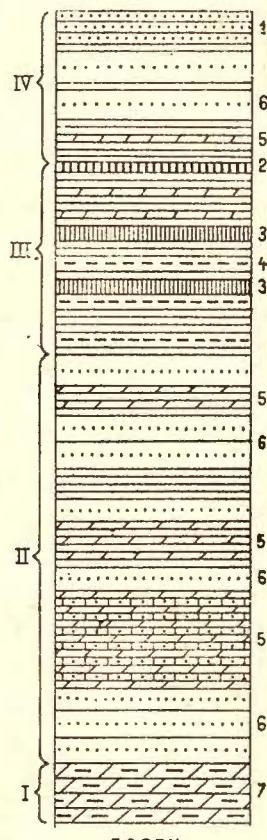


Fig. 2. — Coloana litologică a Oligocenului.

I, gresii cu glauconit; 2, argilă bentonitică; 3, menilite; 4, marno-calcare; 5, marne dure și gresii curbicorticale; 6, gresii; 7, marne bituminoase. I, orizontul inferior de marno-calcare și gresii (orizontul bituminos inferior); II, orizontul inferior greso-marnos cu gresii curbicorticale; III, orizontul gresos menilitic (orizontul bituminos superior); IV, orizontul gresos superior cu gresii glauconitice (Aquitanian?).

din Vf. Gorunilor, care ar putea fi comparate cu gresiile cu glauconit din Stratele de Cornu din Muntenia.

Neogenul ocupă aproximativ un sfert din suprafața cartată și anume partea de W și SW și este constituit dintr-o alternanță de marne și gresii, la care se adaugă tufuri dacitice, gipsuri și conglomerate. Depozitele acestea se repartizează Tortonianului și Sarmățianului.

Tortonianul apare discordant pe Paleogen și începe la bază cu o serie de tufuri dacitice de grosimi importante, care alternează cu marne cu Globigerine și gresii. Culoarea generală a tufurilor este albă, uneori verzuie-albăstruie. Tuful dacitic prezintă o serie de varietăți, grosiere gresoase în bază, pînă la cinerite aproape curate, avînd și variate grade de silicifiere. Acest complex are o grosime în jurul a 250 m și l-am atribuit Tortonianului prin comparație cu Tuful de Dej, echivalent al Orizontului Tufurilor cu Globigerine din Subcarpați. Deasupra complexului de tufuri din bază se aşează un complex marnos cu intercalații relativ subțiri de gresii friabile, uneori tufacee, precum și tufuri dacitice subțiri, uneori cu grosimi de numai cîțiva centimetri. Acest complex comportă o intercalație de gips de cca 2 m grosime. La nivelul acestui complex apar izvoare sărate și sulfuroase. Complexul nu pare a se dezvolta cu o grosime constantă; el are cca 200 m la Poienile Glodului, subțîindu-se la 180 m, 120 m spre N, pînă dispare la Slătioara. Înînd seama de faciesul lagunar al depozitelor (gipsuri), de prezența izvoarelor sărate și de faptul că acest complex are în bază Tuful cu Globigerine, putem considera că el reprezintă formațiunea cu sare, echivalentul breciei sării din Subcarpați. Acest lucru se sprijină mai ales pe poziția masivelor de sare de la Coștiui și Ocna Șugatag¹). Deasupra formațiunii lagunare se aşează, la Poienile Glodului și pe V. Slătioarei, un pachet de gresii dispuse în bancuri uneori de aproape 1 m grosime care alternează cu marne șistoase. Gresiile sunt fine sau grosiere, micaferă, relativ slab cimentate și prezintă urme de plante. Marnele șistoase pot deveni predominante (Slătioara) și atunci au aspectul caracteristic al Șisturilor cu Radiolari. Uneori gresile prezintă noduli de *Lithothamnum* (V. Izvorul Cald). Am considerat că putem echivala complexul descris mai sus, care în regiune are o grosime în jurul a 150 m, cu orizontul Șisturilor cu Radiolari din Subcarpați, deoarece dezvoltarea locală a gresiilor și nisipurilor este cunoscută în acest termen al Tortonianului atât din Muntenia cât și din Oltenia. Deasupra complexului care constituie Orizontul Șisturilor cu Radiolari urmează, în profilul Văii Slătioara la Glod, în V. Coțobanului la Poienile Glodului, precum și pe P. Izvorul Rece, marne asociate cu un tuf dacitic subțire, urmate de un pachet de gresii friabile cu urme de plante, care alternează cu intercalații subțiri de marne. Peste acestea din urmă se găsește un pachet de marne cenușiu-

¹) S. NĂSTĂSEANU. Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet–Ocna Șugatag (în volumul de față).



albăstrui, compacte și cu spărtură concoidală. Atât în pachetul de marne asociate cu tuf dacitic, cât și în marnele compacte de la partea superioară se găsesc exemplare de *Spirialis*, foarte numeroase în marnele cu tuf, mai puțin frecvente, și piritizate, în marnele superioare. Dintre cele două nivele de marne cu *Spirialis*, separate printr-un pachet de gresii, dacă nivelul inferior mai poate eventual încă apartine complexului Șisturilor cu Radiolari (fiind cunoscută prezența genului *Spirialis* în Orizontul Șisturilor cu Radiolari din Subcarpați), nivelul superior de marne poate fi considerat, ca și în Subcarpați, ca termenul superior al Tortonianului.

Grosimea Tortonianului este în jurul a 700—800 m. El este așezat fie direct pe Eocen, fie direct pe Oligocen, ceea ce ne face să presupunem, că după Oligocen regiunea a suferit o ridicare. Faptul că peste Paleogen se așează diferite nivele ale Tortonianului, Marnele cu Globigerine din bază, așezate direct pe Eocen la Strîmtura, sau pe Oligocen la Poienile Glodului—Botiza, Șisturile cu Radiolari la Slătioara pe Eocen, Marnele cu *Spirialis* la Glod deasemeni direct pe Eocen, arată că Tortonianul este discordant și transgresiv.

Trebue subliniat că depozitele Tortonianului din regiune sunt susceptibile să fie grupate în aceleași complexe ca în Subcarpați, adică de jos în sus, Complexul Tufurilor cu Globigerine, Formațunea cu sare și Complexul Șisturilor cu Radiolari, cu Marnele cu *Spirialis* ca termen superior (fig. 3). Dealtminteri analizele micropaleontologice au confirmat, pe de o parte, vîrsta tortoniană atribuită de noi suitei de depozite descrise mai sus, iar pe de altă parte au constatat prezența acelorași asociații microfaunistice ca în Subcarpați pentru Complexul Tufurilor cu Globigerine din bază și pentru Șisturile cu Radiolari. Deocamdată însă complexele amintite nu au putut fi urmărite cartografic peste tot și de aceea, pe harta noastră nu figurează în Tortonian ca separații decît tufurile dacitice și gipsurile.

Sarmatianul este dispus în continuitate de sedimentare peste Tortonian și apare deasupra Marnelor cu *Spirialis* din profilul P. Izvorul Rece de la Glod, fiind constituit dintr-o alternanță de marne cu filme de nisip și de gresii friabile în plăci, peste care urmează un conglomerat ce suportă o altă alternanță de marne și gresii. La partea inferioară se găsește în marne o intercalație de 15 cm de nisip tufaceu¹⁾. Local (Coștiui, Slătioara, V. Oanța) se găsește un strat de tuf dacitic

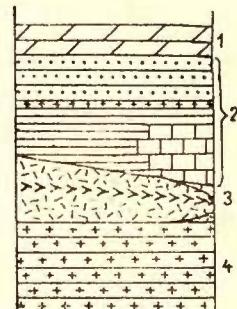


Fig. 3. — Coloana litologică a Tortonianului.

1, Marne cu *Spirialis*; 2, Complexul șisturilor cu Radiolari; 3, Formațunea sării; 4, Complexul tufurilor cu Globigerine.

¹⁾ În campania din 1953, care a urmat după susținerea în ședință a comunicării de față am găsit, în P. Izvorul Rece de la Glod, deasupra intercalației de nisip tufaceu de 15 cm, în niște marne, o faună care, determinată de M. TUDOR și G. MOISESCU, a pus în evidență prezența speciilor *Mactra eichwaldi*, *Modiolus sarmaticus*, *Syndesmia reflexa* EICHW., *Ervilia dissita* EICHW. și *Donax cf. hörnensi* SINZ., ce indică vîrsta volhiniană.

de 1—2 m. Acest tuf este comparabil într-o oarecare măsură cu Tuful de Ghiriș din Bazinul Transilvaniei. Deoarece deocamdată nu am putut urmări cartografic peste tot Marnele cu *Spirialis*, nici limita Sarmațian-Tortonian de pe harta noastră nu este peste tot riguroasă; menționez însă, că în V. Coțobanului la Poienile Glodului, am găsit peste Marnele cu *Spirialis* exemplare mici de *Ervilia* și *Ostracode*.

Sarmațianul din regiunea noastră are o grosime în jurul a 1000 m.

Menționăm că local în Maramureș Sarmațianul îmbracă un caracter flișoid, cind este constituit dintr-o alternanță deasă de marne și gresii în plăci, cu hieroglife (Sarmațianul de la Vad și cel de pe P. Siva).

Cuaternarul. În afara de aluviuni, conuri de dejecție, pornituri, etc., sunt de menționat terasele. În ceea ce privește Valea Izei menționăm numai, că atât șesul aluvial cît și terasele, între Rozavlea și Strîmtura, se îngustează treptat de la S la N, pentru a dispare în dreptul Pasului Surduc de la Strîmtura, unde Iza taie chei în gresii eocene. În aval de aceste chei, către șesurile Tisei, terasele Izei cîștigă din nou în importanță.

Menționăm deasemeni platforma structurală din Dealul Cornul Dumbrăvii la S de Rozavlea, în malul stîng al Izei. Platforma se găsește aproximativ la aceeași altitudine (600 m) cu placa de aglomerate andezitice de la Dragomirești, în care s-au găsit resturi de *Congeria*. Platforma din D. Cornul Dumbrăvii este acoperită cu blocuri mari de andezite rulate și foarte rare resturi de aglomerate andezitice. Ea ar putea reprezenta un Pliocen superior, dar mai curînd un Pleistocen. Aceeași platformă, cu aceleași caractere, se găsește și la altitudinea de 540 m, imediat la S de o importantă linie de fractură (Falia Runcului), ceea ce poate arăta că acea linie a jucat și foarte recent.

Depozitele deluviale se găsesc la Glod, dar capătă o mare dezvoltare mai la W, în afara perimetrlui cartat. Aceste depozite sunt constituite din blocuri de andezite rulate, de dimensiuni variabile, amestecate cu lehm de pantă. Materialul andezitic a fost furnizat de erodarea înălțimilor de la S și SW (Gutăiul, Văratecul, etc.), precum și de numeroasele iviri de Eruptiv care fac relief.

Depozite la fel constituite acoperă și majoritatea interfluviilor din bazinul Rîului Mara. Probabil că această cuvertură a fost mult mai continuă, dar prin eroziune materialul a fost în parte îndepărtat și redepus în aluviuni și conuri de dejecție.

Eruptivul. În interiorul perimetrlui cartat sunt de menționat andezitele de la Glod, care apar în Măgura sau Gruiul Borcutului. De la distanță această înălțime de formă conică are aspectul unui neck sau unei cupole. Coastele abrupte ale dealului sunt acoperite cu un puternic grohotiș de pantă, alcătuit din fragmente de andezit negru. Cercetată de aproape, se constată existența unor iviri de andezit negru, constituind filoane-strat puternice, intercalate în depozite sarmatiene. La contact se găsesc roce coapte, putîndu-se urmări întreaga gamă de la roce



neafectate de contact pînă la roce coapte. Menționez deasemeni în V. Mlăcilor la Glod, un filon-strat de andezit negru, de 15 cm grosime. Tot la Glod, pe P. Izvorul Cald, în legătură cu o faliie, se găsesc izvoare carbo-gazoase cu depuneri de tufuri calcaroase.

Tectonica. Paleogenul prezintă o serie de cute cu direcție generală SW—NE. Cutele apar mai strînse în apropierea liniilor de falii, unde se observă strate redresate și răsturnate, cum sănt acelea din partea de SE a regiunii și la Glod. Către porțiunea de N și NW a regiunii Eocenul descrie cîteva ondulații mai largi, ușor aplecate spre E (Pl. I). Neogenul apare mult mai slab cutat și pare să muleze un relief premiocen. El se dezvoltă într-un sinclinal larg cu complicații secundare. În regiunea cartată ne situăm pe flancul estic al acestui sinclinal.

Ceea ce caracterizează însă tectonica regiunii sănt faliiile.

Dintre acestea cea mai importantă este Falia Runcului, pe care am pus-o în evidență încă din 1951. Ea este o faliie inversă, cu direcție SW—NE și cu înclinare nord-vestică. De-a lungul acestei falii longitudinale partea inferioară a Eocenului din compartimentul nord-vestic ridicat vine în contact cu partea superioară a Oligocenului din compartimentul sud-estic căzut. În apropierea faliei Paleogenul prezintă mici cute bordiere strînse și strate răsturnate. Falia Runcului a fost urmărită între Poienile Glodului și Rozavlea pînă aproape de Leordina. Ea se continuă dincolo de V. Vișeului, în regiunea cercetată de D. PATRULIU. Această faliie separă la NW zona ridicată Petrova-Rozavlea sau Blocul Petrova, de zona coborîtă Bocicoel-Dragomirești sau grabbenul Dragomirești, la -SE.

Alte două falii transversale, cu direcție aproape E—W, afectează Oligocenul și separă compartimente, care coboară în trepte spre S. În compartimentul cel mai sudic se păstrează Tortonian, ceea ce arată că el este relativ mai coborît decît compartimentul imediat mai la nord, în care Tortonianul lipsește. Aceste două falii, aproape paralele, sănt la nord Falia Șieu, iar la sud Falia Vf. Gorunilor—Vf. Maniția. De-a lungul celei de a doua există o apariție restrînsă și dubioasă de Eocen.

În fine, Falia Izvorul Cald—Măgura, situată la Glod, afectează depozitele neogene. În apropierea faliei apar cîteva ușoare ondulații locale și cîteva răsturnări de strate. În P. Izvorul Rece faliia afectează Tortonianul superior, aducînd în contact tectonic marnele cenușii compacte cu *Spirialis* cu gresiile de sub ele. În legătură cu această faliie apar pe P. Izvorul Cald izvoare carbonataate.

* *

Regiunea Bîrsana—Strîmtura—Rozavlea—Slătioara—Glod reprezintă, față de bazinile de pe rama cristalină a Maramureșului (Bazinul Borșei și Bazinul Ruscoviei), o zonă interioară și de mare mai adîncă, în care se dezvoltă un Paleogen cu facies de Fliș. Bazinile de pe rama cristalină, cercetate în ultimul timp de către D. PATRULIU, comportă și depozite neritice, cum sănt gresii cu Lamel-



libranchiate, calcare recifale și calcare stratificate, depozite care lipsesc în regiunea noastră.

Regiunea noastră structural constituie o zonă ridicată, atât față de bazinile de pe rama cristalină (de-a lungul unei falii situată pe V. Vișeului), cât și față de o zonă acoperită cu Neogen, care se întinde către W până aproape de Masivul Gutăi. De-a lungul Faliei Runcului regiunea noastră este ridicată spre N și separată de zona Dragomirești, mai coborâtă, zonă care la rîndul ei este coborâtă și față de Masivul Rodnei, de care este despărțită prin Falia Izei.

Întreaga zonă de la nord de Falia Runcului, din care face parte și regiunea noastră, pare să prezinte o afundare axială către N, deoarece la Rona Paleogenul se acoperă periclinal cu depozite neogene.

Considerațiuni generale. Pe proiectul de hartă 1:500.000 Maramureșul era tratat ca o prelungire a Bazinului Transilvaniei, cu cele două golfuri de Paleogen, Bazinul Ruscovei și Basinul Borșei, separate între ele prin Cristalinul Vaserului. Deasemeni pe această hartă se dădea o extindere mare Aquitanianului.

Cercetările din ultima vreme, ca și observațiile noastre, au pus în evidență prezența unui Flis paleogen, astfel încât depozitele terțiare din Maramureș relevă afinități mai mult cu Carpații orientali decât cu Bazinul Transilvaniei. Din această cauză am socotit că este potrivit să facem aici cîteva considerațiuni cu privire la Maramureș în ansamblul său. Lucrul acesta a devenit posibil abia după două campanii de lucru pe teren, după comunicările făcute în anul trecut, după discuțiile purtate pe marginea lor, precum și după executarea hărții de ansamblu la scara 1:100.000.

În cele două campanii de lucru pe teren am cercetat, împreună cu Gr. POPESCU și D. PATRULIUS, mai multe profile în diferite sectoare ale Maramureșului.

După harta de ansamblu la scara 1:100.000, care cuprinde toate lucrările de cartare executate în Maramureș, am construit trei profile schematicice. Două din ele sunt transversale și țin de la Cristalinul din E până în lanțul eruptiv de la W, iar al treilea este aproape longitudinal și ține între Falia Runcului la N și Falia Izei la S (Pl. I.).

Din analiza hărții de ansamblu și a profilelor și în urma discuțiilor purtate împreună cu Gr. POPESCU și D. PATRULIUS, am considerat în Maramureș următoarele zone:

Zona bazinelor de pe rama cristalină estică,

Zona Petrova—Rozavlea (care ține între V. Vișeului și V. Izei),

Zona Ocna Șugatag—Bârsana (care ține între Gutăi și V. Izei),

Zona Bocicoel—Dragomirești,

Zona Șetrev.

Acstea zone prezintă anumite deosebiri în privința faciesului depozitelor paleogene care intră în constituția lor și, în general, sunt separate astăzi prin liniile de fălie.



Căutînd să arătăm legătura între aceste zone, precum și modul cum s-au putut individualiza, am pus la contribuție, atît observațiile făcute de noi, cît și datele care au fost culese în ultimul timp, pentru a încerca o privire de ansamblu asupra Maramureșului ca zonă de sedimentare.

Formațiunile care iau parte la constituirea Maramureșului sunt Șisturile cristaline și un Sedimentar vechi, Jurasicul superior - Berriasianul care apare în klippele pienine, Cenomanianul, Turonian-Senonianul și Terțiarul.

Jurasicul superior - Berriasianul din klippele pienine este cunoscut de la S. ANTON și de curînd cercetat de R. DIMITRESCU și M. BLEAHU.

Cenomanianul de pe rama cristalină estică este constituit din Gresia de Tibău, conglomerate cuarțoase, Conglomeratele de Măgura Coșnii. El este cunoscut de la ZAPALOWICZ și KRÄUTNER și cercetat de curînd de M. SOCOLESCU, și mai ales de către D. PATRULIUS și R. DIMITRESCU.

Turonian-Senonianul este constituit din Gresiile de Măgura Coșnii, marne roșii și cenușii albicioase cu Globotruncane și Inocerami. Ivirile Senonianului de marne roșii sunt restrînse și apar în situații speciale la Romuli, Botiza, Poiana Botizei, Pasul Șetrev, etc.

În ceea ce privește Terțiarul, avem de considerat în primul loc Paleogenul, care este cel mai răspîndit. Pe rama cristalină apar depozite neritice, iar spre centrul zonei de sedimentare, depozite de mare mai adîncă.

Astfel, în bazinile de pe rama estică, după cum arată D. Patrulius, Eocenul este constituit din conglomerate, gresii (Gresia de Prislop și Muncel), calcare recifale și calcare stratificate, gresii cu Lamellibranchiate și marne cu Foraminifere (Marnele de Gura Vaserului). Oligocenul este constituit din șisturi argiloase cu Pești, Stratele de Valea Carelor, complexe bituminoase, marne cu Cyrene, Gresiile de Birțu și Gresia de Bâtrîna, iar la partea superioară complexul Gresiilor de Borșa și complexele bituminoase superioare.

În zonele centrale ale Maramureșului Eocenul este reprezentat prin Stratele de Petrova, complexul greso-marnos cenușiu cu hieroglife, Gresiile de Strîmtura. În Oligocen găsim complexul Gresiilor de Borșa și complexe bituminoase.

Am arătat în capitolele precedente care este punctul nostru de vedere în ceea ce privește Aquitanianul.

În privința Neogenului, din datele de pînă acum s-a constatat lipsa Mediteraneanului I. Burdigalianul ar lipsi în Maramureș, el se găsește însă la S în Bazinul Transilvaniei în Stratele de Hida împreună cu Helvetianul; de asemenea în SW Rodnei în Seria de Salva (A. KOCH, I. PĂTRUȚ). Mediteraneanul II începe în Maramureș cu Tortonianul; urmează apoi Sarmatianul și Pliocenul. Neogenul ocupă astăzi în Maramureș zonele coborîte, atît zona de N și W, cît și zona coborîtă de la Dragomirești.

Depozitele paleogene ale Maramureșului îmbracă un facies de Fliș, asemănător cu faciesurile cele mai interne ale Flișului paleogen din Carpații orientali. Flișul paleogen depășește ca întindere cadrul depresiunii morfologice a Mara-



mureșului, de aceea zona de sedimentare a acestui Fliș este mai largă, ea întinzându-se între Cristalinul Carpaților orientali la E și NE și Cristalinul din Preluca Lăpușului și cel al Rodnei la SW.

Către marginile zonei astfel conturate se găsesc depozite cretacic-superioare și paleogene cu facies neritic, dar centrul este ocupat de depozite paleogene de mare mai adâncă cu facies de Fliș tipic și de molasa neogenă. Faciesul de Fliș al depozitelor, ca și dislocațiile, precum și aparițiunile de Eruptiv, arată că avem de-a face cu o zonă labilă supusă mișcărilor. Este vorba de fapt de o fosă, alungită în direcția Carpaților orientali, umplută cu depozite de Fliș, un Fliș care spre margini cuprinde și depozite neritice.

Pentru a încadra poziția Fosei Maramureșului față de arcul carpatic ne-am folosit de schema lui M. V. MURATOV¹⁾. Acest autor concepe Carpații orientali ca având o structură anticlinală, complicată de elemente structurale de ordinul I și de ordine superioare. Astfel central se dezvoltă mega-anticlinalul Carpaților orientali, care cuprinde o zonă cu Cristalin («Masivul maramureșan»). La răsăritul zonei centrale se dezvoltă un flanc extern, care se întinde pînă în vorland, iar către interior se dezvoltă flancul sud-vestic și cel nord-vestic. Pe flancul estic extern se dezvoltă geosinclinalul Flișului Carpaților orientali, iar pe flancul intern se dezvoltă geosinclinalul pienin.

Fosa Maramureșului este situată pe flancul intern, adică în zona geosinclinalului pienin. După noi, acest flanc intern se întinde între Cristalinul din Preluca Lăpușului și Cristalinul din Munții Maramureșului și Masivul Rodnei. Maramureșul se situează deci pe zona centrală a Carpaților orientali, către interior, și constituie o fosă internă (Pl. II).

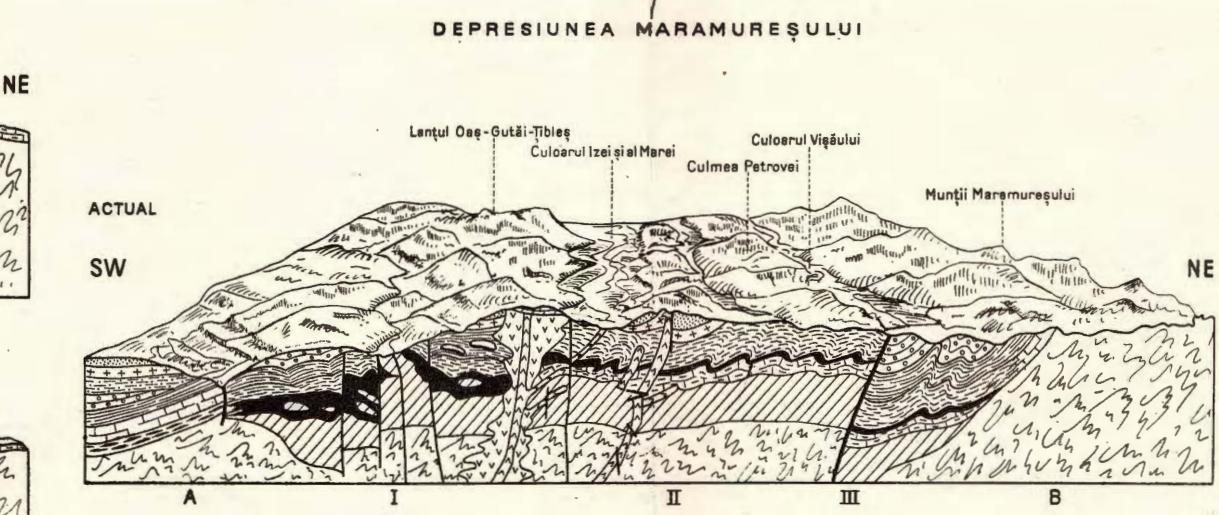
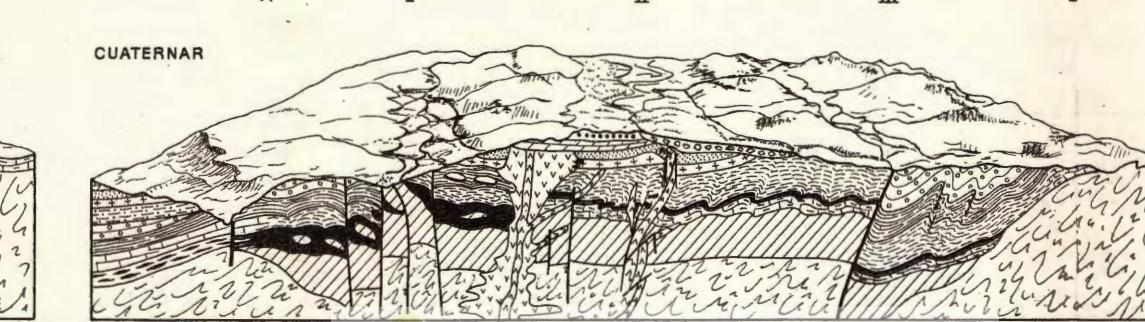
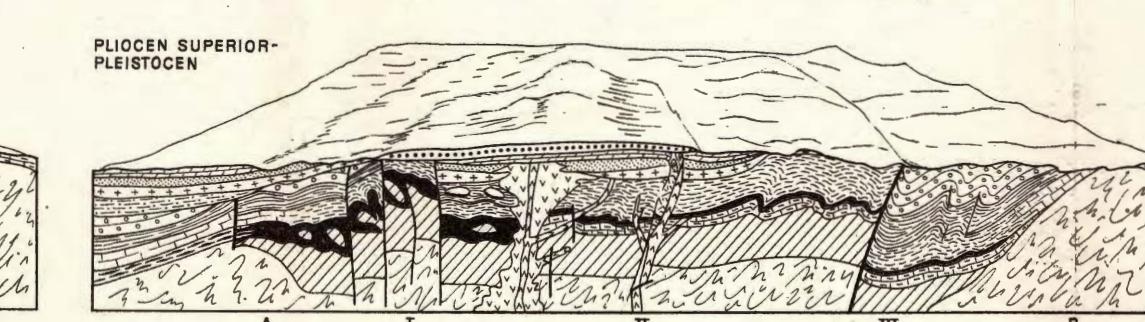
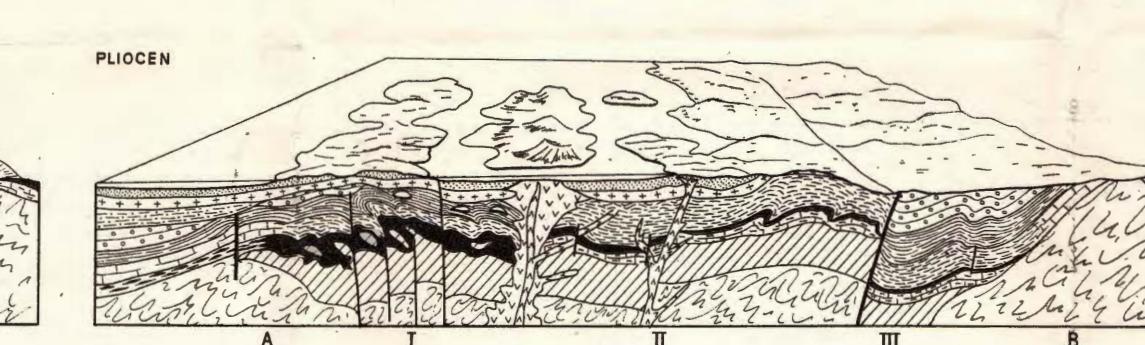
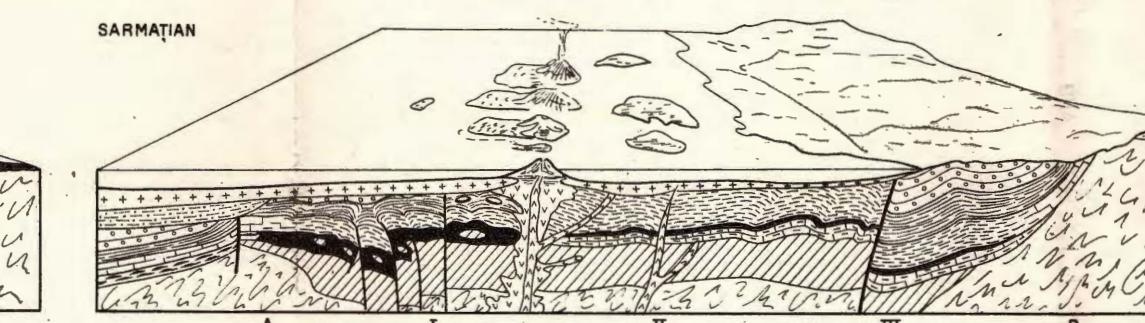
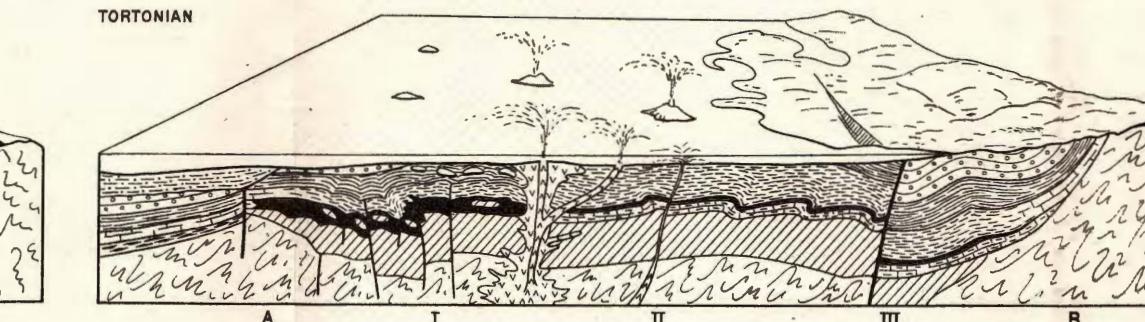
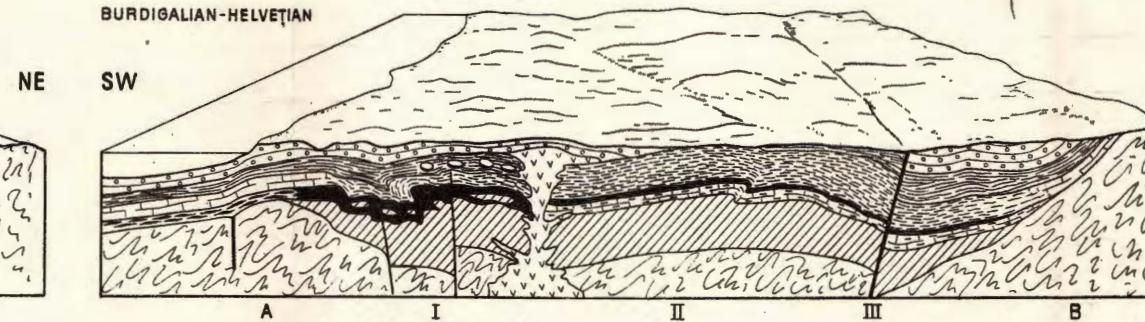
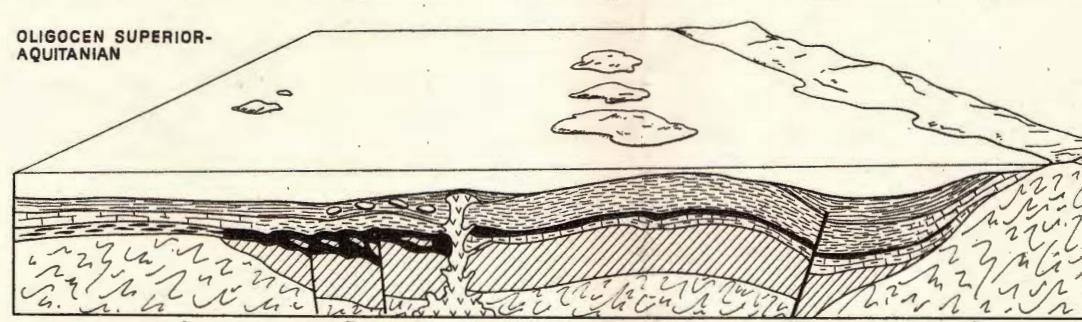
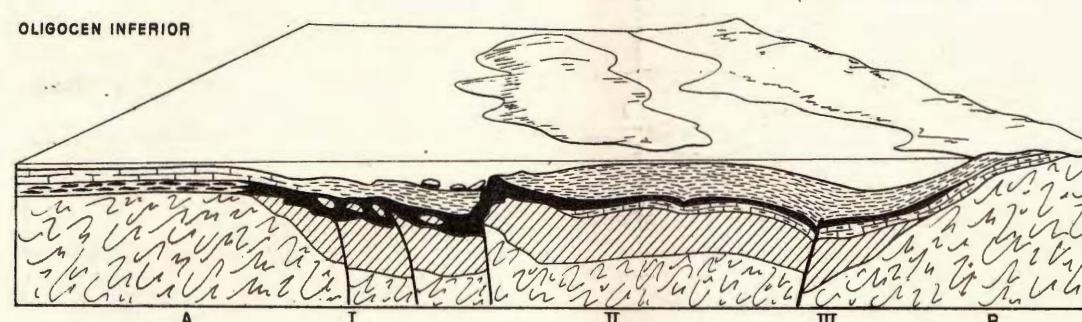
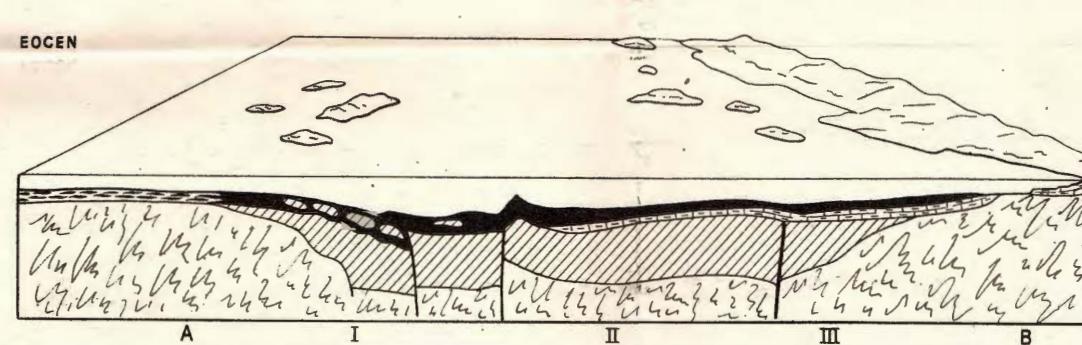
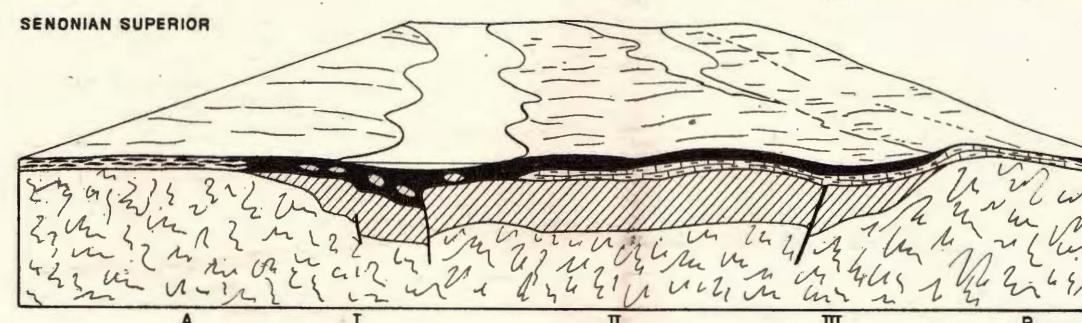
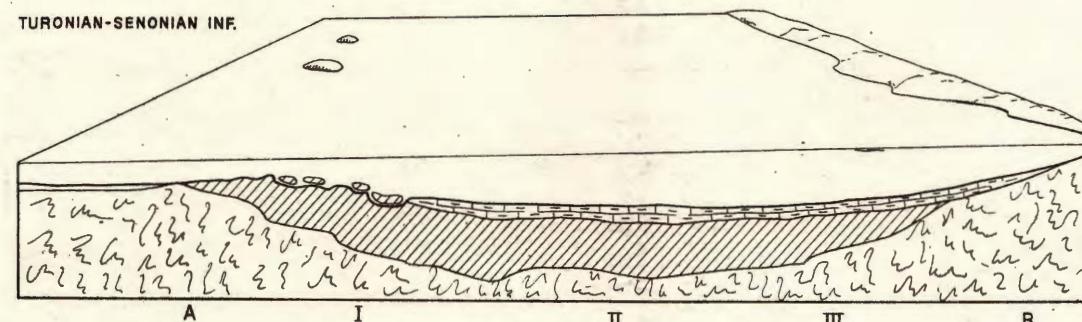
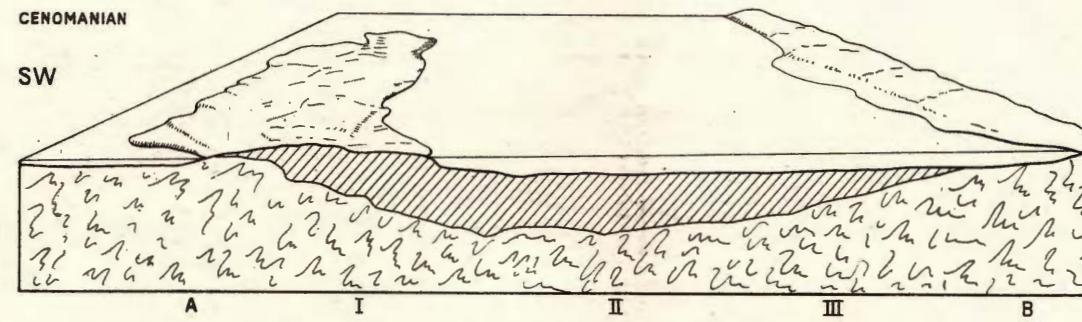
Fundamentul acestei fose prezinta inițial un relief structural, care s-a imprimat de la început în sedimentare, și care astfel a condus la individualizarea zonelor enumerate.

Astfel zona Petrova—Rozavlea sau blocul Petrova prezintă în ansamblu un flanc răsăritean, zona bazinelor de pe rama cristalină estică împreună cu grabenul Dragomirești, și un flanc apusean, zona Ocna Sugatag—Bîrsana. Rama sudică și Vestică a fosei maramureșene, Cristalinul Rodnei și Lăpușului, prezinta o pantă relativ lină către sud și un abrupt către nord. Acest abrupt constituie zona Șetrev. Zona Șetrev se prelungeste spre W foarte probabil în regiunea klippelor pienine de la Poiana Botizei. Aceasta a fost zona cea mai adâncă a fosei maramureșene și cea mai afectată de mișcări, Eruptivul punindu-se în loc de-a lungul unor linii situate aproximativ în această zonă. Zona Petrova—Rozavlea, care urmează imediat mai la E, este o regiune ceva mai ridicată.

Fosa Maramureșului, situată pe flancul intern al masivului cristalin al Carpaților orientali, se instalează pe o zonă care după Cretacicul mediu trebuie

¹⁾ Tectonica S.S.S.R. Tom. II. Tectonica i istoria razvitiia alpiischi geosinclinalnoi oblasti iuga evropeischi ciasti S.S.S.R. i copredelnih stran. Moscova-Leningrad, 1949.



