

3 I.G

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
SEDIMENTELOR

VOL. LVI
1968 - 1969

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

8349
80324

BUCUREȘTI
1970



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVI
(1968—1969)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1970



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

UNELE OBSERVAȚII PRIVIND FLIȘUL CRETACIC ȘI PALEOGEN DINTRE VALEA UZULUI ȘI PLĂEȘI (CASON)¹

DE
ION BUCUR²

Abstract

Some Geological Considerations on the Cretaceous and Paleogene Flysch between the Uzul Valley and the Plăeși Locality (Cason Valley). In the perimeter located between the Uzul and Cason valleys, to be found closely north of the East Carpathian Bend of Romania, the plotting of major structural lines (nappes) between the curbicortical flysch unit and the black schist one, and between the latter and the outer Paleogene unit, has required numerous discussions. The immediate intention of this paper is to justify the plotting of these overthrusts by presenting arguments to support more convincingly the existence of the above overthrusts. Special attention must be paid to the fact that between the curbicortical flysch unit and the black schist one, the Torocleț flysch zone is interposing (lithologic alternation of black clays, green clays and curbicortical gritstones), traceable along the whole Carpathian ridge of Romania, and likewise pointed out in the Soviet district of the Carpathians (Ber, Bizova, Lomize), west of the Sipot-Cernahora flysch. Concomitantly, the presence of the Oligocene breccias (Slon-Găinești beds, Bucur, 1964) heterochronous as it results from their microbiostratigraphic content, covered by the black schist overthrust, is pointed out. These deposits occur in many zones of the East Carpathians, in the above mentioned position, constituting the filling of some synclinal folds of the Paleogene unit.

Introducere. Preocupările geologilor față de regiunea amintită, plasată în cea mai mare parte în bazinul de acumulare al văii Casonului și aparținând din punct de vedere geografic zonei de conexiune a celor trei lanțuri de munți (Bodoc, Ciuc, Oituz), au început încă din secolul trecut. În diverse lucrări, geologia zonei a fost tratată însă într-un cadru general. Pe această linie se înscriu lucrările întreprinse de Herbiich (1878),

¹ Comunicare în ședința din 28 februarie 1969.

² I.P.G.G. Str. Coralilor nr. 20, București.



Athanasiu (1908), Preda și Atanasiu (1924), Macovei (1927), Macovei și Atanasiu (1934), Preda și Băncilă (1941). După 1950, problemele flișului cretacic și paleogen revin din nou în actualitate, iar maniera de detaliu în care se realizează noile lucrări rezolvă o serie de probleme în suspensie, dar implicit deschid discuțiile în jurul altora. Dintre acestea reamintim lucrările lui Filipescu et al. (1952), Filipescu (1954), Ionesi (1956), Băncilă (1958), Filipescu et al. (1958). În esență, concepțiile ultimilor autori citați se axează pe ideea că flișul cretacic înglobează depozite de la Barremian (uneori mai vechi) la Cenomanian-Turonian, aparținând la două mari unități (șisturile negre și flișul intern) separate prin linii de încălecare sau de fractură (Ionesi, 1956).

În Cretacicul intern — după aceiași autori — se întâlnesc două mari unități șariate (Filipescu, Băncilă 1958). Cît privește șisturile negre și mai ales contactul lor cu Paleogenul de la est, problema este încă în discuție, întrucît Filipescu (1958) consideră că acestea alcătuiesc „zona de solzi”, în timp ce toți ceilalți corectatori admit la același contact existența unui șariaj, manifestat de altfel în toți Carpații Orientali de-a lungul „liniei Audia”.

Începînd cu anul 1960, problemele flișului cretacic și paleogen din valea Uzului și bazinul Casonului sînt reluate la grad de mare detaliu de către o serie de geologi aparținînd Ministerului Petrolului ³.

Pe aceeași linie se înscriu apoi lucrările lui Săndulescu ⁴, ultimile aparținînd lui Nicolaescu și Gaiță ⁵.