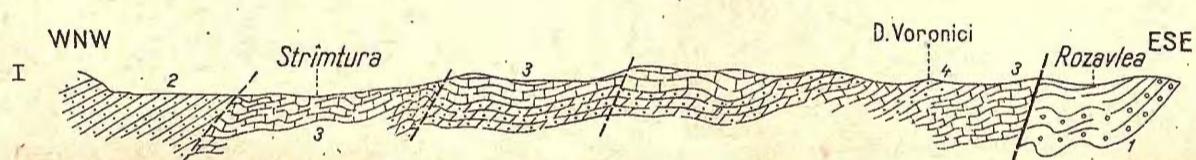
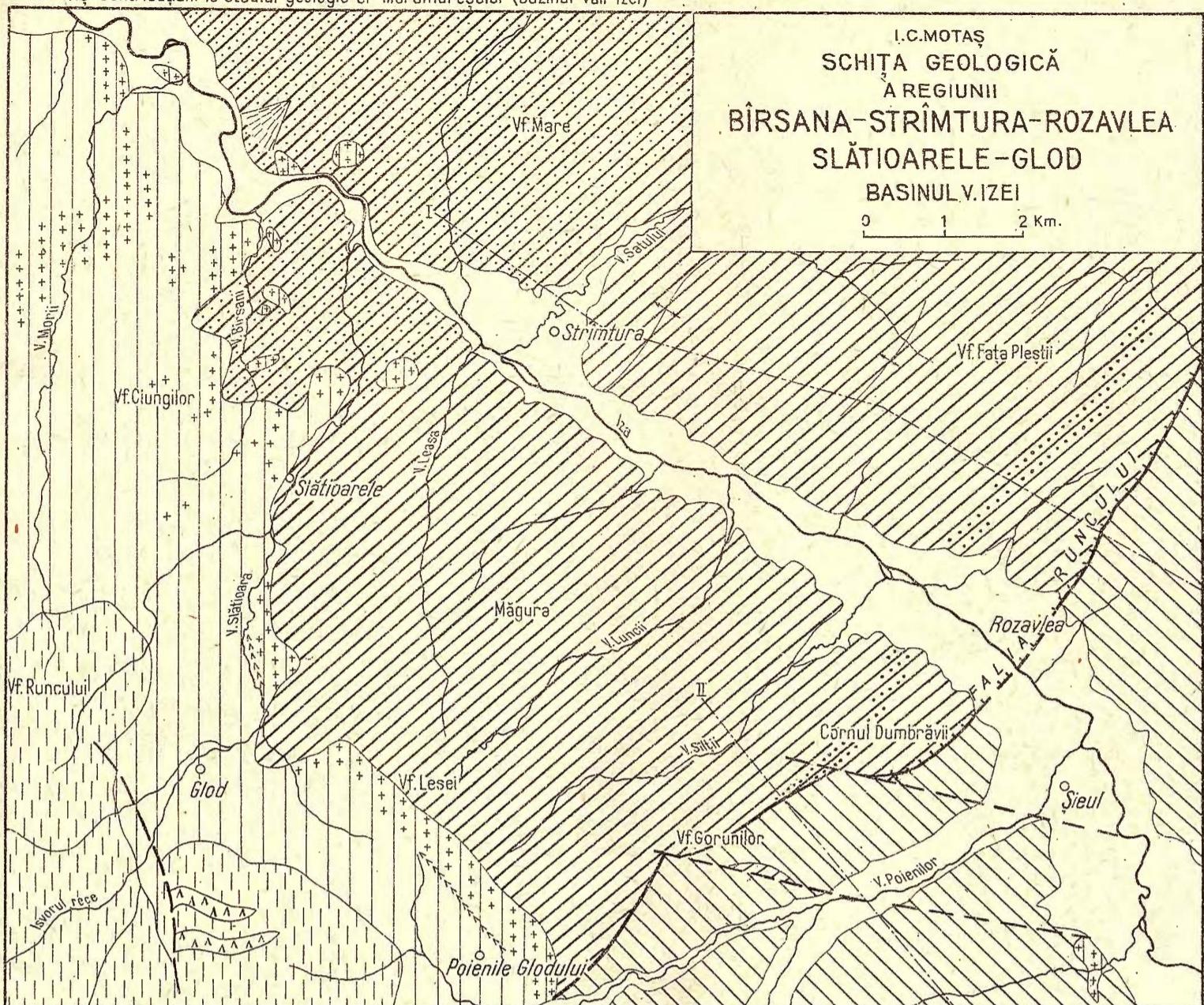


I.C. MOTAS

EVOLUȚIA FOSEI MARAMUREȘULUI

LEGENDA

- Deluvii cu blocuri de andezit
- Aglomerate andezitice Pliocen
- Sarmatian
- Tortonian
- Helvetic-Burdigalian
- Oligocen superior+Aquitanian
- Oligocen inferior
- Eocen
 - Facies dolomitica
 - Facies neritic
- Senonian
 - Facies pelagic (marne cu bloboștruncane)
 - Facies neritic
- Cenomanian
- Mesozoic inferior
- Cristelin
- Andezite
- Klippe de Senonian+Eocen în Stratul de Valea Carelor
- Klippe pieritoare (Tithonic-Berriassian)
- A Cristelinul din Preluce Lăpușului și Rodna
- B Cristelinul M-tilor Maramureșului
- I Zona Șetrev
- II Blocul Petrovei
- III Zona bazinelor de pe rama cristalină estică și grebenul Dragomirești

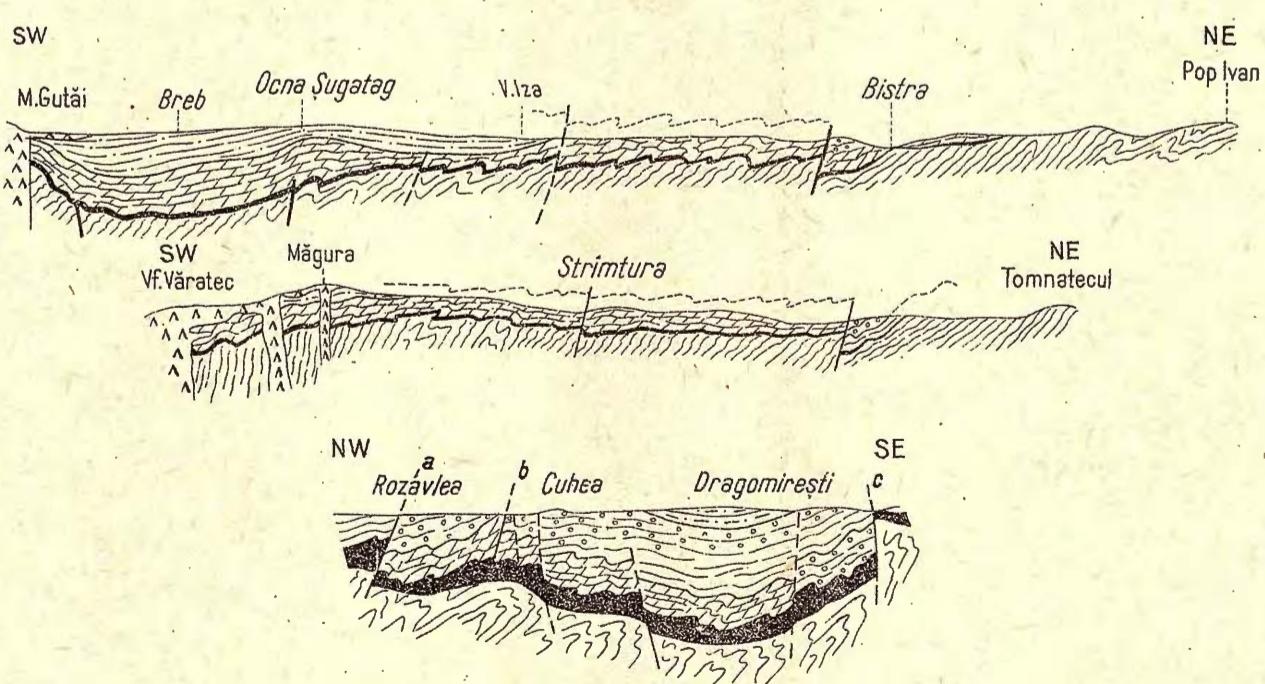


LEGENDA

[Symbol: White box]	Terase și eluviumi
[Symbol: Vertical hatching]	Sarmatian
[Symbol: Horizontal hatching]	Tortonian
[Symbol: Diagonal hatching]	Oligocen
[Symbol: Vertical dashed lines]	Gresia de Strîmțura
[Symbol: Diagonal dashed lines]	Eocen (facies de fliș)
[Symbol: Dotted pattern]	Gresia de Voronici
[Symbol: Triangular pattern]	Andezit
[Symbol: Plus signs]	Cinerite
[Symbol: Arrows]	Gipsuri
[Symbol: Line]	Folie



PROFILE SCHEMATICE IN MARAMUREȘ



să fi fost ridicată. Începînd cu Cretacicul superior are loc o coborîre, cînd se depune transgresiv Cenomanianul cu facies neritic. Coborîrea se accentuiază în Turonian și Senonian, iar în Paleogen fosa se instalează definitiv ca o arie de acumulare maximă, care comunica pe la nord cu zona de sedimentare a Flișului de pe flancul extern al mega-anticlinalului. În porțiunile periferice ale fosei se sedimentează depozite neritice, iar către zonele mai adînci din centru se depune Flișul propriu-zis. Scufundarea fosei este mai pronunțată decît scufundarea Depresiunii Transilvaniei, de care este despărțită prin cordiliera Rodna—Preluca Lăpușului, și unde depozitele îmbracă un facies neritic-epicontinental.

Tinînd seama de repartizarea faciesurilor Paleogenului, zonele de care am vorbit trebuie să fi fost schițate încă din Eocen.

În Oligocen, cînd zona centrală a Carpaților orientali se ridică deplasînd spre E zona de sedimentare a Flișului carpatic, au loc deplasări simetrice și în spate, pe flancul intern. Astfel, pe acest flanc, în Oligocenul inferior se depun Stratele de Valea Carelor, cu o alcătuire litologică specială, în care sînt incluse și iviri de Senonian-Eocen. Din alcătuirea litologică a lor reiese, că Stratele de V. Carelor s-au depus în condiții de sedimentare foarte instabile. De aceea aparițiile de Senonian-Eocen legate de Stratele de V. Carelor sînt interpretate de Gr. POPESCU, ca pachete mari de strate alunecate pe pantele submarine și căzute, în Oligocenul inferior, în zona de depunere a Stratelor de Valea Carelor. Ridicările de pe care ar fi curs asemenea pachete de strate puteau să aibă aspectul unor cordiliere, care se situau în zona Șetrev.

În Oligocenul superior se depune complexul Gresiilor de Borșa, care la partea superioară începe să releve faciesul de molasă.

În Paleogen Fosa Maramureșului era deci legată facial cu zona de sedimentare a Flișului din Carpații orientali. Localizarea fosei pe partea internă a zonei centrale carpaticice are ca rezultat depunerea unui Fliș de tipul faciesurilor celor mai interne carpaticice, însă cu un caracter ceva mai grosier, care constă în frecvența mai mare a intercalărilor de gresii masive.

În Burdigalian pare să aibă loc o ridicare generală, însotită de accentuarea fragmentării în blocuri. Astfel, se separă zone ridicate ca blocul Petrova și zona Șetrev, iar între ele o zonă coborită, grabenul Dragomirești. În Tortonian are loc o nouă coborîre. Acest termen se depune transgresiv pe un relief preexistent; totodată magmatismul se manifestă prin erupțiuni din care rezultă depunerile de tufuri dacitice. Tortonianul ocupă astăzi porțiuni relativ joase, cum sînt zona Ocna Sugatag—Bîrsana, grabenul Dragomirești și partea de N a blocului Petrova.

În Sarmatian, zona Șetrev, împreună cu zona bazinelor de pe rama estică, par să fi fost regiuni de sedimentare minimă, în care predomina eroziunea, în contrast cu zona Ocna Sugatag—Bîrsana și partea de N și W a blocului Petrova. După Sarmatian sînt puse în loc sill-urile și filoanele de andezite. În Pliocen sedimentarea continuă în zonele joase, iar în Pliocenul superior se formează placa de aglomerate andezitice.

Începînd din Tortonianul superior Fosa Maramureșului pare să fi fost legată facial și de zona de sedimentare a Depresiunii Panonice. Mișcările de la sfîrșitul Pliocenului și din Cuaternarul vechi ridică întreaga regiune. Aceste mișcări se resimt eventual și pe liniile principale de dislocație (Falia Runcului). Eroziunea din Cuaternar este mai activă în zonele ridicate (zona Șetrev, blocul Petrova, bazinele de pe rama estică), iar acumulările au loc în zonele joase (grabenul Dragomirești, zona Ocna Șugatag—Bârsana, plonjul nordic dinspre Tisa al blocului Petrova), unde terasele văilor și formațiunile deluviale au o dezvoltare mare.

Din cele expuse mai sus subliniem următoarele: Fosa Maramureșului ține de zona centrală a Carpaților orientali. Ea își începe evoluția în Cretacicul superior și se definitivează în Eocen. Fundamentul fosei, care ține de geosininalul pienin, este relativ aproape și inițial prezenta un relief structural, care s-a imprimat de la început în sedimentare.

Liniile de dislocație principale sunt un ecou al fundamentului; ele s-au format și accentuat odată cu sedimentarea ca niște zone funcționale care au jucat în tot timpul mișcărilor. Noi privim evoluția acestei fose ca un efect al unor mișcări pe verticală, în care diferențele blocuri ale fundimentului au jucat unele față de altele.

Etapele principale în evoluția Fosei Maramureșului sunt acelea din Paleogen, cînd se schițează zonele amintite și cînd Maramureșul ținea ca facies de zona de sedimentare a Flișului carpatic. O etapă importantă pare a fi cea din Oligocen. În etapele neogene Fosa Maramureșului pare să fi ținut facial de zona de sedimentare a Bazinului Transilvaniei și a Depresiunii Panonice. Această schimbare de apartenență, în ceea ce privește faciesul depozitelor, începe din Tortonian superior - Sarmatian și ține pînă la sfîrșitul Pliocenului. Mișcările cele mai recente readuc Maramureșul în zona muntoasă.

Dacă schițarea evoluției geologice are un caracter preliminar și poate suferi modificări pe măsura îmbogățirii cunoștințelor noastre cu privire la stratigrafia și tectonica de detaliu, o concluzie care se impune este aceea, că Fosa Maramureșului ca zonă de sedimentare este strîns legată de arcul carpatic propriu-zis și nu este o prelungire a Depresiunii Transilvanie.

Şedința din 27 martie 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

— D. GIUȘCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. ȘTIOPOL și R. DIMITRESCU. — Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest. (Comunicare preliminară).

Regiunea pe care o prezentăm în studiul de față este situată în sud-vestul Masivului cristalin Poiana Ruscă, fiind delimitată în felul următor: la nord ea



se oprește la o linie care trece prin Vf. Pohia, Vf. Dăii și Vf. Padeșul, la est se întinde pînă în Vf. Boul și P. Glăvanului, la sud, zona cuprinde o mică parte din Bazinul Rusca Montană, iar la vest ea se mărginește cu Bazinul Caransebeșului.

Literatura anterioară asupra acestei regiuni se mărginește la două note ale lui FR. SCHAFARZIK, din 1903 și 1905¹⁾.

Lucrările de cartare au fost începute în anul 1943, de către D. GIUȘCĂ, fiind continuante apoi în colaborare cu M. BILOIU; ultimele revizuiri au fost făcute de R. DIMITRESCU în 1952. Studiul petrografic parțial a fost efectuat în colaborare cu D. RĂDULESCU și V. ȘTIOPOL.

Fundamentul regiunii este format din șisturi cristaline; peste acestea se aşează sedimente mesozoice. Ulterior, toate aceste formațiuni au fost străbătute de erupțiuni banatitice. În această ordine vom descrie și noi unitățile care constituie regiunea cuprinsă în limitele indicate mai sus.

I. Formațiunile cristaline. 1. *Seria cristalină epizonală.* Șisturile cristaline care apar la nordul unei linii ce trece prin gura Văii Nădrăgelului, tăind V. Sălaşelor la 1 km amonte de gură, P. Cîrlonțului, Vf. Fintinilor și ajungînd imediat la sud de Vf. Boul, aparțin unei serii tipice de epizonă. Sînt reprezentate în acest complex îndeosebi șisturi cuartitice-sericitice (muscovitice) și șisturi cloritoase cu muscovit (sericito-cloritoase). Spre Vf. Padeș seria este bogată în filonașe de cuarț. Intercalații de cuarțite albe apar în special spre Vf. Dăii și Vf. Bordarului. În partea de nord-vest a regiunii, pe V. Nădrăgelului, V. Iacobi și V. Satului, predomină filite slab metamorfozate, uneori cu aspect satinat.

Calcarele cristaline nu sînt prea frecvente; cîteva lentile se observă la nord și la sud-vest de Vf. Dăii. Exceptional apar șisturi amfibolice, ca pe V. Bordarului, sau filite slab biotitice (Dîmbul cu Fer).

O a doua zonă, cu aceleași caractere petrografice, apare la sud de Nădrag, pe V. Mare spre Crivina, pe Văile Izvodiei, Brădoanea și Aninoasa și pe cursul mediu al Văii Cornetului, ajungînd pînă în V. Tincovei spre sud. În această zonă, calcarele cristaline iau o dezvoltare mai mare pe Văile Brădoanei și Cornetului. Cuarțitele sînt destul de frecvente; cuarțite negre apar la sud de Vf. Pocoinii. Seria epizonală mai apare de asemenea spre Ruschița, pe V. Negrii.

În secțiuni subțiri se observă că șisturile cloritoase cu muscovit, rocele reprezentative pentru această zonă, sînt formate din cuarț, clorit și muscovit; ca elemente accesoriai apar apatitul, oxizi de natură limonitică și turmalina. Raportul cantitativ cuarț: (clorit + muscovit), în mod normal, este totdeauna în favoarea cuarțului. Față de muscovit, cloritul este acel care predomină de cele mai multe ori.

¹⁾ SCHAFARZIK FR. *Jahresberichte der k. ung. geol. R.-A. f. 1903*, Budapest.
— *Jahresberichte der k. ung. geol. R.-A. f. 1905*, Budapest.

Amîndouă mineralele au lamelele riguros orientate, astfel că șistozitatea rocei este pregnantă.

Scăderea cantității de cuarț, pînă la totala lui absență, dă naștere în unele cazuri la faciesuri cu totul deosebite ale șisturilor cloritoase. Roca se reduce la o asociație de muscovit (sericit) și clorit, locul prim ocupîndu-l muscovitul. Se pot observa uneori situații cu totul particulare, caracterizate prin prezența unui fals clivaj, determinat de o accentuată încrețire a lamelelor.

2. *Seria cristalină mesozonală* ocupă o bandă așezată aproximativ est—vest de-a lungul Văii Nădragului, prelungindu-se la est spre Ruschița și ocupînd o porțiune de teren între cele două zone cu metamorfism mai slab arătate mai sus; de asemenea, de la sud de V. Tincovei se regăsește aceeași serie de mesozonă, care trece spre sud la un masiv de gnaisse oculară.

În acest complex mai puternic metamorfozat se pot distinge zonele descrise mai jos.

a) În lungul limitelor de contact cu epizona ale bandei nordice, ocupînd porțiuni de lățimi inegale, se observă o serie de roce cu biotit și clorit. Sub microscop remarcăm că asociația care caracterizează această zonă este: cuarț — albit — biotit — clorit, la care se adaogă în majoritatea cazurilor și granatul; în cantități subordonate și variabile apare și muscovitul.

Prezența în cantități destul de importante a albitului în această serie de roce este remarcabilă; trebuie să menționăm însă faptul că între acestea se intercalează și micașisturi fără albit.

Fondul rocei este constituit din plaje de cuarț și albit; acestea sunt străbate de strate subțiri bine delimitate de minerale micacee. Biotitul se prezintă de cele mai multe ori într-o varietate brun-verzuie, cu pleocroism foarte accentuat pînă la galben pal. El este în general intim asociat cu cloritul. Relațiile de succesiune în formarea acestor două minerale sunt greu de descifrat și în orice caz puțin concludente; cîteva incluziuni de biotit în cuarț sau în albit ar pleda în favoarea transformării biotitului în clorit, și nu invers.

Relațiile dintre clorit și porfiroblastele de granați sunt însă mult mai evidente. Distrugerea granațiilor ne apare în diverse stadii: cloritizarea poate atinge o pătură subțire, la periferie, sau poate avansa în interior sub forma unei rețele. În stadii mai avansate, granatul va apărea scheletiform și se ajunge frecvent la cloritizarea sa totală, uneori cloritul formînd pseudomorfoze perfecte cu conurile nete idioblastice ale granatului dispărut.

Pe două profile în apropierea contactului cu șisturile epizonale (V. Haiducului și V. Sălașielelor), paragnaisele și micașisturile descrise mai sus prezintă fenomene de milonitzare. Cuarțul și albitul sunt zdrobite pe anumite fișii și transformate într-un mortar fin, granulele avînd o extincție puternic rulantă. Structura este blastomilonitică, cataclaza fiind urmată de o recristalizare; se observă unele benzi de cuarț larg dezvoltat și fără extincție rulantă.



Rocele descrise fac parte dintr-o serie net polimetamorfică. Cele două faze de metamorfism s-au succedat în felul următor: după transformarea sedimentului primordial într-un șist de mesozonă, caracterizat prin prezența granatului și a biotitului, a urmat o fază retromorfă, datorită unui metamorfism de dislocație; fenomenele diaftoritice (cloritizarea granatului și biotitului) sunt însotite de alocuri și de milonitizări.

În mod excepțional se dezvoltă în unele puncte ale aceleiași zone, forma de șisturi biotitice cu epidot. Asociația de minerale este clorit + biotit + calcit + epidot (+ cuarț + albit). Primul, în asociație cu biotitul, formează un fond pe care se desemnează cristalele de epidot și calcit; epidotul apare în cristale scurt prismatice sau echidimensionale; ele formează în mod obișnuit aglomerări. Epidotul este un pistacit cu cca 20% Fe (2V cca 80°; x:c = 3—4°; pleocroism accentuat). În spațiile dintre lamelele de clorit și biotit se găsește calcit. În cristale mici și subordonate cantitativ apar cuarțul și albitul.

b) Cea mai mare parte a mesozonei este formată din paragnaise și micașisturi cu granați, în care se intercalează pe alocuri amfibolite (Padina Sclifei, V. Cornetului, V. Strîmba, V. Negrii, P. Lupului), șisturi talcoase cu actinot (P. Lupului), șisturi tremolitice cu magnetit, calcare cristaline marmoracee (V. Mare, V. Nădragului, V. Cornetului și V. Fîntînilor) și sideroze cu almandin și biotit.

Parogenezele caracteristice rocelor din această serie sunt următoarele:

Cuarț — muscovit — granat ± albit,

Cuarț — muscovit — biotit — granat ± albit.

Prezența în cantități variabile a albitului, care formează împreună cu cuarțul masa fundamentală, face ca rocele să aparțină fie grupului paragnaiselor, fie grupului micașisturilor.

În varietățile mai micacee, muscovitul formează împreună cu biotitul strate care alternează cu cele de cuarț și albit. Dimpotrivă, cînd nu apar în cantitate mare, lamelele sunt răspîndite în toată roca, putînd chiar să fie izolate între ele. Biotitul nu este aproape niciodată bine dezvoltat.

Granatul se prezintă în indivizi de 0,1—3 mm, brăzdați de incluziuni subțiri, arcuite în formă de S.

Micașisturile cu granați prezintă și două faciesuri speciale: micașisturile cu albit porfiroblastic și micașisturile grafitoase.

Porfiroblastele de albit, în habitus prismatic, pot ajunge la 10 mm lungime. În genere porfiroblastele sunt orientate în planul de șistozitate, dar sunt foarte abundente și cele ale căror direcții de alungire fac cu acest plan un unghi pînă la 30°. Maclațiunile sunt foarte frecvente; indivizii sunt asociați după legea albitalui, dar numai câte doi. Conținutul în An este totdeauna neînsemnat.

Micașisturi mai mult sau mai puțin granatifere cu grafit sunt răspîndite pe V. Cornetului precum și pe afluenții Văii Negrii. Sub microscop, pe lîngă apariția grafitului, se remarcă prezența biotitului în cantitate mare, în lamele



largi, cu conture neregulate. Este o varietate brun-deschisă, aşa cum numai excepțional apare în celealte roce; are abundente aureole pleocroice. Caracteristic este faptul că, mai mult decât oricare alte roce, acestea prezintă foarte frecvente aspecte de cutare, de frământare foarte accentuată. Pe o lungime de 1 mm se pot întâlni în benzile grafitoase 3—4 cute complete.

În partea mediană a seriei de mesozonă sunt întâlnite frecvent lentile, de dimensiuni în general reduse, de amfibolite. Sub microscop se remarcă următoarele caractere principale:

Amfibolul, care formează constituentul principal al rocelor, este de obicei o hornblendă verde-albăstruie, cu pleocroism foarte accentuat; verde-albăstrui după *ng* și verde pal, aproape gălbui, după *np*. Subordonat apare însă uneori și actinotul. Cristalele prismatice, de 3—4 mm lungime, prezintă o orientare comună.

Al doilea constituent esențial al amfibolitelor este feldspatul plagioclaz în general nemaclat; numai rareori apare maclat polisintetic după legea albitalului. Conținutul în anortit ajunge în mod excepțional la 45%; în general însă este cuprins între 10—25%. An, de obicei predominând oligoclazul acid față de cel bazic.

Epidotul este și el aproape totdeauna prezent, în cantități foarte variabile însă. Apare în granule mici, care formează de preferință aglomerațiuni. Uneori apare zoizitul, în special ca inclusiuni în plagioclaz sau în hornblendă.

Mineralele enumerate mai sus sunt însoțite, subordonat, de biotit sau de granat. Cuarțul apare totdeauna în cantități mici, de asemenea și calcitul.

Ca minerale accesorie cităm: sfenul, care apare uneori ceva mai abundant, și apatitul, iar rutilul și magnetitul apar cu totul sporadic.

Caracterele acestor roce le situează între faciesul amfibolitelor cu plagioclaz și faciesul amfibolitelor cu epidot și albit. Începutul de transformare a plagioclazului duce la formarea granulelor de epidot, în proporție inversă cu conținutul în anortit rămas încă în compoziția feldspatului. Caracterul de para-amfibolite este pretutindeni vizibil.

Într-un singur punct, pe V. Nădragului, apare o lentilă subțire la care s-ar putea presupune o origine eruptivă; sub microscop se observă un agregat compact de cristale fine de hornblendă, pe acest fond apărând unele rare cristale mult mai larg dezvoltate din același mineral. Subordonat apare biotitul. Remarcabilă este prezența rutilului în cantități mult mai mari decât cele obișnuite.

Între amfibolitele comune și paragnaise se situează unele gnaisse amfibolice, la care procentul de hornblendă este mai scăzut, în schimb cuarțul are o parte mai mare în constituția roci.

c) Regiunea Padina Sklifei este caracterizată printr-un metamorfism și mai intens, pus în evidență printr-o dezvoltare faneroblastică a paragnaiselor muscovito-biotitice și prin apariția, alături de porfiroblastele de granați de dia-



metre pînă la 5 mm, a staurolitului și a distenului. Tot în această regiune apar și injecțiuni pegmatitice.

d) Pe V. Strîmba, într-o zonă situată lateral față de gnaisele oculare, este deschisă o serie de gnaise muscovitice. Compoziția mineralologică a acestora este relativ simplă: asociația caracteristică este cuarț + feldspat potasic — feldspat plagioclaz — mice. Detaliile structurale ale rocei pot fi cuprinse în noțiunile granoblastic-homeoblastic și poikiloblastic. Textura este șistoasă; cu totul excepțional se observă și un slab aspect lenticular.

Pe lîngă cuarț, care este constituentul principal al rocei, apare feldspatul potasic (uneori microclin) și feldspatul plagioclaz (un oligoclaz cu cca 15% An), în proporții diferite unul față de celălalt.

Gnaisele prezintă varietăți mai feldspatice sau mai micacee; muscovitul pare a fi mai frecvent decît biotitul, iar acesta este deseori asociat cu cloritul.

Granatul este destul de des întîlnit în gnaise. Ca minerale accesorii semnalăm rutilul, sfenul, apatitul și magnetitul. Dăm ca, exemplu compoziția mineralologică medie a unora dintre gnaise: cuarț 60%, feldspat potasic 15%, feldspat plagioclaz 5%, mice 20%.

e) Bine deschis pe V. Tincovei și pe V. Vălișoarei și ajungînd la est pînă spre izvoarele Văii Strîmba, apare un masiv de gnaise oculare. Tranziția spre seria de paragnaise se face gradat, realizîndu-se prin intermediul unor injecțiuni aplitice și pegmatitice lit-par-lit, cu dezvoltări oculare sporadice. Spre sud se trece de asemenea de la gnais la micașisturi în parte feldspatizate.

Gnaisele oculare sunt roce de culoare cenușiu-încisă, cu ochiuri albe de feldspat; în mod normal acestea sunt în jurul a 5 mm, mult mai rar ajungînd la 5–6 cm. Textura este șistoasă și bine pusă în evidență, datorită prezenței lamelelor de muscovit.

Constituenții mineralogici ai rocei sunt cuarțul, feldspatul potasic și plagioclazul, muscovitul, biotitul și cloritul.

Cuarțul formează granule echidimensionale cu conture neregulate. Extincția este accentuat rulantă. Cristalele de cuarț alcătuiesc benzi de 3–4 mm lărgime, care, împreună cu miclele, mulează ochiurile rocei.

Mineralele micacee alcătuiesc pachete, de regulă perfect paralele. Biotitul cu numeroase aureole pleocroice, este uneori cloritizat.

Plagioclazii, cu conture ovale, sunt foarte fin maclați; compoziția, foarte acidă, corespunde unui oligoclaz. Apar asociații în mică măsură cu cuarțul, de obicei cu elementele mari de feldspat potasic.

Feldspatul potasic apare în indivizi mari, uneori de ordinul centimetrilor; ochiurile rocei pot fi formate atât dintr-un singur individ, cât și din mai mulți. Cristaloblastele sunt totdeauna pline de inclusiuni.

Foarte frecvente sunt concreșterile myrmekitice; ele apar în formele cele mai caracteristice de concreșteri cuarț + plagioclaz, la limita dintre feldspatul plagioclaz și cel potasic.



Compoziția medie a roci este: cuarț 50%, feldspați 38%, mice 12%.

Am arătat mai sus că trecerea între gnaisele oculare și seria de paragnaise de la nord se face prin intermediul unei zone de injecții lit-par-lit.

Materialul sedimentar este constituit din strate subțiri micacee continui, care alternează cu planele de injecție. Micele sunt reprezentate prin muscovit și biotit, larg dezvoltate; alături de ele apar uneori cristale de hornblendă verde, fapt datorit intercalăriilor initiale de amfibolite din complexul cristalin.

Stratele micacee, a căror compoziție corespunde cu cea a paragnaiselor, alternează cu pături în compoziția cărora intră exclusiv ortoza, plagioclazul și cuarțul. Formele acestor minerale sunt totdeauna alungite, corespunzînd cu sistozitatea roci; spre deosebire de gnaisele oculare, dimensiunile tuturor cristalilor sunt de același ordin de mărime. În interiorul acestor benzi mai apar unele resturi de minerale micacee.

Compoziția mineralologică cantitativă este sensibil aceeași cu cea a gnaiselor oculare. Dimpotrivă, față de gnaisele muscovitice, diferența este evidentă: se observă un regres al materialului sedimentar (micele de la 20 la 12%), înlocuit printr-o cantitate corespunzătoare de material feldspatic (feldspați de la 18 la 38%).

Geneza masivului de gnais oculare și lit-par-lit, poate fi explicată printr-o injecție pegmatitică, însotită în timpul metamorfismului de o metasomatoză parțială a elementelor micacee din parașisturi, care duce la îmbogățirea în feldspați, structurile metasomatici fiind sterse în genere prin blasteză.

II. Formațiunile sedimentare. 1. Calcarele de vîrstă presupusă tithonică sunt roce negricioase sau cenușii, compacte, cu numeroase vine de sideroză. Ele repauzează în regiunea Căvăran peste micașisturi și sunt acoperite de depozite cretacic-superioare. Limita față de Cristalin se găsește pe flancul sudic al Văii Vălișoara, urmând o linie ușor sinuoasă. Limita depozitelor cretacice este mai complicată prin dezvelirea masei calcaroase spre D. Mare și V. Sinovei.

2. Cea mai mare parte a formațiunilor sedimentare din regiune sunt acele atribuite Cretacicului superior. În unele puncte, peste Cristalin se aşează o brecie cu elemente uneori enorme, alteori mai fine, constituite din Cristalinul subjacent. Dimensiunile neobișnuite ale unora din elemente, precum și legarea lor strânsă, fac ca la început brecia să se poată confunda cu un adevarat Cristalin în loc; aşa se întimplă, de pildă, pe V. Negrii, în aval de P. Lupului și pe V. Sarica.

În alte părți, Cretacicul începe direct cu depozite pelitice. Se pot pune însă în evidență uneori falii între Cretacic și Cristalin; o astfel de limită se poate urmări de la V. Cireșului (Lozna Mică) pînă la V. Negrii, falia dirijată vest-sud-vest — est-nord-est avînd o lungime de cîțiva kilometri. Falii mai



reduse se pot pune în evidență și la nord de Nădrag, sub Vf. Plopul și pe V. Cornetului.

În ansamblu, Cretacicul este format dintr-o alternanță de conglomerate, gresii, șisturi argiloase, marne gălbui nestratificate și marno-calcare dure, cenusii. Calcare cu intercalăriuni de silexuri apar la nord de Peștera. Pe V. Sarica se remarcă o ivire de marne roșii, în totul asemănătoare cunoscutelor marne roșii senoniene.

Cretacicul superior, în afara unei zone continui în sudul regiunii noastre, mai formează aflorimente izolate, de întinderi reduse, la nord și nord-est de Nădrag.

Fără relații evidente cu sedimentele cretacice, se astern direct peste Cristalin din D. Micșii pînă în V. Nădragului la gura Văii Babii, depozite piroclastice, ce deschid succesiunea venirilor banatitice. Sînt aglomerate andezitice cu blocuri sau fragmente de culoare verzuie sau violacee. Relațiile cu Sedimentarul se pot însă descifra în două iviri de Cretacic de la nord și nord-est de Nădrag; de asemenea în V. Sarica, pe Șeaua Iepii și pe V. Șoima, aglomeratele andezitice se intercalează spre partea superioară a seriei cretacice, deasupra lor urmînd conglomerate cu ciment tufaceu.

III. Eruptivul banatitic. 1. Ciclul magmatismului banatitic se deschide, aşa cum am arătat și mai sus, prin erupțiuni de andezite. Acestea apar în general sub forma unor filoane de dimensiuni mici; aria lor de răspîndire este situată la nord de o linie care ar trece prin V. Mare — Vf. Bataș, sud de V. Cornetul — V. Sarica. Numai în mod excepțional găsim andezite și la sud de această linie (V. Lurada).

Chiar și în regiunea indicată mai sus, andezitele formează o proporție redusă din numărul mare de filoane eruptive existente. Spre est însă, pe izvoarele Loznei și Negrii, andezitele ajung aproape să predomine printre corpurile eruptive mici.

Singurul masiv important andezitic apare pe Culmea Cornițelului și trece prin Șeaua Iepii spre est.

Reamintim aci prezența andezitelor în aglomeratele cretacice. Studiul petrografic arată pentru andezite o pastă cu structură micro- pînă la criptocristalină, în general alotriomorfă și rar avînd microlitele de plagioclazi dezvoltate prismatic. Ca mineral leucocrat apare în fenocristale, de dimensiuni în general reduse, plagioclazul frecvent zonat și cu conture corodate; quartul se întîlnește cu totul sporadic, fiind însă aproape totdeauna prezent în varietățile cu biotit.

Din punct de vedere al mineralelor melanocrate, deosebim o varietate de andezite cu biotit și hornblendă verde, o alta numai cu hornblendă, care poate fi parțial sau total opacitizată, și o a treia varietate, mult mai puțin răspîndită (apare spre est, în vecinătatea Bazinului Rusca Montană), în care apare piroxenul (augit), atît ca fenocristale cât și în pasta cu structură pilotaxitică.

Ca accesori, magnetitul predomină asupra apatitului și sfenului.



Analiza planimetrică a unui andezit de la sud de Vf. Dombra a dat următorul rezultat:

Pastă	53,23
Fenocristale:	
Cuarț	0,53
Plagioclaz	21,73
Hornblendă	21,75
Biotit	0,87
Magnetit	1,74

Ca alterări se observă uneori o sericitizare a pastei și unele carbonatări ale plagioclazului și hornblendei; mineralele melanocrate sunt uneori parțial cloritizate.

2. Corpul principal eruptiv este puternicul masiv granodioritic care se poate urmări din regiunea Tincova-Jdioara pînă în V. Cornetului, la confluența cu V. Aninoasa, trecînd pe la nord de Vf. Bataș. Lungimea masivului atinge astfel 8 km, iar lățimea variază destul de mult, între 4 km și 1 km, subîndu-se spre est. Aureola de contact, mult mai puțin acuzată la marginea de nord a masivului față de marginea de sud, unde ea atinge 3–4 km, ne face să presupunem forma masivului ca o lamă intrusă oblic, aproape concordant cu direcția șisturilor cristaline care cad spre sud.

Metamorfismul de contact produs de acest masiv localizat în șisturi cristaline a dat naștere unei întinse zone de corneene biotitice, cu andaluzit, marmore, skarne cu granat, diopsid, epidot, mergînd pînă la granatite și epidotite.

Un al doilea masiv granodioritic cu direcția vest-sud-vest – est-nord-est, lung de mai mulți kilometri, însă de o lățime constantă sub 1 km, apare în partea de est a regiunii, tăind Văile Lozna, Glăvanul, Șoima, Pîrful cu Cale și P. Rău. Și aici se observă că aureola de contact este mult mai dezvoltată pe aripa sudică, unde atinge lățimea de aproape 1 km, sugerînd o dispoziție înclinată către sud-sud-est a lamei eruptive. Intrusiunea acesteia a dus la formarea în Sedimentarul înconjurător a numeroase tipuri de conglomerate cornificate, corneene cuarțoase, amfibolice, cu granat și skarne granatifere și epidotice.

Sub microscop, granodioritele se disting prin textura lor masivă. În constituția lor se observă predominarea feldspatului plagioclaz, frecvent cu bogate structuri zonare. Conținutul în anortit a fost determinat la masa universală Fedorov; s-a întrebuitat atât metoda clasica a zonei simetrice sau a curbelor de migrație ale polilor diferențelor fețe, cît și noua metodă prin determinarea unghiurilor dintre direcțiunile ng , nm și np a doi indivizi maclați. Valorile obținute variază între 37 și 48% An. În plagioclazii zonați se observă numeroase recurențe, de tipul următoarelor: 44%, 29%, 35%, 25%, 35%, 22%. Alături de plagioclaz apar ca minerale leucocrate ortoza și cuartul. Ca minerale melanocrate sunt biotitul, uneori complet transformat în clorit (clinoclor sau pennin) și hornblenda verde, în proporții variabile unul față de celălalt.



Ca accesorii se întâlnesc magnetitul, apatitul și sfenul.

Raporturile cantitative dintre mineralele componente se pot observa din următoarele analize planimetrice:

	V. Lurada	V. Cornetu	V. Aninoasă	Dîmb. Măgurii	V. Cornetu
	%	%	%	%	%
Cuarț	24,47	21,92	23,20	6,41	12,89
Ortoză	22,37	18,27	13,33	17,10	17,42
Plagioclaz	38,11	43,51	48,09	37,00	49,26
Biotit	9,09	8,97	6,00	5,50	5,22
Hornblendă	4,90	9,29	7,64	32,10	14,05
Magnetit	1,04	—	1,50	1,80	2,00

3. Porfirele granodioritice sunt cel mai frecvent întâlnite în toate intrusurile mici. O mare parte din ele apar în vecinătatea masivelor granodioritice, cu care sunt probabil asociate, constituind eventual faciesuri marginale sau de apofiză ale acestora; la sudul masivului principal ele apar chiar alături de mici filoane granodioritice.

O altă serie de porfire sunt însă cu totul depărtate de masive și pot fi considerate ca intrusuni independente.

O regiune interesantă este cea situată între văile Lozna Mică (Cireșul), Pravățul și P. Negrii, în care stratele cretacice și Cristalinul sunt străbătute de cîteva filoane concordante de porfire granodioritice paralele cu masivul de granodiorit situat mai la sud.

Pasta porfirelor este holocrystalină, deseori cu elementele larg cristalizate (pînă la 0,1 mm); se observă uneori sub microscop structuri sferolitice, precum și concreșteri myrmekitice de cuarț și feldspat.

Ca fenocristale leucocrate apar plagioclazul, ceva mai puțin zonat decît la granodiorite, ortoza și cuarțul. Fenomenele de corozione, atât de frecvente la cuarț, se întâlnesc adeseori și la plagioclaz. Fenocristalele de cuarț sunt uneori înconjurate de o coroană de concreșteri granofirice.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate prin hornblendă verde și biotit, uneori ușor cloritizate. Ca minerale accesorii apar magnetitul, apatitul, zirconul și sfenul.

Dăm în continuare cîteva analize planimetrice de porfire granodioritice:

	V. Cruciță	V. Mică a Tincovei	V. Cruciță	V. Cornetu
	%	%	%	%
Cuarț	10,0	14,00	23,5	28,04
Ortoză	13,0	16,00	29,5	31,77
Plagioclaz	43,0	45,70	22,5	31,30
Myrmekit	18,5	—	—	—
Hornblendă	12,8	13,00	1,0	1,00
Biotit	1,8	8,57	2,5	7,47
Magnetit	0,8	3,00	1,0	1,00



4. Dacitele sînt mult mai rare în regiune; cele cîteva aparîtuni pe care le cunoaștem se situează exclusiv în vecinătatea imediată a celor două masive granodioritice.

În secțiuni subțiri prezintă caractere asemănătoare cu porfirele granodioritice, pasta microcristalină fiind însă mult mai fină (sub 0,02 mm); și aci se observă uneori structuri sferolitice izolate în jurul fenocristalelor de cuarț.

Ca fenocristale întîlnim: plagioclaz (cca 45% An), uneori puternic zonat, cuarț, biotit și hornblendă. Mineralele melanocrate, în special biotitul, au suferit cloritizări; la plagioclaz se observă uneori o fină rețea albitică și slabe epidotizări.

Mineralele accesoriei întîlnite sînt magnetitul, sfenul și apatitul.

Analizele planimetrice au dat următoarele rezultate:

	V. Cornetu 1	V. Tincovei	V. Cornetu 2	
	%	%	%	
Pasta	43,47	53,76	51,00	
Fenocristale:				
Cuarț	5,53	1,43	11,55	Pasta: (V. Cornetu 1) 13,04 cuarț
Plagioclaz	39,53	29,00	23,70	15,65 plagioclaz
Hornblendă	—	9,67	11,24	14,78 ortoza 43,47%
Biotit	2,00	3,22	—	
Clorit	7,90	—	1,82	
Magnetit	1,60	2,86	0,60	

5. Dioritele piroxenice și porfirele dioritice asociate lor au o extensiune foarte restrînsă, formînd un masiv de $2 \times 1,5$ km la Vf. Babei, în apropierea comunei Hăuzești.

Dioritele sînt caracterizate prin structura grăunțoasă, plagioclazul asocian-
du-se cu o proporție însemnată de minerale melanocrate. Între acestea predo-
mină augitul; el este însă întotdeauna însorit de biotit și, în cantități subordi-
nate, de hornblendă verde. Granulele de magnetit sînt foarte frecvente, apărînd
atît în masa rocei cît și ca inclusiuni în mineralele melanocrate.

Un diorit piroxenic asemănător este cel de la Muntele Găina (Munții Apuseni).

La porfirele dioritice, în pasta holocrystalină sînt prinse fenocristale de plagioclaz și de augit, însorit totdeauna de biotit și uneori de hornblendă verde. Magnetitul este abundant, fiind frecvent însorit în lungul conturelor minera-
lelor melanocrate.

6. În legătură cu un porfir dioritic cu hornblendă și piroxen situat izolat,
pe V. Nădragului în amonte de comună, se observă un interesant fenomen de
zeolitizare aproape totală a plagioclazilor. Locul acestora este luat de un mineral
incolor cu două direcții de clivaj, relief negativ, $-2V$ cca 40° , unghiul de extincție
 $ng/c = 34^\circ$, alungirea pozitivă; caracterele optice corespund cu cele ale laumon-
titului. În paralel se observă un fenomen de actinolitizare.



7. Pe V. Loznei Mari (Gloazărul), apar într-un punct roce ale căror caractere le apropie de trahite.

Structura pastei este trahitică, fiind formată din microlite prismatice de plagioclaz și de sanidin, dispuse subparalel. Sanidinul este frecvent maclat după legea Karlsbad; determinările făcute cu masa universală Fedorov au dat valori $2V$ de $30-40^\circ$.

Ca fenocristale nu apare decât plagioclazul. Determinările cu masa universală ne dau un conținut de $5-6\%$ An.

Hornblenda a fost total transformată în calcit și clorit. Despre această ivire este mai greu de afirmat că ar face parte cu certitudine din ciclul de erupții banatice.

IV. Tectonica. Concluziuni de ansamblu. Principala problemă tectonică ce se ridică în regiunea studiată este cea a relațiilor dintre diversele grupe de șisturi cristaline supuse unor intensități de metamorfism diferite.

Din primele cercetări asupra regiunii a rezultat ideea unei serii sedimentare unitare, care a suferit un metamorfism crescînd progresiv către sud.

Astfel, în zona de nord prelungindu-se spre Gladna și Luncani, apar filite extrem de slab metamorfozate, care abia într-o zonă mai sud-estică ajung adevărate șisturi cristaline de epizonă, corepunzînd zonei cu clorit. Înaintînd spre sud, s-ar trece prin intermediul unei zone cu biotit, la zona cu granați, reprezentată prin paragnaise și micașisturi, care ocupă extremitatea sudică a regiunii. Metamorfismul poate atinge sporadic un stadiu și mai avansat, ducînd pînă la formarea unei zone cu staurolit și disten.

Această concepție unitară are avantajul unei mai mari simplicități în interpretare. Anumite date ale terenului sănt însă greu de explicat în această ipoteză.

a) Privite din punct de vedere geometric, șisturile cristaline în ansamblul lor se prezintă într-adevăr concordante. Direcția lor generală este est—vest, cu oscilații de pînă la 40° în jurul acestei poziții. Aproape în totalitatea lor, șisturile cristaline înclină spre sud, cu valori cuprinse între 25° și 70° . O singură excepție găsim de-a lungul unei linii care, pornind din V. Mare, tăie văile Cornetu și Brădoanei; de-a lungul acestei linii, căderile sănt nordice, pe o fîșie de teren de $200-300$ m lărgime. Linia reapare pe V. Negrii, V. Lupului și ultimele căderi inverse sensului general le-am regăsit pe V. Ruschiței, la confluența cu Cracul Lung. Înclinările se normalizează apoi imediat spre sud.

Această situație aduce cu sine următoarele relații dintre diferențele grupurii de șisturi cristaline; rocele mai puternic metamorfozate stau deasupra celor mai slab transformate; ansamblul s-ar prezenta în această situație anormală cu căderi monoclinale spre sud în cazul că nu ar interveni la sud de Nădrag ușoara inflexiune despre care am vorbit. Aceasta aduce încă odată șisturile epizonale la suprafață, formînd un anticinal (sau o semi-fereastră tectonică).



Schimbarea sensului înclinării este frumos pusă în evidență de către calcarul cristalin care apare pe V. Cornetului imediat la sud de Nădrag; poziția anticlinală a acestuia este izbitoare, el afundîndu-se atât spre nord cât și spre sud de-a lungul Văii Cornetului, sub șisturile cristaline.

Remarcabil este de asemenea cum în regiunea Văilor Brădoanea, Aninoasa și Cornetu, mesozona ocupă înălțimile, pe cînd epizona apare în lungul văilor.

b) Privind din punct de vedere petrografic, avem în nord o serie epizonală tipică, ce trece spre sud la o serie de mesozonă. Urmează apoi din nou o zonă de roce mai puțin metamorfice, pentru ca să ajungem în sfîrșit iarăși la șisturi puternic metamorfozate, culminînd cu un masiv de gnais oculare. Se pune problema, cum se fac tranzițiile între aceste diverse zone și dacă există continuitate sau discontinuitate între ele.

Am arătat mai sus că între șisturile cuarțitice și sericito-cloritoase pe de o parte și paragnaisele și micașisturile cu granați, pe de altă parte, se poate pune în evidență o zonă în care coexistă minerale tipomorfe ca granatul, biotitul și cloritul, prezintînd indicii serioase ale unui metamorfism regresiv. Pe V. Haiducului și pe V. Sălaşielelor, în aceleași roce se observă efecte de cataclază.

La aceste lucruri, mai putem adăuga faptul că pe cînd seria cloritoasă este predominant cuarțoasă, odată cu apariția biotitului și granatului avem de-a face cu roce mai de grabă feldspatice; și în sfîrșit, că în regiunea Padina Skliefi, paragnaisele cu staurolit și disten sunt relativ foarte puțin distanțate de șisturile clorito-sericitoase.

Toate aceste date, împreună cu poziția anormală superioară a rocelor mai puternic metamorfozate peste cele mai puțin metamorfozate, ne conduc la ideea unor relații tectonice de șariaj; Autohtonul ar fi reprezentat de către seria nordică de epizonă, care mai apare odată în semi-fereastră la sud de Nădrag; pînza ar fi formată din seria sudică mesozonală. Sensul mișcării șariajului ar fi de la sud spre nord, iar vîrsta lui, rezultînd din lipsa unui Sedimentar al Autohtonului și din sensul mișcării (care nu poate fi getică), nu ar putea fi decît mai veche (hercinică). Amplarea deplasării în regiunea Tincova-Nădrag ar fi de ordinul a 12 km.

Este acum momentul să facem să intre regiunea noastră în cadrul mai larg al întregului masiv Poiana Ruscă. Seria de epizonă face parte din ceea ce se numește zona mediană, caracterizată prin roce cuarțoase-sericitoase; în zona nordică apar, în aceiași serie, complexe filitice mai slab metamorfozate.

Pe de altă parte, micașisturile și paragnaisele cu biotit, cu granați sau chiar cu staurolit și disten, însoțite de gnais oculare, sunt tipice pentru mesozona getică (Seria de Lotru) a zonei sudice din Poiana Ruscă.

L. PAVELESCU, în 1952¹⁾, a fost primul care a stabilit relații tectonice de tipul celor arătate și de noi, între cele două complexe cristaline. În aceeași

¹⁾ L. PAVELESCU. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVII. București, 1954.



ipoteză, datele noastre ar veni să aducă o confirmare, completată cu noi precizii în ceea ce privește vîrsta, sensul mișcărilor și amploarea lor.

— TÖRÖK Z. — Date noi asupra naturii maselor subvulcanice din Munții Călimani.

În cursul campaniei de lucru din vara anului 1952, am căutat să lămuresc problemele care sunt în strînsă legătură cu confirmarea existenței maselor subvulcanice intrusive în Munții Călimani, adică am urmărit zona de contact a sedimentelor metamorfozate caustic de la Dornișoara pînă la Pietrosul și în Valea Zebracului.

În comunicarea de față voi prezenta deci numai datele care lămuresc natura formațiunilor postamentului preefusiv, adică raportul sedimentelor cu masele intrusive subvulcanice.

1. *Formațiunile postamentului preefusiv (Paleogen).* Urmărind sedimentele paleogene (eocene) și raportul lor cu formațiunile eruptive subvulcanice și efuzive am reușit să lămuresc zona de contact spre vest de Valea Dornei prin urmărirea sedimentelor de contact între curbele de nivel 1200—1400 de la Măgura pînă la Strunior—Piatra Mare. Între zona de contact și Valea Dornei ivirile de sedimente sunt sporadice, fiind acoperite cu grohotișuri de pantă, sol și pornituri; totuși aceste sedimente trebuie să fie în realitate continue.

Spre SW de Dornișoara, la Cicera între Dorne, am constatat existența sedimentelor metamorfozate caustic pe o grosime de aproximativ 60—100 m a subvulcanului dioritic din pat și a Efusivului Faciesului de Colibița din acoperiș. Aici zona de contact este la 1320 m. În cracurile pîraielor Măgurii tot în jurul curbei de nivel 1300 sau ceva mai la vale găsim ivirile sedimentelor de contact. Roca *in situ* are cîteodată aspectul Eruptivului, dar prin lovire se desface în foi subțiri avînd o culoare sură, albăstrui-închisă. Sub microscop are structura aleuritică atunci cînd este o gresie metamorfozată și aleurito-pelitică atunci cînd este o marnă gresoasă metamorfozată caustic. Predomină cuarțul cu boabe foarte fine, roca e dură și zgîrie oțelul. După asociația mineralelor găsite în rocă, deducem că metamorfismul caustic a fost puternic, dar n-a atins sedimentele mai profund, pînă la cornificare.

Pe versantul estic al Bubei pînă la izvoarele Pîrîului Zgîrciu, sedimentele se urcă uneori pe pîraie pînă sus în creastă, la Poiana Terha. Aceste sedimente nu sunt metamorfozate, însă în vîi găsim totdeauna în abundență fragmente disaggregate din sedimentele metamorfozate. În P. Zgîrciu găsim iarăși contactul *in situ*, unde mantaua subvulcanului formează patul Efusivului Faciesului de Toplița, al brețiilor andezitice cu hornblendă.

P. Strunior are ca afluent pe dreapta P. Tihu. În această vale găsim un petec din sedimentele metamorfozate. Tranzitia acestora spre patul subvul-



canic format din diorit-porfirite cu piroxeni e atât de gradată încât trasarea limitei între sedimente și roca eruptivă este destul de dificilă. În acoperiș apar sedimentele vulcanogene ale Faciesului de Tihu care sunt reprezentate prin brecii de andezite cu piroxen ale Ciungetului (1926).

De la Strunior spre E, în Valea Dornei, urmărirea contactului și cercetarea mai amănunțită a regiunii la Piatra Mare au dovedit că și aici sunt prezente sedimentele metamorfozate. Sedimentele in situ nu le-am găsit, însă foișele lor desagregate sunt așa de frecvente în această zonă, încât prezența lor este bine dovedită.

Chiar și pe poalele nordice și nord-estice ale Pietrosului, trecind de-a lungul plaiului cel mare prin multe locuri am văzut roce desagregate dintre care unele s-au dovedit a fi sedimente metamorfozate.

Ultimul petec al sedimentelor de contact spre nord se găsește la Dornișoara lîngă hait, spre S de carieră, aproape de șosea.

În V. Vorova și pe pîrîul de sub Arșița, extinderea sedimentelor este mai mare decât prin părțile apusene ale Văii Dornei. Sedimentele nu sunt metamorfozate. Numai pe Picioarul Miraga pe pantele nordice cari se coboară în V. Vorovei am găsit cîteva bucați din roca de contact desagregată. În P. Merișel am găsit sedimente desagregate însă sedimente metamorfozate nu. Aceste sedimente despărță subvulcanul din pat de breciile andezitice din acoperiș, care reprezintă faciesul de Tihu al Ciclului III efusiv.

Spre N de Dornișoara, numai în gura Pîrîului cu Pește, am urmărit sedimentele și de-a lungul văii, pînă la Piatra Dornei. Sedimentele eocene de aici au fost studiate de către geologul LAZĂR ATANASIU¹⁾.

În regiunea dinspre Piatra Dornei nu am găsit nicăieri sedimente metamorfozate, deși am căutat mult. Limita nordică a masivului subvulcanic este deci pintenul de la Dornișoara reprezentat prin micul masiv al carierei de piatră.

În cuprinsul văilor Haita și Neagra, eșantioanele luate drept sedimente de contact s-au dovedit, sub microscop, roce subvulcanice profund alterate.

În căldarea mare a văilor Haita și Neagra, deci pe subvulcan, nu am găsit mantaua sedimentară; Efusivul se suprapune direct pe masivul subvulcanic. În căldarea Văii Dornei, în schimb, se constată peste tot prezența mantalei sedimentare ce separă masivul subvulcanic de formațiunile efusive. Fenomenele de contact în zonele metamorfozate avînd o grosime de 60–100 m, fac dovada naturii intrusive a maselor subvulcanice.

Revizuirile făcute în Valea Zebracului, la Stînceni, în sedimentele din jurul maselor subvulcanice Buci-Zebiac și Leul, au dat la iveală o serie de date noi, paleontologice și litologice. Materialul de aici a fost studiat din punct de vedere paleontologic de către FUCHS HERMANN. În gresiile aquitaniene (?), metamorfozate caustic, am găsit tiparul unui lamellibranchiat ce a fost identi-

¹⁾ L. ATANASIU. Raport preliminar asupra geologiei regiunii Șarul Dornei–Măgura Calului, 1950.



ficat ca o specie de *Leda (Nuculana)*. Analiza micropaleontologică a mai constatat prezența a 2 dinți mici de Selacieni, un tipar de *Globigerina* și cîțiva spiculi silicioși de Spongieri. Toate acestea ne indică o apă marină cu salinitate normală, foarte liniștită, nu prea adîncă și un fund moale de mare, bogat în materie organică și sărac în oxigen.

Analizele litologice au fost executate asupra materialului de către NICOLAE MÉSZÁROS. Gresia cu *Leda* are structura psamitică, elementele componente fiind dominant colțuroase sau puțin rotunjite: granule de cuarț, care predomină, și fluturași de muscovită, care dovedesc o sedimentație rapidă în ape liniștite. Materialul diagenetic este calcita limonitoasă care accentuează stratificația rocei și care dovedește condiții litologice identice cu cele constatare pe baza materialului paleontologic, adică: sedimentație în ape marine foarte liniștite cu salinitate normală, ce conține puțin oxigen și mult bioxid de carbon.

Conglomeratele suprapuse gresiilor au structura psefitică, cu elemente complet rotunjite și bine assortate, dominant cuarțitice cu diametrul 1–2 cm, ceva elemente filitice și o incluziune de dacit. Glauconitul găsit în acest conglomerat dovedește că și acest conglomerat s-a format în mediul marin, puțin adînc, cu mobilitate mare, bogat în oxigen și sărac în bioxid de carbon.

Asupra vîrstei nu putem aduce nimic nou; asemănarea mare cu faciesul sedimentelor de la Colibița pledează pentru Aquitanian, care însă nici la Colibița nu e dovedit prin date paleontologice.

2. Masivul subvulcanic intrusiv. Am mai arătat anul trecut că în cele două căldări mari apele rîurilor adîncindu-și albiile, au dezvelit simburele subvulcanic și că crestele înalte sunt ocupate de formațiunile efusive a căror grosime este de maximum 500–600 m, dar în general mult mai redusă.

a) În căldarea Dornei, masivul subvulcanic dispare definitiv sub placa de sedimente la Dornișoara, iar subvulcanul dezvelit spre sud are culmișuri în Vf. Bistricior; masivele vestice limitrofe sunt Buda, Dalbideal, Viișoara, Zuzurgeu. În continuare spre răsărit cumpăna apelor este pe subvulcanul ce trece prin Muntele Strunior, Piciorul Popii pînă la Ciungeți, unde e acoperit de Efusiv. Masivul subvulcanic trece aci cumpăna apelor și se coboară în văile Tihu și Valea de Mijloc. Marginile răsăritene sunt conturate prin zidurile brecciarilor de andezit cu piroxen ale Faciesului de Tihu (cyclul III efusiv).

Dedesubtul acoperișului efusiv, la adîncimi relativ mici, este prezent subvulcanul aşa cum o dovedește fereastra de eroziune din Valea Dornei spre sud de Piatra Mare, la gura Pîrîului Gruiu. Dorna și Gruiul și-au adîncit aci albiile lor, formînd un defileu pitoresc în diorit-porfiritele subvulcanului. Aci am găsit și contactul sedimentar dezagregat — totul fiind acoperit cu breciile de explozie ale celor două centre apropiate: Merișel spre N și Gruiu spre S. Sub pînza efusivă se găsesc masele subvulcanice ale căldărilor învecinate Dorna și Haita.

b) În căldarea Haita—Neagra spre N, se închide masivul la Neagra Șarului, spre S de Gura Haitei, la altitudine identică cu Dornișoara. Părțile culminante se află în zona limitelor sudice și sud-vestice: Pietrosul, Vîrful Haitei, Capul Dealului, Negoiul Romînesc și Creasta Dumitrel-Batos. Spre apus se coboară în Valea Dornei la 1500 m altitudine, foarte aproape de contactul semnalat în fereastra subvulcanică la gura Pîrului Gruiu, ce dovedește că cele două masive formează un masiv unitar sub cursa subțire a lavelor andezitice. Spre sud de cumpăna apelor, în văile izvoarelor Pietros, Negoi și Puturosul se mai coboară la un nivel de 1500 m, unde subvulcanul dispare sub efuzivele ciclului III.

Din căldarea Dornei partea dezvelită a maselor subvulcanice are o suprafață aproximativă de 40–50 kmp iar din căldarea Haita—Neagra vreo 30–35 kmp. Împreună cu părțile acoperite de efusivele Merișel—Gruiu, sub cuvertura căror se îmbină masivele celor două căldări, suprafața minimă a masivului intrusiv trece cu mult de 100 kmp.

Timpul disponibil scurt nu mi-a îngăduit un studiu aprofundat al maselor subvulcanice. Totuși cele 270 secțiuni subțiri făcute în eșantioanele colectate în cuprinsul acestor mase și examineate la microscop mi-au dat posibilitatea să disting tipurile petrografice descrise mai jos, iar dacă vrem să apreciem dimensiunile întregului masiv cu cele care sunt acoperite cu efusivele Merișel—Gruiu, sub cuvertura căror se îmbină masivele celor două căldări, suprafața minimă a masivului intrusiv trece cu mult 100 kmp.

Microdioritele cu piroxen având structura holocristalină, sunt dezvelite la Neagra, Dumitrel și Haita pe o suprafață de peste 100 kmp. Pe Pietrosul ele se urcă pînă la 1816 m iar în Valea Haitei la 1200 m. Varietăți cu cuarț și amfibol se găsesc la Haita, iar gabroide (plagioclaz labradorit + augit și olivină) la Izvorul Negoiului pe Dumitrel.

În căldarea Dornei iviri dioritice se găsesc spre SW de Dornișoara, la Cicera între Dorne, spre N de Măgura, apoi la Buba, Vîisoara, Pîrul Strunilor, Colbu, Aurariu. La poalele vestice ale Merișelului, spre N de P. Barsanilor, în valea Merișelului și aci predomină cele cu piroxen.

În cele mai multe cazuri elementele melanocrate sunt metamorfozate prin acțiuni hidrotermale și sunt cloritizate, serpentinate, ori dezaggregate complet într-o masă de clorit, magnetit, cuarț, calcit, epidot, etc. Așa încît nu se mai poate reconstituia precis natura mineralelor originale; nu se poate spune dacă a fost numai piroxen sau a mai fost și hornblendă. Alterarea rocelor propilizate de agenți atmosferici este cauza descompunerii parțiale sau totale a structurii originale. Prin descompunerea mineralelor melanocrate în jurul feldspaților parțial sericitizați sau caolinizați se formează un agregat (din descompunere) ce se aseamănă cu masa fundamentală a rocelor cu structură porfirică. Am avut posibilitate să urmăresc în detaliu această alterare la Vf. Haitei și în jur.



Prin acțiuni tectonice de brecifiere și sub acțiunea hidrotermală s-a format masivul silicifiat-caolinizat de la Negoiul Romînesc și P. Petricel-Iancu, descris în raportul din 1951, unde am urmărit amănunțit transformarea dioritului în complexul silicifiat-caolinizat.

Diorit-porfirite. Tranzitia între diorite și diorit-porfirite este gradată aşa încît o clasificare sigură nu este ușoară luînd în considerare și degradarea cristalizării din cauza acțiunilor hidrotermale și dezagregarea rocelor. Mai des le găsim în apropierea sau în jurul dioritelor.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice sunt variate ca și dioritele.

Cele cu hornblendă apar mai frecvent la Bistrițor, Buba, Vorova, iar cele cu piroxen, la Neagra și Haita. Prin multe locuri fac tranzitie la gabbro-porfirite în care hornblenda este complet rezorbită și are augit și olivin la Dornișoara, Merișel și Neagra.

Andezeite sub vulcanice considerăm acele roce, care fac corp comun cu masele susmentionate, observindu-se o tranzitie gradată în structura masei fundamentale, de la cea holocrastalină microlitică sau intergranulară pînă la cea pilotaxitică sau chiar hialopilitică. Compoziția lor mineralologică este foarte variată.

Cele cu piroxen (hipersten sau augit) sunt mai frecvente, dar și cele cu hipersten devin dominante, ca la confluența Haitei cu Neagra iar cele cu augit la Capul Dealului. Cele cu hornblendă par mai frecvente în regiunea Dornei, dar le găsim și la Neagra, mai cu seamă la P. Panacului. Mai găsim și bazalt-andezite și chiar bazalte risipite sporadice.

Majoritatea acestor roce subvulcanice sunt alterate. Acțiunea hidrotermală și dezagregarea au transformat parțial sau total mai cu seamă elementele melanocrate. Delimitarea tipurilor petrografice s-ar putea face numai după un studiu mai detailat. Pe hartă sunt și mai greu de delimitat sigur, neavînd serii sistematic colectate la dispoziție din cauza aflorimentelor sporadice.

Brecii tectonice. Ce complică și mai mult structura regiunilor subvulcanice, este prezența breciilor tectonice ca la Tihu – Strunior, Colbu – Zgîrciu. Breciile conțin atât elemente eruptive subvulcanice foarte felurite, cât și elemente sedimentare. Brecifierile sunt foarte frecvente și în complexul silicifiat-caolinizat de la Neagra. În aceste zone găsim deseori eșantioane cu oglinzi de fricțiune și cu sgîrieturi.

Din cauza terenului acoperit cu grohotișuri sau pădure, n-am reușit să urmăresc breciile tectonice pe distanțe mari spre a putea reconstituî direcțiunile fracturilor care au desmembrat masivul subvulcanic în sloiuri mari, pe care le-au denivelat apoi prin mișcări tectonice de scufundare sau de ridicare. Numai o cartare foarte detailată ar putea să lămurească întrucîntva amânuntele tectonice masivului subvulcanic.

3. Concluzii. Ipoteza veche a cercetătorilor petrografi, că Munții Călimani formează un vulcan uriaș de tipul Etnei, adică este un stratovulcan construit



numai din material andezitic efusiv, nu mai are niciun temei: trebuie să-o părăsim pentru totdeauna.

Ipoteza nouă pe care am emis-o prima dată în 1948, că în miezul maselor eruptive din Munții Călimani există o formațiune subvulcanică intrusivă a devenit astăzi un fapt dovedit.

Masele intrusive subvulcanice, care sunt formate din diorite, diorit-porfirite și andezite subvulcanice, s-au intrus în postamentul Cristalin și Sedimentar. Contopirea celor trei faciesuri prin intrusiune într-o singură unitate tectonică a format terenul efuziunilor vulcanice neogene, adică postamentul pre-efusiv.

Urmărirea și cercetarea sedimentelor metamorfozate la contact dovedește, deși vîrsta sedimentelor încă nu este bine precizată, că punerea în loc a maselor intrusive în orice caz e mai veche decât primele manifestațiuni efusive din Miocenul mediu (dacitele). Dintre sedimentele metamorfozate de intrusiune, cele mai tinere (Colibița-Zebrac) sunt aquitaniene, deci vîrsta formațiunii nu poate fi decât post-aquitaniană.

Masele subvulcanice prezintă fenomene de propilitizări, mineralizări, caolinișări, deci efectele acțiunilor hidrotermale, se identifică astfel cu « formațiunea propilitică auro-argentiferă » a minierilor.

Ședința din 3 aprilie 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

— REMUS ȘTEFAN. — Starea actuală a metodelor radioactive pentru determinarea formațiunilor geologice vechi și tinere (Referat).

— MIRA TUDOR. — Sarmațianul și Tortonianul dintre Jiu și Olteț¹⁾.

— DAN PATRULIUS. — Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. (Comunicare preliminară).

Cercetările geologice pe care le-am început în 1952, în partea centrală a Pădurii Craiului, înscriu cîteva observațiuni care vin să completeze datele prezentate mai de mult de TH. KRÄUTNER²⁾.

Terenurile la care se referă aceste observațiuni se întind spre E pînă în V. Brătuții, spre N pînă în V. Crișului Repede, spre W pînă la Izvoarele Văii

¹⁾ Publicat în Editura Academiei R.P.R. 1955 sub titlul: Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț.

²⁾ TH. KRÄUTNER. Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, Vol. IV, pag. 73. București, 1939.

— Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXV (1936–1937), pag. 145. București, 1941.



Vida și ale Văii Poienii, iar spre S, pînă la limita cu șisturile cristaline formînd Anticlinalul Brătcuții la S de Depresiunea Damișului.

Stratigrafie

Observațiunile constituind o contribuție personală la studiul formațiunilor mesozoice din partea centrală a Pădurii Craiului se referă la terenurile Triasicului, Liasicului, Doggerului și Malmului și la o parte a terenurilor cretacice.

I. Triasic. Schema stratigrafică clasică a Triasicului din Pădurea Craiului cuprinde patru entități litologice și anume de jos în sus:

1. Gresii și microconglomerate cuarțitice cu intercalații de șisturi greso-argiloase roșii și verzui (Werfenian);
2. Calcare negricioase în strate subțiri și dolomite sub formă de bancuri intercalate în succesiunea acestor calcare (Anisian — Ladinian);
3. Dolomite masive (Carnian);
4. Calcare recifale marmoreene (Norian).

Vîrsta acestor entități litologice a fost stabilită prin comparație cu subdiviziunile Triasicului din unitatea de Codru.

A) *Triasic inferior.* Prin analogie cu depozitele Permianului din Codru, TH. KRÄUTNER atribuie Permianului superior un orizont constituit din conglomerate și din brecii cu blocuri de șisturi cristaline reunite printr-un abundant material greso-argilos roșu. Aceste depozite stau peste șisturile cristaline, care apar pe marginea sudică a Depresiunii Damișului și suportă un banc de conglomerate cuarțitice puternic cimentate și a cărui grosime depășește pe alocuri 10 m. Acest banc de conglomerate poate fi considerat ca reprezentând orizontul de bază al Werfenianului. Gresiile și microconglomeratele cuarțitice care urmează peste nivelul-reper al conglomeratelor sunt identice ca aspect gresiilor și microconglomeratelor Liasicului inferior. Asemănarea cu depozitele Liasicului inferior este cu atât mai marcată cu cât în succesiunea gresiilor werfeniene se găsesc intercalate șisturi greso-argiloase micacee de culoare roșie, întocmai ca și în succesiunea gresiilor de la baza Liasicului.

B) *Triasic mediu.* Calcarele negricioase ale Triasicului mediu, care urmează în continuitate de sedimentare peste depozitele gresoase ale Werfenianului, se disting ușor de alte calcar de culoare închisă, aparținînd Jurasicului și Cretacicului din Pădurea Craiului, prin structura lor micronodulară și prin învelișul marnos, gălbui sau roșcat al suprafețelor de stratificație. Se observă frecvent o varietate de calcar cu structură vermiculară, constituit din elemente alungite, conturnate, cu secțiune ovală, de 3—5 mm diametru. În succesiunea calcarelor negricioase sunt intercalate bancuri de dolomite de culoare cenușie sau gălbui și de calcar dolomitice uneori roșcate. Unele din aceste calcar sunt vacuolare.



C) *Triasic superior*. În Pădurea Craiului, Triasicul superior cuprinde două entități litologice bine individualizate și anume: dolomitele masive atribuite în mod curent Carnianului și calcarele marmoreene considerate ca aparținând Norianului. În schimb, în Munții Bihorului, unde M. BLEAHU mi-a oferit prilejul unei interesante excursii, Triasicul superior este reprezentat numai prin calcar de culoare deschisă urmând în continuitate de sedimentare peste calcarele negricioase ale Triasicului mediu. Se poate presupune astfel, că dolomitele masive din Pădurea Craiului s-au format pe seama calcarelor recifale marmoreene. Într-adevăr anumite observații pe care le-am făcut în împrejurimile Damișului și ale Șuncuiușului tind să demonstreze că dolomitele masive s-au format prin substituția calcarelor marmoreene. Astfel, în împrejurimile Damișului, grosimea dolomitelor masive depășește cu mult grosimea calcarelor marmoreene, iar în masa dolomitelor se observă pe alocuri blocuri de calcar alb-cenușiu cu Diploporpide. În împrejurimile Șuncuiușului raportul grosimilor este inversat, iar spre baza calcarelor marmoreene se observă enclave de dolomit de formă foarte neregulată.

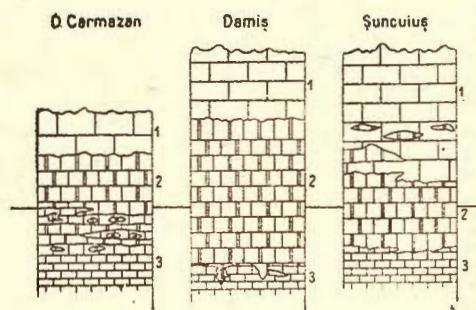


Fig. 1. — Extensiunea pe verticală a dolomitelor masive în Triasicul din Pădurea Craiului. 1, calcar marmoreen; 2, dolomite; 3, calcar negricios; — limita hipotetică între Ladinian și Carnian.

Sint însă alte observații care sugerează că, pe alocuri, baza dolomitelor masive s-a format prin substituția calcarelor negricioase ale Triasicului mediu. Astfel, pe versantul sudic al Dealului Cărmăzan se remarcă pe alocuri o alternanță de dolomite și de calcar negricioase micronodulare, mijlocind trecerea între depozitele Triasicului mediu și orizontul dolomitelor masive. La nivelul acestei zone de trecere se observă frecvent calcar negricioase conținând nuclee de dolomit gălbui și dolomit formând o rețea neregulată în masa acestor calcar. La N de Damiș, contactul între calcarale negricioase și dolomitele masive apare foarte neregulat: dolomitele constituie apofize străpungând banchile de calcar perpendicular pe stratificația lor.

Pe baza observațiunilor menționate este de presupus că dolomitele masive din Pădurea Craiului nu reprezintă o unitate stratigrafică aşa cum se consideră în general, ci un facies cuprins în partea superioară a Triasicului mediu, Carnianul, eventual și partea inferioară a Norianului, în zonele unde calcarele marmoreene atribuite acestui etaj au o grosime foarte redusă, compensată în intervalul stratigrafic ce revine Triasicului superior prin marea grosime a dolomitelor (fig. 1).

D) *Limita Triasic – Liasic*. După TH. KRÄUTNER în Pădurea Craiului există o lacună stratigrafică corespunzănd Rhetianului. Liasicul are deci

o poziție discordantă. O fază de exondare mai este indicată, după TH. KRÄUTNER, de alterația lateritică roșie care se observă la partea superioară a calcarelor marmoreene sub Liasicul discordant.

Observațiunile pe care le-am făcut în împrejurimile Damișului, arată într-adevăr că la contactul cu depozitele Liasicului, calcarele marmoreene ale Triasicului superior prezintă o suprafață de uzură de origină carstică. Vechiul relief carstic al calcarelor triasice este acoperit de o pătură de argilă roșie, măsurând 3–4 m grosime. Această argilă conține în mod obișnuit blocuri colțurate de calcar marmoreene și apare pe alocuri adânc insinuată în crăpăturile calcarelor subiacente. Este vorba probabil de un depozit rezidual format pe seama calcarelor Triasicului superior în timpul Rhetianului, dar care a fost remaniat în parte de transgresiunea Liasicului și resedimentat împreună cu brecii de calcare triasice.

În anumite zone de întindere restrânsă, gresiile cuarțitice din baza Liasicului vin direct în contact cu calcarele Triasicului superior; în aceste cazuri se observă pe alocuri la contact lentile de brecii cu elemente de calcare triasice și cu ciment calcaros roșcat, puțin abundant (Şuncuiuș).

Mai este de remarcat că pe toată întinderea teritoriului cuprins între V. Brătecuții și Izvoarele Văii Vida, contactul normal al bazei Liasicului se face cu calcarele marmoreene. La fundul Văii Izbăndiș și pe versantul Dealului Talfargaș înspri V. Luncii se observă contacte între gresiile Liasicului inferior și dolomitele masive, dar în aceste cazuri este vorba de raporturi tectonice.

II. Jurasic. A) Liasic. După TH. KRÄUTNER, care face o sinteză a datelor cunoscute mai înainte, succesiunea Liasicului cuprinde de jos în sus următorii termeni:

1. Gresii cuarțitice albe sau roșcate cu intercalații de argile refractare (Liasic inferior);
2. Calcare și gresii calcaroase de culoare închisă (Pliensbachian);
3. Marne nisipoase gluconitice, marne cenușii și brun-roșcate cu intercalații de silexuri (Domerian);
4. Marne cenușiu-deschise și șisturi marnoase (Toarcian).

1. Liasic inferior. Deasupra argilelor roșii cu brecii de calcare marmoreene urmează un complex constituit din gresii moi, fin micacee, roșii sau cenușii, în alternanță cu argile roșii. În acest complex roșu, se găsesc rare intercalații lenticuliforme de gresii tari cuarțitice și de argile refractare albe-cenușii sau gălbui pătate cu roșu. Urmează gresii cuarțitice tari, de culoare cenușiu-deschisă sau alb-gălbui, mai rareori roșcat-violacee prin alterație, în strate de 20–40 cm. Spre partea superioară a Liasicului inferior aceste gresii sunt masive, grosiere și se observă treceri la microconglomerate cuarțitice. În succesiunea gresiilor se găsesc intercalate la diferite nivele lentele sau bancuri de argile de culoare



alb-cenușie, cenușiu-închisă sau negricioasă și dintre care unele au proprietăți refractare. Argilele constituie două orizonturi mai importante la partea inferioară a succesiunii de gresii cuarțitice. Aceste orizonturi prezintă ondulații largi, iar grosimea lor este foarte variabilă, pe alocuri chiar se subțiază pînă la dispariție.

În bancurile de argile se observă uneori mici blocuri de gresii cuarțitice sau intercalații subțiri de gresii formînd un unghi aproape drept cu gresiile masive din acoperișul argilelor. Alteori se observă că argilele îmbracă un relief foarte neregulat al gresiilor din culcușul lor. Aceste raporturi nu se pot explica decît prin instabilitatea condițiunilor de sedimentație în legătură cu acțiunea unor curenti puternici sau cu oscilații de mică amplitudine, determinînd alunecarea stratelor superficiale.

2. Liasic mediu. Depozitele Liasicului mediu se compun din calcare și din greso-calcare marnoase cenușiu-închise cu o vagă nuanță albăstruiie și care prin alterație capătă o culoare deschisă, gălbuiie sau roșcată. Se disting două nivele, dar separațunea lor este dificilă și de cele mai multe ori arbitrară. Calcarele și greso-calcarele nivelului inferior se prezintă de obicei în bancuri groase conținînd pe alocuri numeroase exemplare de *Gryphaea cymbium* LAM. De remarcat și prezența unor calcare spatice foarte asemănătoare calcarelor spatice ale Doggerului superior din Pădurea Craiului. Către baza acestui nivel se observă pe alocuri intercalații de microconglomerate cu ciment calcaros.

Nivelul superior cuprinde aceleasi roce calcaroase dar aceasta se prezintă în strate mai subțiri, au numeroase accidente silicioase și sînt de obicei profund alterate. Pe alocuri se observă și intercalații constituite dintr-o rocă silicioasă compactă în care abundă spiculii de Spongieri. Depozitele glauconitice menționate de TH. KRÄUTNER ca depozite caracteristice ale Domerianului, au numai o dezvoltare locală (Vadul Crișului). Mai este de remarcat că Belemniti care se găsesc în mare număr în depozitele Liasicului mediu, precum și cochiliile de *Gryphaea* prezintă frecvent structura cone in cone.

3. Liasic superior (Toarcian). Depozitele marnoase ale Toarcianului și aînăme: marne moi cenușiu-deschise și calcare marnoase puțin nisipoase de culoare cenușiu-albăstruiie, sînt înlocuite în anumite zone, ca de exemplu pe flancul estic al Anticlininalului Butan, prin depozite greso-marnoase cu o nuanță mai închisă și care se disting greu de greso-calearele Liasicului mediu. Separarea unor nivele biostratigrafice în intervalul Toarcianului nu a fost încă pusă la punct, dar se recunoasc cel puțin două zone cu faună distinctă: o zonă inferioară conținînd pe *Hildoceras bifrons* BRUG. și mai multe specii de *Dactylioceras*, și o zonă superioară cu *Grammoceras toarcense* D'ORB., *Pseudogrammoceras fallaciosum* BAYLE și *P. quadratum* HAUG. Punctele fosilifere cele mai bogate sînt situate în V. Luncii în amonte de confluența cu V. Bolînde; în V. Mnierii, la extremitatea vestică a brachianticlinialului D. Crucii și în V. Birtin, sub o carieră deschisă în greso-calcarele Doggerului.



63257

B) Dogger. Referindu-se la Doggerul din Pădurea Craiului, TH. KRÄUTNER menționează ca aparținând Aalenianului, depozite marno-grezoase foarte asemănătoare cu cele ale Toarcianului de care nu pot fi separate decât pe baza faunei ce conțin. Cît despre Bajocian și Bathonian acest autor se mărginește a menționa că peste Toarcian-Aalenian urmează pe alocuri în continuitate de sedimentare gresii gălbui și calcare grezoase fără faună, astfel că poziția lor stratigrafică nu a putut fi precizată și nu se poate afirma dacă Bajocianul și Bathonianul inferior sunt reprezentate prin aceste depozite, sau dacă există o lacună stratigrafică între Aalenian și Callovian, aşa cum presupune L. LOCZY¹⁾.

Observațiunile pe care le-am făcut în partea centrală a Pădurii Craiului arată că Doggerul cuprinde o succesiune completă (fig. 2) și că prezintă caractere litologice bine individualizate.

1. Aalenian. Depozitele caracteristice ale Aalenianului sunt calcare marnoase negricioase sau cenușiu-închise albăstrui cu pete gălbui. În V. Mnierii, la extremitatea vestică a Anticinalului D. Crucii, aceste calcare pătate sunt asociate cu calcare marnoase și marne glauconitice. Pe flancul estic al Anticinalului Butan, Aalenianul cuprinde calcare și greso-calcare micacee prezentând deseori o structură nodulară, și care prin alterație capătă o culoare deschisă gălbuie sau roșcată. Pe alocuri, la partea superioară a Aalenianului se observă greso-calcare micacee, în plăci de culoare închisă (V. Birtin, V. Mnierii).

Printre formele mai răspîndite ale faunei aaleniene din Pădurea Craiului sunt de menționat: *Ludwigia murchisonae* Sow., *Ludwigella concava* Sow. și *Hammatoceras subinsigne* OPP. Punctele fosilifere cele mai bogate sunt situate în V. Mnierii în capătul estic al Dealului Crucii; în V. Luncii, în amont de confluența cu V. Poienii; în taluzul drumului către Roșia imediat la W de izvoarele Văii Luncii. În capătul vestic al brachianticinalului D. Crucii, succesiunea Aalenianului se

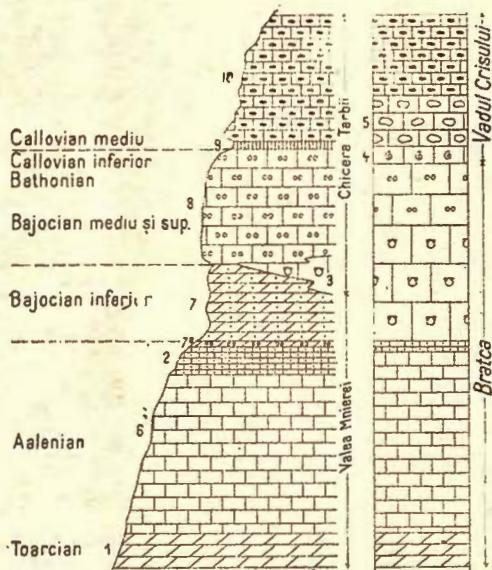


Fig. 2. – Succesiunea Doggerului în partea centrală a Pădurii Craiului.

1, marne cenușii; 2, greso-calcare micacee în plăci; 3, calcară gălbui cu *Entolium*; 4, calcară cu noduli de limonit; 5, calcară nodulară glauconitică; 6, calcară marnoase negre cu pete gălbui; 7, gresii marnoase și calcară cu oolite feruginoase; 7a, orizont cu *Ludwigella concava*; 8, calcară spălătoare și oolitică; 9, calcară marnoase cu *Reineckea anceps*; 10, calcară cu silexuri.

¹⁾ L. LÓCZY jun. Monographie der Villanyer Callovien Ammoniten. *Geol. hungarica*. I. 3--4. Budapest, 1915.

încheie cu un banc de calcar marnos cenușiu închis, conținând numeroase exemplare a unei specii de *Ludwigella* de talie mică.

2. Bajocian. a) *Bajocian inferior*. Se disting două tipuri de depozite reprezentând Bajocianul inferior și anume: 1, marne tari nisipoase roșu-vișiniu cu oolite feruginoase și 2, calcare marnoase fine gălbui sau roșcate conținând pe alocuri numeroase exemplare dintr-o specie de *Entolium*. Marnele cu oolite feruginoase au fost observate la izvoarele Văii Mnierii (Fundătura), și în capătul vestic al Dealului Crucii. Grosimea lor nu depășește 1,50 m. În V. Mnierii imediat deasupra bancului cu *Ludwigella* de la partea superioară a Aalenianului se găsesc în aceste depozite numeroși Belemniti și cîteva specii de Ammoniți printre care: *Otoites sauzei* D'ORB. și *Emileia brocchii* Sow.

Calcarele galbene cu *Entolium* au o dezvoltare foarte inegală. Uneori lipsesc cu totul (V. Mnierii), alteori le observăm stînd pe marnele tari și gresiile cu oolite feruginoase, dar avînd o grosime redusă (50 cm), iar în unele cazuri stau direct pe depozitele Aalenianului și grosimea lor (0,50–3 m) variază în raport invers cu grosimea calcarelor spatice și oolitice din acoperișul lor. În masa calcarelor galbene se disting pe alocuri zone cu material detritic constituit din mici elemente de cuarț și zone de calcare spatice de culoare deschisă gălbuiu.

b) *Bajocian superior și Bathonian – Callovian inferior*. În intervalul ce revine acestor subdiviziuni se disting următoarele tipuri de roce: 1, calcare spatice, brune sau brun-roșcate; 2, calcare oolitice, uneori și spatice; 3, calcare nisipoase cenușiu-închise (Birtin) și 4, calcare cenușiu-închise sau brun-roșcate cu concrețiuni de limonit (Vadul Crișului). Înțînd seama de variațiunile de grosime ale calcarelor galbene cu *Entolium* în raport invers cu calcarele spatice și colitice, este de presupus că aceste calcare galbene aparțin și ele în parte Doggerului superior acolo unde grosimea lor crește în detrimentul calcarelor spatice.

Calcarele spatice și oolitice constituie rocele obișnuite ale Doggerului superior din Pădurea Craiului. Grosimea lor este de 2–3 m.

Calcarele cu concrețiuni de limonit au o dezvoltare locală și se întâlnesc numai la partea superioară a Doggerului. La Vad au o grosime de 20–30 cm grosime. Pe malul stîng al Crișului aceste calcare conțin o faună foarte bogată, în parte studiată de LÖCZY și care cuprinde alături de specii reprezentative pentru Bathonianul superior, ca *Oppelia aspidoides* OPP. și *Hemigarantia julii* D'ORB., unele specii calloviene, ca *Macrocephalites verus* BUCK., care se găsește acolo în mare număr.

C) Malm. La baza Malmului se observă în anumite zone un orizont subțire, aparținând Callovianului mediu și superior. Urmează masa de calcare a Malmului în care se disting două nivele: calcare cenusii în bancuri, la partea ei inferioară, și calcare albe masive, la partea ei superioară.



1. *Callovian mediu și superior (călcare marnoase)*. Depozite aparținând Callovianului mediu și superior se ivesc în împrejurimile Vadului și la W de izvoarele Văii Luncii (Chicera Tarbii), în taluzul drumului către Rosia.

În împrejurimile Vadului calcarele cu concrețiuni de limonit ale Doggerului superior suportă calcare nodulare marnoase și glauconitice, puțin nisipoase. Pe malul stâng al Crișului Repede grosimea acestor calcare glauconitice atinge 2 m. La W de izvoarele Văii Luncii deasupra calcarelor spaticе și oolitice ale Doggerului superior se observă un banc de marno-calcar cenușiu deschis de 10–25 m grosime, și care conține numeroase forme de *Reineckeia* între care *Reineckeia anceps* REIN.

2. *Oxfordian – Kimmeridgian (calcare cenușii în bancuri)*. Aceste calcare au în general o culoare închisă și către baza lor, prezintă frecvent accidente silicioase de tipul silexurilor. Structura lor este pseudoolitică.

3. *Portlandian (calcare albe masive)*. După structura lor se disting mai multe tipuri ale acestor calcare: 1, calcare microdetritice, mai rareori conglomeratice, conținând numeroase resturi de Echinoderme; 2, calcare oolitice (flancul vestic al Anticlinalului Butan); 3, brecii constituite din calcare macrodetritice, din calcare fine, în plăci și din calcare cenușii pătate, amintind calcarele cu Alge de tipul lui *Sphaerocodium*, descrise de W. FISCH. Fauna din calcarele massive se compune, mai ales, din Corali, din Hydrozoare (*Ellipsactinia*), din Echinoderme și din Nerineide. Printre Nerineide specia cea mai frecventă este *Phaneroptyxis staszicyi* ZEUSCHNER.

III. Cretacic. În terenurile crétacice din teritoriul studiat se disting următorii termeni:

1. Bauxite;
2. Calcare cu Characee (Hauterivian ?);
3. Calcare cu Pachyodonte (Barremian);
4. Marne cenușii nisipoase cu Cephalopode și calcare nodulare cu Orbitoline (Aptian);
5. Brecii, calcare cu Hippuriți și Acteonelle, marne cu Inocerami (Senonian superior).

Aceste din urmă depozite nu au fost semnalate pînă acum în partea centrală a Pădurii Craiului.

1. *Bauxite*. Calcarele massive ale Mălmului arată la contactul cu depozitele cretacice un relief de carst a cărui depresiuni, colmatate de bauxite au forme foarte variate. Se disting lapiezuri (Schireaua), avene (S de D. Secătura), doline a căror pereți prezintă apofize, pungi, firide, crăpături adânci. Pe alocuri se observă bauxit insinuat în diaclazele calcarelor (Chicera Tarbii). Formarea bauxitelor datează probabil din Valanginian.



2. *Hauterivian (?) (calcare fine cu Characee și Gasteropode)*. Aceste calcare separate de ROZLOZSNIK¹⁾, constituie un orizont foarte constant în grosime de 5—6 m. La partea lor inferioară calcarele au o culoare închisă, uneori aproape neagră, și conțin numeroase resturi de Characee și Ostracode. Pe alocuri sunt marinoase și de culoare mai deschisă (Groapa Sturzului). Calcarele negricioase trec în sus la calcare fine omogene, cenușiu deschis, conținând Cerithide și Nerinei pitice.

3. *Barremian (calcare cu Pachyodonte)*. Aceste calcare stratificate în bancuri măsurînd 0,40—1 m grosime, au o culoare cenușiu-deschisă și prezintă în spărtură un aspect omogen. Structura lor este de obicei pseudoolitică și mai rareori oolitică (Coasta Jocarului) sau microdetritică-suboolitică (Cornet — Ponița). Pe secțiuni subțiri se observă foarte numeroase Miliolide. La W de peștera de la Vad, pe D. Cicleului, calcarele cu Pachyodonte conțin în abundență Orbitoline.

Pachyodontele se observă mai ales la partea inferioară a acestor calcare, concentrate la anumite nivele. Se remarcă acumulări selective de specii de *Requienia* de talie mică carenate, sau cu spira mult alungită, ca la *Requienia minor* (Douv.) și nivele conținând numai exemplare de talie mare de *Requienia*, probabil și de *Matheronaria*. Aceste forme se recunosc ușor pe secțiunea calcarelor datorită culorii brun-gălbui sau neagră a cochiliilor lor.

4. *Aptian (marne cu Cephalopode și calcare nodulare cu Orbitoline)*. Marnele care urmează în continuitate peste calcarele cu Pachyodonte sunt nisipoase, tari în general, și se prezintă în bancuri omogene cu fețe de separație puțin distinse. Culoarea lor este cenușiu-închisă, pe alocuri aproape neagră, dar prin alterație aceste depozite capătă o culoare deschisă, cenușiu-gălbui. La baza marnelor se distinge un nivel constituit din calcare nodulare vinete sau roșcate prin alterație, cu vine de calcit galben și conținând numeroase resturi de Echinoderme precum și Orbitoline. Aceste calcare se repetă la mai multe nivele în succesiunea marnelor. La S de Cornet, imediat deasupra calcarelor cu Pachyodonte, marnele conțin rare exemplare de *Neohibolites aptiensis* STOLLEY²⁾. Prezența acestei specii permite presupunerea că limita Barremian-Aptian este situată imediat deasupra calcarelor cu Pachyodonte și că în consecință Barremianul este cuprins în întregime în orizontul calcarelor cu Pachyodonte, ceea ce confirmă de altfel și faptul că, aceste calcare conțin pe alocuri foarte numeroase Orbitoline (D. Cicleului). Trebuie să reamintesc că W. FISCH³⁾ și apoi TH. KRÄUTNER au atribuit calcarele cu Pachyodonte, Hauterivianului și Barremianului inferior. După aceștia Barremianul superior ar fi reprezentat prin marnele care urmează peste calcarele cu Pachyodonte.

¹⁾ P. ROZLOZNIK. Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar, Kiralyerdö. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1916.

²⁾ Exemplarele au fost colectate de EUGENIA ANDREESCU.

³⁾ W. FISCH. Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Mitt. aus d. geol. Inst. Univ. Bern.* 1924.



5. *Senonian superior*. Depozite aparținând Senonianului superior se ivesc pe clina vestică a Dealului Cărmăzan aproape de izvoarele Videi. În taluzul drumului către Roșia, imediat la S de D. Cărmăzan se observă baza acestor depozite constituită dintr-o brecie cu blocuri de calcare remaniate din Dogger, din Malm și din Cretacicul inferior, precum și cu blocuri de calcare gălbui conținând o specie de *Plagioptychus* de talie mare. Se mai găsesc în această brecie blocuri sub formă de lespezi, constituite din gresii marnoase roșcate și din marne cenușiu-închise cu mici Lamellibranchiate. Prezența calcarelor gălbui cu *Plagioptychus* în brecia din baza Senonianului superior, presupune condițiuni agitate de sedimentare și remanierea pe loc a primelor depozite constituite. În spre N, brecia menționată suportă calcare gălbui în bancuri și calcare marnoase cenușii conținând exemplare de *Actaeonella* de mari dimensiuni. Urmează marne nisipoase cenușiu-închise cu Inocerami.

* * *

Dintr-o privire de ansamblu asupra terenurilor mesozoice din Pădurea Craiului, rezultă că evoluția geologică în timpul fazei de sedimentație care începe cu Permianul superior (?) și se termină cu Norianul, se repetă întocmai în cursul fazei Rethian (?) — Malm. Cele două faze încep cu sedimentarea unor depozite roșii, urmează depozite terigene silicioase și argiloase (Triasic inferior — Liasic inferior), calcare stratificate (Triasic mediu — Liasic mediu, Dogger și Malm inferior), apoi calcare masive recifale (Triasic superior — Malm superior). Este un frumos exemplu de ritm al sedimentației la scară mare.

Tectonica

În liniile ei mari, tectonica părții centrale a Pădurii Craiului este relativ simplă. Se disting cîteva falii mari verticale și cîte largi de tip jurasian. În teritoriul pe care-l ocupă calcarele Malmului și calcarele cretacice există însă mai multe sisteme de mici falii, ce nu pot fi puse în evidență decît prin examinarea atentă a reliefului și a limitei Malm — Cretacic inferior.

În regiunea studiată se disting trei mari compartimente tectonice și anume de la NW la SE:

1. Zona Zece Hotare, vast platou de calcare, în centrul căruia se află Brachi-anticlinalul Dealul Crucii, cu nucleu constituit din gresiile Liasicului inferior.

Mai la N se distinge în relief Brachianticlinalul Butan avînd în ax calcarele marmoreene ale Triasicului superior.

2. Horstul Cărmăzan marcat în relief de la W către NE prin culmile: Ecleja Roșiorului, Cărmăzan, Runcul, Hapatag, Dealul Cicleului, Dealul Măgura.

3. Zona Damiș fragmentată în trepte antitetice prin falii direcționale. Pe marginea sudică a acestei zone apar șisturile cristaline formînd nucleul Anti-clinalului Brătcuța.



La S de banda șisturilor cristaline se distinge un al patrulea compartiment tectonic: Grabenul Remeți.

1. *Zona Zece Hotare* constituie în ansamblu un larg bombardament al calcarelor Malmului, mărginit la W de calcarele barremiene de la coasta Jocarului, Dealul Brusturi, Cornet, Ponița, Peștera (Aștileu). Aceleași calcare barremiene apar pe terminația periclinală în spre S a acestui bombardament, la Fundătura și la Groapa Pietrarului și pe flancul său vestic, pe Dealul Cicleului și în Cheile Crișului la S de Vad¹⁾.

În partea de W a zonei Zece Hotare, la N de Dealul Crucii, se disting mai multe mici cufe, orientate E—W și cu flancuri slab inclinate. De la N la S aceste cufe sunt următoarele: 1, Sinclinalul Osoiu în axul căruia se însiră mai multe lente de bauxit; 2, Anticlinalul Dealul Secătura; 3, Sinclinalul Secătura, formînd o depresiune în fundul căreia s-au conservat lente de bauxit și cîteva mici pete de calcare cu Characee; 4, Anticlinalul Brusturi, cu nucleu vizibil format din Liasic mediu și mărginit la S de o falie; 5, Sinclinalul Brusturi, un sinclinal suspendat avînd în ax calcare cu Pachyodontă.

Principalele falii din zona Zece Hotare, sunt următoarele: 1, Falia Văii Mnieri care se urmărește începînd de la Coasta Jocarului spre N prin Dealul Boului, Brusturi, unde este interceptată de o falie perpendiculară pe direcția ei, și pînă la Cornet; 2, Falia Dealul Crucii, accidentînd flancul nordic al Brachianticlinelui Dealul Crucii, în V. Peștișorelui; 3, Falia Zece Hotare pusă în evidență printr-o treaptă a reliefului și prin denivelarea bauxitelor.

2. *Horstul Cărmăzan*. Începînd din V. Crișului Repede unde atinge lărgimea sa cea mai mare, această unitate tectonică se îngustează către SW, curbîndu-se totodată, astfel că în sectorul Cărmăzan este orientat E—W. La izvoarele Văii Mnieri (Fundătura) Horstul Cărmăzan suferă o afundare, dar reapare mai la E unde este marcat în relief prin Dealul Ecleja.

Se disting următoarele falii delimitînd această unitate: 1, la S Falia Cărmăzan care se urmărește începînd de la izvoarele Văii Vida și pînă în V. Brătcuții, pe o distanță de aproape 14 km; 2, la N și NW, Falia Măguranul care este interceptată în punctul Măguranul de o falie transversală; 3, la W. Falia Dealul Popii, care se urmărește începînd de la Măguranul și pînă la Vad; 4, la N o falie de-a lungul căreia calcarele triasice din Cheile Crișului și de pe Dealul Măgura încalcă spre N calcarele Malmului.

Alte falii mari de menționat în teritoriul Horstului Cărmăzan, sunt: 5, Falia Șuncuiuș care se urmărește de la Măguranul în direcția NNE pînă la Șuncuiuș; 6, Falia Runcului, care se urmărește începînd de la Fântâna Tîlharilor spre NE, pe la S de Runcul, prin V. Șesei și pînă în V. Luncii.

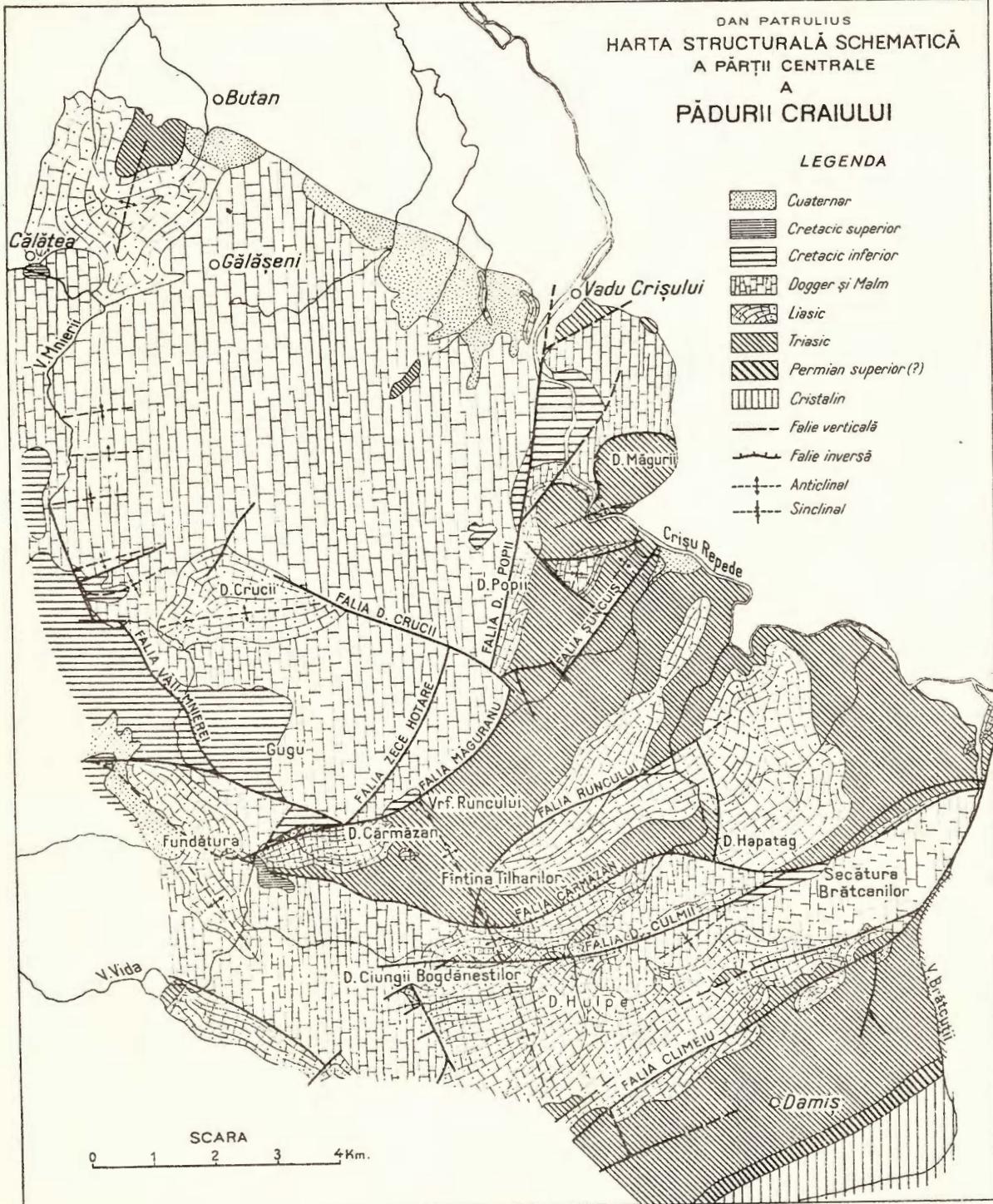
¹⁾ Peștera de la Vad este săpată în aceste calcare.



DAN PATRULIU
HARTA STRUCTURALĂ SCHEMATICĂ
A PĂRȚII CENTRALE
A
PĂDURII CRAIULUI

LEGENDA

	Cuaternar
	Cretacic superior
	Cretacic inferior
	Dogger și Malm
	Liasic
	Triasic
	Permian superior (?)
	Cristalin
—	Falie verticală
—	Falie inversă
- - -	Anticlinel
- + -	Sinclinel



Horstul Cărmăzan prezintă în ansamblu structura unui larg sinclinal al cărui sămbure este constituit din depozitele Liasicului. O ridicare axială între Fântâna Tilharilor și Dealul Cărmăzan are drept consecință apariția unea calcarelor norice pe o largă suprafață.

Sectorul prezentind tectonica cea mai complexă este situat la W de Șuncuiuș. Se distinge aici o rețea complicată de falii și mai multe cute. Este interesant de remarcat că direcția acestor cute este conformă cu direcția falilor principale din imediata lor vecinătate. Astfel, pe versantul vestic al Văii Izbondiș se distinge un anticlinal cu nucleu constituit din calcarele negricioase ale Triasicului mediu și orientat conform cu direcția faliei Șuncuiuș. La W de acest anticlinal urmează un sinclinal având în ax calcarele Malmului și orientat conform cu direcția faliei Dealul Popii. La N de acest sinclinal, în zona pe care o ocupă calcarele triasice din Cheile Crișului, se distinge terminația periclinală a unui anticlinal al cărui flanc sudic este orientat E-W, perpendicular deci pe direcția cutelor menționate mai înainte, dar conform cu accidentul tectonic din Dealul Măgura; de-a lungul căruia calcarele triasice încalcă calcarele Malmului situate mai la N.

3. *Zona Damîș*. În această zonă se disting mai multe falii longitudinale. Cele mai importante din aceste falii sunt: 1, Falia Dealul Culmii, care se urmărește începînd de la Secătura Brătcănilor spre WSW și apoi spre W, prin Groapa Sturzului, Dealul Culmii, Valea Luncii și pînă la Ciungii Bogdăneștilor (Cărmăzan); 2, Falia Glimeiul care se urmărește din Valea Brătcuții spre SW pînă la Fântânele.

Ridicarea axială care se remarcă pe teritoriul Horstului Cărmăzan, la E de Dealul Cărmăzan, se manifestă și în această zonă, unde are drept consecință apariția pe o largă suprafață a depozitelor Liasicului inferior între Ciungii Bogdăneștilor la W și Dealul Hulpe la E.

Şedința din 10 aprilie 1953

Prezidează prof. MIRCEA D. ILIE.

— N. GHERASI. — Cercetări geologice în partea de W a Masivului cristalin al Leaotei.

Masivul cristalin al Leaotei se mărginește la E cu Munții Bucegi ce constituie în această parte o creastă calcaroasă, Culmea Strunga, Zănoaga, Lespezi. Către W masivul cristalin domină Depresiunea Cîmpulung și Bazinul mesozoic al Dîmbovicioarei. Astfel mărginiti, Munții Leaotei constituie o unitate morfologică bine definită. Vf. Leaotei, care este punctul orografic culminant, ocupă o poziție centrală din care diverg mai multe creste.

Din punct de vedere geologic însă, Leaota nu reprezintă un masiv cristalin izolat. Depozitele mesozoice ale Dîmbovicioarei separă numai aparent Leaota



de șisturile cristaline situate mai la NW și care se întind pe suprafețe mari, alcătuind Munții Iezăr și Păpușa. În regiunile menționate se regăsesc aceleși tipuri de roce, ceea ce dovedește continuitatea Cristalinului Leaotei spre W și legătura cu serile cristaline din fața Făgărașului.

În regiunea cercetată depozitele sedimentare, care acoperă șisturile cristaline la W și S, aparțin Tithonicului și Cretacicului.

I. Cristalinul Leaotei. Prezența șisturilor cristaline în Munții Leaotei a fost semnalată de GR. ȘTEFĂNESCU¹⁾ în 1883, iar V. POPOVICI-HATZEG²⁾ este primul geolog care s-a ocupat mai detailat de acestea în studiul său asupra regiunii dintre Cîmpulung și Sinaia (1898). Între anii 1908—1911, M. REINHARD³⁾ a publicat în cîteva lucrări, date privind Leaota. Ulterior O. SCHMIDT⁴⁾ și A. STRECKEISEN⁵⁾ au adus contribuții la cunoașterea Cristalinului Leaotei.

Mai tîrziu prof. N. ONCESCU⁶⁾, studiind depozitele mesozoice ale Bazinului Dîmbovicioarei și ale Bucegilor, s-a ocupat și de șisturile cristaline din jumătatea de N a Masivului Leaotei. Acest autor constată că șisturile cu porfiroblaste de albit devin mai rare către V. Dîmboviței.

În anul 1940 am început să cercetez partea de răsărit a Masivului Leaotei, în vederea completării datelor necesare hărții geologice a țării la scara 1: 500.000, iar în partea de W, V. C. PAPIU a executat cu același scop mai multe profile în bazinul Văii Bădenilor. Am reluat în 1943 cartarea din sectorul de E, apoi în 1948 am executat, împreună cu V. BRANA, prospecțiuni la Stoenești, la marginea de W a Leaotei.

În vară anului 1952, am continuat și extins cercetările în partea de SW și centrală a Cristalinului Leaotei, pe cînd V. MANILICI s-a ocupat de regiunea situată între Dragoslavele și V. Bădenilor.

¹⁾ GR. ȘTEFĂNESCU. Relațiune sumară de lucrările biroului geologic în campania anului 1882. *An. Bir. Geol.* Vol. I. București 1883.

²⁾ V. POPOVICI-HATZEG. Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia. Paris 1908.

³⁾ M. REINHARD. Cercetări în Munții Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1908.

— Cercetări în partea orientală a Munților Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, pg. 105—107. București 1911.

— Rocele granitice granulare ale Pînzei Transilvaniei din Carpații de S. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București, 1912.

⁴⁾ O. SCHMIDT. Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgărașului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV. București, 1930.

⁵⁾ A. STRECKEISEN. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XVI. București, 1933.

— Recherches géologiques dans la partie orientale des Carpates Méridionales. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX (1931—1932). București, 1935.

⁶⁾ N. ONCESCU. Région de Piatra Craiului-Bucegi, étude géologique. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII. București, 1943..



În complexul de sisturi cristaline se pot deosebi următoarele tipuri de roce: gnaisse și micașisturi, sisturi cu porfiroblaste de albit, sisturi clorito-sericitoase ce conțin intercalațiuni de cuarțite, sisturi grafitoase, roce cu ankerit, sisturi amfibolice, eclogite și porfiroide. Granite apar ca mici apofize în complexul de sisturi cristaline.

Gnaisele și micașisturile formează o zonă unitară, ce se dezvoltă de-a lungul Văii Bădenilor, întinzându-se lateral pe o lungime de maximum 2,50 km. Către SW mai apar în Valea lui Dăniș, un affluent al Văii Bădenilor, unde sunt însoțite de două mici iviri de granite.

Gnaisele sunt mult mai răspândite decât micașisturile și aparțin la mai multe tipuri, însă cel mai des întâlnite sunt paragnaisele albítice. Pe lîngă acestea apar gnaisse mixte și rare gnaisse lenticulară și oculare.

Paragnaisele albítice cu două mice pot fi ușor confundate cu micașisturile, suprafețele de sistozitate fiind marcate de muscovit și de biotit. Se pot deosebi părți cu o structură fin grăunțoasă și leucocrată, roca fiind constituită din mult albit (55–80%).

Paragnaisele albítice au o textură lenticulară, vizibilă mai ales la microscop. Albitele formează poechiloblaste pline cu grăunțe mici de cuarț și de granați și cu foile rare de muscovit. Biotitul este uneori cloritizat; de asemenea și granatul.

Gnaisele mixte apar ca intercalațiuni în paragnaise, observându-se benzi deschise ce alternează cu părți micacee de culoare închisă.

Alteori gnaisele au un aspect omogen, rocele fiind sărace în minerale micacee, rezultând tipuri mai feldspatici cu o textură granoblastică. Gnaisele mixte conțin în mod obișnuit albit, puțin microclin, muscovit și biotit, granați, epidot.

Gnaisele ce se găsesc în vecinătatea unor mici apofize de granit în Valea lui Dăniș, cît și într-un affluent al Tincavei, conțin mică de tipul phengitei. În secțiuni subțiri acest mineral este caracterizat printr-un policroism foarte slab, iar în jurul incluziunilor de zircon se dezvoltă aureole policroice distinse, galbui-brune. Indicii de refracție apropiati de acei ai muscovitului, ($ng = 1,60$), cît și unghiul axelor optice ($2V = 0^\circ$), corespund caracterelor optice ale phengitei și ar indica un conținut mai ridicat în SiO_2 , decât pentru muscovit.

Gnaisele lenticulare sunt sporadice și formează apariții izolate. Lentilele de feldspat, ce apar mai bine vizibile la microscop, sunt constituite din microclin. Acestea conțin incluziuni de albit și este probabil că microclinul s-a dezvoltat mai tîrziu.

Gnaisse oculare sunt de asemenea rare și formează apariții izolate, însoțind gnaisele lenticulare pe Plaiul Tăbrei și în V. Tincavei.

Micașisturile constituie intercalațiuni subțiri și conțin, pe lîngă cuarț, muscovit, biotit și uneori clorit. Granatul, nu prea frecvent, este de dimensiuni mici (12 mm).

Sisturile cu porfiroblaste de albit. Sunt rocele cele mai caracteristice, dar și cele mai răspândite ale Cristalinului Leaotei. Ele incon-

jură zona de gnais și micașisturi și se întind spre N, constituind partea centrală a Leaotei. Aceste șisturi ocupă suprafete întinse, sănt uniforme, neobservîndu-se decît rar variațuni.

Sisturile cu porfiroblaste de albit sănt constituite din clorit, muscovit, albit, cuarț și cîteodată biotit sau puțin epidot și calcit.

Porfiroblastele de albit sănt uneori foarte abundente, ajungînd să formeze 60–70% din rocă. Dimensiunile porfiroblastelor nu întrec 1–2 mm în diametru. Albitele conțin incluziuni de minereu, de epidot, și de cuarț. Aceste incluziuni sănt dispuse paralel cu șistozitatea, însă uneori sănt oblice sau chiar transversale, ceea ce denotă o rotire a albitelor în timpul cristalizării lor. Acest lucru dovește o deformare paracristalină. Nu s-a constatat o dispoziție helicitică a incluziunilor și prin urmare nu se poate susține că porfiroblastele de albit s-au format ulterior.

Sisturi clorito-epidotice cu albit se găsesc ca intercalațuni în sisturile cu porfiroblaste de albit și se deosebesc de acestea prin faptul că albitele apar ca mici cristale de 0,2–3 mm. Dimensiunile lor fiind de același ordin de mărime ca ale cuarțului, dovedesc de asemenea că albitele nu au cristalizat ulterior.

În consecință nu se poate face apel la procese de albitizare pe cale metasomatică, ce ar explica concentrarea în albit atât de izbitoare în sisturile cu porfiroblaste de albit, cît și în general în întreaga serie a Leaotei. Cantitatea mare de sodiu poate proveni din roce care au avut un conținut inițial destul de ridicat în Na, cum sănt spilitele sau rocele verzi (prasinită). O concentrare s-a produs în timpul formării sisturilor cristaline prin diferențiere metamorfică, ceea ce a determinat tipuri atât de bogate în albit.

Sisturile clorito-sericitoase se asemănă cu sisturile cu porfiroblaste de albit, însă prezintă o șistozitate mai pronunțată. Ele se dezvoltă imediat la S și la W de sisturile cu porfiroblaste de albit, ajungînd în V. Dîmboviței. Nu se observă o demarcație netă, albitele persistînd însă în granule sub 0,04 mm.

Ca tipuri au fost întîlnite sisturi clorito-sericitoase cu cuarț, care sănt cele mai frecvente, sisturi cloritoase cu calcit, sisturi clorito-epidotice, sisturi sericitoase. Acestea pot conține uneori cuarț în cantitate mai mare, trecînd la cuarțite.

Cuarțitele se găsesc între sisturile clorito-sericitoase sub formă de intercalațuni subțiri și rare. Aceste roce prezintă o șistozitate evidentă și sănt de obicei sericitoase. În V. Vaca, affluent al Ialomicioarei, la S de Vf. Leaotei, cuarțitele sănt mai bine deschise aproape de confluența cu V. Babei. Aceste cuarțite sănt aproape masive și foarte puțin sericitoase.

Sisturile grafitoase apar de asemenea ca intercalațuni sporadice neînsemnante și greu de urmărit fiindcă au generat alunecări. Grafitul este dezvoltat în foite de 2–3 mm, concrescute cu sericitul, sau este îngrămădit între grăunțele de cuarț.



Roce cu ankerit formează mai multe iviri puțin importante, însă care atrag atenția prin culoarea brun-ruginie datorită fenomenelor de alterare limonitică. În spărtură proaspătă sănt gri-deschise sau albicioase.

Aceste roce sănt formate dintr-un carbonat care nu face efervescență la rece cu acizi diluați, din grupul ankerit CaCO_3 (Mg, Fe) CO_3 , ceea ce a fost confirmat prin analize chimice. Conținutul în CaCO_3 este foarte variabil; astfel unele tipuri sănt constituite de 27,13% CaCO_3 , 42,67% MgCO_3 , 29,78% FeCO_3 , pe cind în altele, ankeritul este format din 53,55% CaCO_3 , 39,48% MgCO_3 , 6,44% FeCO_3 .

Secțiunile subțiri de roce cu ankerit au arătat structuri granoblastice, prezentind de multe ori o textură sistoasă care de altfel este vizibilă me-gascopic.

Ankeritul este dispus în șiruri paralele, alternind cu grăunțe de cuarț sau de albit. Acest mod de prezentare, în care sistozitatea rezultă din variația materialului și din cristalizare, exclude formarea ankeritului prin procese metasomaticice, printr-un aport de Fe ulterior metamorfismului.

Ankeritul este caracterizat printr-un policroism asemănător cu al sideritei deși ceva mai puțin pronunțat. S-au identificat 12 iviri de roce cu ankerit în afară de punctele unde apar sub formă de blocuri. Aceste iviri au o dezvoltare redusă, iar grosimile lor nu întrec decât rar cîțiva metri.

Amfibolitele se găsesc reprezentate mai mult în zona de gnais și micașisturi decât în zona de șisturi cu porfiroblaste de albit. În ambele zone ele nu constituie decât slabe intercalații.

Amfibolitele sănt destul de variate ca aspect și în zona de gnais apartin la tipul de amfibolit cu epidot, caracterizat prin parageneza oligoclaz, hornblendă, epidot, almandin, uneori cuarț.

Amfibolite cu granați sănt constituite din almandin ca mineral principal, asociat cu cuarț, iar plagioclazul este absent.

Amfibolite cu albit și epidot se găsesc în Valea lui Dăniș și reprezintă roce care au fost metamorfozate în condițuni de temperatură mai scăzută. Aproape aceeași parageneză se observă și în zona de șisturi cu porfiroblaste de albit, unde albitul este asociat cu hornblendă, clorit și epidot.

Rezultă că în Cristalinul Leaotei faciesul de amfibolite cu epidot este prezent în zona de gnais și micașisturi din V. Bădenilor.

Eclogitele, necunoscute pînă în prezent la noi, apar într-un singur loc în Valea lui Dăniș, în aval de două mici iviri de granit. Aceste eclogite formează o lentilă de cca 1 m grosime în amfibolite.

Eclogitele sănt de culoare verde-închis, avînd părți cu nuanțe mai deschise, în care se disting cristale roz de granați. Textura lor este masivă.

Sub microscop se observă, împrejurul porfiroblastelor de granați, cristale de omphacit, clinozoizit și muscovit, iar rutilul este un mineral accesoriu destul de abundant.



Unele tipuri prezintă o structură microdiablastică prin transformarea totală a piroxenului în amfibol. Ele sănt mai fin grăunțoase și textura lor este puțin šistoasă. Astfel de roce, denumite amfibolite eclogitice, au mai fost semnalate în Carpații meridionali.

Prezența eclogitului în seria cristalină a Leaotei este surprinzătoare, căci în aceasta metamorfismul nu este caracterizat prin condițiuni de temperatură și presiune ridicată, necesare formării acestei roce. Eclogitul poate să fie considerat ca un relict, iar prin adaptarea sa la temperatură și presiune mai scăzute să se fi produs o reacție care a condus la înlocuirea piroxenului prin amfibol.

După felul în care eclogitul apare ca o lentilă în amfibolite și prin urmare face corp comun cu acestea, explicația este plausibilă.

Porfiroidele au fost observate numai în cîteva locuri, în seria de šisturi clorito-sericitoase. Astfel, apar pe plaiul dintre V. Bădenilor și Dîmbovița, la S de acest plai în V. Răzoare, cît și în amonte de podul de la Slobozia, în primul affluent drept al Dîmboviței.

Porfiroidele sănt roce de culoare deschisă, šistoase și au o textură lineară. Suprafețele sănt argintii sericitoase și se observă mici nodule de feldspat.

În secțiunile subțiri se pot distinge fenocristale de albit sub formă de relicte, deoarece păstrează uneori contururi rectilinii. Unele cristale de albit sănt destrămate, datorită mișcărilor. De regulă albitul conține microlite de sericit. Pasta este recristalizată și constituță din cuarț și sericit.

Granitele. Šisturile cristaline sănt străbătute de filoane de granite, a căror întindere este neînsemnată. Granitele întîlnite sănt de tipul Albești-Brătei, fiind fanerocristaline și în general masive.

Pe margini se observă părți gnaisice cu textura šistoasă pronunțată sau lineară. Granitele sănt constituite din feldspat potasic, care de regulă formează cristale mari, din cuarț ce apare de multe ori cu o colorație albăstruie și din biotit în foite proaspete.

Sub microscop, feldspatul potasic în plaje mari prezintă maclațiunea caracteristică a microclinului.

Plagioclazul este de regulă sericitizat. Unele aggregate de sericit, foarte fine și dense, se aseamănă cu pinite. De altfel A. STRECKEISEN a menționat prezența lor în granitul de tip Brătei, însă nu au mai fost confirmate ulterior.

Biotitul prezintă uneori, la contact cu feldspatul, un inel de reacție de granați mici, ceea ce a fost semnalat de M. REINHARD¹⁾. Substituirea aceasta a biotitului este neobișnuită în granite, însă a fost observată în granulitele din Saxonia²⁾ și dovedește condițiuni de presiune ridicată.

¹⁾ Op. cit., 1912.

²⁾ A. SCHÜLLER. Zur Petrographie u. tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. *Geol. Rundschau*, pag. 267, 1936.



Granitele șistoase au suferit deformări mecanice urmate de recristalizări, ceea ce a determinat o textură orientată, uneori foarte pronunțată.

În unele secțiuni se observă fenomene de cataclază și în altele milonitzări.

Cuartul a fost mai mult zdrobit, însă ulterior s-au produs recristalizări, ceea ce a generat un mozaic cu aspect echigranular.

Feldspatul, într-un stadiu incipient, este străbătut de o rețea de grăunțe foarte fine, ajungînd să fie complet pulverizat într-un agregat de mici cristale.

Granitele au suferit și fenomene de milonitzare. Prin laminare și mișcări diferențiale s-au produs benzi paralele constituite din cuart sau din feldspați granulari și din sericit. Procese de recristalizare sunt evidente la cuart. Structura lor este blasto-milonitică.

Întrusiunea granitelor a avut loc către sfîrșitul mișcărilor tectonice deoarece în interiorul apofizelor se observă texturi masive, aşa încât pot fi considerate sincinematice tîrzii.

Punerea în loc a granitelor s-a efectuat după formarea șisturilor cristaline căci se observă mici enclave de corneene șistoase în granite. Acestea sunt constituite din granați și un agregat de sericit, biotit și puțin cuart. Astfel de granite cu enclave apar în Valea lui Dăniș, unde constituie două apofize.

La S de V. Bădenca, pe piciorul Muntelui Gruiu, granitele par concordante cu gnaisele. În Muntele Vîja granitele ajung să se întindă peste 600 m, ajungînd pînă în V. Vîjei. De aci spre N, mai apar în P. Turbure, iar spre E în ambele maluri ale Văii Bădenca. Aceste iviri pot fi puse în legătură cu fracturi de mică importanță.

II. Depozitele sedimentare. *Tithonicul*. În partea de W a regiunii se dezvoltă calcare de tip recifal de vîrstă tithonică, așezate transgresiv peste șisturile cristaline. N. ONCESCU¹⁾, în lucrarea sa asupra regiunii Piatra Craiului-Bucegi, nu împărtășește această opinie, emisă de altfel mai înainte de V. POPOVICI-HATZEG, și crede că lipsa Doggerului, a Oxfordianului și a Kimmeridgianului la baza Tithonicului s-ar datora unor laminări. În sprijinul părerii sale citează o brecie puternică, observată la baza masei de calcar de la Mateiaș.

La S de Muntele Mateiaș, ce reprezintă marginea apuseană a regiunii cerceașă de noi, se observă cîteva pete de calcar izolate însirate discontinuu și așezate direct pe șisturile cristaline ale Leaotei. Nu se observă la baza calcarelor decît rare brecii, care sunt de natură sedimentară, căci sunt și fosilifere, iar *Tithonicul* este dispus aproape orizontal pe fundamentalul cristalin.

Aceeași structură geologică se continuă și mai spre S, la E de localitatea Piatra, unde se dezvoltă o masă mai importantă de calcar tithonice, care ajunge pînă deasupra Stoeneștilor. În baza lor, sunt acumulate grohotișuri de pantă, fixate de sol.

¹⁾ Op. cit.



Calcarele tithonice sănt fosilifere atît în Muntele Mateiaș, cît și în bazinul Dîmbovicioarei, și V. POPOVICI-HATZEG a determinat o bogată faună cu afinități tithonice, dar și cu afinități cretacice, ceea ce denotă că și Berriasianul este reprezentat la partea superioară a calcarelor.

Cretacicul mediu și superior. Partea sădnică a masivului cristalin al Leaotei este mărginită cu depozite cretacice, reprezentate prin conglomerate și gresii.

Conglomeratele formează un orizont bazal, însă mai rar constituie pereti stîncosi, căci sănt puțin rezistente și eroziunea le-a atacat puternic, modelîndu-le, și astfel au căpătat un relief puțin pronunțat și aspecte rotunjite.

Gresiile sănt masive, fără stratificație vizibilă și de culoare gălbui sau gri-gălbui. Pe alocuri sănt friabile și se dezagregă în nisipuri, însă apar și părți rezistente și în relief, însotite chiar de concrețiuni gresoase. Între gresii se observă și rare bancuri de conglomerate sau gresii conglomeratice.

Gresiile sănt uneori marnoase și mai fine, alteori sănt foarte micacee și atunci conțin pe lîngă muscovit, și biotit.

Vîrsta acestor depozite a fost atribuită Cenomanianului de către V. POPOVICI-HATZEG. Acest autor citează Cenomanian pe Dîmbovița la Stoenești și de aici spre E acest etaj formează o zonă largă către V. Ialomiței.

Prezența Cenomanianului este dovedită pe baza existenței unor exemplare de *Exogyra haliotidea* Sow., găsite în Muntele Oarzele, la NE de Cotenești.

Pe harta geologică a țării, la scara 1: 500.000, la marginea Cristalinului sănt trecute și formațiuni apțian-albiene.

III. Tectonica. Masivul cristalin al Leaotei formează o unitate care se scufundă spre W și spre S sub mantaua de sedimente mesozoice. Datorită uniformității petrografice, tectonica șisturilor cristaline este greu de descifrat. Zona de gnaisă și micașisturi, care reprezintă o parte mai profundă, ce se întinde de-a lungul Văii Bădeniei în direcția NE, este încadrată între șisturi cu porfiroblaste de albit, într-un regim izoclinal. Către SW nu se poate constata o terminație perianticlinală, iar în extremitatea de NE a zonei de gnaisă și micașisturi mai sănt necesare cercetări.

În Leaota se observă o schimbare importantă a regimului de cute, căci direcția E-W din Munții Făgărașului trece gradat prin direcția NE apoi se îndreaptă aproape N-S. Această curbură este desigur foarte veche și a fost generată la începutul mișcărilor hercinice, cînd se vede că s-a imprimat șistozitatea nucleelor cristaline.

Mai tîrziu, în fazele de cutări alpino-carpatiche, masivul cristalin al Leaotei a avut rolul unui bloc rigid care nu a fost afectat decît de fracturi. Aceste fracturi sănt greu de dovedit în interiorul seriilor cristaline. În afară de rare cazuri de falieri evidente, observate pe teren însă probabil de mică importanță, nu se



poate găsi nimic sigur; cu toate acestea o examinare atentă a hărții geologice permite să se interpreze prin fracturări unele schimbări de direcție pronunțate.

În marginea masivului cristalin nu au fost puse în evidență decît falii scurte care afectează șisturile cristaline și acoperișul lor cretacic în partea cea mai vestică a regiunii. Aceste mici fracturi nu pot fi puse în legătură cu mineralizațiile din șisturile cristaline, căci acele mineralizații sunt desigur mult mai vechi și legate de ciclul hercinic al Cristalinului.

— G. MOISESCU. — Stratigrafia și fauna regiunii Buituri (Hunedoara)¹⁾.

Ședința din 17 aprilie 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

— V. C. PAPIU. — Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă.

Încă din campania anului 1946, am început cartarea porțiunii de NW a Masivului Poiana Ruscă, regiune în care, la acea dată, cercetările se limitau la observații generale dacănd dinainte de primul război mondial și la o seamă de cercetări, datorite tov. Prof. AL. CODARCEA, care a parcurs această regiune, în cadrul studiilor de ansamblu întreprinse de d-sa, asupra Masivului Poiana Ruscă. De altfel monotonia petrografică cum și izolarea acestei regiuni explică în bună măsură această situație. Lucrările de cartare, deși au fost duse timp de cîteva campanii, au însumat un număr de zile destul de limitat în comparație cu suprafața parcursă și, din acest motiv, nota de față nu poate avea decît un caracter preliminar.

1. Situația geografică, morfologia, hidrografia

Regiunea cercetată se situează în formațiuni cristaline epizonale, la N de principala creastă a Munților Poiana Ruscă care leagă cele două vîrfuri cu altitudini mai remarcabile: Cornu Ruscei (1358 m) la E și Padeșu (1331 m) la W, iar de aici se îndreaptă spre NW de-a lungul culmii ce desparte bazinul Nădragului de bazinul văilor ce coboară la Gladna. Întreaga rețea hidrografică constituie de fapt bazinul de colectare al izvoarelor V. Bega. Pîraiele, cu caracter torențial evident, depun în punctele de joncțiune cu văile mai principale, mari cantități de blocuri colțuroase de dimensiuni variate cu care se amestecă și grohotișuri de pantă, rezultate din dezagregarea rocelor cristaline și antrenate prin procese de alunecare.

¹⁾ Publicat în Editura Academiei R.P.R. 1955, sub titlul: Stratigrafia și fauna de Moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene din regiunea Buituri R.P.R.



Acumularea haotică a acestui material prezintă arareori caracterul clasic de conuri de dejecție torențiale. Vegetația este extrem de abundantă, spre fundurile văilor dezvoltându-se uneori adevărate turbării (Valea Căprișoarei).

Spre N, regiunea se întinde pînă la o paralelă situată aproximativ de-a lungul contactului dintre formațiunile cristaline și depozitele neogene de la N, ce alcătuiesc culmea despărțitoare dintre bazinile Mureșului și V. Bega. Această linie este marcată aproximativ de localitățile: Gladna Montană — Gladna Română — Zolt — Romînesti. Spre W, regiunea este limitată de culmea ce desparte bazinul V. Gladnei Montane de valea care leagă satele Hăuzești și Firdea iar către E, de V. Sașa, tributară Văii Bega și care trece prin comuna Poieni.

Caracterul abrupt al văilor face ca, spre interiorul regiunii, așezările omenești să fie rare, mai ales în partea ei meridională (Luncani, Tomești, Fărăšești, Cătunul Luncanii de Sus).

Numeroasele masive de calcare și dolomite cristaline impun adeseori regiunii un relief carstic cu numeroase chei, doline, peșteri și cu forme sculpturale abrupte și ruiniforme. Văile au în general un debit mare de apă și sunt colectate exclusiv de V. Bega.

Culmi secundare se desprind orientîndu-se mai mult sau mai puțin perpendicular pe culmea principală și prezintă altitudini descrescînd de la S la N. Altitudinile maxime depășesc arareori 1000 m în timp ce, în șesul aluvial al Văii Bega, ele coboară pînă la 150 m.

II. Istorici

În anul 1882, L. Loczy face cunoscute o serie de profile de ansamblu executate în Masivul Poiana Ruscă, deosebind în regiunea Luncani — Gladna Română — Fărăšești, șisturile cristaline (filite), calcarele și dolomitele cristaline și erupțiunile « cu caracter trahitic ». Interpretează, în schiță pe care o dă, calcarele în poziție sinclinală peste filite dar recunoaște că lentilele de calcar se intercalează în Seria filitică sau apar strîns asociate cu aceasta în regiunea Fărăšești.

Începînd din anul 1901, apare seria de lucrări ale lui Fr. SCHAFARZIK care, în cadrul Masivului Poiana Ruscă, studiază și alcătuirea regiunii noastre. Acest cercetător deosebește în Cristalinul epizonal din N Poenei Rusce două serii bine distinse din punctul de vedere al poziției lor geometrice. De o parte situează filitele vechi care alcătuiesc soclul peste care s-au depus calcarele și dolomitele, iar de alta, depozite atribuite Paleozoicului și reprezentate prin filite, șisturi argiloase de culori închise cum și prin cuarțite liditice și negre, alternînd cu calcar dolomitice bituminoase fin grăunțoase. Consideră calcarele masive ca un orizont-reper între cele două serii și, atunci cînd le găsește peste « filitele paleozoice », le atribuie o poziție tectonică, efect al recutării. Calcarele și dolomitele ar sta deci în sinclinale evidente peste filitele vechi și ar avea vîrstă paleozoică asemenea filitelor și cuarțitelor cu care alternează.



Procesele de silicifiere și marmorizare din seria calcaro-dolomitică sunt atribuite de SCHAFARZIK cu exclusivitate metamorfismului de contact și activității post-vulcanice, produse de erupția banatitelor, admisind existența unui lacolit banatitic în profunzimea Masivului Poiana Ruscă.

Autorul deosebește apoi un Eruptiv mai vechi reprezentat prin porfirite cuarțifere uneori microgranitice, porfirite și retinite și un Eruptiv terțiar de tipul andezitelor cu biotit de la Poeni. Citează depozitele pontice reprezentate prin pietrișuri cuarțoase; nisipuri și argile, care acopăr Cristalinul din partea de N.

În 1903, OTTOCAR KADIC vorbește despre formațiunile cristaline de la N de fabrica de sticlă Tomești (P. MOGA), denumindu-le « șisturi argiloase ».

În 1919, în cadrul lucrării sintetice al lui K. PAPP, referitoare la minereurile din Transilvania, Z. SCHRÉTER, ocupându-se de regiunea Crivina – Pietroasa, urmează interpretările mai vechi ale lui SCHAFARZIK și subliniază faptul că, la contactul calcarelor dolomitice cu șisturile, apar regulat cuarțite care se interpun între aceste două formațiuni. Menționează alternanța de tufuri, aglomerate și curgeri de laye andezitice neogene cum și raporturile acestora cu depozitele mediterane (gresii și nisipuri) și cu pietrișurile superioare.

III. Alcătuirea geologică

Versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă este alcătuit din formațiunile epizonale ale Cristalinului Getic, străbătute de o seamă de erupțiuni banatitice, în general cu caracter filonian și efusiv. În partea de W a regiunii, se găsește un mic masiv intrusiv de granodiorite cu biotit. Spre N, șisturile epizonale sunt acoperite transgresiv de depozite sedimentare de vîrstă miocenă și pliocenă cu caracter detritic cum și de pirolastitele efusiunilor andezitice miocene superioare care străbat regiunea în partea sa nordică.

A) Roce cristaline epizonale. Rocele de epizonă care se dezvoltă în această regiune aparțin la două tipuri petrografice, între care apar roce de tranziție, dovezind o apropiere litologică remarcabilă în materialul de origine (vezi tabel p. 143).

1. Complexul șistos, la alcătuirea căruia participă filite argiloase, filite cu sericit, filite cloritice, filite clorito-grafitoase, șisturi cloritice, cuarțite albe, cuarțite cu grafit, cuarțite cu oxizi de mangan; cuarțite cu sericit și clorit și cuarțite feldspatice. Gradele de cristalinitate sunt foarte variate, ajungîndu-se de la roce tipic detritogene pînă la șisturi clorito-biotitice și la filite cu sericit, muscovit și biotit.

2. Complexul carbonatat reprezentat prin calcare și dolomite cristaline cu rare faciesuri de marmore și cipolinuri.

3. Complexul de tranziție, cuprinzînd șisturi calcaroase și cuarțite dolomitice, cum și alternanțe intime între calcare și dolomite, de o parte, și rocele seriei șistoase, de alta.



1. *Complexul șistos*. Pe baza caracterelor petrografice și pe baza ocurenței am încercat să stabilim, în epizona de pe versantul de N și NW al Masivului Poiana Ruscă, existența a două complexe șistoase cu grade de metamorfism oarecum deosebite și anume: a) un complex cu metamorfism mai slab sau detritogen; b) complexul șistos cu cristalinitatea avansată, pe care l-am denumit în 1947 Complexul de Padeș. Acest complex pare a forma fundamentul peste care se depun calcarile dolomitice, așa că poate fi considerat ca elementul cel mai profund al seriei. Complexul detritogen este reprezentat prin șisturi cu caractere metamorfice mai slabe și admitem că reprezintă o serie superioară și în parte sincronă calcarelor masive, dezvoltându-se peste Filitele de Padeș, deopotrivă la nivelul calcarelor cum și deasupra lor.

Complexul de tranziție prezintă caractere intermedii și grade de cristalinitate mai mult sau mai puțin variate după nivelul la care se situează. Astfel fiind, se constată între complexele citate o tranziție continuă. Dacă între termenii extremi există o evidentă și indiscutabilă deosebire, între rocele intermedii această deosebire nu este posibilă. Din acest motiv, delimitarea categorică între o serie superioară și o serie a fundamentului nu poate fi făcută în mod riguros. Această dificultate este amplificată de procese de retro-morfism, care afectează adeseori filitele fundamentului, conducind de la roce cu metamorfism puțin mai avansat la faciesuri asemănătoare cu filitele sericito-cloritoase de care se deosebesc prin caracterele texturale și prin biotitul relict.

a) *Seria detritogenă*. Am atribuit acestui complex o serie de șisturi cu caractere metamorfice mai slabe, ale căror tipuri principale le descriem succint în cele ce urmează:

Filite argiloase. Aceste roce sunt șisturile cu metamorfismul cel mai slab, care ar putea reprezenta nivelul superficial al seriei. Au caracter blastopelitic și structură granolepidoblastică fină, fiind alcătuite din zone de cuarț granular alternând cu zone cuarțoase slab sericitice. Au culoarea cenușiu-deschisă și aspectul mătăsos, la prima vedere părind niște autentice șisturi argiloase. Au fost recunoscute în V. lui Aleman unde alternează cu cuartite feldspatice și cu bancuri subțiri de culoare închisă de calcare dolomitice, ținând în bună măsură de seria de tranziție. Aceste roce au fost recunoscute și în culmea dintre Zolt, Baloșești și Tomești.

Filite sericito-cloritice și grafitice. Aceste șisturi sunt roce blastopelitice sau blastoauritice, cu structură lepidoblastică sau granolepidoblastică, alcătuite din zone de cuarț alternând cu zone cloritice sau sericitice, mai mult sau mai puțin curate, de-a lungul cărora se dispun uneori lame alungite de biotit, adeseori în curs de cloritizare. Reprezintă principalul tip petrografic din serie.

Cuarțite în Seria detritogenă. Aceste roce au un caracter șistos mai puțin pronunțat decât precedentele, cu care alternează în majoritatea



cazurilor, alcătuind bancuri cu grosimi de la cîțiva mm pînă la 20 cm. Cuarțitele intercalate în seria calcaroasă au în general aceleași caractere, deosebindu-se numai prin poziția lor. Cuarțitele cu metamorfismul cel mai redus au fost întâlnite în alternanță citată de pe V. lui Aleman, asociate cu filite argiloase și cu calcare. Cuarțitele au culoarea gălbuiu și structura granoblastică. În general sunt roce cu granulație uniformă, blastopsamitice pînă la blastoaleuritice, fiind alcătuite din cuarț și din ortoză, care poate alcătui pînă la 40 % din masa rocei (cuarțite feldspatice). Pe suprafețele de șistozitate apare sericit și clorit.

Rocele conducețoare în această serie sunt însă cuarțitele negre (pl. I, fig. 1 și 2) care apar intercalate între șisturi în partea de N a regiunii. Ele alcătuesc bancuri de 10—30 cm grosime și sunt în general constituite din zone de culoare neagră pigmentate de o pulbere de grafit dispusă în mod selectiv, alternând cu zone de cuarț granular de culoare albă. Structura granoblastică este în general blastopsamitică pînă la blastoaleuritică. Uneori se constată fenomene cataclastice ce dă aspect milonitic caracteristic. Textura orientată are în general caracterul paralel normal (V. Stînjenilor, V. lui Clocotă, etc.). În multe cazuri însă, roca prezintă un aspect încrețit cu textură gofrată scoasă în evidență de pulberea neagră, grafitoasă (Văile de la S și E de Zolt, V. Mare a Zoltului, etc.). Acest caracter le apropie de Seria de Padeș și ne complică în oarecare măsură interpretările asupra caracterului general al șisturilor metamorfice din această parte a Masivului Poiana Ruscă.

Componența mineralologică a acestor roce este destul de simplă. Cuarțul are dimensiuni blastoaleuritice și blastopsamitice, extincție ondulatorie și contururi dințate, fiind uneori puternic cataclazat și prezentând anomalii optice caracteristice. Este remarcabil faptul că, în unele cazuri (V. lui Clocotă), între calcar, se distinge o alternanță tipică de zone blastopsamitice ce alternează cu zone blasto-aleuro-pelitice de grosimi milimetrice sau submilimetrice, părind a corespunde unei microstratificații primare, cum și a porturilor secundare de cuarț. Grafitul apare ca o pulbere dispusă în zone alternative și reprezintă principalul component al rocei. I se adaugă uneori oxizi de mangan concentrați în cantități destul de mari (V. Bega la N de Tomești). Cuarțitele negre conțin uneori numeroase cristale bacilare de apatit și lame de biotit puternic răsucite sau cloritizate retromorf. În cuarțitele negre, în regiunea Gladna-Zolt, apar cristaloblaste mici de biotit alături de clorit și de sericit.

Semnalăm, la S de Gladna Romînă, sub Vf. Sindrilaru, prezența unor astfel de cuarțite negre intercalate în seria grafito-sericitică de profunzime. În partea de S a regiunii, în culmea dintre V. lui Clocotă și V. Popii, cuarțitele negre se asociază cu filite foarte puțin metamorfozate și se dispun peste calcarele masive.

Cuarțite negre apar și în faciesurile laterale ale calcarelor dolomitice, așa cum se va vedea mai jos. În unele cuarțite din apropierea sau din interiorul masivelor calcaroase (reg. N Tomești și Fărăšești) hematitul lamellar sau solzos alternează cu zonele de cuarț (itabirit). El poate alcătui uneori concentrații cu caracter lentiliform.



b) *Seria Filitelor de Padeșu* (pl. I fig. 3, pl. II fig. 1) Seria de Padeșu este reprezentată printr-o asociatie de filite în șisturi preponderent sericito-cloritice în partea de E și preponderent grafitice în partea de W a regiunii, între care se intercalează șisturi cuartitice în bancuri sub 30 cm grosime. Șisturile sunt roce blastopelitice cu structură în general lepidoblastică, alcătuite din cuarț, sericit, clorit și grafitt și uneori muscovit, cărora li se adaugă aproape întotdeauna biotitul în cantități variabile. Acest mineral prezintă de multe ori diverse grade de cloritizare dovedind poate un retromorfism în faza imediat următoare formării sale. Caracterul structural al acestor roce a fost deasemeni un criteriu de separarea lor de complexul precedent, în afară de suprapozitie, acolo unde a fost posibilă observarea ei. Filitele de Padeșu prezintă întotdeauna textura fin unduloasă dovedind o cutare intensă care a afectat roca în intimitate încrățind-o și dându-i un aspect caracteristic gofrat. Culoarea acestor șisturi este cenușiu-aurie, verde sau neagră, potrivit mineralului predominant. Caracteristic este și faptul că aceste roce sunt foarte intens cutate și în ansamblul lor și afectate de numeroase linii de fractură astfel că stabilirea poziției pe teren este totdeauna nesigură. În general, intercalăriile calcaroase sunt mai puțin frecvente în această serie cu excepția cazurilor cînd avem de a face cu minuscule sinclinaile în care se prind formațiunile superioare.

Dezvoltarea acestei serii este caracteristică pentru partea vestică și meridională a regiunii unde alcătuiește principala culme a Masivului Poiana Ruscă, Cornu Ruscei și culmea vestică: Padeș — Vf. Bordaru — Vf. Babanu — Gladna Montană, ce separă bazinul văilor ce coboară spre Glanda de cele ce se îndreaptă spre SW, către Nădragu. Caracterul sericito-cloritic este dominant în zona meridională și estică a regiunii parcurse (Facies de Luncani) și grafitos în partea vestică (Facies de Gladna). Această serie credem, precum am spus, că alcătuiește fundamental peste care s-au depus calcarele dolomitice și depozitele detritogene.

În V. Cornetului (Tomești) se poate urmări și o succesiune caracteristică în care, într-o serie isoclinală, se recunosc, de la E la W, filite grafitice care trec treptat la șisturi filitice cu sericit iar acestea, mai departe, la șisturi cloritice tipice.

Este remarcabil faptul că, în aceeași secțiune, se poate uneori constata o alternanță între zone compacte clorito-sericitice și zone blastopsamitice granoblastice în care cloritul înconjură granulele de cuarț asemenea unui ciment recristalizat.

c) *Roce porfiogene*. Din partea occidentală a regiunii (V. Bania) apar o serie de intercalăriuni de roce porfiogene cu aspect gnaisic. Sunt roce în care caracterul șistos este mai puțin evident, prezentând alternanțe de zone de cuarț de dimensiuni fin granulare și zone muscovitice, în care apar porfiroblaste mari de feldspat și de cuarț cu extincție ondulatorie înconjurate de granule fine produse



de cataclază și recristalizare. Pe alocuri apar granule de pirită oxidată la limonit. Rocele porfirogene alcătuiesc o zonă restrânsă în partea de W a regiunii. Ele sunt străbătute de o seamă de filoane banatitice.

d) *Şisturi verzi clorito-epidotice*. Fără a se putea preciza la ce nivel metamorfic se situează, apare în regiunea de la E de Tomeşti, o serie şistoasă cloritică alcăuită din şisturi blastoaleuritice și blastopelitice cu structură grano-lepidoblastică pînă la lepidoblastică, alcăuite din cuarț (20–30 %), clorit (50–60 %), calcit (10–20 %), epidot și puțin biotit. Biotitul este arareori proaspăt, în majoritatea cazurilor fiind puternic cloritizat. Pe alocuri se găsesc minuscule grupări de cristale prismatice de albit. În masa roci mai apar granule idiomorfe de pirită răspîndite neregulat. Roca pare a fi provenit dintr-un tufit cu aport de carbonat de calciu.

2. *Complexul carbonatat (calcaro-dolomitic)*. Calcarele și dolomitele sunt rocele caracteristice pentru epizona versantelor de N și NW ale Masivului Poiana Rusă. Caracterele petrografice justifică deosebirea a două tipuri de roce pe care le putem repartiza, așa cum am procedat și cu șisturile, la două grade de metamorfism diferite: un metamorfism mai profund, cu marmore și cipolinuri și o serie de roce cu un grad de metamorfism cu totul superficial, reprezentat prin majoritatea marilor mase calcaro-dolomitice din regiune.

Ca și în seria șistoasă de mai sus, în seria carbonatată se poate urmări o gamă întreagă de cristalinități reprezentând o tranziție de la un tip petrografic la altul, care însă nu este chiar așa de evidentă ca pentru Seria șistoasă.

În ceea ce privește forma de zăcămînt a acestor roce, se deosebesc în primul rînd marile mase de calcare și dolomite cu textura masivă și, în general, cu un metamorfism mai scăzut. Ele se dezvoltă în reg. Luncani și Tomești – Fărășteți pînă la Poeni, constituind principalele culmi și altitudini și dînd nota pitorească rezultată din relieful carstic specific. Singura zonă mai săracă în calcare este la W de Gladna Romînă și pe V. Prodăneștilor, la S de P. Cornilor.

Alteori, calcarele dolomitice apar sub forma unor intercalații lentiliforme de dimensiuni variate sau se interstratifică cu șisturile. Rocele calcaro-dolomitice din seria cu metamorfism redus prezintă structura cristaloblastică granulară caracteristică, granulele avînd dimensiuni variate: de la foarte fine pînă la grosiere. Sînt alcăuite din calcit cu un conținut variabil de carbonat de magnezu pe care însă studiul micrografic nu-l poate scoate în evidență, în lipsa romboedrîlor specifici dolomitici. Uneori carbonații prezintă un pleocroism mai mult sau mai puțin evident, datorită siderozei care poate să apară atât în granule individualizate cât și în amestecuri intime cu calcitul sau dolomitul (fero-dolomit sau ankerit). Culoarea roci variază de la alb-gălbui, prin cenușiu și brun, pînă la negru, datorită prezenței pigmentului grafitic care apare ca o pulbere fină, răspîndită difuz în rocă asemenea pulberei grafitice din cuarțite.



Adeseori roca este puternic diaclazată iar fisurile, umplute cu calcit sau cu sideroză (V. lui Dobrotă). Textura acestor roce este deasemeni foarte variată: de la masivă pînă la șistoasă, trecînd astfel la calcarele șistoase și șisturile seriei de tranziție.

În părțile periferice ale calcarelor masive cum și în zonele șistoase apare de foarte multe ori un amestec de carbonați cu cuarț granular care ne conduce la formele de tranziție către cuarțite.

Efervescența în bucata sau în pulbere a fost un criteriu pe baza căruia am încercat o separare a calcarelor de dolomite pe teren dar ea nu a dat rezultate bune, datorită mixturilor variate dintre cei trei carbonați constituvenți.

Calcarele cu metamorfism avansat sunt transformate în marmore și cipoliniuri, așa cum se constată în lentile de la S de Luncani (V. Stîjenilor — P. Popii). Structura acestor roce este zaharoidă iar la alcătuire participă granule mari de calcit, cu contururi dințate și frumos maclate, cărora li se adaugă uneori cantități mici de muscovit, care dau caracterul cipolinic. Marmora apare, după cum am spus, numai în regiunea Luncani, sub forma unei lentile intercalate în Seria șistoasă și nu se poate afirma cu precizie apartenența ei la un complex sau altul.

3. Complexul de tranziție (pl. II fig. 2 și 3). Am încadrat în «complexul de tranziție» șisturile care se interpun, în genere, între calcare și șisturile epizonale obișnuite, reprezentând fie alternanțe de șisturi calcaroase și filite sau șisturi clorito-sericitice, fie roce cu caracter ambigiu, conținând clorit alături de carbonați sau făcînd trecerea între cuarțite și calcare dolomitice propriu-zise.

Pe flancurile masivelor calcaroase de la S de Luncani (V. Stîlpului, V. Căprișoarei), între șisturile epizonale și calcare, apar alternanțe intime de șisturi calcaroase și șisturi filitice sau clorito-sericitice, putîndu-se observa predominarea șisturilor calcaroase în imediata apropiere a masivelor calcaroase. Se observă deasemenea trecerea gradată către șisturile propriu-zise prin diminuarea în serie a materialului carbonatat. Profilul de pe V. Stîlpului, arată cum aceste roce de tranziție flanchează în mod simetric calcarele. Aceste tranziții se pot urmări în întreaga regiune dar mai ales în V. lui Aleman (Tomești), unde cartarea este mult îngreuiată de aceste variațiuni locale de facies. În regiunile Zolt — Gladna, Luncanii de Sus — Tomești, Crivina — Pietroasa se pot însă urmări tranzițiile tipice despre care am amintit între calcare și cuartite. Se poate constata aici cum calcarele masive trec către periferie la faciesuri din ce în ce mai silicioase, pentru a face apoi loc cuarțitelor propriu-zise, fără a se putea stabili o limită netă între cele două tipuri petrografice. Pe V. Bega, între fabrica de sticlă de la Tomești și sat, aceste tranziții sunt caracteristice. În regiunea Crivina, pe șoseaua Crivina — Pietroasa, la periferia unui masiv calcaros, se constată cum calcarul devine din ce în ce mai cloritos iar faciesul masiv face loc, în mod treptat, faciesului șistos cu tranziție spre șisturi clorito-calcaroase. Tranziția poate fi urmărită pînă la șisturile cloritice propriu-zise la S de Fărăștești.



Urmărind îndeaproape evoluția cantității de silice în zonele de tranziție, constatăm o creștere treptată a cantității granulelor de cuarț de la calcar către cuarțit, dovedindu-se un amestec intim primar între materialul carbonatat și cel silicios, după cum în zonele de tranziție între șisturile clorito-sericitice și calcare se poate admite amestecul primar de material calcaros și silico-argilos. În seria carbonatată se pot recunoaște o seamă de procese de silicifiere secundară sub influența soluțiunilor hidrotermale sau diagenetice. În aceste cazuri, depunerea are loc pe fisuri iar cuarțul prezintă caracterul hialin (Bazinul Văii lui Aleman). Aceste depuneri de cuarț nu pot fi niciodată confundate cu cuarțitele intercalate în calcare sau de la periferia acestora.

TABELUL SINTETIC AL FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DE PE VERSANTUL DE NW AL MASIVULUI POIANA RUSCĂ

	Complexul șistos	Complexul de tranziție	Complexul carbonatat
Seria superioară	Filitre argiloase, cuarțite negre, albe și feldspatiche. Șisturi cloritice cu albite și epidot (?). Filite sericito-cloritice.		Calcare dolomitice în plăci pînă la calcare șistoase albe și negre. Calcare dolomitice massive.
	Cuarțite cloritice și grafitice cu biotit.	Alternanțe de șisturi calcaroase cu șisturi clorito-sericitice. Cuarțite calcaro-dolomitice.	
Seria inferioară	Șisturi filitice și clorito-sericitice cu biotit. Șisturi grafitice cu biotit, în parte retro-morfe.		Marmoră și cipolin.

B) Roce sedimentare. 1. *Conglomerate și cuarțite*. Pe malul drept al Văii Mari (Zolt) am descoperit existența unor conglomerate alcătuite din fragmente de cuarț alb de dimensiuni în jurul a 1 cm diametru și cu o cantitate foarte mică de ciment argilo-feruginos. Raporturile lor cu șisturile epizonale sunt neclare și considerăm că reprezintă depozitele unui minuscul sinclinal prins între șisturi.

În bazinul aceleiași văi, pe unul dintre pîraiele de pe versantul drept, se întîlnesc blocuri masive de cuarțite limonitice cu structură granulară medie, alcătuite din cuarț și aproape lipsite de ciment. În masa rocei apare o pulbere densă de limonit care impregnează roca, îngreuinând observația structurii și caracterului mineralologic.

2. *Depozitele neogene*. În partea de N a regiunii, transgresiunea tortoniană avansează peste Cristalin la SE de comunele Pietroasa și Crivina. Rocele care compun această serie sunt continuarea formațiunilor de același fel



din regiunea Lăpugiului și sînt reprezentate prin conglomerate, nisipuri, gresii și argile cu intercalății piroclastice.

Sedimentele de pe rama nordică sînt alcătuite din nisipuri și pietrișuri atribuite în parte Miocenului și în parte Pliocenului. Aceste pietrișuri acoperă, în partea de N și E culmile dealurilor și sînt compuse din blocuri, uneori de dimensiuni enorme (mai mari de 5 m diam.), de cuarț și sisturi cristaline. În bază aceste depozite prezintă adeseori o zonă de argilă pigmentată cu hematit și limonit, conținînd concrețiuni de natură diagenetică de oxizi de fer și de mangan.

C) Roce eruptive. Rocele eruptive de pe versantul de N și NW al Masivului Poiana Ruscă pot fi atribuite la 3 faze de erupțiuni diferite și anume:

1. Roce eruptive legate de Seria cristalină (serpentine și lamprofire);
2. Roce eruptive din Seria banatitelor;
3. Erupțiuni neogene (riolite și andezite bazaltice) cu piroclastitele respective.

1. *Roce eruptive legate de Seria cristalină.* În Seria epizonală apar o serie de erupțiuni vechi atribuite celor două tipuri citate mai sus. Ele apar în mod sporadic, avînd o dezvoltare restrînsă.

Serpentine. O singură ivire de serpentin a fost recunoscută în întreaga regiune studiată și anume, la fundul Pîrîului Doștina Hișului, affluent al Văii Cornilor, la NE de Tomești. Aflorimentul are dimensiuni neînsemnante (cîțiva metri) iar roca este un serpentin granular, alcătuit dintr-o masă de serpentin (în special crizotil și mai puțin antigorit, în mici grupări lamelare), uneori serpentine amorfă, relicte de olivin, augit uralitizat, actinot și puțin asbest.

Lamprofire. La N de Gladna Romînă, în imediata apropiere a contactului cu depozitele detritice neogene, se întîlnesc cîteva filoane concordante, cu grosimi de aproximativ 1 m, alcătuite din lamprofire cu caractere de diabaze și diabaz-porfirite. Aceste roce lamprofirice sînt alcătuite din feldspat plagioclaz bazic, formînd masa fundamentală ofitică sau intersertală, în care apar fenocristale de plagioclaz puternic calcitizate și chiar caolinizate cum și piroxeni intens uralitizați sau transformați în actinot. Roca conține numeroase granule de apatit, epidot și zoizit cum și o cantitate de cuarț secundar.

2. *Roce eruptive din Seria banatitelor.* Între banatitele care apar pe versantul de N al Masivului Poiana Ruscă, se deosebesc roce intrusive (granodiorite cu biotit), cu o dezvoltare limitată în partea de W a regiunii și roce filoniene și efusive care alcătuiesc filoane și mici dyke-uri ce străbat în sensuri diferite Seria cristalină și care au o dezvoltare mai mare în apropierea minusculului masiv granodioritic de la S de Gladna Montană.

a) *Granodiorite.* Granodioritele din V. Bania (la S de Gladna Montană) trebuie puse în legătură cu masivul granodioritic de la W, din regiunea



Fîrdea-Hăuzești. Dezvoltarea sa nu a fost urmărită decît local. Roca are structura holocristalină hipidiomorfă spre porfirică prin separarea de fenocristale de plagioclazi. Mineralele componente sînt: plagioclazul care apare sub formă de microlite sau fenocristale cu structura zonară, prezintănd recurențe. Este maclat albit—Karlsbad și periclin. Prezintă uneori concreșteri poikilitice cu cuarțul. Cuarțul, subordonat plagioclazului, prezintă incluziuni de feldspat. Biotitul idiomorf prezintă uneori fenomene de cloritizare și numeroase incluziuni de apatit. Între mineralele secundare, frecventă este pirita, care alcătuiește unele concentrații locale.

b) *Roce filoniene banatitice.* Aceste roce se întâlnesc în toată masa epizonală străbătînd-o în sensuri diferite. Ele prezintă grade variate de aciditate de la riolite pînă la lamprofire. În bazinul Văii Bania, filoanele au caracter foarte variat și se dezvoltă, după cum s-a spus, în jurul masivului granodioritic menționat. Se deosebesc următoarele tipuri de roce:

Riolite. Acestea au fost recunoscute la S de menționatul masiv granodioritic și la W de valea paralelă cu V. Bania. Roca este în general puternic alterată, silicifierile și piritizările ștergînd caracterul ei primar. Se disting fenocristale corodate de cuarț bipiramidal, feldspați potasici maclați Karlsbad și puternic alterați cu formare de cuarț și sericit, biotit cloritizat. Masa fundamentală este puternic silicifiată. Pirita alcătuiește granule răspîndite neregulat în rocă.

Dacite. Au fost recunoscute la W de V. Bania cum și pe această vale, în amonte de granodiorit și sînt alcătuite din fenocristale de plagioclazi (conținînd pînă la 45 % An) uneori puternic caolinizate, mai ales pe margini, hornblendă verde puternic pleocroică, biotit și în subsidiar cuarț. Masa fundamentală este microlitică, deobicei puternic silicifiată. Ca minerale accesorie cităm: apatit, rutul și actinot.

Andezite și porfirite. Alcătuiesc filoanele cu răspîndirea cea mai mare în regiune. Probele colectate de pe V. Bania sînt puternic alterate și apar alcătuite din fenocristale mari de feldspați plagioclazi bazici (aprox. 60 % An), piroxen și biotit, incluse într-o masă fundamentală puternic calcitizată și silicifiată. Mineralele femice sînt în general cloritizate, piroxenii prezintănd adeseori opacitizări centrale și cloritizări periferice. Rocele conțin mult apatit și pe alocuri pirită.

Lamprofire. Aceste roce reprezintă separațiunile filoniene cu caracterul cel mai bazic. Probele examineate, tot de pe V. Bania, au caracterul de diabaz-porfirite, fiind alcătuite dintr-o masă fundamentală microlitică de feldspat, cu structură ofitică sau intersertală, în care apar fenocristale de augit uralitizat și multă olivină.

3. *Roce eruptive neogene. Andezite bazaltice și piroclastite.* În partea de E a regiunii (Crivina — Pietroasa), pe o parte

și pe alta a Văii Sasa, peste Cristalin și Sedimentar, se dispune o alternanță de pînze efuzive bazice și piroclastite (cinerite și aglomerate). Roca este un andezit bazaltic de culoare neagră, alcătuit din feldspat-plagioclaz (43–51 % An), biotit-olivină și augit, incluse într-o masă fundamentală criptocristalin-vitroasă, de culoare închisă.

Riolite cu biotit și hornblendă și piroclastite. Riolitele apar într-un singur punct în regiune, între comunele Tomești și Românești, pe șoseaua principală. Roca este de culoare roșie-brună cu biotit și hornblendă. Ea este însotită, pe malul stîng al Văii Bega, de cinerite de culoare albă, din a căror alterare rezultă roce bentonitice.

IV. Considerații tectonice

După cum s-a spus în partea introductivă, cînd s-au arătat dificultățile întîmpinate pentru stabilirea unei serii superioare și unei serii inferioare de metamorfism, complicațiunile tectonice ale regiunii sănt foarte mari și lipsa unui orizont-reper, complică și mai mult aceste interpretări. Seriile sănt puternic încrețite în ansamblu cum și în intimitate astfel că stabilirea unor zone sinclinale și anticlinale apare aproape imposibilă. Nu se poate în nici un caz susține ipoteza potrivit căreia dolomitele și calcarele ar reprezenta un orizont intermedian între filitele fundamentalui și șisturile superioare. Întreaga serie este rezultatul unor procese de metamorfism cu grade diverse, după punctul considerat. Nu se poate vorbi nici despre un anumit sens de cădere al șisturilor, mai ales cînd ne referim la Seria de Padeș a cărei intimă încrețire este specifică. Recunoașterea concordanței în serie a lentilelor de calcar ceva mai masive decît bancurile interstratificate este deasemeni îngreuiată de cutarea disarmonică a acestor roce. Șisturile se cutează mai ușor decît calcarele, fapt care poate fi perfect observat în pîraiele de pe dreapta Văii Mari a Zoltului în care se pot recunoaște bancuri de calcar perfect concordante între șisturi și cutate laolaltă cu ele, alături de lentile de calcar dolomitic slab cutate în care șisturile bat în toate sensurile, dînd impresia unei discordanțe unghiulare.

Astfel de cutări disarmonice am avut ocazia să recunoaștem în Seria diabazelor și jaspurilor conexe din partea meridională a Masivului Drocea, primele cutîndu-se mult mai greu și alcătuind cute cu o rază mult mai largă decît cuveratura jaspurilor care se încrețește și se fracturează mult mai ușor și mai strîns.

În general, putem recunoaște trei zone cărora le atribuim un caracter sinclinal, marcate de masivele calcaroase și anume (de la W la E):

1. Zona Prodănești (S Gladna Romînă);
2. Zona principală Luncani – Tomești;
3. Zona Fărăsești – Crivina.

Toate aceste zone sănt însă foarte apropriate și pot fi considerate ca alcătuind de fapt o singură zonă mai mare cu caracter de sinclinorium.



În unele regiuni, se pot urmări căderi mai mult sau mai puțin clare, cum este V. Stîlpului de la S de Luncani, unde predomină căderile meridionale, definindu-se un sinclinal cu calcare în ax și roce de tranziție pe flancuri.

Considerînd rocele de tranziție de pe flancurile masivelor calcaroase drept orizonturi-reper, se pot defini o seamă de minuscule anticlinale secundare a căror urmărire nu poate fi făcută.

V. Considerațiuni litologice

O încercare de stabilirea litofaciesurilor formațiunilor primare care au dat naștere Cristalinului de pe versantul nordic al Masivului Poiana Ruscă trebuie să pornească în primul rînd de la caracterul seriei carbonatate. Caracterul masiv al acestor roce cum și cantitatea de $MgCO_3$ pe care o conțin, dovedesc originea lor recifală, procesele de metamorfism avînd calitatea de a îmbogăti aceste roce în magneziu.

Alternanța de calcare și sisturi blastopelitice sau blastopsamitice corespunde îndințărilor de faciesuri dintre depozitele detritice calcaroase și depozitele terigene primordiale, dezvoltate în vecinătatea recifilor și sedimentelor adiacențelor, așa cum admite și Prof. CODARCEA. La nivelele la care calcarele au dezvoltări mari în suprafață fără însă a îmbrăca specificul caracter masiv, putem admite că ne găsim la orizonturile cînd, datorită opririi procesului de subsidență, calcarele se dezvoltă intens de o parte și de alta a axului recifului. Profilul recifilor pigmei silurieni din regiunea Gothland lămurește perfect raporturile dintre depozitele detritice și calcare, în procesul de sedimentare. Amestecul intim de material terigen și carbonatat conduce prin metamorfism la dolomitele silicioase și la cuartitele calcaroase de tranziție.

Alternanțele de calcare sau sisturi calcaroase cu zone cloritice sau sericitice ar proveni din metamorfozarea depozitelor alternative de material argilos și calcaros depus pe flancurile recifilor, în timp ce alternanța cu cuartite ar corespunde alternanței de psamite terigene și nisipuri coraliere.

Aceste observațiuni sunt în concordanță cu cercetările făcute în diferite regiuni cu calcare recifale, cum este domeniul calcarelor jurasice superioare (Facies de Stramberg), cum și în calcarele cu caracter dolomitic cum este de pildă regiunea de recifi triasici de la St. Cassian, caracterizată prin faune pigmee bine cunoscute.

Sisturile și cuartitele grafitoase corespund unor sedimente depuse la nivele cu aport de substanță organică, fie pe flancurile externe ale calcarelor, fie în laguna interioară a atolilor.

Binecunoscutul savant sovietic SVEȚOV atrage atenția în mod deosebit asupra sedimentelor ce flanchează recifii și a căror interpretare tectonică și litologică poate produce adeseori confuzii și erori de interpretare.

Amestecul de material detritic și terigen pe flancurile recifilor care se poate constata în numeroase cazuri, a suferit procese de dolomitizare concomi-

tent cu calcarele recifale propriu-zise, aşa cum am avut ocazia să constatăm în depozitele care flanchează recifii triasici de la Pojorîta (Carpaţii orientali).

În ceea ce priveşte minereurile singenetic din serie, ele pot fi omologate cu depunerile de oxizi de fier şi mangan sau de clorite, cu caracter oolitic sau amorf, produse în zonele marine puţin adânci de tipul minetelor doggeriene sau minereurilor oolitice siluriene (Urali, Normandia). Procesul de metamorfism le-a trecut la hematit sau magnetit. Minereurile din calcarele dolomitice pot reprezenta vechi depozite reziduale metamorfozate.

VI. Concluzii

În urma studiului executat asupra formaţiunilor de pe versantul de N şi NW al Masivului Poiana Ruscă s-a ajuns la concluzia că şisturile epizonale din această regiune provin din metamorfozarea a două complexe sedimentare diferite din punct de vedere litologic şi anume:

1. Q serie argilo-grezoasă care a dat naştere şisturilor şi filitelor cu clorit, sericit şi grafitt;

2. O serie carbonată din care au rezultat calcarele şi dolomitele cristaline.

Caracterul masiv al rocelor calcaroase cum şi ocurenţa lor conduc la concluzia că ne găsim în prezenţă unor calcare recifale metamorfozate. Depozitele de pe flancurile recifilor, în care materialul detritic recifogen se îmbină cu materialul detritic terigen, a dat naştere prin metamorfism. rocelor calcaro-cuarţitice sau calcarelor clorito-sericitice care stabilesc astfel trecerea între faciesul carbonatat şi cel şistos. Îndinţările primare de material terigen şi calcaros au dat naştere alternanţelor de şisturi calcaroase şi filite, înglobate deasemeni în serie de tranziţie.

În ceea ce priveşte gradul de metamorfism, s-au deosebit două complexe:

1. Un complex cu un metamorfism mai avansat (Filitele de Pades), la alcătuirea căruia participă roce şistoase puternic încreşte atât în ansamblu cât şi în intimitate şi prezentând biotit şi muscovit.

2. O serie cu metamorfism mai redus, având ca roce conduceătoare cuarţitele grafitice şi filitele cu sericit.

Între cele două serii există treceri gradate iar procesele de retromorfism le modifică uneori caracterele.

În complexul carbonatat s-au deosebit deasemeni roce cu metamorfism mai redus, reprezentate în primul rînd prin marile mase de calcare dolomitice şi roce cu un metamorfism mai avansat, cu o dezvoltare foarte limitată (marmoră şi cipolin) corespunzînd, în mare, celor două serii enumerate mai sus.

Se mai citează existenţa unor şisturi clorito-epidotice cu albă, rezultând din roce piroclastice şi a rocelor porfirogene, în partea de W a regiunii.

În seria sedimentară, s-au recunoscut roce vechi prinse în sinclinală în Seria epizonală, Bazinul Văii Zoltului.



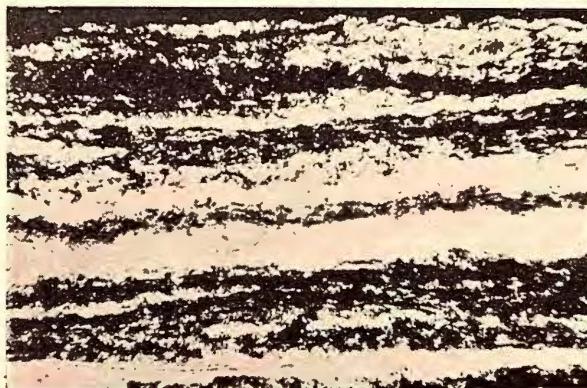


Fig. 1. — Secțiune printr-un cuarțit grafitic din seria detritogenă de la S. de Com. Lunca (x48—N II).

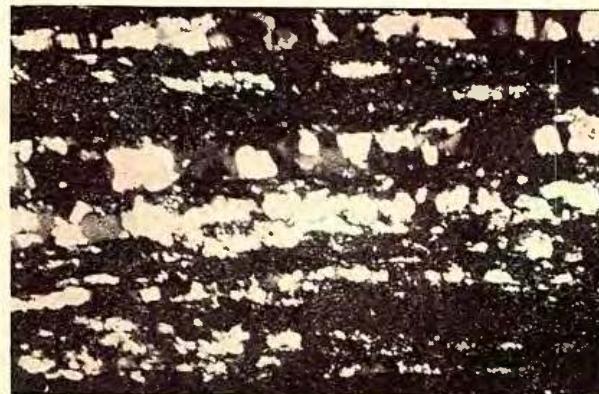


Fig. 2. — Același secțiune cu N +.

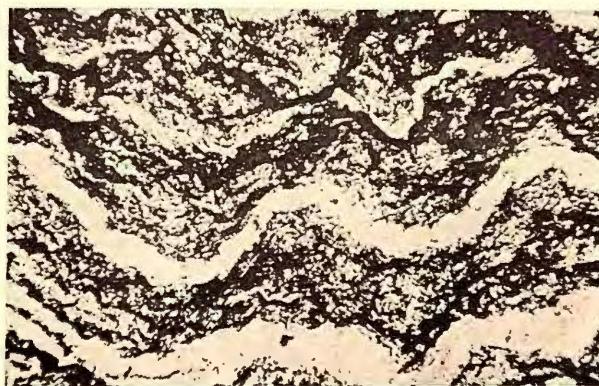


Fig. 3. — Cuarțit grafitic cu biotit din regiunea Gladna Română (x 48—N II).

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředințelor, vol. XL.



Fig. 1. — Filit biotitic din reg. Tomești ($\times 26$ —N +).



Fig. 2. — Plaje de cuarț la periferia calcarilor dolomitice din reg. Luncanii de Sus. ($\times 26$ —N +).



Fig. 3. — Calcar recristalizat cu granule de cuarț detritogen. Fundul Văii Căprișoara (Izv. Văii Bega) ($\times 26$ —N II).

Rocele eruptive de pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă au fost atribuite la trei timpuri de erupție:

1. O primă fază de erupțiuni legate de Cristalin (serpentine și lamprofire);
2. Erupțiuni banatitice (granodiorite și roce filoniene);
3. Erupțiuni neogene (riolite cu biotit și andezite bazaltice).

În capitolul referitor la tectonică s-au arătat complicațiunile structurale rezultate din numeroasele cute și falii cum și cutările disarmonice, datorită plasticității diferite a calcarelor față de rocele complexului șistos. Pe baza observațiunilor de pînă acum, nu s-au putut trage concluzii de ordin general privind Masivul Poiana Ruscă.

Prezidează Dr. E. CAZIMIR.

— P. PETRESCU. — Manifestările hidrotermale carbogazoase bicarbonatare alcaline din Văile Slănicul Moldovei, Sălăriei și Ciungetului ¹⁾.

Şedința din 8 mai 1953

Prezidează prof. MIRCEA D. ILIE.

- V. LĂZĂRESCU. — Teoria orogenică emisă de Belousov (Referat).
- S. SIMOTA. — Determinarea permeabilității pentru apă a solurilor, în vederea întocmirii proiectelor de irigație (Referat).
- V. MANILICI. — Cercetări geologice asupra Masivului Leaota ²⁾.
- N. MESZAROS. — Cercetări geologice executate în Transilvania de Nord-Vest (Paleogenul din Bazinul Transilvaniei în comparație cu Paleogenul din U.R.S.S.) ²⁾.
- N. MESZAROS — Litologia rocelor sedimentare (Conferință ținută la Moscova în anul 1952, Partea I) (Referat).
- V. PUȘCARIU. — Raportul colectivului de speologie pe anul 1952 ³⁾.

Şedința din 15 mai 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

— ANDREI GOTZ. — Dare de seamă asupra regiunii Sovata—Praid.

În luna iulie 1952, am cartat în regiunea Sovata — Praid dînd o atenție specială formațiunilor vulcanice. Suprafața cercetată cuprinde V. Juhodului

¹⁾ Va apărea în *An. Comit. Geol.* Vol. XXIX.

²⁾ Manuscrisul nu a fost prezentat la redacție pînă la data imprimării volumului.



cu afluenții, cursul superior al Tîrnavei Mici cu afluenții săi din dreapta și regiunea colinelor de la W de Praid.

Sedimente pliocene

Sedimentele pliocene apar în postamentul formațiunilor vulcanice pe bordura de vest a acestora și se scufundă spre est sub masele aglomeratelor și breciilor vulcanice. Începînd de la Sărăteni ele se întind la est de Siklod și Küsmöd pînă la Atia, formează o fișie mai îngustă de-a lungul Văii Nagyviz între Praid și Ocna de Sus și apar, în petece mai mici sau mai mari, și mai la E.

Sînt alcătuite, în general, din argile verzui-albăstrui sau sure, din nisipuri gălbui sau roșiatice, care trec uneori în pietrișuri cu elemente de cuarțite sau șisturi cristaline.

În Valea Ölves apar ca fereastră de eroziune părțile superioare ale acestor sedimente. La bază apar argile verzi intens cutate, se continuă cu o serie de strate alcătuite din nisipuri și pietriș nisipos, îp care găsim incluziuni în mărime de 1–5 cm, alcătuite din cuarțite albe, negre și roșcate, șisturi cloritice și micacee, calcare cristaline și gresii fine cu vine de calcită. În aceeași vale, mai sus cu 100 m, găsim argilă sură, cu urme de cărbuni, și nisipuri, toate intens cutate iar deasupra strate de pietrișuri nisipoase, alternând cu nisipuri. Interesant este că stratul inferior de pietriș conține, pe lîngă cuarțite, șisturi cristaline, calcare, gresii, bulgări de nisip și bulgări de argile și bucăți mari rotunjite de andezit. Se vede deci că ultima parte a sedimentelor devine tot mai grosieră și în timpul depunerilor au existat deja primele erupții vulcanice de unde au provenit bolovani de andezit.

Sînt de mare interes petecele de sedimente care apar ca mici ferestre de eroziune, răspîndite în afluenții mai mari a Văii Juhod.

În Valea Sebes, pe malul stîng, se află un petec de alunecare în fundul căruia apare argilă și nisip micaceu în poziție foarte dislocată, alături de andezite și brecii vulcanice.

Într-un affluent mai mare a Văii Sebes, numit Felső Iszop Patak, se găsește un petec de nisip destul de compact iar în Valea Alsó Iszop Patak se găsesc argile nisipoase. În Valea Sik Patak pe o porțiune de 150 m sub malul abrupt se găsesc argile nisipoase. În Valea Sik Patak pe o porțiune de 150 m sub malul abrupt se ivesc în multe locuri argile gri-verzui. Calea ferată forestieră din Valea Tekeros Juhod este tăiată într-o argilă sură care este amestecată cu bolovani de cuarțite albe și negre și șisturi cristaline.

Din albia Pîrîului Szilas am putut culege bucăți de argile, șisturi cloritice și un conglomerat calcaros cu elemente de cuarțite și argile sure, argile sure compacte. *In situ* însă nu le-am găsit. În Valea Hideg Juhod, sub gura Pîrîului Also Mező, se află un petec de argilă sistoasă de culoare cenușiu-inchisă, care poate fi și o intercalatie în brecii.



Sedimente intercalate între depozitele piroclastice. Afără de ivirile sedimentare de mai sus, care aparțin foarte probabil sedimentelor din substrat, mai găsim cîteva sedimente care fără îndoială sînt intercalate între breciile vulcanice.

Într-un affluent mic al Tîrnavei, mai jos de Kétag, la o înălțime de 160 m deasupra fundului văii principale, găsim un petec de argile verzui care apare în mai multe locuri sub malurile abrupte. În acest loc se întîlnesc mai multe pîraie cu albi largi mlăștinoase și mici alunecări de teren, care arată întinderea mai mare a sedimentelor argiloase.

Se vede foarte clar situația în Valea Prajd unde deasupra aglomeratelor breciforme urmează tufuri fine, apoi o intercalărie de sedimente alcătuită dintr-un strat de nisip, apoi argile compacte cu urme de plante, nisipuri și gresii iar deasupra pietrișuri și conglomerate. Sînt acoperite de brecii vulcanice.

Limita sedimentelor și a materialelor vulcanice (brecii, tufuri și aglomerate) suprapuse este însotită peste tot de o zonă destul de largă cu o morfologie specifică alunecărilor de teren.

Acolo unde văile sînt tăiate pînă în Sedimentar iar rocele vulcanice acoperă crestele dealurilor, pe pante mai domoale se însiră mobile mici și mai mari din material vulcanic care, rupte din complexul superior, alunecă în jos. Toată suprafața e acoperită de material vulcanic împrăștiat însă în multe locuri mai ales în pîraiele mai mici, care sînt tăiate mai adînc apar la zi nisipuri, argile, pietrișuri cuartitice, ce e drept, în aflorimente mici.

Așa e dezvoltată limita de vest a Eruptivului unde aglomeratele și breciile vulcanice ocupînd creasta dealurilor se înlăță ca pereți abrupti (Siklódkő, Küsmödi kő) deasupra pantei domoale cu mobile împrăștiate printre care găsim lacuri mici și mlăștini. Același caracter prezintă pantele de dealuri deasupra comunelor Ocna de Sus, Ocna de Jos, ambele părți ale Văii Tîrnavei începînd de la Prajd aproape pînă la Kétág, precum și Valea Juhodului la locul numit Kápolnás Mező.

Tufite. În partea cuprinsă între Atia, Ocna de Jos și Siklód, deasupra sedimentelor urmează tufite fine și grozioare, din material eruptiv și sedimentar.

Sînt bine dezvelite în Valea Ölves, în locul amintit mai sus, unde peste conglomerate cu incluziuni de andezit urmează strate cu material andezitic mai fin, cuprinzînd pe lîngă blocuri mari de andezit fragmente mici de cuarțit. La fel pe coasta de vest a Dealului Fias Tető, în părțile inferioare, tufitele conțin cantități considerabile de diferite materiale sedimentare. În locurile fără aflorimente continuarea lor se poate urmări după fragmentele rotunjite de cuarțit, care sînt răspîndite în sol alături de blocuri andezitice.

Aceleasi formațiuni se găsesc, mai puțin frecvent și pe coasta care se află la est de Ocna de Sus.



Sedimente tufoogene. În multe locuri din regiunea cercetată se pot observa formațiuni cu aspect de sediment, alcătuite din material piroclastic. Ele sunt stratificate, într-o oarecare măsură, în strate de la 30 cm pînă la mai mulți metri grosime. Dimensiunile elementelor de roce andezitice variază de la strat la strat. Alternează strate în care predomină elemente mai mari cu strate cu elemente mărunte și cu strate cu aspect nisipos sau tufaceu. Caracteristică este forma rotunjită a elementelor, ceea ce dovedește că au fost transportate de apă. În cele mai multe cazuri găsim laolaltă andezite de diferite tipuri. Sunt incluse în mult ciment, puțin compact.

În Valea Szilas se poate vedea un conglomerat andezitic mai mărunț, alternând cu strate de tufuri bine întărite. În văile Középmező și Alsómező predomină un astfel de complex alcătuit din material nisipos sau mai grosolan, dispus în strate. Întregul complex pare intercalat între brecii vulcanice.

Pe platoul dintre obârșia Pîrîului Prajd și Ocna de Sus se găsesc, pe întinderi mari, astfel de formațiuni, adică aglomerate detritice puțin cimentate cu elemente foarte heterogene intens alterate. Alternează uneori cu strate nisipoase sau tipic conglomeratice.

Problema lor nu este încă rezolvată. Nu se pot deosebi cu siguranță de breciile vulcanice propriu-zise pentru că uneori și breciile arată oarecare stratificație, ca în Valea Nagyág și pe Vf. Görnyes. Nici rotunjimea elementelor nu prezintă un criteriu sigur pentru că și în brecii, în urma dezagregării sferice incluziunile apar rotunjite.

Din această cauză și delimitarea lor este îngreuiată.

Presupun că s-au format în intervalle dintre două erupții vulcanice, din materialul breciform încă neconsolidat, în mici bazină de acumulare, adunate de către apele torențiale.

Brecii vulcanice. Cea mai mare parte a regiunii este ocupată de brecii vulcanice care ating grosimi de mai multe sute de metri. Alcătuirea lor este foarte variată din care cauză sunt foarte greu de deosebit între ele. În acel scurt timp ce mi-a stat la dispoziție n-am putut culege eșantioane, de care ar fi fost nevoie într-un număr foarte mare, ci m-am mărginit la studierea lor macroscopică la fața locului. Astfel am putut recunoaște mai multe tipuri de brecii vulcanice deosebite pe baza alcăturii lor petrografice.

Delimitarea exactă a diferitelor tipuri de brecii nu se poate face din cauza terenului tare acoperit cu păduri. Pot doar semnala locurile cele mai importante unde se ivesc (și încerc să stabilesc raporturile între ele).

În general se deosebesc de aglomeratele descrise mai înainte prin duritatea lor și prin compactitate mai mare. Înfățișarea generală este mai omogenă și prezintă numai rareori oarecare stratificație. Elementele sunt colțuroase, mai rar rotunjite pe părțile proeminente prin acțiunea agentilor externi.



Compoziția mineralogică atât a cimentului cît și a incluziunilor variază mult încât poate servi ca indiciu la clasificarea lor.

În ordinea poziției lor am putut deosebi:

Brecii vulcanice de andezit cu hornblendă. Profile caracteristice care arată poziția acestor brecii se observă în Văile Iszóp de Sus și Iszóp de Jos, afluenți ai Sebeșului. Aproape de gură lor, în părțile inferioare, se găsesc brecii de andezit cu hornblendă, în care predomină cimentul grosier de culoare cenușiu-deschisă. Conține incluziuni cenușii închise de andezit cu hornblendă de 5—10 cm sau chiar și mai mari și incluziuni de 1—2 cm de culoare deschisă, albă sau gălbuiie, formate în urma caolinizării înaintate a andezitului. Cu același aspect aceste brecii sunt răspândite pe teritoriile mari, ocupând întotdeauna părțile inferioare.

Brecii vulcanice de andezit cu hornblendă și piroxeni. Revenind la profilul din V. Iszop deasupra breciilor descrise mai sus, apar brecii cu aspect cu totul deosebit. Sunt în general de duritate mai mare așa că le găsim în multe locuri ca pereți și turnuri proeminente. Cimentul e fin și cenușiu. Conțin elemente de 10—13 cm sau și mai mari de andezit cu piroxeni și elemente mai deschise de andezit cu hornblendă. Apar și în multe alte locuri, de ex. în V. Parajd Vize.

Brecii vulcanice de andezit cu piroxeni. Breciile de acest fel sunt cele mai distințe prin culoarea lor închisă și prin faptul că conțin incluziuni scoriacice în cele mai multe cazuri de culoare roșiatică pe lîngă bucăți colțuroase de culoare închisă de andezit cu piroxeni.

Cartarea acestor brecii este dificilă pentru că apar sporadic ca turnuri și pereți singurateci fără a se putea urmări legăturile între ele și situația lor față de celelalte tipuri. Așa de exemplu le găsim în mai mulți afluenți ai Sebeșului în Valea Iszóp de Jos, în mai multe locuri ale Văii Sik, la Malomkösarka și în mai multe locuri ale Văii Juhod.

Tufuri și brecii vulcanice de andezit cu hornblendă. În regiunea la N de Valea Juhod și Valea Tîrnavei, ca și la S și E de Valea Tîrnavei, în părțile cele mai superioare, acoperind mai gros sau mai subțire celelalte brecii, se găsesc brecii de andezit cu hornblendă. Au duritate redusă, ciment fin și elemente mărunte. Alternează cu strate subțiri de tufuri fine. Așa le găsim în Valea Iszóp de Sus pe platoul Sikbér, platoul Istvan Bérc și Elemér šarka și pe versantul de sud de Karbohágó.

Succesiunea breciilor este deci următoarea: Începînd cu brecii de andezit cu hornblendă continuă cu brecii de andezit cu hornblendă și piroxeni împreună cu andezite numai cu piroxeni și în fine acoperind toate celelalte urmează un tip nou de brecii de andezite cu hornblendă. Corespund foarte bine cu succesiunea



formațiunilor eruptive din centrul Masivului Gurghiu în Valea Seaca stabilită de către mine în anul trecut. Acolo și curgerile de lave andezitice arată aceeași situație adică la bază se găsesc andezite cu hornblendă, apoi multe intercalații de lave andezitice cu piroxeni și la sfîrșit andezite cu piroxeni și hornblendă.

Roce eruptive masive

În foarte multe locuri găsim petece de diferite mărimi de roce compacte având o variație foarte mare. Cele mai multe par să fi după poziția lor față de brecii, iviri filoniene. La mai puține iviri am putut constata că sunt aflorimentele unor curgeri de lave.

Curgeri de lave andezitice. În apropierea satului Iliești, pe Dealul Csuma-Hegyese, se găsește un petec de andezit cu piroxeni având o grosime vizibilă de 20–30 m. În părțile de jos apare în plăci subțiri iar pe vîrful dealului, în blocuri mari de mai mulți metri. Înclinarea principalelor fețe de diaclaze converg spre un centru comun în apropierea vîrfului. Ivirea este încurjurată de brecii. Toate acestea arată că e vorba de un mic centru efusiv cu o mică placă de andezit.

La Malomkösarka găsim un andezit cu piroxeni, în special cu mai mult hipersten care, după poziția lui, trebuie să fie o parte dintr-o curgere de lavă.

Pe Vîrful Cetății (Vár) la sud de Valea Juhodului Rece începînd de la creastă în jos, în grosime de 40 m, deasupra breciilor se află un andezit în plăci subțiri. Diaclazele principale arată o înclinare spre SE cu 40°. Probabil că este partea unei curgeri de lave.

Roce filoniene

Nu voi enumera toate ivirile, nici descrie amănunțit petrografic aceste roce ci voi da numai o privire generală asupra lor. Afară de cîteva iviri asupra poziției cărora n-am putut decide, majoritatea nenumăratelor iviri de andezite sunt de origină filoniană, formînd dyke-uri mai mici sau mai groase de la cîțiva metri pînă la mai multe zeci de metri. Formează un sistem foarte complicat și sunt asociate în cele mai multe cazuri cu breciile scoriate cu piroxeni. Se găsesc însă și în celealte feluri de brecii; ba într-un loc deasupra liniei ferate Sovata – Praid, am găsit andezite alături de conglomerate și nisipuri. Din cauza terenului foarte acoperit nu le-am putut urmări pe întinderi mai mari nici să fac legătură între ele. Din punct de vedere petrografic ele prezintă o variație foarte mare.

Diorite. În pîraiele afluente ale Sebeșului am găsit roce compacte care sub microscop arată structura holocristalină și astfel le-am considerat ca microdiorite. La al doilea dintre cele două aflorimente roca compactă este prinsă între brecii iar în unele locuri, breciile sunt întrețesute de filoane subțiri de diorit.



În Valea Tekerös-Juhod dar și în alte locuri unele roce se prezintă sub microscop cu masa fundamentală holocristalină aşa că se pot considera ca diorit-porfirite. Foarte tipic găsim astfel de roce în partea de jos a stîncii numite Csürköve din Valea Tekerös Juhod. Alternează de mai multe ori cu brecii și afară de asta este fragmentat prin mai multe falii mici. În alte părți am observat că într-un singur dyke sunt părți cu structura diorit-porfiritică pe lîngă structura normală andezitică. Așadar, diorit-porfiritele nu se pot despărți de andezite fiind legate prin multe tipuri de trecere.

Andezite. Ca o trecere de la diorit-porfirite spre andezite găsim roce în care masa fundamentală nu e pe deplin cristalină ci numai în unele locuri ale secțiunii subțiri, printre ele cu părți mici sticioase sau cantitate foarte mică de masă sticioasă răspîndită uniform. Sunt andezite cu piroxeni.

În rocele din cele mai multe iviri găsim andezite cu structura pilotaxitică. Mai puține au masa fundamentală hialopilitică.

Andezitele variază pe scară largă și în privința compoziției. De la andezitele cu piroxeni avem o trecere treptată spre andezite cu hornblendă. Tipuri intercalate sunt andezitele cu piroxeni și cu hornblendă în bună parte resorbîtă.

La acestea găsim componente feromagnezieni piroxeni în cantitate normală iar în cantitate mică găsim aglomerări de magnetită mai rar cu feldspați și piroxeni care păstrează forma tipică a hornblendei. Uneori găsim și câte un nucleu de hornblendă intactă.

Avem roce în care hornblenda se găsește în cantitate egală pe lîngă piroxeni. Aici marginile cristalelor de hornblendă sunt de obicei mai mult sau mai puțin resorbite.

Ca ultimă grupă amintesc andezitele care nu conțin sau conțin numai în foarte mică măsură, piroxeni. Și la acestea hornblenda este rareori nealterată și are contur gros de opacitate. Masa fundamentală este în general hialopilitică cu grăuncioare de feldspați și magnetită.

Date tectonice

Cu toate că fenomenele tectonice au jucat un rol foarte important în formarea structurii actuale a regiunii, e foarte greu de a obține date detaliate și precise.

Se pot urmări linii mari tectonice care urmăresc în general tectonica sării, linia diapirismului adică direcția NW—SE. De-a lungul unor mari falii de aceeași direcție, postamentul a fost rupt în bucăți iar părțile vulcanului s-au mișcat în sens vertical de-a lungul lor. Așa se poate explica apariția petecelor de sedimente care apar în mijlocul maselor eruptive în poziție dislocată, mai ales acele din Valea Sebeș, Iszópul de Sus, Iszópul de Jos și V. Sik, care cad pe o linie dreaptă.

Ceea ce se poate observa mai bine este tectonica de detaliu. În primul rînd sedimentele, la care se vede stratificație, sunt intens sfârîmate și dislocate. Aceasta se vede în Valea Sebeșului unde argile și nisipuri se găsesc într-o învăl-



mășeală cu aglomerate andezitice încât nu se mai poate determina poziția lor. Tot aici pe o stîncă de andezit găsim o oglindă tectonică foarte interesantă care înclină spre NE cu 70° și arată două sisteme de zgîrireturi. Unul aproape în sensul înclinării cu multe linii fine iar al doilea sistem aproape pe direcție constituie din zgîrireturi grosolane și rare. Ambele sisteme de zgîrireturi se întrelapă sub unghiul de 50° .

În unele pîraie care curg peste brecii și apa curăță albia de bolovăniș se văd dese crăpături care traversează valea. Așa în Valea Szilas se văd cinci astfel de crăpături care au direcția NW—SE și sunt aproape verticale. La fel și în Valea Praid se găsesc cu aproape aceeași direcție. Cu mult mai bine decât în brecii se pot observa rupturi și dislocații mici în rocele compacte. Cele mai frumoase exemple le avem în Valea Tekerös Juhod unde în multe iviri, roca compactă se termină brusc cu linie dreaptă urmînd brecii pentru ca să se continue după cîțiva metri aceeași rocă. Rupturi și dislocări am amintit la stîncă numită Csürköve.

Sunt în număr mare izvoare de falii. Așa e un izvor foarte mare din Valea Săbeș care se află într-un bot de deal la înălțime de 50 m deasupra apei pe cînd văile din dreapta și stînga lui la un nivel mai jos sunt de obicei secate. Găsim izvoare de falii și în Văile Juhodul Rece, Tekerös Juhod și Szilas totdeauna în vecinătatea altor fenomene tectonice și unde dyke-urile sunt cele mai dese.

Fenomenele tectonice au avut loc tot timpul erupțiunilor vulcanice; în prezent încă nu pot urmări evoluția lor.

— IOAN TREIBER. — Cercetări geologice în Munții Călimani și Hârghita.

În vara anului 1952, am făcut cercetări geologice în Masivul Călimanilor de nord și în Munții Hârghitei de nord.

În Masivul Călimanilor de nord am cercetat, cu prof. Z. TÖRÖK sectorul cuprins între Dornișoara, Gura Hăitii (nord) și Vîrfurile Bistricei și Rechitiș (sud).

În ce privește datele bibliografice asupra acestei regiuni, la început sunt numai date sporadice, ce apar ici-colo în lucrările lui RICHTHOFEN, HAUER și STACHE, KREMNICZKY, POSEPNY, HERBICH, PÁLFY, cuprinse în lucrarea monografică, din 1900 a lui KOCH. Mai tîrziu, între anii 1915—1936, părțile sudice au fost studiate de SZÁDECZKY și prof. TÖRÖK, iar cele nordice (între anii 1934—1938) de către profesorii SAVUL și NICHITA. În anii 1941—1945 lucrează prof. TÖRÖK și B. BEM, iar din anul 1948 pînă în prezent, colectivul geologic de la Universitatea Bolyai din Cluj.

Regiunea aceasta — după cum reiese și din raportul prof. TÖRÖK — este alcătuită în mare parte dintr-un masiv subvulcanic, care are ivirile cele mai frumoase și cele mai caracteristice în două locuri: în regiunea afluenților Pîrîului Dorna și în regiunea afluenților Pîrîului Neagra.



Flancul nordic și vestic al masivului subvulcanic este acoperit cu sedimente eocene și oligocene. Aceste sedimente în contact cu măsivul subvulcanic sunt metamorfozate caustic și peste ele se găsesc ca niște insule, materiile piroclastice ale Efuzivului. Flancurile sudice, estice și nord-estice ale formațiunii subvulcanice sunt acoperite direct cu materiile vulcanice rezultate din diferitele cicluri de erupții din Masivul Călimanilor. Pe flancul sudic, numai în capul văii Dornei se mai găsesc resturi de sedimente deasupra masivului subvulcanic.

Masivul subvulcanic este format din roce dioritice, din diorit-porfirite și andezite, care în multe locuri prezintă alterări mai mult sau mai puțin profunde, datorite influenței factorilor post-vulcanici. Influența factorilor post-vulcanici este mai accentuată pe flancul sudic al masivului subvulcanic, unde pe o fâșie mai mult sau mai puțin îngustă, roca acestei formațiuni prezintă alterări mai profunde (propilitizări, caolinizări, silificieri și mineralizări). În afară de aceste alterări, de multe ori rocele sunt și brecificate.

Astfel, în valea Pîrîului Tihu, în roca subvulcanică (andezit cu piroxen și cu hornblendă rezorbită), se găsește o zonă metamorfozată sub forma unei fâșii înguste, avînd direcția vest—est. În dreptul fâșiei roca este complet silicifiată, iar sedimentele acoperitoare sunt metamorfozate caustic.

Linia de fractură, care este pusă în evidență la suprafață și prin brecii tectonice, compuse din materiale eruptive propilitizate și din materiale sedimentare, se continuă spre valea Pîrîului Strunior (Dorna). Aici se bifurcă una din ramuri luînd direcția sud—nord; aceasta ar fi o continuare naturală a fâșiei de la Vf. Buba, unde se găsește tot o zonă îngustă metamorfozată. Ramura cealaltă urmează direcția est—vest și dacă am prelungi-o spre vest, în dreptul ei, am mai putea semnală două fâșii înguste metamorfozate, dintre care una în partea nord-vestică a Virfului Strunior (în capul Pîrîului Sgîrciu) la curbele de nivel 1650—1700. Această fâșie se compune tot din brecii tectonice cu elemente de andezite propilitizate și caolinizate și cu incluziuni de sedimente metamorfozate. A doua fâșie se găsește la confluența pîraielor: Strunior (Colibița), Imbru și Aurariu, unde roca subvulcanică deasemenea este extrem de propilitizată, iar sedimentele acoperitoare, ca și în V. Tihu, sunt metamorfozate caustic.

Din V. Tihu spre est, la capul Pîrîului Dorna (la curba de nivel 1400), în roca subvulcanică, care este formată dintr-un microdiorit, apare tot o zonă metamorfozată în direcția vest—est pe deasupra căreia se găsesc rămășițele de sedimente deasemenea metamorfozate caustic. Această zonă prezintă caractere comune cu ale fâșiei din V. Strunior, însă extremitatea ei vestică, la Groapa sub Pietros, este mai profund alterată.

În regiunea afluenților Pîrîului Neagra, zona metamorfozată apare deasemenea pe flancul sudic al masivului subvulcanic, parcă ar fi continuarea naturală a zonei din valea Dornei. Spre deosebire însă, aici sedimentele acoperitoare lipsesc, silificierea este mai accentuată, iar brecile tectonice ocupă o suprafață mai mare.



Începînd de la capul Văii Dumitrelul, prin capul Izvorului Fetii, zona alterată este ușor curbată în direcția sud-est. În dreptul Negoiului Romînesc, zona metamorfozată se lărgește, se ramifică și este alcătuită în mare parte din brecii tectonice. Aceste brecii tectonice au elemente de andezite caolinizate și infiltrate cu silice, care sunt cimentate tot cu o materie silicioasă, colorată, de multe ori de limonită rezultată din descompunerea piritei.

La marginea sudică a zonei brecificate, în capul Pîrîului Petricel, roca silicifiată prezintă impregnări foarte slabe de sulf, care se continuă spre sud-est, probabil dedesubtul pînzei de lave acoperitoare, pînă la Izvorul Puturosului. Marginea nordică a breciei tectonice trece în roce propilitizate-caolinizate, numai pe P. Jancu, apare încă o fîșie îngustă brecifiată, în care se găsesc cuiburi mici de hematită cristalizată.

Roca brecifiată-silicifiată, de multe ori este în contact cu roce dioritice, care trec treptat — la vîrsarea Pîraielor Dumitrelul, Hangiu și Calul, în Neagra — în andezite propilitizate.

Luînd în considerare aceste fîșii metamorfozate, care după cum am văzut, au direcția vest—sud-est, cu o ușoară curbare în dreptul Petrosului, putem presupune, că mișcările tectonice produc falii considerabile în urma căror, prin acțiunea soluțiilor hidrotermale, roca subvulcanică se metamorfozează.

După cum am văzut, mișcările și acțiunile hidrotermale în extremitatea vestică a formațiunii subvulcanice, sunt mai slabe. Rezultatul mișcărilor tectonice și acțiunilor hidrotermale sunt semnalate prin brecii tectonice reduse, prin propilitizarea, caolinizarea și silicifierea slabă a roci.

În extremitatea estică a formațiunii subvulcanice, mișcările tectonice sunt cu mult mai accentuate. Sub influența acestor mișcări roca se sfărîmîtează, iar prin acțiunea soluțiilor hidrotermale bogate în silice, se cimentează; totodată în anumite locuri se produc mineralizări.

Complexul silicifiat se întinde de la Negoiul Romînesc pînă aproape de Pădurea Verde, unde apare un masiv dioritic nealterat. Putem presupune deci că partea centrală a căldărei a fost ocupată de un masiv dioritic, care în partea susmentionată sub acțiunea factorilor post-vulcanici, a fost alterat în întregime.

În Hîrghita de nord sectorul cercetat de mine, se găsește în raionul Ciuc și este limitat la W de vîrfurile: Ostoros, Fertötö și Hîrghita Mădărașului și la E de satele: Racul, Mădăraș, Dănești, Ineu, Cîrta și Tomești.

Date bibliografice referitoare la regiunea susmenționată sunt puține, cu toate că, acest teren a fost cercetat în anii precedenți de diversi geologi. Lucrările mai vechi ale lui HERBICH, ATANASIU, KOCH, SZÁDECZY, MACOVEI, SZENT-PÉTERY și TÖRÖK, ating în linii generale această porțiune de teren. Datele mai recente le găsim în lucrările lui BÁNYAI, care dă o descriere geologică generală a regiunii, cu date economice.



Sectorul cercetat de mine, este alcătuit în cea mai mare parte din elemente vulcanice: lave andezitice, tufuri, tufite și aglomerate.

Curgerile de lave prezintă o întindere mai mare în partea vestică a terenului. Vîrfurile proeminente Ostoros, Fertö, Hărghita Mădărașului și Hărghita Racosului sănt acoperite cu lave andezitice. Curgerile de lave se întind spre est, pînă aproape de marginea vestică a bazinului Ciucului, formînd crestele dealurilor.

Putem deosebi mai multe tipuri de curgeri de lave în care sănt intercalate brecii și tufuri vulcanice. Din examinarea eșantioanelor insuficiente — care mi-au stat la dispoziție — am putut constata că există o curgere de lavă superioară, formată din andezit cu piroxen și cu hornblendă rezorbită, care este despărțită de un strat mai gros de brecii și de tuf vulcanic de o curgere de lavă inferioară. Lava inferioară este un andezit scoriaceu cu hornblendă rezorbită. În valea Pîrîului Lok, în jurul celor două izvoare minerale, roca aceasta este propilitezată și caolinizată și de multe ori sfârîmită în aşa fel încît ne dă aspectul unei brecii.

Aceasta este alcătuirea geologică generală — cum am putut constata pe teren — a tuturor văilor și crestelor, care sănt direcționate spre bazinul Ciucului.

Partea cea mai interesantă a sectorului cercetat o prezintă capul Văii Nagymadaras, unde roca andezitică este complet dezagregată. Această rocă andezitică provine, sau dintr-o erupțiune precedentă (lavă inferioară), sau din cauză că, prezintă caractere comune cu ale rocelor subvulcanice citate din Munții Călimani și Gurghiu, face parte dintr-un masiv subvulcanic. În acest caz s-ar putea spune, că roca andezitică de aici, ar fi o continuare a masivului subvulcanic presupus din căldarea Mădărașului, care în porțiunea capului Văii Nagymadaras, după erodarea parțială a fost acoperită cu brecii și cu lave vulcanice.

Sub influența mișcărilor tectonice, lavele acoperitoare au fost, în parte, fragmentate. Eroziunea afluenților Pîrîului Nagymadaras a îndepărtat aceste părți, ieșind astfel roca subvulcanică la suprafață, iar rămășițele curgerilor de lave alcătuiesc crestele dealurilor înconjurătoare. Mișcările tectonice dau naștere crăpăturilor în dreptul căror, acțiunea soluțiilor hidrotermale produce alterarea profundă a roci. Însă, nu numai roca subvulcanică prezintă metamorfozări, ci și lavele și tufurile acoperitoare, ca de exemplu lava stratificată de la Disnorio, ceea ce ne dovedește că acțiunile fenomenelor post-vulcanice se continuă și după ce roca subvulcanică a fost acoperită de rocele efusive. Luînd în considerare izvoarele de apă minerală, din capul Văii Nagymadaras, putem urmări trei linii mai mici de dislocație:

Prima linie are direcția est-sud-est—vest-nord-vest, de la izvorul de apă minerală din gura Pîrîului Széleskút, pînă la izvorul de apă minerală din P. Bánya. Pe lîngă această linie, roca andezitică este puternic brecifiată



și sub influența acțiunilor post-vulcanice, este propilitizată, caolinizată și chiar silicifiată.

Linia a doua de dislocație are direcția nord-vest—sud-est, pornind de la gura Pîrului Széleskut pînă la izvorul de apă minerală din capul Pîrului Nagymadaras. Acțiunea soluțiilor hidrotermale în dreptul acestei linii a fost mai slabă. Roca este puțin propilitizată și mai slab caolinizată.

Linia a treia de dislocație, are direcția nord—sud, legînd cele două izvoare de apă minerală din Bányapatak și din capul Pîrului Nagymadaras. La vest de această linie, în sectorul din capul Pîrului Ivó, se găsește o zonă metamorfozată mai accentuată, unde pe lîngă andezitele caolinizate apar și silicifieri foarte pronunțate.

Curgerile de lave de la Ostoros, Vf. Fertö, Hărghita Madarașului și Hărghita Rákoslui, formează spre est pînze mai mici de 6—7 km lungime, întreținute de văile pîraielor. Aceste curgeri de lave alcătuesc deci, cretele mai proeminente ale dealurilor spre bazinul Ciucului. Începînd însă din dreptul liniei Lukobükk și Szentessarok, morfologia regiunii se schimbă cu totul. În locul crestelor proeminente, apare o regiune de dealuri mai puțin înalte, cu pante domoale și cu văi late. Majoritatea acestei regiuni, este alcătuită din tufuri, tufite și aglomerate.

Tufitele au o grosime considerabilă și sunt formate dintr-un material fin eruptiv, cu o stratificație distinctă, care s-a depus în lacul bazinului Ciucului. Aceste tufite au fost acoperite cu materiale piroclastice mai dure (tufuri), slab cimentate, care în cea mai mare parte, au fost erodate de apele curgătoare. Bucătile mai mari de andezit din tufurile acoperitoare, rămîn însă în loc și după erodare, formînd aglomerate pe suprafața dealurilor. Aceste aglomerate rămase pe loc, formează o învălmășeală cu bucațile de andezit rezultate din fărîmițarea lavelor, mai ales pe flancul vestic al bazinului Ciuc.

Materialele vulcanice susmenționate, se găsesc ca o insulă alungită și spre est de Olt, între Pîraiele Rakos și Kód, acoperind pe de o parte sedimentele din bazin, pe de altă parte șisturile cristaline estice. În această parte, se mai găsesc și sisteme de dyke-uri andezitice, care ne dovedesc, că flancul estic al bazinului a fost supus mișcărilor tectonice mai pronunțate. Apariția rocelor caolinizate arată și o acțiune hidrotermală accentuată.

Pe flancul nordic al sectorului cercetat, apar șisturile, calcarele cristaline și sedimentele mesozoice și terțiare (triasice, jurasiche și pliocene), care formează un masiv mic, mai ridicat, alcătuind dealurile Hegyesbükk, Gyertyános și împrejurimea Vf. Nagyhegy (spre Sîntdominic).

Acestea sunt în rezumat, datele obținute. Pentru a putea da, însă, o privire generală asupra problemelor vulcanologice, tectonice și stratigrafice ale terenului cercetat, ar fi nevoie de cunoașterea în întregime a regiunii și a împrejurimii Muntîilor Hărghita.



— LUDOVIC NAGY. — Cercetări geologice în regiunea de la nord de Sovata¹⁾.

În campania anului 1952 am cercetat flancul de vest al Munților Gurghiu de sud, la nord de localitatea Sovata.

În trecut regiunea a fost cercetată foarte sumar. Cîteva date referitoare la fauna din sedimentele panoniene de la sud de satul Sovata, găsim în raportul lui PAPP SIMON din anul 1913, făcut cu ocazia cercetărilor geologice a regiunii dintre Mureș și Tîrnava Mare. Raportul acesta avînd ca scop cercetarea formațiunilor cu gaz metan, se ocupă numai cu sedimentele neogene din Cuveta Transilvaniei, fără să atingă sedimentele piroclastice din versantul de vest al Munților Gurghiu. Mai recent regiunea aceasta a făcut obiectul cercetărilor de recunoaștere executate în vara anului 1951 de TREIBER IOAN și GÖTZ ANDREI.

IOAN TREIBER, în raportul său făcut asupra cercetărilor geologice din Munții Gurghiu de sud, dă o dare de seamă sumară despre sedimentele piroclastice, din versantul de vest al masivului. Fără să intre în cercetări amănunțite, stabilește că de la Valea Gurghiu spre sud pînă la Nagymezö de la est de Praid, se întinde o brecie andezitică scoriacee cu piroxen. Amintește și cîteva iviri de sedimente neogene.

Lucrările de cercetare detailată le-am executat în vara anului 1952 în regiunea cuprinsă între Valea Sebeșului și cumpăna de ape dintre Pîrul Kis Nyárád și Sovata de la punctele Kacza de Jos pînă la Dealul Săcădat și linia care merge de la Dealul Săcădat prin Dealul Pitya din partea de est a Muntelui Bekecs pînă la Tîrnava Mică.

Pe teritoriul acesta am găsit următoarele formațiuni:

- I. Sedimente panoniene;
- II. Formațiuni piroclastice andezitice;
- III. Filoane de andezite.

I. Sedimente panoniene. Sedimentele panoniene formează fundamentul formațiunilor eruptive. Suprafețe mai mari acoperă pe valea Rîului Tîrnava

¹⁾ Bibliografie consultată:

SIMION PAPP. Adatok a Maros és Nagyküküllő folyók közének, valamint a szentágota Sóskut könyékének földtani viszonyaihoz. (*Jelentés az Erdélyi medence földgázelfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatak eredményeiröl*. II. rész. 1. füzet. Budapest, 1913).

ZOLTAN TÖRÖK. Cercetări geologice în județul Tîrnava Mare. Sighișoara, 1933.

S. GILLET. Les Limnocardidiés des Couches à Congéries de Roumanie. *Mem Inst. Geol. Rom.* Vol. IV. 1943.

I. TREIBER. Raport asupra cercetărilor geologice din Munții Gurghiu de Sud. Manuscris, 1951.

ANDREI GÖTZ. Raport asupra vulcanologiei și petrografiei regiunii Seaca-Bacta din Munții Gurghiu. Manuscris, 1951.

Mică și pe văile Pîraielor Sovata și Săcădat formînd un golf în interiorul sedimentelor piroclastice andezitice. Golful acesta de sedimente panoniene începe în regiunea cursului superior al Pîrîului Săcădat și ține pînă la confluența Rîurilor Sovata și Tîrnava Mică, la sud de satul Sovata. În restul regiunii Panonianul apare sub formă de petece alungite de-a lungul văilor Sovata și de-a lungul afluenților săi de dreapta: Kacza, Köves și Mátyás. Panonianul este descoperit și pe Valea Vágó, afluentul stîng al Pîrîului Săcădat și în alți afluenți mai mici din « Kismezö Tartománya » pe versantul sudic al Dealului Tekenyösmezö.

Pe Valea Sovatei, Panonianul este dezvelit pe o lungime de 3 km. Aici Panonianul este format din cele trei orizonturi descrise mai jos.

a) *Orizontul inferior*, alcătuit din marne vinete-cenușii cu o grosime de 2–3 m.

b) *Orizontul mijlociu*, format din strate de nisip grezos și de culoare roșietică-vînată și cenușie. În acest nisip gresos, care în unele locuri are stratificație diagonală, se găsesc concrețiuni de gresie fină sub formă de lentile mari sau mai mici.

c) *Orizontul superior*. În acest orizont, stratele subțiri de nisip gresos și gresie fină de 10–20 cm alternează cu strate de marne care au diferite grosimi, de la 1 cm pînă la 1 m. Toată Seria panoniană atinge o grosime de 50–60 m. Atîț marnele cît și nisipurile panoniene sunt foarte frămîntate din cauza cutărilor diapire și din cauza mișcărilor tectonice din timpul eruptiunilor.

Marnele sunt foarte fine, fiind alcătuite din grăunțe foarte fine de cuarț, din lamele mici de muscovită, din grăunțe de feldspați. Cimentul este în general calcaros și limonitic. Alteori, cimentul este cuarțitic sau argilos.

Marnele în unele locuri sunt foarte calcaroase avînd un conținut de 70–75 % calcar.

Nisipul gresos și gresia au elemente foarte fine de cuarț, muscovită, feldspați; cimentul este calcaros-limonitic. Deasupra marnelor am găsit un nisip cuarțifer de calitate foarte bună pe valea de lîngă Săcădat, la Kismezötartomány. În nisipul acesta se află, într-o cantitate foarte mică, pietriș cu cuarțite de mărime de la 0,5 cm pînă la 5–6 cm.

Nisipul cuarțitic și pietriurile cu cuarțite provin din remanierea conglomeratelor formate pe seama Cristalinului, care a trebuit să fie aproape. La contactul cu breciile, Panonianul este slab întărit.

Orizontul inferior al Panonianului este foarte fosilifer. În urma lucrărilor de construcție a căii ferate înguste de pe Valea Sovata din anul 1951, au ieșit la iveală două cuiburi fosilifere pe malul stîng al pîrîului. Macrofauna panoniană din Valea Sovata conține: Congerii, Cardiacee, Hydrobii. Microfauna este compusă din Ostracode. Orizontul superior conține o mulțime de urme de plante.



SIMON PAPP, în raportul său din anul 1913, amintește un Panonian fosilifer lîngă satul Sovata în Dealul Földvárhegy și în Dealul Tyukász.

În cuiburile fosilifere din Valea Sovata am reușit să colectez peste 50 de indivizi de diferite Congerii, Cardiacee și Hydrobii. Deși fosilele în Valea Sovatei sunt într-o cantitate foarte mare, totuși determinarea lor este foarte îngreuiată din cauză că nu sunt bine păstrate. Totuși am reușit să determin cîteva Congerii și Cardiacee. Astfel macrofauna din Panonianul din Valea Sovatei este compusă din: *Paradacna (Limnocardium) lenzi* HOERNES. *Paradacna (Limnocardium) syrmensis* HOERNES. *Congeria banatica* HOERNES. *Congeria cf. rostriformis* DESH. *Hydrobia* sp.

Analiza marnelor din orizontul inferior pentru stabilirea microfaunei a fost făcută în Laboratorul de Paleontologie al Universității Bolyai de HERMAN FUCHS.

Sunt mai multe specii de Ostracode, cel puțin 3—4. Este foarte frecventă o specie cu cochilie subțire sticloasă din familia *Cytheracea*, probabil *Cythereis*. La fel se bucură de mare frecvență o Ostracodă din familia *Cypridae*. Se mai află și o specie din familia *Citherellidae*, probabil genul *Citherella*. Orizontul acesta se poate denumi «Orizontul cu Ostracode». S-a găsit și un dinte de Pește de mărime microscopică.

Fauna salmastră de Moluște arată că indulcirea și colmatarea lacului în regiunea aceasta era deja într-o fază înaintată. Tăriful lacului era în continuă schimbare din cauza mișcărilor tectonice și din cauza colmatării. Astfel în regimul lacustru se intercală cîte o perioadă de mlaștină cu turbării și copaci de mlaștină, cînd s-au format în orizontul superior 3 strate de lignit foarte subțiri de cîțiva cm. Acest lignit face parte din micul bazin carbonifer indicat de IOAN TREIBER în raportul său din 1951, și care s-ar întinde de la Praid prin Ilyésmező (din sudul Sovatei) pînă în Valea Sovatei, marginea bazinului fiind chiar aici, unde aceste strate foarte subțiri de lignit ies la iveală.

Sedimentele panoniene sunt cutate sub influență mișcărilor tectonice care au cutat zona diapiră. Pe Valea Sovatei, Panonianul apare cutat în direcția NW—SE. Direcția N 50°—60° W pe care o prezintă cutile panoniene reprezintă direcția cutelor diapiră din regiunea Praid și Sovata. Deci fundamentalul panonian al sedimentelor piroclastice din punct de vedere tectonic aparține zonei cutelor diapiră. Am putut distinge 2 anticlinale:

În primul anticlinal înclinarea stratelor este de 50°—35° iar în al doilea anticlinal de 40°—30°.

Cutile acestea în unele locuri sunt fracturate.

II. Formațiuni piroclastice-andezitice. Deasupra depozitelor panoniene găsim sedimentele piroclastice-andezitice pe care le descriem mai jos.

a) *Tufite și conglomerate*. În majoritatea ivirilor piroclastice stau peste Panonian. În alte cazuri le găsim peste breciile inferioare cu hornblendă.

Tufitele și conglomeratele nu formează un acoperiș continuu deasupra Panonianului, ci apar sub formă de petece mai mari sau mai mici sub formă de lentile mari.

Sub conglomerate și între bancurile mai groase de conglomerat se intercalează strate de tufite foarte fine de culoare galbenă și brună. Tufitele acestea au o stratificație accentuată cu benzi colorate în brun-roșcat din cauza limonitei. Tufitele au o structură cristaloclastică având grăunțe fine de minerale caractristice eruptivului andezitic.

Faptul că elementele tufitelor sunt în majoritate cristale foarte slab rotunjite arată că ele s-au depus după un transport relativ foarte scurt.

Aglomeratele piroclastice sunt de două feluri: aglomerate compacte cu ciment tare și aglomerate cu ciment slab.

Aglomeratele cu ciment tare sunt stratificate, formând bancuri groase de 2—3 m. Ele s-au depus în lacul care a ocupat părțile mai adânci ale regiunii. Aglomeratele cu ciment slab au o stratificație puțin amănunțită, de multe ori diagonală, torențială. Ele formează petece și lentile. Grosimea lor atinge 25—30 metri. Aceste aglomerate s-au depus sub formă de conuri de dejecție în mici bazine și văi ale reliefului, care s-au format în această regiune după cutarea sedimentelor panoniene.

Elementele aglomeratelor au mărime de la 1 cm pînă la 2 m. Unele sunt bine rotunjite, altele sunt colțuroase. Sunt formate din andezite cu piroxen, andezite cu hornblendă și din andezite cu piroxen și cu hornblendă. Foarte rar se găsesc între elementele conglomeratului și cîteva elemente de cuarțite (coasta estică din Cseresznyés). Cimentul conglomeratului este un tufit cristalo-litoclastic, alcătuit din aceleași elemente, ca și tufitele descrise mai sus. Este destul de bogat în grăunțe de cuarț.

Compoziția petrografică și stratigrafia aglomeratelor piroclastice din această regiune dovedesc că ele s-au format în cea mai mare parte prin remanierea lavelor, filcanelor (dyke) și breciilor andezitice și numai într-o foarte mică parte provin din remanierea conglomeratelor cuarțitice, care s-au format înaintea eruptiilor.

b) *Brecii andezitice*. Ocupă suprafețele cele mai mari ale regiunii. Seria breciilor are o grosime de 400 m în partea de est (Poena-Kacza de jos); începînd de aici se subțiează spre apus, avînd o grosime de 100 m în Dealul Pityó. Cartarea breciilor este mult îngreuiată din cauza pădurilor și din cauză că poziția lor stratigrafică este mult încurcată de relieful vechi, peste care s-au depus. Pe baza cercetărilor de pe teren și cu ajutorul analizelor petrografice-microscopice pînă acum am reușit să disting trei serii de brecii;

1. Prima serie cuprinde brecii andezitice cu hornblendă;
2. A doua serie cuprinde brecii andezitice cu piroxen;
3. A treia serie cuprinde brecii andezitice cu hornblendă și cu piroxen.



Acstea trei serii de brecii sănt în perfectă concordanță cu succesiunea breciilor stabilită microscopic de GOTZ ANDREI în Valea Seacă în jurul centrului de erupție din apropierea Muntelui Seaca.

1. Brecia andezitică inferioară cu hornblendă este o brecie cu ciment fin de culoare gălbuiu și cu multe enclave de andezite caolizate. De aceea în ansamblul ei brecia apare cu o culoare deschisă. Cimentul este fin cristaloclastic compus în mare parte din hornblendă pe lîngă care mai conține într-un procent foarte mic și piroxen, hipersten și augit. Feldspați sănt în cantitate mare și sănt alterați sau fărîmițați. În ciment se află litoclastite andezitice și mai rar litoclastite de gresie recristalizată. Componenții breciei inferioare sănt andezite cu hornblendă. Augitul și hiperstenul în aceste andezite se află într-un procent foarte mic. Substanța fundamentală a enclavelor andezitice are o structură pilotaxitică, fiind formată din multe microlite și puțină substanță vitroasă.

Cîteodată brecia inferioară conține enclave de argilă panoniană întărită și slab șistoasă fără calcar. Acestea provin dintr-un orizont superior al Panonianului. Litoclastitele de gresie recristalizată din ciment și cu enclavele de argilă întărită slab șistoasă dovedesc că erupțiunea acestor brecii s-a petrecut după Panonian. Enclavele de argile panoniene conțin tufuri andezitice provenite din erupțiuni din timpul Panonianului inferior, anterioare erupției breciei inferioare. Menționez că acest lucru este în concordanță cu observația lui ZOLTAN TÖRÖK, care a găsit în Panonianul inferior strate de tuf vulcanic la Sighișoara și Odorhei.

Brecia inferioară cu hornblendă apare la zi foarte rar, fiind acoperită în general de conglomerate piroclastice și tufite sau de seria breciei mijlocii cu piroxen; dar totdeauna stă deasupra Panonianului.

2. Brecia andezitică mijlocie cu piroxen este formațiunea cea mai bine dezvoltată din regiune. Acoperă suprafețele cele mai întinse. Această brecie compactă scoriacă cîteodată are o stratificăție neaccentuată, în părțile de apus. Însă cu cît ne apropiem spre est, adică spre centrul de erupție cu atît grosimea breciei crește și nu mai prezintă nici un fel de stratificăție. La aspect este o brecie mai închisă ca brecia inferioară. Fragmentele andezitice au fenocristale alcătuite din hipersten, augit, feldspați, magnetită și hornblendă. Piroxenii sănt într-o cantitate foarte mare și sănt Nealteratați. Feldspați sănt prismatice alungîți sau tabulari. În secțiuni subțiri rar se află cîte o hornblendă resorbită. Masa fundamentală a enclavelor andezitice, în general, este colorată în brun din cauza magnetitei și limonitei; are o structură pilotaxitică, mai rar hialopilitică.

Cimentul breciei cu piroxen este un tuf cristaloclastic-litoclastic, fiind alcătuit din litoclastite andezitice cu piroxen și cristale de feldspați, hipersten și augit și grăuncioare de magnetit și de quart. Cimentul conține și cîteva cristale de hornblendă foarte resorbită.



Unele zone ale breciei mijlocii sînt dezagregate. Astfel de zone se găsesc pe Valea Mátys și pe Valea Vágó. Alte zone dezaggregate cu pămînt colorant se găsesc și pe coasta dealului de la nord de Valea Sovata, lîngă satul Săcădatul de Jos. O altă zonă de brecii dezaggregate se întinde pe Valea Sovatei. Aici am găsit brecii impregnate cu pîrită și brecii cu intercalații de strate foarte subțiri de ocră. Aceste zone de brecii dezaggregate ne indică unele fracturi secundare de direcție aproape W-E care s-au produs prin mișcările tectonice ulterioare formării liniei mari tectonice din partea de est a Munților Gurghiu.

Brecia mijlocie cu piroxen se află în general deasupra conglomeratelor piroclastice, alteori acoperă direct Panonianul și cîteodată brecia inferioară.

Pozitîja breciei inferioare și a breciei mijlocii, față de fundimentul panonian și față de conglomeratele andezitice, se poate explica în felul următor: înainte de erupțiunea breciei inferioare regiunea acoperită cu formațiuni panoniene avea un relief format prin cutare și prin erodare. Acest lucru ne dovedesc anticlinalele de Panonian dezvelite în Valea Sovata. Deasupra acestui relief s-au depus mai întîi breciile inferioare (faza I-a).

După aceasta a urmat un ciclu de eroziune care a erodat în mare parte brecia de mai înainte; materialul a fost transportat și depus în văile și bazinile înconjurătoare împreună cu materialul provenit din lavele și breciile centrelor de erupțiune și din filoanele de andezite sub formă de depozite piroclastice (faza II-a).

După această fază de denudare și colmatare a urmat o nouă erupțiune, aceea a breciei mijlocii, care a acoperit relieful format în faza anterioară (faza III-a).

3. Brecia andezitică superioară cu hornblendă și cu piroxen acoperă înălțimile cele mai mari, ca: Muntele Kacza de Jos, Cserepeskômezö. Este formată din elemente de andezite și cu piroxen și cu hornblendă și din ciment alcătuit dintr-un tuf cu hornblendă și cu piroxen. Hornblenda domină, dar este într-o cantitate mai mică decît în brecia inferioară. Piroxenul se află într-o cantitate mai mică decît în brecia mijlocie.

Din cercetarea acestei regiuni relativ mici reiese că problema breciilor și a sedimentelor piroclastice din versantul de vest al Munților Gurghiu este o problemă foarte complexă. Stabilirea unei stratigrafii precise și distingerea profundată a faciesurilor breciilor, a fazelor de erupție și a centrelor de erupție, necesită în viitor o cercetare foarte amănunțită atât pe teren cât și în laborator.

III. Filoane de andezite. În văile Nagymuncsel și Kismuncsel, pe Vereskî Teteje și în Valea Sebeș, ies la iveală cîteva filoane de andezite (dyke) care în general au o direcție NW marcînd fracturile paralele cu crăpătura principală din partea de est a Munților Gurghiu. Breciile din contactul dyke-urilor nu arată nici o urmă de metamorfism. Aceasta denotă că filoanele s-au ridicat înaintea depunerii breciilor și a sedimentelor piroclastice. Prin fracturi s-au ridicat soluții termale, care au alterat breciile din apropierea filoanelor impregnîndu-le cu limonită și hematită. Dezagregarea breciei de la contactul cu filoanele se vede foarte bine



la filonul din Valea Kismuncsel, unde brecia este de culoare roșu-vișinie din cauza hematitei. Roca filoanelor a suferit la fel acțiuni hidrotermale. Filoanele din Valea Sebeșului și din Valea Nagymuncsel sunt formate dintr-un andezit cu piroxen, iar cele de la Vereskö și din Valea Kismuncsel sunt alcătuite dintr-un andezit cu piroxen și cu hornblendă.

Şedința din 22 mai 1953

Prezidează prof. M. G. FILIPESCU.

- E. SAULEA. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Miocenului din regiunea subcarpatică¹⁾.

Şedința din 9 iunie 1953

Prezidează Dr. E. CAZIMIR.

- M. D. FILIPESCU. — Clorhidrinizarea olefinelor²⁾.

¹⁾ Va apărea în *An. Comit. Geol.* Vol. XXIX.

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la redacție pînă la data imprimării volumului.





Institutul Geologic al României

ANEXA 1

— C. GHEORGHIU. — Relațiile dintre sedimentele terțiare și Eruptivul lanțului Hărgita (fenomenele post-vulcanice)¹⁾.

În cursul campaniei de lucru a anului 1951, Conducerea Comitetului Geologic mi-a fixat ca regiune de studiu pe teren, în vederea unor recunoașteri pe o suprafață mare, lanțul eruptiv Hărgita.

În cele ce urmează voi expune cîteva din rezultatele primelor observații cu privire la relațiile dintre depozitele sedimentare și Eruptiv.

Indicațiuni geografice. Teritoriul studiat este situat în partea de răsărit a Bazinului Transilvaniei, constituind partea de sud a lanțului eruptiv și anume la sud de Vf. Hărgita Mădărașului, în cuprinsul raioanelor Ciuc, la est, Odorhei la vest și Sf. Gheorghe la sud. Relieful este accidentat.

Cursul de apă mai important care brăzdează regiunea este Rîul Olt. În porțiunea superioară curge de la nord la sud, pe teritoriul localităților Miercurea Ciuc și Sf. Gheorghe, pentru ca între comunele Ileni, la est, și Feldioara, la vest, să ocolească Munții Hărgita.

Apele de munte care brăzdează regiunea, în părțile lor superioare au un caracter torrential, săpînd văi adînci, în general cu direcția nord—sud. Printre cursurile de apă care prezintă un debit mai important, constituind afluenți ai Oltului, pot fi amintite: Homorodul Mare, Homorodul Mic, Vârghișul și Baraoltul.

Istoric. Numeroși cercetători au fost preocupați cu studiul geologic al acestei regiuni, fără a ajunge la rezultate satisfăcătoare, din cauza neregularității succesiunilor de produse piroclastice provenite din activitatea mai multor coșuri vulcanice.

Datorită reacțiunilor fizice și chimice care au avut loc, au luat naștere o serie de roce noi, printre care acumulări sideritice ori limonitice.

¹⁾ Comunicare ținută în ședința Comitetului Geologic, din 4 martie 1952. Manuscrisul nu a fost prezentat la timp pentru a putea apărea în volumul respectiv.



Cu privire la evoluția procesului de formare a acestor acumulări, părerile sunt împărțite. ION ATANASIU¹⁾ explică formarea siderozelor pe seama bicarbonatului de fer, care — în mediu oxigenat — precipită sub forma de carbonat, iar carbonatul se transformă relativ repede în hidroxid.

Autorul presupune că în partea de sud a Muntelui Hărgita Mădărașului, solubilizarea fierului s-a făcut în cea mai mare parte de apele carbonatace, sub formă de bicarbonați și nu de hidroxid.

În concluzie, I. ATANASIU nu face apel la procesele metasomaticice, mulțumindu-se cu această explicație. Totuși se lovește de oarecare dificultăți cînd, în continuare, spune: « Este mai greu de găsit explicația pentru faptul că sideritul se acumulează în Pliocen, aproape constant sub planul de contact cu rocele vulcanice; depozitele vulcanice ele însăși nu conțin acumulări de carbonat de fer. Cred că faptul acesta se datorește în primul rînd permeabilității, apele de infiltratie încărcate cu fier solubilizat, le străbat cu ușurință și ajung la depozitele pliocene ».

Se naște însă întrebarea, pentru care motiv precipitarea a avut loc în nisipuri și nu pe suprafața unui strat de roce impermeabile. În acest sens autorul spune: « Acolo precipitarea începe în unele cazuri din cauză că apa este oprită în intercalații argiloase, în alte cazuri din pricină că aceste depozite s-au găsit situate aproximativ la nivelul unde începe zona de cimentație. »

E. JEKELIUS²⁾, în urma unor studii asupra tipurilor de mineralizare, face o sumă de aprecieri.

În legătură cu acumulările de ocră silicios, este de părere că acestea se datorează circulației apelor calde.

Cu privire la acumulările de minereu sideritic în depozitele pliocene, E. JEKELIUS este de părere că acestea se datorează unor fenomene de metasomatoză, pe seama circulației borvizurilor încărcate cu bicarbonat de fier. Depozitele de vîrstă terțiară, constituite din argile, nisipuri și tufuri sunt cutate, iar falile și fețele de alunecare sunt caracterizate prin prezența depunerilor feruginoase, deoarece ele constituie căile de circulație a apelor minerale.

Autorul observă că acumulările se găsesc cantonate neregulat în nisipurile pliocene sub orizontul tufurilor.

Prof. AL. CODARCEA și N. PETRULIAN³⁾ observă că în fragmentele de andezit, plagioclazii sunt treptat înlocuiți cu sideroză, care constituie adevărate pseudomorfoze. Aceiași autori observă că cimentul primordial calcaros al gresiilor și conglo-

¹⁾ I. ATANASIU. Zăcăminte de fer din regiunea Vlahița—Baraolt. (Manuscris). Octombrie 1939.

— Fenomene magmatice. Curs litografiat. București, 1946.

²⁾ E. JEKELIUS. Les dépôts de Geyserite du bassin dacien de Baraolt (Transylvanie). *Bul. Sect. Sc. Ac. Roum.*, T. VIII (1922—1923), pg. 168—175. București, 1923.

— Zăcăminte de fer de la Vlahița (Manuscris). Ianuarie 1938.

³⁾ AL. CODARCEA și N. PETRULIAN. Zăcăminte de fer de la Vlahița (Manuscris). 1941.



meratelor a fost transformat în sideroză, care se prezintă în grăunți microscopici poligonali.

OVIDIU BOLGIU¹⁾ susține că apele termale mineralizate au circulat în complexul andezitic și în vecinătatea lui. Acolo unde au întâlnit roce calcaroase, au dizolvat carbonatul de calciu trecându-l în bicarbonat de calciu, iar în locul lui au depus carbonatul de fier din bicarbonatul de fier pe care îl aveau în soluție, și este probabil că același fenomen s-a petrecut și cu carbonatul de magneziu din elementele dolomitice ale conglomeratelor și gresiilor.

Geologia Munților Hărghita. În lanțul muntos Hărghita se întâlnesc sisturi cristaline, roce de vîrstă mesozoică și terțiară, peste care urmează rocele de origine internă și apoi aluvioni recente. În decursul perioadelor geologice, această regiune a suferit numeroase mișcări, încît este de așteptat să întâlnim dese accidente tectonice.

1. *Fundamentul cristalin* se întâlnește în partea de nord în imprejurimile localității Sîndominic. În această porțiune Cristalinul este alcătuit din sisturi de Epizonă, reprezentate prin sisturi sericitice-cloritoase și grafitoase. La sud, el este acoperit de depozite cretacice inferioare, pliocene și roce eruptive terțiare, pe cînd la nord suportă depozitele mesozoice din Bazinul Hăghimașului.

2. *Depozitele mesozoice*, întâlnite în porțiunile cercetate în vara anului 1952, aparțin Cretacicului inferior și se întâlnesc în partea de sud și vest a regiunii

Cretacicul inferior în facies de Fliș se prezintă obișnuit sub forma unor iviri locale, de sub depozitele terțiare sau rocele eruptive. Cu o dezvoltare mai mare, aceste depozite, apar la sud de comuna Biborteni.

În bazinul supericr al Rîului Cormoș și anume la confluența dintre P. Aranișului cu P. Muhai, Cretacicul inferior este constituit din marne gălbui, foioase, marne foioase cenușii, marnocalcare și gresii grăunțoase.

3. *Depozitele neogene* aflorează pretutindeni unde eroziunea a lucrat mai activ săpînd văi adînci. De aceea ele apar bine dezvoltate în imprejurimile localității Baraolt, unde au fost depuse într-un golf, considerat ca o prelungire a Bazinului Bîrsei, studiat de E. JEKELIUS²⁾ în imprejurimile com. Lueta, atât pe Valea Homorodului Mare, cât și pe Valea Homorodului Mic, precum și pe Valea Oltului, la sud și la nord de localitatea Miercurea Ciuc³⁾.

Aspectul petrografic al depozitelor neogene este puțin variat de la un sector la altul păstrînd totuși caractere individuale, încît este necesar a le discuta pe fiecare în parte.

¹⁾ O. BOLGIU. Zăcăminte de minereu de fer din Regiunea Vlahița. (Manuscris). Iunie 1948.

²⁾ E. JEKELIUS. Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. Mem. Inst. Geol. Rom. Vol. II. București, 1932.

³⁾ N. ONCESCU. Geologia R.P.R. Manualul Inginerului de Mine.



a) *Golful Baraolt.* Din punct de vedere petrografic, diversele orizonturi ale depozitelor neogene sunt constituite din alternanțe de cenușe și aglomerate vulcanice, argile, nisipuri, diatomite și mai rar gresii sau roce cu elemente mai grosolană. Aceleasi date ni le furnizează și forajele efectuate recent în împrejurimile comunei Baraolt.

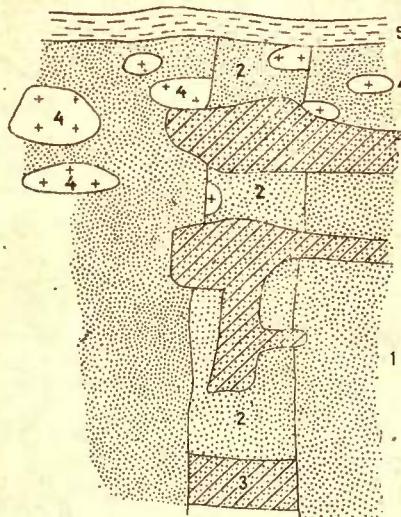


Fig. 1. — Aspectul unei deschideri de pe V. Volal.

1, nisip; 2, nisip slab limonitizat; 3, nisip intens limonitizat; 4, blocuri de andezit; 5, sol vegetal.

explosii vulcanice care au avut loc odată cu depunerea primelor sedimente pliocene din regiune.

Urmărind în continuare deschiderile de pe Valea Volal spre confluența cu Valea Cormoșului, se remarcă prezența acelaiași complex nisipos cu intercalări limonitizate, precum și nivele la care apar blocuri de andezit (fig. 1). În masa nisipurilor se constată benzi de limonitizare dispuse paralel cu stratificația, care este aproximativ orizontală, precum și zone unde limonitizarea este localizată perpendicular pe planul de stratificație. Este foarte probabil că zona ce se dirijează vertical reprezintă zona de rezistență minimă determinată de crăpături pe care au circulat soluțiuni feruginoase ce au îmbibat rocele întâlnite. Urmărind în continuare deschiderile de pe aceeași vale, pe malul stîng, la confluența cu V. Icro se constată prezența unor cinerite grosiere peste care stau nisipuri tufacee cu bobul mare, în care apar și intercalări subțiri de limonitzări compacte (fig. 2).

Urmărind succesiunea stratigrafică pe Valea Volal, situată la nord de comuna Dobroșeni, mergînd de la nord către sud, se constată următoarele:

La 300 m sud de confluența celor doi afluenți importanți se observă limita dintre Cretacicul inferior și depozitele pliocene.

Peste Cretacicul inferior urmează Pliocenul care este reprezentat, la bază, prin nisipuri conglomeratice în care apar și blocuri rotunjite de andezit, blocuri ce ajung pînă la diametru de jumătate metru. Este de remarcat faptul că aceste blocuri rotunjite sunt localizate într-un orizont intermediar cuprins între două strate de nisipuri limonitizate. Acest orizont cu elemente piroclastice reprezintă una din fazele de

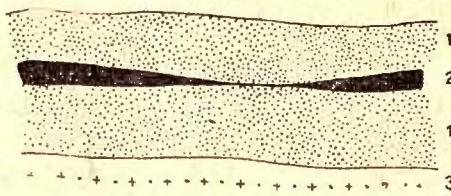


Fig. 2. — Aspectul deschiderii de la confluența Văii Volal cu P. Icro.

1, limonitzări; 2, nisipuri cu elemente tufacee; 3, tufuri grosiere.

La Sud de confluența Pîrîului Copîlna cu V. Volal se observă, pe firul văii, un orizont de argile nisipoase de culoare vînătă. În apropierea confluentei, adică la cca 250 m spre sud, în masa argilei, apar nodule de sideroză, după care în deschiderea următoare se observă că orizontul argilos este acoperit de un orizont nisipos limonitic, sub care apar intercalații de sideroză. În aceste sideroze apar urme de plante, precum și resturi de Unionide și Gasteropode (pl. I).

Către mijlocul bazinei se constată prezența a numeroase intercalații de nisipuri, strate de cărbuni, intercalații de tufuri și argile albe. La partea superioară predomină marnele albe cu Cardiacee și intercalații de nisipuri uneori limonitizate.

Această succesiune este deschisă pe văile situate la est de Baraolt. Variațiile de facies ale Pliocenului sunt extrem de mari, încît urmărind două profile paralele pe malul drept al Văii Cormoșului, la distanța de numai 4 km, succesiunea este cu totul diferită.

În profilul din torrentul dela sud de Valea Covășău se întâlnește următoarea succesiune (fig. 3):

La nivelul Văii Cormoș apare o serie piroclastică constituită din blocuri de andezit cimentate cu material cineritic, peste care urmează un orizont nisipos acoperit de argile nisipoase gălbui limonitice cu concrețiuni.

În continuare se întâlnesc aglomerate care suportă al doilea orizont de argile cu concrețiuni limonitice după care urmează al treilea orizont de breccii piroclastice acoperite de o nouă serie argiloasă cu concrețiuni de sideroză și limonită. La partea superioară a celui de al treilea orizont argilos se constată silicifierea unor resturi vegetale.

În sfîrșit, peste orizontul cu resturi de plante silicificate apare al patrulea orizont de aglomerate după care, pînă în creasta dealului se întâlnește o serie de pietrișuri, constituite din elemente rotunjite de quart, cu dimensiuni de maximum 2 cm.

Această succesiune pune în evidență activitatea vulcanică în paralel cu sedimentarea și faptul că vulcanismul cu caracter explosiv influențează în mare măsură asupra litologiei Pliocenului.

La nord de comuna Filia, pe partea dreaptă a Pîrîului Cormoș și anume la confluența primului torrent, apare următorul profil (fig. 4): La nivelul văii se constată prezența unui orizont cineritic (1) cu elemente mari în care apar și blocuri de andezit. Acest orizont este acoperit de o intercalație de nisipuri cineritice (2) care, ca și majoritatea orizonturilor nisipoase din regiune, constituie

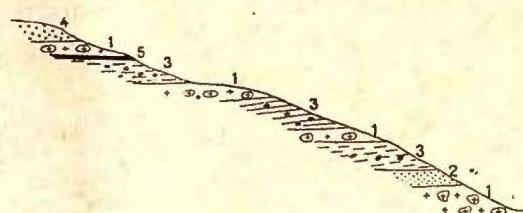


Fig. 3. — Succesiunea orizonturilor pe torrentul de la sud de Valea Covășău.

1. tufuri cu breccii vulcanice; 2, nisipuri; 3, argile cu concrețiuni de limonită și sideroză; 4, pietriș; 5, silicificieri.

niște tufite cu rare concrețiuni de sideroză al căror diametru ajunge pînă la 1/2m. La partea superioară se constată că tufitele prezintă un aspect cu totul deosebit datorit faptului că sănt puternic limonitizate.

Peste orizontul tufitelor limonitizate apare o nouă intercalație de produse de explozie, care se deosebește de cea anterioară prin prezența unor blocuri mai mari de andezit. La rîndul lor aceste orizonturi sănt acoperite de un pachet de argile nisipoase în care la partea inferioară se constată prezența unei intercalații subțiri (10—15 cm) de limonită (6), precum și cinerite albe (5). În porțiunile superioare ale acestui complex se întîlnesc frecvent blocuri cu numeroase cochilii, limonitizate de *Dreissensia*.

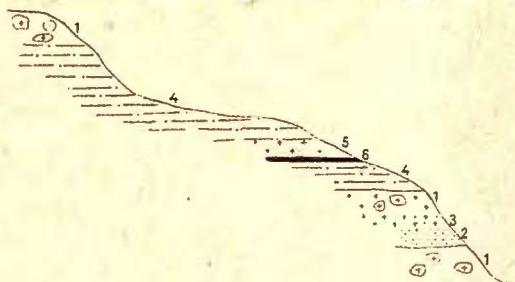


Fig. 4. — Succesiunea orizonturilor pe malul drept
al Pîrîului Cormoș, la Joagăr.

1, tufuri și aglomerate; 2, tufite; 3, tufite limonitizate; 4, argile nisipoase; 5, tufuri; 6, limonite.

Sus, ca: prezența limonitelor fosilifere, remarcate și la sud-est în împrejurimile comunei Bărduț, precum și intercalațiile de produse piroclastice. Acest din urmă fapt constituie asemănarea cu profilul anterior cu excepția zonei de silicifiere care nu mai apare în acest punct. Mai este de semnalat faptul că prezența limonitelor din acest sector este strîns legată de aceea a argilelor nisipoase, după cum se constată și în porțiunea situată la cca 5 km nord de acest punct, denumită Vasásás.

Resturile de organisme indică o faună lacustră.

Aceste profile pun în evidență existența unor oscilații ale fundului lacului, manifestată prin alternanțe de nisipuri și argile nisipoase concomitent cu exploziile vulcanice.

Tot pe Valea Cormosului și anume pe malul stîng al acesteia, în porțiunea dintre cele două profile descrise anterior, se remarcă în bază o alternanță de argile și nisipuri, iar la partea superioară alternanțe de nisipuri cu strate de diatomit a căror grosimi ajung pînă la 3 m. Către sud-est depozitele Pliocenului sănt asemănătoare cu acelea descrise anterior cu excepția cătorva fapte.

În împrejurimile comunei Bărduț și anume pe coasta paralelă cu P. Egreș pe malul drept al acestuia se desface un drum care urmărește culmea. În botul dealului pe prima vîlcea se întîlnesc nisipuri micacee deasupra căroră apare un orizont de cinerit gros de cca 2 m, acoperit de pietrișuri cu elemente care ajung pînă la mărimea pumnului. În jurul curbei de nivel 540, și anume în punctul

unde curba taie drumul de coastă, abundă fragmente de rocă limonitizată. Urmărind în continuare acest profil, la nivelul curbei 600 apar fragmente de roci opalizate, după care urmează din nou blocuri de limonită cu frecvențe resturi organice identice cu aceleia de pe Valea Cormoșului.

În continuare, către Vîrful Kutteteje se întâlnesc argile nisipoase peste care stau pietrișuri acoperite parțial de andezite.

Urmărind o vale afluentă a Pîrîului Egreș, vale care își are originea sub Vf. Mogoș, se constată că depozitele lacustre sunt acoperite parțial de produse piroclastice dezvoltate sub forma unor pete ce de aglomerate, de sub care apare o serie nisipoasă, în bază, acoperită apoi de alternanțe de argile, uneori cărbunoase și nisipuri, iar la partea superioară se observă calcarale albe, roci silicioase și pietrișuri.

În împrejurimile localităților Baraolt și Herculian, Pliocenul este reprezentat prin nisipuri și argile, slab fragmentate tectonic.

Ca și în celelalte sectoare amintite mai sus, se constată prezența concrețiunilor de sideroză legată de aceea a nisipurilor argiloase.

În figura 5, care reprezintă profilul unei deschideri pe Valea Bückös, la Herculian, se constată deplasări lipsite de importanță și variații de facies petrografic datorite aportului vulcanic la formarea rocelor sedimentare în Pliocenul din acest sector.

Asupra relațiilor dintre vulcanism și sedimentare, putem spune, în general că spre marginea Bazinului Baraolt, depozitele terigene alternează cu produse vulcanice grosolane. Același fapt nu-l dovedește și prezența nisipurilor peste cineritele și aglomeratele de andezite roșii de pe V. Cormoș la confluența cu V. Covăsăului.

Asupra condițiilor bionomice, numeroase argumente dovedesc prezența unui mediu lacustru de mică adâncime, unde au avut loc procese diagenetice, iar mai tîrziu unele depozite au suferit transformări metasomaticice.

b) *Golful Homorod*. Observînd schița geologică a părții de sud a Masivului Hărghita, se constată că Neogenul din această porțiune suferă o serie de ondulații mai mult sau mai puțin accentuate. În sectorul cuprins pe cursul superior al Pîrîului Cormos ca și pe Valea Volal, apar depozitele cretacice inferioare care sunt acoperite parțial de cele pliocene, sau suportă de-a dreptul produsele vulcanice. Deci în cursul sedimentării Pliocenului, între Golful Homorod și Golful Baraolt, se interpune un promontoriu de Cretacic.

Observînd depozitele terțiare care alcătuiesc Golful Homorod, se constată faptul că în împrejurimile comunei Lueta apar la zi atît masive de sare cît și izvoare sărate. Acestea nu pot apartine Pliocenului care este dezvoltat într-un facies lacustru, astfel încît trebuie să admitem că depunerea sedimentelor terțiare în

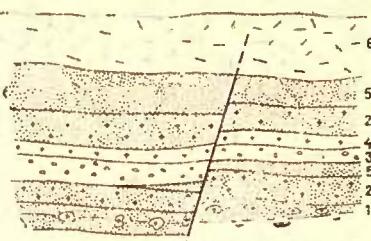


Fig. 5. — Succesiunea stratelor faliate de pe V. Bückös.

1, aglomerate andezitice; 2, tufite; 3, conglomerate; 4, cinerite; 5, nisipuri; 6, sol.

acest sector a început în Miocen. Deci invadarea uscatului de către ape a avut loc, în Golful Homorod, cu mult înaintea Pliocenului superior. În afara impresiunilor de frunze care apar destul de frecvent în faciesul sideritic de pe Valea Gyepü, alte resturi organice lipsesc.

Analizând faciesurile petrografice care se întâlnesc, se observă o variație foarte accentuată alcătuită din argile, nisipuri, pietrișuri și conglomerate, alternând cu tufite.

Unul din cele mai edificatoare profile geologice (fig. 6) poate fi urmărit de la nord-vest către sud-est, peste Valea Homorodului Mic, Valea Vârghișului și Valea Craiului în care se constată următoarele:

La partea superioară se întâlnesc produse de natură explozivă reprezentate prin alternanțe de cinerite și aglomerate care constituie o placă ce acoperă depozitele neogene, care apar la zi numai acolo unde eroziunea a activat intens, punîndu-le în evidență. Ele prezintă însă o variație de facies petrografic foarte accentuată, încît pe V. Homorodului Mic și V. Vârghișului apare o alternanță de argile, nisipuri, conglomerate și tufite, pe cînd către est, în Valea Gyepü, affluent al Pîrîului Crai, între produsele de natură explosivă apare o alternanță de argile, jaspuri cărbunoase, sideroze și lignit. Această succesiune poate fi remarcată numai prin împrostătarea frontului vechilor deschideri, cînd am remarcat o alternanță neregulată, deoarece variația de facies este accentuată la distanțe foarte mici. Astfel în două puncte foarte apropiate am remarcat următoarele:

În prima deschidere (fig. 7 a) se observă o succesiune de tufuri, tufite și sideroze cu resturi de plante, precum și intercalării de jaspuri. În a doua deschidere (fig. 7 b), care este situată la cca 150 m depărtare de prima, se constată prezența unei alternanțe în care la bază apar argile nisipoase, peste care urmează un strat de lignit, acoperit de unul nisipos, după care urmează o intercalatie de opal cărbunos, acoperit de un strat de lignit peste care stau tufuri andezitice caolinizate.

Ambele succesiuni sunt prinse între două faze de explozii vulcanice care furnizează produse piroclastice reprezentate prin cinerite și aglomerate.

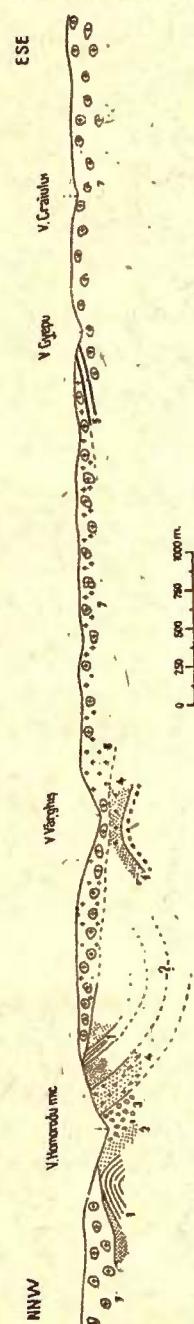


Fig. 6. — Secțiune geologică transversală peste ivirile de Neogen din Sectorul Homorodul Mic.
1, argile; 2, nisipuri; 3, conglomerate; 4, tufite; 5, intercalării de jaspuri; 6, sideroze cu resturi de plante, argile și jaspuri; 7, aglomerate.

Faciesurile petrografice indică un mediu lacustru în care vegetația abundantă s-a putut dezvolta dînd naștere unor turbării, din produsele căror, prin procese de incarbonizare, au luat na-

tere intercalăriile de lignit. Variațiile de facies au produs și intercalăriile silicioase, care uneori conțin o cantitate de substanță cărbunoasă. Alteori, aportul terigen determină formarea unor intercalării de nisipuri sau argile nisipoase. Cîteodată aportul de substanță detritică de origine vulcanică este mai abundant, încît determină depunerea unor tufite. Alteori, însă, se întâlnesc intercalării de cinerit ca rezultat al exploziilor vulcanice.

Aspectele observate mai sus demonstrează o nestabilitate accentuată a condițiilor de sedimentare într-un climat temperat, în care se dezvoltă o vegetație cu frunze caduce, însotit de manifestări vulcanice cu un caracter explosiv.

În perioadele de calmal activitatea vulcanice rezultă două tipuri de sedimense, dintre care unele datorite materialului detritic transportat, cînd se depun tufite, argile nisipoase sau nisi-

puri, altele florei abundente care se dezvoltă în unele porțiuni pe suprafața lacului, determinînd formarea unor intercalării de lignit ca rezultat al incarbonizării masei vegetale.



Fig. 7. — Variațiile de facies a două deschideri în complexul depozitelor de pe V. Gyepü.

c) *Valea Oltului*. Urmărind Valea Oltului de la localitatea Sf. Gheorghe spre nord, se constată invadarea masivă a depozitelor pliocene de către produsele piroclastice și curgeri de lave, încît acestea acoperă suprafețe foarte întinse. Depozitele pliocene apar în această porțiune, atât la nord cît și la sud de localitatea Miercurea Ciuc, constituind aşa numita Depresiunea a Ciucului. Ca și în celelalte sectoare, aceste sedimense sunt constituite în mareă lor majoritate din depozite nisipoase cu alternanțe de argile și produse de explozie vulcanică. În unele porțiuni, la limita dintre depozitele pliocene și curgerile de lave, se remarcă prezența unor zone de cornificare care se pot observa în cariera de bazalt andezitic situată pe malul drept al Oltului, la Sîncrăeni (pl. III).

Manifestările vulcanice din lanțul munțos Călimani — Hărghita au fost studiate pînă în prezent numai parțial. O sinteză bazată pe datele cunoscute pînă în anul 1945 a fost făcută de prof. ION ATANASIU. Cum autorul nu dispunea de date amănunte decît asupra Masivului Călimani¹⁾ lucrarea nu putea fi completă.

¹⁾ O. NICHITA. Studiul petrografic și chimic al regiunii văilor Neagra și Haita din Masivul Munților Călimani. An. Sc. Univ. Iassy. T. XXI, 1935, fasc. 1–4, pag. 197–314.

De data aceasta aduc cîteva informațiuni de ordin stratigrafic și petrografic asupra geologiei părții de sud a lanțului vulcanic în care se înglobează Masivul Hărghita și Masivul Baraolt cu Vf. Cucu.

Produsele vulcanice din această porțiune se datorează celor două coșuri importante (Hărghita Mădărașului și Cucu) la care trebuie adăugat Sf. Ana pe malul stîng al Oltului.

Activitatea vulcanică a primelor două cratere, cuprinse în sectorul cercetat, prezintă un caracter net explosiv, deoarece predomină materialul piroclastic față de lave care au o extindere mică. Încă de la primele observații cercetătorul poate face o distincție netă între cele două zone de activitate prin aceea că produsele vulcanului Cucu sunt reprezentate, în majoritate, prin andezite roșii cu biotit, pe cînd vulcanul Hărghita Mădărașului a dat andezite negre sau cenușii, uneori cu aspect columnar. Din studiul diverselor deschideri sau profile constatăm succesiuni neuniforme care se datorează răspîndirii produselor pe arii diferite.

De aceea voi descrie cîteva profile care sunt localizate în jurul vulcanului Cucu. În Valea Oltului și anume pe malul drept al rîului, în imediata vecinătate a comunei Sîncrăeni se constată nisipuri pliocene cornificate parțial de lavele bazalt-andezitice; urmează andezite roșii peste care stau andezite cenușii.

Deplasîndu-ne numai cu cca 5 km spre nord-vest și anume în perimetrul băilor Jigodin, succesiunea este constituită din cinerite albe, la bază, peste care urmează andezite roșii, acoperite de andezite cenușii. Lipsește deci din această succesiune bazalt-andezitul. Pe malul stîng al Oltului și anume pe teritoriul orașului Miercurea Ciuc, peste nisipurile pliocene stau din nou lave bazalt-andezitice acoperite parțial de andezite roșii.

La nord-vest de Vf. Cucu și anume pe Valea Cormosului în vecinătatea confluentei cu P. Covăsău, depozitele pliocene sunt acoperite de o serie piroclastică tufacee, peste care stau brecii vulcanice roșii, constituind masive impunătoare. Peste ele urmează alternanțe de brecii și aglomerate vulcanice cu depozite sedimentare dintre care cele mai superioare sunt puternic silicificate. Seria alternanțelor se termină cu depozite constituite din pietrișuri, nisipuri și argile peste care apar blocuri de andezit. În acest sector este de constatat că suntem în imediata vecinătate a fundamentului cretacic peste care se astern depozitele pliocene cu intercalări de piroclastite.

Aportul manifestațiilor post-vulcanice la generarea unor roce noi. Datele oferite de observațiunile pe teren efectuate în ultimii ani, cît și acelea furnizate de literatura existentă, arată că în regiune a avut loc în trecut și se manifestă încă și azi o activitate post-vulcanică foarte intensă.

Această activitate se caracterizează prin manifestații geiseriene, fumeroliene și hidrotermale, care au avut loc în trecut, pentru ca azi să fim în prezență unor slabe manifestații solfatariene și mai intens mofetice.



Activitatea fumeroliană este pusă în evidență de prezența tabletelor de oligist, întâlnite frecvent în masa produselor vulcanice din împrejurimile craterului Cucu.

Activitatea hidrotermală este pusă în evidență prin existența impregnațiilor de sulfuri metalice întâlnite în masa rocelor de origine magmatică, reprezentate prin diferite varietăți de andezite cu tufurile lor și roce bazaltice. Circulația soluțiunilor calde este trădată prin caolinizarea intensă a feldspaților și impregnarea masei cu cristale de pirită sau uneori de cinabru.

Adesea se întâlnesc însă mărturiile unei activități geiseriene caracterizată prin prezența depozitelor specifice reprezentate prin acumulări de opaluri, frecvent feruginoase, întâlnite în special în sectorul Baia Craiului, pe versantul de sud al Vîrfului Hărghita.

Manifestațiile solfatariene sunt mai rare fiind specifice împrejurimilor vulcanilor Cucu și Sf. Ana.

Activitatea cea mai intensă cu consecințe importante, manifestată uneori chiar prin transformarea rocelor preexistente, o constituie circulația bioxidului de carbon și mai ales asociația lui cu apele freaticе.

Ca o consecință a vulcanismului ce a avut loc în această regiune, azi se întâlnesc frecvent izvoare de borviz care sunt localizate atât în interiorul masei de produse vulcanice, cât și la periferia acestora, constituind o aureolă în jurul limitei dintre rocele eruptive și rocele de origină sedimentară care le suportă.

Pentru această zonă de amplasare, am întrebuitat anterior¹⁾ denumirea de « aureolă de circulație » a apelor bicarbonatate, denumire pe care o mențin.

Acțiunile fizico-chimice de generare a unor roce noi variază în funcție de natura mineralică a rocelor pe care apele bicarbonatate le traversează, încit și depozitele care rezultă sănt variate. În complexul nisipos sau acela nisipo-stufaceu, iar uneori și în acela argilos, în adîncime, se constată prezența lenticelelor ori a concrețiunilor de sideroză, iar în portiuniile superficiale, limonita.

După părerile mai vechi (O. BOLGIU), acumulările de minerale feroase au avut loc la contactul dintre placa de andezite și depozitele terțiare, precizându-se astfel noțiunea de « zonă de contact ». Această noțiune nu-și are locul, deoarece duce la concluzia că andezitele -prin ele însăși sănt generatoare de sideroze.

Dacă analizăm modul de zăcămînt și felul acumulărilor, se constată prezența a numeroase varietăți de sideroză, varietăți dintre care amintim: sideroză sub formă de lentele-strat, sideroză sub formă de concrețiuni, sideroză nisipoasă, sideroză argiloasă-nisipoasă, sideroză, brecioasă cu elemente vulcanice, sideroză cu resturi organice (plante, Gasteropode sau Lamellibranchiate).

¹⁾ GHEORGHIU C. și MILIȚESCÚ E. Metodele de cercetare a zăcămintelor de minereuri de fer. *Rev. ASIT*, Nr. 7. 1952.

GHEORGHIU C. Transformarea rocelor sub influența activității post-magmatice. *Revista Univ. C. I. Parhon*, București, 1953.

Observînd cu ochiul liber și la microscop cîteva secțiuni prin unele din aceste tipuri se constată următoarele:

Sideroza nisipoasă de tipul Lueta este constituită dintr-o masă sideritică, uneori slab limonitizată, masă în care sînt prinși grăunți de cuarț, feldspat-plagioclaz, mai rar piroxen și uneori paieți de sericit. În general feldspații sînt sausuritizați.

Sideroza albă de tipul Doboșeni apare ca o rocă fină. La microscop se remarcă o masă sideritică, criptocristalină în care sînt împlințate rare granule de cuarț cu extincții onduloase. Se remarcă de asemenea o pseudomorfoză de carbonați după contururi de piroxeni. La Doboșeni și anume pe Valea Volal, am remarcat un tip de sideroză cu resturi organice reprezentate prin cochilii de Gasteropode, Unionide și resturi de plante. Eșantioanele recoltate prezintă două aspecte și anume: sideroză compactă cu urme de vegetale și Unionide (pl. I) și sideroză în care predomină cochiliile de Gasteropode (pl. II, fig. 3).

Eșantioanele cu urme de vegetale examineate cu ochiul liber în spărtură proaspătă prezintă o masă amorfă de culoare cenușie, slab gălbuie. În cîmpul microscopului apare o rețea aciculară în care se întîlnesc granule de sideroză limonitizată cu aspect floccular.

În alte cazuri se întîlnesc sideroze brecioase cu elemente vulcanice, cantonate în masa cineritelor, cînd procesul de alterare a elementelor mineralogice nu este deopotrivă de avansat în fiecare mineral. Acest tip de rocă pe care l-am observat pe Valea Homorodului Mic, în punctul numit Băile Szekely, sau pe Valea Craiului în împrejurimile băilor cu același nume, conține un procent ridicat de fier și siliciu. Culorile sînt variate oscilînd între alb și brun.

Cu ochiul liber se remarcă prezența unor cristale de cuarț și feldspat incluse într-un ciment albicios. Alteori, apar cristale mari de piroxen cloritizat (pl. II, fig. 2).

La microscop se observă cristale alungite de feldspat dispuse în mânunchiu. Alteori, cristalele de feldspați sunt mari și prezintă o structură zonară. Adesea conturul cristalelor este rotunjit. Nu rareori apar cristale de piroxen cu contururi bine definite; cimentul este constituit din sideroză.

Pe Valea Vrăbia, la vest de localitatea Tușnad, sub Vf. Cucu, am întîlnit pe suprafețe mari, cinerite puternic caolinizate. În numeroase zone aceste cinerite sunt impregnate cu granule sau cristale de pirită, iar pe crăpături au loc iviri de bioxid de carbon. În unele porțiuni borvizurile circulă intens. La gura izvoarelor de borviz se remarcă precipitarea hidroxizilor de fier, constituind cruste de limonită. Adesea, însă, crustele sunt localizate în porțiuni unde aparițiile de borviz nu mai au loc.

Prin examinarea amănunțită a eșantioanelor provenite din zonele superficiale (pl. II, fig. 4) se observă că ele sunt constituite din caolin puternic impregnat cu hidroxid de fer. Sursa importantă de hidroxid de fier o constituie pirita impregnată în caolin care prin descompunere furnizează ferul transportat sub formă de bicarbonat și precipitat la gura izvorului.



Fenomene de precipitare a hidroxidului de fer provenit din descompunerea diverselor minerale bogate în fer și transportat în același mod, am observat și în partea de sud a regiunii, la nord de comuna Filia. Aici se remarcă prezența unor resturi de vegetale (pl. II, fig. 1), care se dezvoltau la gura izvorului.

Dacă revenim asupra modului de zăcămînt a acumulărilor de roce bogate în fer, se constată aspekte variate printre care pot fi amintite acelea care arată o cantonare neregulată în special în rocele inițial marnoase fără a fi absolut necesară apropierea cu rocele vulcanice. Se remarcă însă peste tot trecerea siderozelor la limonite în zona de oxidație, deoarece mineralul primar se prezintă sub forma de sideroză.

Cu privire la geneza siderozei pe care o întîlnim peste tot în complexul nisipos-argilos, putem preciza că aceasta este o consecință a prezenței depozitelor calcaroase, care prin metasomatoză au trecut la sideroze.

În unele cazuri, întîlnim însă și acumulări primare de limonită care se datoresc unor fenomene de precipitare în domeniul lacustru, cînd se remarcă o alternanță repetată de strate subțiri de limonită cu strate de argile albe.

Tot ca acumulări primare, care se întîlnesc frecvent, pot fi socotite depozitele limonitice geiseriene, de data aceasta silicioase, sau acumulările de la gura izvoarelor reci. Majoritatea acumulărilor de minerale bogate în fer apar însă sub forma de sideroză întîlnită în roce de natură petrografică diferită, la nivele deosebite și cu forme variate indicînd o origine metasomatică.

Concluzii. Masivul Hărghita reprezintă un lanț muntos, dirijat aproape nord-sud, format din roce vulcanice de vîrstă terțiарă, care constituie o cuvertură a formațiunilor anterioare.

Manifestările vulcanice sunt sincrone cu sedimentarea Pliocenului și au un caracter explosiv, încît întîlnim frecvențe intercalării de depozite lacustre cu produse piroclastice, iar curgerile de lave sunt mai puțin răspîndite.

În urma paroxismului vulcanic au loc manifestări posterioare, care dau naștere la produse fumaroliene, solfatariene, geiseriene, hidrotermale, mofetice și izvoare de ape bicarbonatace, bogate în fier.

Produsele piroclastice aduc un apport important de calciu prin feldspații plagioclazi. Tot aceste produse pun în loc o mare cantitate de minerale bogate în fer, a căror descompunere mai tîrziu are o importanță deosebită.

În faza mofetică, boxidul de carbon acționează intens asupra mineralelor calcice, ca și asupra celor bogate în fer, descompunîndu-le și punînd în libertate elementele respective, deoarece apele de circulație, încărcate cu boxid de carbon, avînd o putere ridicată de solubilitate, au separat calciu sub formă de bicarbonat din care a rezultat bicarbonatul de fer. În cazul cînd soluțiunile cu bicarbonat de fer ajung la zi în această formă, are loc o reducere a acestuia, rezultînd hidroxizi.



Depunerea carbonatului de fer are loc, obișnuit, în rocele sedimentare, inițial bogate în carbonat de calciu, roce pe care le găsim puternic impregnate cu sideroză. Aceeași origine poate fi atribuită concentrațiunilor de sideroză întâlnite în unele cinerite. Intensitatea de mineralizare și forma acesteia este deci în funcție de gradul de concentrare a rocelor primare în minerale bogate în calciu.

Cum obișnuit ferul provine din descompunerea unor minerale de origine magmatică, rezultă că în generarea siderozelor sau a unor limonite, vulcanismul este acela care asigură aportul de fer în urma alterării acestor minerale, ferul este antrenat sub forma de bicarbonat dizolvat în borvizuri; reacțiunea metasomatică se produce în punctele unde aceste soluții întâlnesc carbonat de calciu.

Din cele observate mai sus rezultă că pentru a întâlni acumulări de sideroză nu este necesar a fi în prezență limitei dintre planul de contact cu placa de roce andezitice, ci ele pot apărea oriunde și în forme diferite în masa depozitelor, în condițiunea ca acestea să cuprindă roce calcaroase în zona de circulație a apelor bicarbonatace. În afara acestor posibilități de acumulare a mineralelor de fer, în regiune se mai constată și posibilitatea precipitării ferului în mediu lacustru, adică aşa cum apare la Doboșeni pe Platoul Barta Bercze.

În același timp se mai întâlnesc depozite feruginoase reprezentate prin acumulări de origine geiseriană.





Priul Volal, comuna Dobroșeni, raionul Sf. Gheorghe. Sideroză cu resturi organice.

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



Institutul Geologic al României



Fig. 2. - V. Baia Craiului, raionul Ciuc. Sideroză cineritică în care piroxeni sunt cloritizați iar feldspatii calcici sideritizați.



Fig. 1. - Bloc de limonită cu resturi organice.

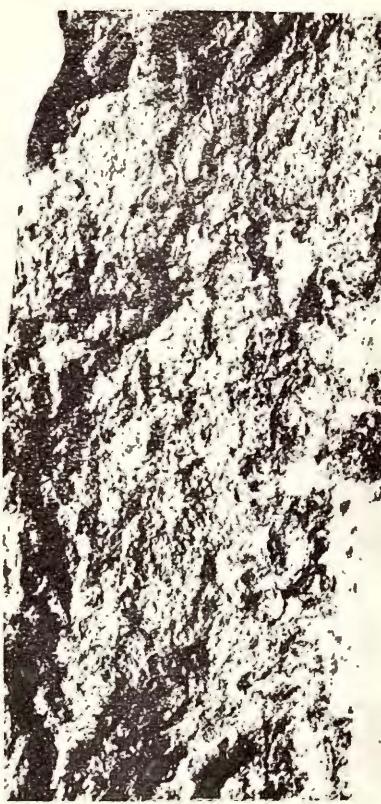


Fig. 4. - Valea Vrabia, comuna Sînsimion, raionul Ciuc. Caolin impregnat cu limonit.

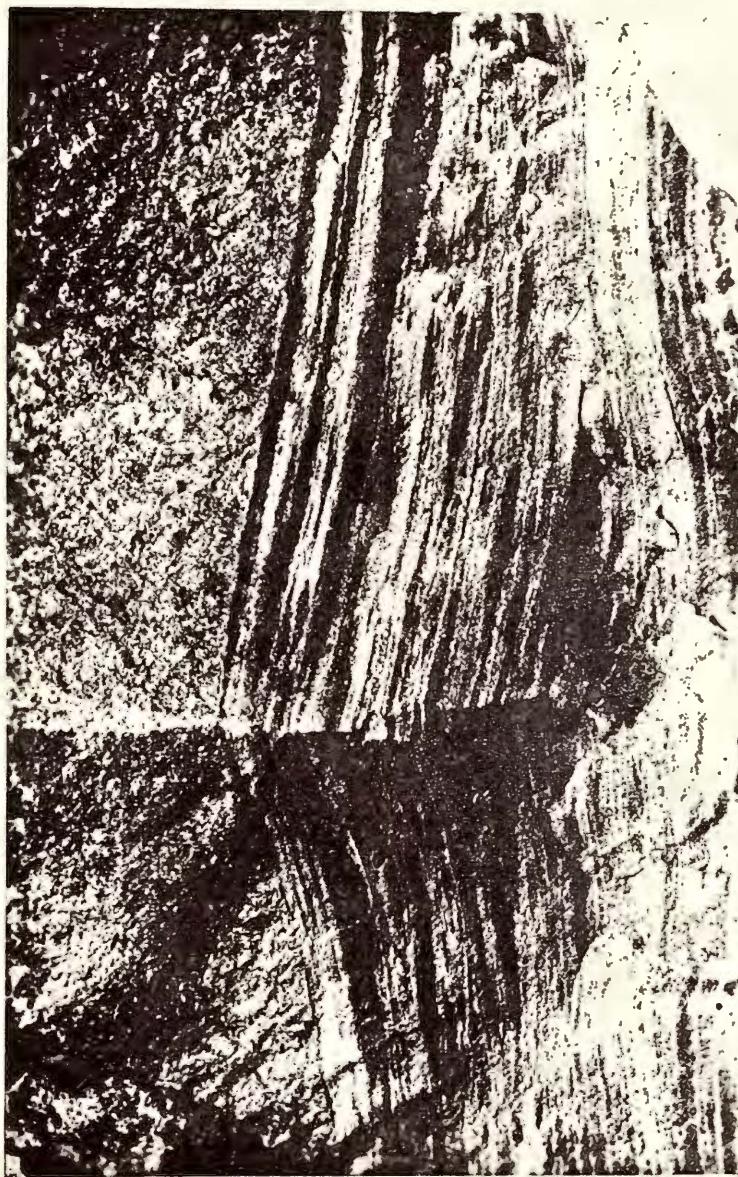


Fig. 3. - P. Volal. Calu – Doboșeni, raionul Sf. Gheorghe. Sideroză cu resturi organice.

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



Institutul Geologic al României



Cariera Sîncrăeni, raionul Ciuc. Contactul dintre lavelle andezitice și depozitele pliocene cornificate.

ANEXA 2

— NIC. MACAROVICI. — Asupra cineritelor andezitice meotiene din Raionul Bacău (dintre Cleja și Răcăciuni și dintre Siret și V. Răcătău¹⁾.

În campania anului 1951 am cercetat ivirile de cinerite andezitice din raionul Bacău. Aceste cinerite se întind atât pe dreapta Siretului cît și pe stînga acestui rîu. Au fost studiate mai întîi de SAVA ATHANASIU²⁾ și de P. ENCULESCU³⁾. Acești doi autori le-au socotit de vîrstă sarmațiană. Vîrsta lor meotiană a fost precizată însă de D. PREDA⁴⁾ pentru cineritele ce se găsesc pe dreapta Siretului și de R. SEVASTOS⁵⁾ pentru cele de pe stînga acestui rîu.

Pretutindeni constituția lor mineralologică este aceeași; din punct de vedere al granulației aceste cinerite prezintă varietăți cu granulație mai fină și altele mai grosieră.

După observațiile făcute de O. NICHITA și A. CHELĂRESCU «sub microscop, varietățile mai grosiere apar alcătuite din fragmînte de lavă andezitică și din cauza unei cimentări relativ puternice, au aspectul unei structuri porfirice. Masa roci este mai mult sticloasă și mai puțin microlitică. În această masă se găsesc cristale de feldspat plagioclaz (cu structură fină zonară), asemănători cu andezinul și cu labradorul. Ca elemente colorate apar cristale de piroxen monoclinic, mai ales augit și mai puțin un piroxen rombic. Se mai găsesc apoi granule de oxizi de fer; hematit și magnetit, acesta din urmă predominînd».

¹⁾ Comunicare ținută în ședința Comitetului Geologic, din 27 mai 1952. Manuscrisul nu a fost prezentat la timp pentru a putea apărea în volumul respectiv.

²⁾ SAVA ATHANASIU. Asupra prezenței cenușelor andezitice în păturile sarmațiene din partea de sud a Moldovei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. pg. 106—112, Buc. 1911.

³⁾ P. ENCULESCU. Notă preliminară asupra unei cenușe vulcanice găsită pe partea stîngă a R. Siret, în Jud. Bacău. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II pag. 112—124, Buc. 1911.

⁴⁾ DAVID PREDA. Geologia reg. subcarpatice din partea de S a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pg. 427—572, Buc. 1917.

⁵⁾ R. SEVASTOS. Limita Sarmatianului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX, pg. 373—399, Buc. 1922.



Cineritele andezitice de pe dreapta Siretului. Semnalate pentru prima dată de S. ATHANASIU¹⁾ ele au fost descrise de acest autor din două profile de la Cleja. Primul profil descris este cel cuprins între D. Bicheș și D. Malu care astăzi nu se mai vede deschis, regiunea fiind complet cultivată. Cel de al doilea profil trece prin D. Pătul. Acest din urmă profil, completat cu observațiile făcute de noi, cuprinde:

1. La bază începînd cam de la alt. de 250 m se găsesc nisipuri cu intercalări marnoase spre partea lor inferioară și cu intercalări de gresii moi, uneori sub formă de concrețiuni, spre partea superioară (cca 100 m grosime).

2. Deasupra urmează nisipuri andezitice cu concrețiuni grezoase dure, caracteristice (cca 30 m).

3. La cca 380 m alt. apare un complex de cinerite andezitice, care prezintă de jos în sus următoarele trei nivele petrografice:

a) La bază, cinerite grosiere, grezoase, cenușii (15–20 m grosime);

b) Cinerite fine cenușii-argiloase (3–4 m grosime);

c) Cinerite grosiere albăstrii, cu intercalări subțiri de lapili (cca 10 m grosime).

Cineritele din acest ultim nivel se ridică pînă la culmea Dealului Pătul. Imediat spre SW de acest deal, cineritele apar în continuare laterală, cu baza la aceeași altitudine, numai cu nivelele petrografice inferioare (a și b) și fiecare cu grosime de 8–10 m. Nivelul superior (c) este probabil erodat.

Complexul de cinerite se poate urmări spre W în D. Viciorla unde apare tot la aceeași altitudine și cu o grosime de 30–40 m. Aici la baza cineritelor, se văd nisipuri albicioase cu numeroase concrețiuni grezoase. Complexul cineritului cuprinde aceleași trei nivele petrografice ca și în D. Pătul, cu deosebire că nivelul superior (c) este mult mai gros și deși grezos prezintă bobul fin spre partea lui cea mai superioară. Profilul din D. Viciorla se termină cu un strat de 1–2 m de prundișuri grosolane, care reprezintă foarte probabil un rest al terasei superioare a Siretului.

De aici spre W și SW, cineritele apar în continuare laterală pe versantul vestic al Dealului Ariile Mari, cam la 295 m alt., de unde sunt citate și de D. PREDA, cum și în lungul Văii Tocila, la aceeași altitudine, cu o grosime de 30–40 m. Și în această regiune se deosebesc cele trei nivele petrografice observate la Cleja (în D. Pătul și în D. Viciorla). În aval însă de confluența Pîrîului Tocila cu P. Răcăciuni, cineritele se pierd în adîncime sub nivelul pîrîului, iar deasupra lor se văd nisipurile meotiene, cu intercalări de gresii concreționare, care apar și în D. Ariile Mari, D. Nucului, etc.

Cineritele andezitice prezintă către SE de D. Pătul o înclinare uniformă spre SE, ca și nisipurile meotiene între care sunt cuprinse, după cum a arătat și D. PREDA. Așa că în D. Stînca, W de satul Valea Rea, cineritele apar la cca

¹⁾ S. ATHANASIU. Op. cit.

280 m alt., dar cu o grosime de numai 15—20 m prezintând însă aceleași nivele petrografice ca la Cleja (în D. Pătul). Sub nivelul inferior apar nisipuri meotiene cu concrețiuni de gresii, iar imediat deasupra cineritelor urmează prundișurile din terasa superioară a Siretului, de la W de Satul Nou (Gh. Doja).

Mai spre SE cineritele andezitice apar la SW de Olărești, aproximativ la 190 m altitudine, în grosime de 15—20 m și cu aceleași caractere petrografice (grezoase la bază și cu bobul fin la partea lor superioară), ele putindu-se urmări în lungul Dealului Ghețenilor, pe versantul dinspre V. Mocanilor. De asemenea se pot urmări și în lungul Dealului Cornățelul, pe versantul dinspre Siret. Cineritele sănt acoperite aici de prundișurile terasei medii a Siretului.

Mai departe către SE, cineritele dispar datorită eroziunii, iar la Răcăciuni apar numai nisipurile inferioare lor și cu intercalații de gresii tufacee. Între D. Pătul, de la Cleja (la N) și Răcăciuni (la S) complexul cineritelor andezitice marchează o cădere spre SE de aproximativ 200 m pe o distanță lineară de 10 km, ceea ce revine la o înclinare egală cu ceva mai mult de 1°.

Cineritele andezitice de pe stînga Siretului. Au fost semnalate pentru prima dată în 1910 de P. ENCULESU, în Dealul Mare, la răsărit de satul Buhociu Mare și la Parincea. Acest autor arată că cineritele pot avea o grosime de 10—15 m, dă apoi unele date sumare asupra structurii lor și le consideră de vîrstă sarmățiană.

Între 1911 și 1915, R. SEVASTOS studiind Meoțianul din sudul Moldovei a urmărit aceste cinerite și a arătat, contrar părerii lui ENCULESU, că ele nu pot fi decât de vîrstă meoțiană; el indică cu oarecare aproximativă aria lor de răspîndire și uneori altitudinea la care apar. Apreciind în unele cazuri grosimea tufurilor, acest autor se ocupă incidental și de structura lor.

Punctul cel mai nordic unde apar tufurile andezitice, pe stînga Siretului, este în D. Piciorul Măngălăriei, la răsărit de satul Buhociu Mare. Vom arăta poziția acestor cinerite începînd din V. Siretului. Pe această vale, între Buhociu Mare și Coțeni se întîlnesc mai multe profile. Primul este la SE de Satul Nou, trece prin D. Bitla și Piciorul Măngălăriei pînă în D. Botești (D. Mare, Vf. Toacei) și cuprinde (vezi figura):

1. La bază nisipuri cu intercalații argiloase, care aparțin probabil Sarmățianului superior și care se ridică pînă la 200 m altitudine.

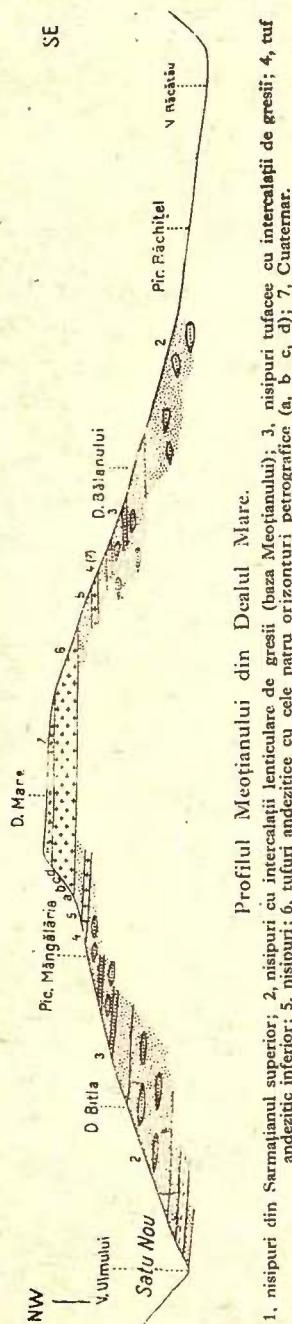
2. Imediat mai sus, urmează nisipuri cu intercalații lenticulare de gresii care reprezintă probabil baza Meoțianului, în continuitate de sedimentare cu Sarmățianul (cca 60 m grosime).

3. Deasupra urmează nisipuri (cca 120 m grosime) care, pe lîngă intercalații subțiri marnoase cu *Helix*, cuprinde și intercalații de gresii subțiri.

4. Profilul se continuă pe D. Măngălăriei, unde la altitudinea de 380—390 m (după cum arată și R. SEVASTOS) apare un cinerit andezitic fin (numit de noi inferior) ce suportă nisipuri cu intercalații subțiri argiloase; grosimea totală este de 20—25 m.



5: Cam la 410 m altitudine, pe coasta dinspre V. Porcăriei, apare un complex de cinerite andezitice gros de aproximativ 40 m, cu patru nivele petrografice distincte, după cum urmează:



Profilul Meotianului din Dealul Mare.
1. nisipuri din Sarmajanul superior; 2. nisipuri cu intercalajii lenticulare de gresii (bază Meotianului); 3. nisipuri tufacee cu intercalajii de gresii; 4. tuf andezitic inferior; 5. nisipuri; 6. rufuri andezitice cu cele patru orizonturi petrografice (a, b, c, d); 7. Cuaternar.

a) La bază, cinerit albastru grosier grezos (4–5 m grosime);

b) Cinerit cu bobul fin, argilos, cu mici vacuole umplute cu limonit și uneori cu cristale (15–20 m grosime);

c) Cinerit grosier grezos, albastru (6–7 m grosime);

d) Cinerit fin cenușiu, argilos (10–15 m grosime).

Complexul de cinerite andezitice se poate urmări spre S, astăzi pe versantul răsăritean cît și pe cel apusean al dealului, pînă în Vf. Perju din D. Mare. Deasupra cineritului se dispun nisipuri ușor argiloase.

Pe versantul de răsărit al Dealului Mare, pe drumul ce duce la satul Dealul Mare, se întîlnesc nisipuri de sub care apare stratul de cinerit andezitic inferior, la aceeași altitudine ea și în Picioară Măngălăriei. Sub cineritul inferior, se găsesc nisipuri galbene andezitice cu concrețiuni dure grezoase, care se pot urmări pînă la intrarea în satul Dealul Mare.

Alt profil asemănător se vede deschis la SE de Buhociu Mare pe șoseaua către Biberești (adică pe V. Iazului, pînă în D. Hleiu) unde baza cineritului andezitic se găsește la cca 370 m altitudine și are o grosime de 30 m (pe V. Iazului). De aici spre W, cineritul, cu o grosime de 15–20 m, apare și în Dealul La Stîncă unde este semnalat și de P. ENCULESĂU și R. SEVASTOS. Complexul cineritului andezitic între D. Mare – Perju și D. La Stîncă, are o cădere de 30 m spre S, pe o distanță de 3 km, adică o înclinare ceva mai mare de 1/2 grad. Această cădere se accentiază spre SSE. Păstrînd aproape aceeași grosime, complexul cineritului continuă să coboare între Varnița și Tociloasa, încît la sud de Tociloasa, pe V. Gropului, baza complexului se găsește la 315 m altitudine și este alcătuiră din cinerit grezos, iar deasupra urmează un cinerit fin.

Deci între D. Mare – Perju și V. Gropului, complexul cineritului marchează o cădere către S de 90 m, pe o distanță lineară de 7 km și peste tot în această zonă suportă nisipuri slab argiloase.

Căderea generală spre sud se poate înregistra pe tot malul stîng al Siretului, încît într-un al treilea profil, la Coteni (în D. Bobeica), găsim cineritul apărînd la 335 m altitudine și are o grosime de 15—20 m. Ceva mai la sud, nisipurile Sarmațianului superior dispar sub nivelul de eroziune, iar complexul cineritelor se menține cu o grosime de cca 20 m la altitudinea de numai 280 m, cum este în D. Sfîntul la NE de Temaș. Cineritele sunt și aici grosiere la partea lor inferioară și fine spre partea superioară. Cu aceste caractere și scoborîndu-se treptat, cineritele se regăsesc pînă la Gioseni (după cum arată și R. SEVASTOS) unde ele ajung la 240 m altitudine în dealurile Clopoțelu, Alexandroáia și Benchi.

Mai la sud, în D. Ocei, baza cineritului apare la 200 m altitudine. Aici ele sunt deschise pe o grosime de 40 m și prezintă cele 4 nivele petrografice cunoscute, iar sub ele sunt nisipuri cu concrețiuni dure și deasupra cineritului sunt nisipuri galbene. Cele patru nivele petrografice se pot urmări spre sud, pînă în Dealul Cetățuei, unde baza cineritelor dispare sub aluviunile Șiretului, la podul de la Răcătău. Aici cineritul este deschis pe 25 m grosime și suportă depozitele terasei medii a Siretului.

Pe P. Răcătău, affluent pe stînga al Siretului, complexul cineritelor are aceeași cădere treptată spre sud și cu aproximativ aceeași grosime de cca 40 m prezintînd, în general, 3—4 nivele petrografice.

De la Tociloasa, unde baza cineritelor este la 315 m altitudine (pe V. Grobului), la cca 2 km spre sud, la Burducani, cineritele se scoboară la 300 m altitudine avînd sub ele aceleași nisipuri ca la Tociloasa și prezintînd următoarele trei nivele petrografice:

- a) La bază, cinerite cenușii, grosiere, grezoase și cu intercalațiuni de grezii subțiri (2 m grosime);
- b) Cinerite albastre, grosiere, grezoase și cu intercalațiuni subțiri de prundisuri (15—20 m grosime);
- c) Cinerit albăstrui, argilos, cu bobul fin (15 m grosime).

Deasupra cineritului urmează nisipuri slab argiloase.

Complexul cineritului se poate urmări mai departe, spre sud, pe versantul estic al Dealului Trofinca, în cuprinsul satelor Mileștii de Jos și Văleni. În același timp baza lui se scoboară, iar mai către sud, în cuprinsul satului Horghești, baza cineritului intră sub nivelul de eroziune. Grosimea cineritului se păstrează de 35—40 m și prezintă de data aceasta patru nivele petrografice, care urmează în succesiunea cunoscută din profilul de pe V. Porcăriei, de la nord de D. Mare. Cineritele dispar complet sub nivelul de eroziune pe P. Răcătău, puțin la sud de confluența acestuia cu P. Sohodor.

Ceea ce este interesant de remarcat aici, este faptul că pe versantul apusean al Dealului Trofinca, adică spre V. Aprodului (de la vest de Văleni) cineritul andezitic se îngroașă foarte mult, apărînd cu o grosime de cca 100 m. Această grosime scade însă foarte repede la cea obișnuită (de cca 40 m) astă spre nord, către originea Văii Aprodului, cît și spre est, vest și sud. Grosimea cea mai



mare a tufului este la SE de Drogu, unde formează îngărmădirea cea mai importantă de pe V. Aprodului.

Afundarea treptată a cineritelor spre sud se poate urmări și pe stînga Pîrîului Răcătău, de la Leca-Ungureni (de pe P. Roș), către Parincea și Nănești, iar mai la sud, la satul Mărăști, intră sub nivelul de eroziune. Aici între Leca-Ungureni și Nănești, adică pe o distanță lineară de 8–10 km cineritele au o cădere spre sud de 105 m (cad între 335 și 230 m altitudine). Atât deasupra cineritelor cît și sub ele se văd nisipuri. Pe tot cineritul prezintă aceleași niveli petrografice cunoscute, cu deosebirea că la Leca-Ungureni în nivelul cineritului grezos superior se văd intercalațiuni subțiri de lapili.

În concluzie se poate spune că cineritele andezitice ce apar de o parte și de alta a Siretului în cuprinsul raionului Bacău, sunt intercalate între nisipuri de vîrstă meotiană și prezintă o cădere generală spre SSE, în medie de cca 10 – 13 m pe km.

Grosimea complexului cineritelor variază normal între 30 și 40 m. În unele puncte grosimea este doar de câțiva metri după cum în altele pot exista îngrosări importante (cca 100 m pe V. Aprodului, la SE de Drogu). Complexul cineritelor prezintă uneori patru orizonturi petrografice: 1, la bază cinerit grosier; 2, cinerit fin argilos; 3, cinerit grosier; 4, cinerit fin argilos (în partea superioară).

Cele patru niveli petrografice denotă că materialul piroclastic provine din cel puțin două erupții explozive foarte puternice, petrecute în timpul Meotianului și care au avut loc probabil în lanțul vulcanic Călimani–Hărghita.



ANEXA 3

— NIC. MACAROVICI. — Asupra formării zăcămintelor de turbă din Raionul Dorohoi¹⁾.

Din literatura existentă, reiese că în raionul Dorohoi se găsește numai turbăria de la Derțca. De fapt există și o a doua turbărie, cea de la Poiana (Zvorăștea).

Aceste două turbării aparțin la tipul de mlaștini de regiuni joase. În astfel de mlaștini stratul de turbă se formează sub apă (infraacvatic), iar elementele vegetative ce-l compun aparțin unor plante perene acvatice, cum sunt: *Thyppha*, *Carex*, *Juncus*, *Scirpus*, *Phragmites*, etc.

Din cercetările făcute, în vara anului 1951, am ajuns la unele concluzii interesante în ceea ce privește formarea turbei din aceste zăcăminte.

Zăcămîntul de la Derțca a fost semnalat pentru prima dată de G. MURGOCI²⁾. descris sumar de P. ENCULESCU³⁾ și amintit apoi de EMIL POP⁴⁾.

Se găsește așezat pe Valea Bahnei, care aproape nu are scurgere și reprezintă o curmătură între Bazinul Siretului și cel al Prutului⁵⁾. Apa acestei văi este alimentată mai ales din căderile meteorice și mai puțin din unele izvoare.

Către nord, zăcămîntul turboș de pe Bahna este acoperit de un strat aluvionar argilos, relativ gros, care se subție spre sud; peste el urmează

¹⁾ Comunicare ținută în ședința Comitetului Geologic, din 27 mai 1952. Manuscrisul nu a fost prezentat la timp pentru a putea apărea în volumul respectiv.

²⁾ G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri din România. *An. Inst. Geol. Rom.* T. IV, pag. 1–33, Buc. 1910.

³⁾ P. ENCULESCU. Contribuționi la studiul turbei și turbărilor din România. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* T. V, pag. 80–86, Buc. 1913–1914.

⁴⁾ EMIL POP. Exploatarea și întrebuițarea turbei în România. *Bul. grădinii botanice Cluj*, T. VIII, 1928.

⁵⁾ VICTOR TUFESCU. Captări actuale între afluenții Prutului și ai Siretului. *Bul. Soc. Geogr.* T. 51, Buc. 1932.



mlaștina actuală, cu vegetație formată mai ales din *Carex*, *Juncus*, *Typha*, etc.

Sub stratul aluvionar urmează un strat de turbă pămîntoasă, formată, după cum spune și P. ENCULESU, aproape exclusiv din rizomi, tulpi și frunze de *Carex*, *Juncus*, *Scirpus* și *Typha*, mai rar din rizomi de *Phragmites*. Sub stratul acesta superior de turbă, urmează un al doilea strat (inferior), format exclusiv din *Hypnaceae*, în special din *Calliergon (Hypnum) giganteum* KINDBERG, după determinarea făcută de prof. CONST. PAPP, din eșantioanele luate de la Lozna. Aici este de menționat că la baza stratului superior de turbă, s-au găsit la Lozna cîteva coarne și măsele de *Cervus elaphus* L. și un corn de elan (*Alces*). Stratul inferior de turbă, cu *Hypnaceae*, se pare că este dezvoltat numai spre sud și numai pe firul văii, pe cînd cel superior se întinde peste întreaga turbărie.

La baza întregului zăcămînt de turbă se găsește un substrat de marnă argiloasă vînătă, așezată pe o pătură subțire de pietrișuri. Acestea se aştern pe marnele Sarmatianului inferior.

Zăcămîntul de la Poiana (Zvorîștea) se găsește în Balta cu Mesteceni (Balta Neagră). Apa acestei bălti provine atît din ploaie, cît și dintr-un mic izvor. Balta este așezată pe o treaptă largă de alunecări vechi și vegetația actuală este formată mai ales din (*Thypha*) și din sălcii pipernicite. Zăcămîntul este acoperit la suprafață de o pătură de mîl și are tot două strate de turbă. Cel superior este format din turbă pămîntoasă provenită din rizomi, tulpi și frunze din aceleași fanerogame lacustre ca și la Derțca. Stratul inferior de turbă este format aproape exclusiv din hypnaceul *Calliergon (Hypnum) giganteum* KINDB.

Substratul acestui zăcămînt este format din marne galbene nisipoase, cu intercalațiuni subțiri de gresii, din Sarmatianul inferior.

Concluzii. În profilele celor două zăcăminte de turbă se vede aceeași succesiune stratigrafică.

După succesiunea celor trei strate, putem presupune că s-au succedat trei faze în evoluția acestor două turbării.

Mai întîi a fost faza de instalare a lor cînd, din cauza unor precipitațiuni, probabil mai bogate decît cele actuale și a unei temperaturi medii anuale ceva mai scăzute, mlaștinile au fost invadate de *Hypnaceae*.

Cu timpul, se poate presupune că regimul precipitațiunilor atmosferice s-a schimbat micșorîndu-se, iar media anuală a temperaturii a crescut. Acestei faze i-ar corespunde instalarea în cele două mlaștini a plantelor perene de baltă, însă în pădurea din jurul lor mai persistau încă unele conifere, fiindcă analizele făcute de P. ENCULESU¹⁾ indică prezența polenului de *Pinus*, în

¹⁾ P. ENCULESU. Op. cit.

stratul superior de turbă de la Derțca, alături de ramuri de *Fagus*, *Salix*, *Alnus*. Cantitatea anuală de precipitații atmosferice a continuat probabil să scadă, iar temperatura să crească, ajungîndu-se la regimul climateric actual. Acestei ultime faze climaterice îi corespunde stratul aluvionar argilos de deasupra, care a dat lacoviștea existentă în prezent, iar pădurea a fost defrișată de om în ultimile secole.

După unele observații ce le-am făcut în turbăriile din Moldova și Bucovina, cred că ar fi interesant să se examineze dacă este cazul să se facă un studiu asupra turbăriilor din țara noastră, privitor la posibilitatea de regenerare după exploatare și în ce condiții s-ar putea reface turbăriile exploatațe.





Institutul Geologic al României

C U P R I N S U L¹⁾

	<u>Pag.</u>
ATANASIU L. Geologia regiunii Petrova—Sighet (Maramureş)	28
— Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin	33
— Geologia regiunii Prundul Bîrgăului—Iad	36
— DIMITRESCU R. și SEMAKA AL. Studiul petrografic al Eruptivului din Munții Bîrgăului	40
BILOIU M., GIUȘCĂ D., RĂDULESCU D., ȘTIOPOL V. și DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (Comunicare preliminară)	98
DIMITRESCU R. Observațiuni geologice asupra regiunii Calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est)	141
— Fenomenele de granitizare văzute de cercetătorii moderni (Referat)	28
— ATANASIU L. și SEMAKA AL. Studiul petrografic al Eruptivului din Munții Bîrgăului	40
— GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D. și ȘTIOPOL V. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (Comunicare preliminară)	98
* FILIPESCU M. D. Clorhidrinizarea olefinelor	167
* FLOREA N. și IVANOV N. Metoda adoptată pentru determinarea sărurilor solubile din solurile sărăturoase (Referat)	40
GHEORGHIU C. Relațiile dintre sedimentele terțiare și Eruptivul lanțului Hârghita (Fenomenele post-vulcanice)	169
GHERASI N. Cercetări geologice în partea de W a Masivului cristalin al Leaotei	127
GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D., ȘTIOPOL V. și DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (Comunicare preliminară)	98
GÖTZ A. Dare de seamă asupra regiunii Sovata—Prajd	149
* IVANOV N. și FLOREA N. Metoda adoptată pentru determinarea sărurilor solubile din solurile sărăturoase (Referat)	40
* LĂZĂRESCU V. Teoria orogenică emisă de Belousov (Referat)	149
MACAROVICI N. Asupra cineritelor andezitice meotiene din Raionul Bacău (dintre Cleja și Răcăciuni și dintre Siret și V. Răcătau)	183
— Asupra formării zăcămintelor de turbă din Raionul Dorohoi	189
* MANILICI V. Cercetări geologice asupra Masivului Leaota	149

¹⁾ Asteriscul arată că manuscrisul nu a fost primit la timp sau că a fost publicat într-un alt periodic.

	Pag.
* MARTINIUC Gh. Referat: A. G. Betehtin. Considerații asupra cauzei mișcării soluțiilor hidrotermale	68
* MESZAROS N. Cercetări geologice executate în Transilvania de nord-vest (Paleogenul din Bazinul Transilvaniei în comparație cu Paleogenul din U.R.S.S.	149
— Litologia rocelor sedimentare. (Conferință ținută la Moscova în anul 1952, Partea I) (Referat)	149
* MOISESCU G. Stratigrafia și fauna regiunii Buituri (Hunedoara)	35
MOTAȘ I. C. Observații cu privire la sedimentația Pliocenului din regiunea Pralea	13
— Contribuții la studiul geologiei Maramureșului (Bazinul Văii Izei)	84
MUTIAC V. Cercetări geologice în regiunea Dragomirești-Botiza (Maramureș)	20
NAGY LUDOVIC. Cercetări geologice în regiunea de la nord de Sovata	161
NĂSTĂSEANU S. Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet-Ocna Șugătag	62
NIȚĂ-PION PETRE. Cercetări geologice în regiunea Pralea-Mănăstirea Cașin	8
PAPIU V. C. Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă	135
PATRULIU D. Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei)	68
— Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului (Comunicare preliminară).	116
* PAULIUC S. Origina hieroglifelor și Fucoidelor în concepția savanților sovietici	7
* PETRESCU P. Manifestările hidrotermale carbogazoase bicarbonatace alcaline din Văile Slănicul Moldovei, Sălăriei și Ciungelului	149
* PUȘCARIU V. Raportul colectivului de speologie pe anul 1952	149
RĂDULESCU D., GIUȘCĂ D., BILOIU M., ȘTIOPOL V. și DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (Comunicare preliminară)	98
* SAULEA E. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Miocenului din regiunea subcarpatică	167
SEMAKA AL., ATANASIU L. și DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Eruptivului din Munții Bîrgăului	40
* SIMOTA S. Determinarea permisibilității pentru apă a solurilor, în vederea întocmirii proiectelor de irigație (Referat)	149
* ȘTEFAN REMUS. Contribuții noi sovietice referitoare la rezolvarea problemelor de metalogeneză (Referat)	13
* — Starea actuală a metodelor radioactive pentru determinarea formațiunilor geologice vechi și tinere (Referat)	116
ȘTIOPOL V., GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D. și DIMITRESCU R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (Comunicare preliminară)	98
TÖRÖK Z. Date noi asupra naturii maselor subvulcanice din Munții Călimani	111
TREIBER I. Cercetări geologice în Munții Călimani și Hârghita	156
* TUDOR MIRA. Sarmațianul și Tortonianul dintre Jiu și Oltet	116





Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