Cercetările întreprinse de noi în perioada amintită, ca și observațiile ulterioare efectuate pînă în prezent, ne-au dus la concluzia că între valea Uzului și Sînzieni se întîlnesc trei mari unități structurale și anume: flișul vest-intern sau digitația superioară (Filipescu), delimitat la est de „linia Lutul Roșu” (Băncilă), flișul est-intern sau digitația inferioară delimitat către est de „linia est-internă” (Băncilă) și flișul șisturilor negre, care prin „linia Audia” încălecă unitatea paleogenă. Menționăm încă din 1961 că „linia est-internă de la nord de Tg. Secuiesc și pînă în valea Uzului are nevoie de argumente pentru a fi judicios trasată”. Cu

³ I. Bucur, S. Albu, K. Muntz, D. Turtureanu. Cercetări geologice între valea Uzului și Nord Tg. Secuiesc. 1960—1961, Arh. I.P.G.G.—Min. Petrolului, București.

⁴ M. Săndulescu. Studiul flișului cretacic din partea centrală a Carpaților Orientali, 1964. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁵ V. Nicolaescu, C. Gaiță. Studiul flișului cretacic din partea centrală a Carpaților Orientali, 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.



aceeași ocazie semnalam de asemenea că între valea Uzului și Sinzieni, între șisturile negre și flișul curbicortical se interpune o zonă mixtă cu caractere litologice duble (alternanță de elemente de șisturi negre și de fliș curbicortical), identificând astfel ceea ce Gherman în 1959⁶ a denumit în valea Bicazului „strate de Torocleș”. Tot atunci și tot pentru prima dată semnalam că Paleogenul care suportă șariajul șisturilor negre prezintă caractere litologice și biostratigrafice particulare identificându-se cu breziile oligocene din alte zone ale Carpaților Orientali, pe care le-am denumit mai târziu (1964) „strate de Slon-Găinești”.

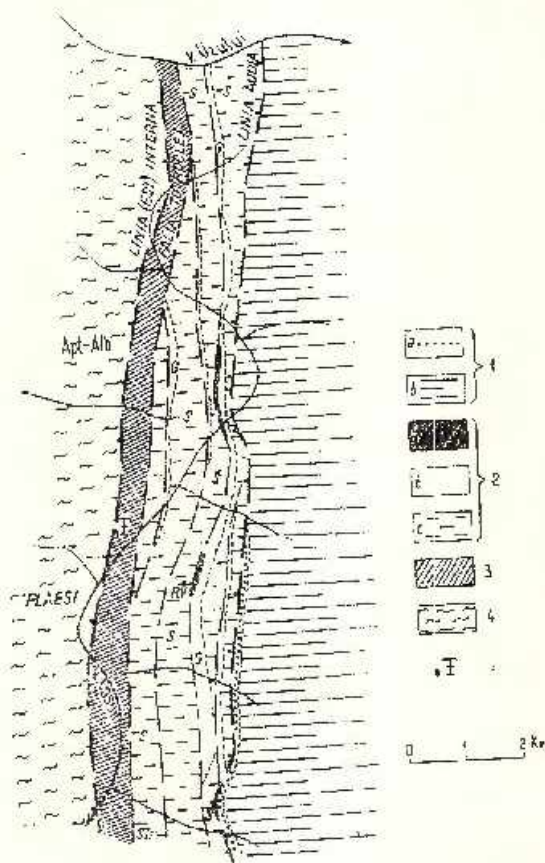
Săndulescu (1965), bazându-se pe lucrările întreprinse în 1964 între valea Uzului și pârâul Bela (afluent vestic al văii Casonului),

Harta geologică a regiunii valea Uzului-Plăeși.

1, flișul paleogen: a, strate de Slon-Găinești; b, strate de Fusaru-Pacișasa; 2, flișul șisturilor negre: a, argile roșii și verzi; b, grăni; c, șisturi negre; 3, flișul de Torocleș: strate de Torocleș (argile negre-verzui și grăni curbicortical); 4, flișul curbicortical: argile verzi și cenușii și grăni curbicortical; 5, F = punct fosilifer.

Carte géologique de la région vallée Uzului-Plăeși.

1, flișul paleogène: a, couches de Slon-Găinești; b, couches de Fusaru-Pacișasa; 2, flișul des schistes noirs: a, argiles rouges et vertes; b, grès; c, schistes noirs; 3, flișul de Torocleș: couches de Torocleș (argiles noir-vertes et grès curbicortical); 4, flișul curbicortical: argiles vertes et grisâtres et grès curbicortical; 5, F = point fossilifère.



⁶ J. Gherman, M. Solcanu. Raport geologic în regiunea Bicaz-Dâmuc, 1959. Arch. I.P.G.G. — Min. Petrolului, București.

prezintă o schemă structurală nouă în care unitatea flișului vest-intern (Băncilă) este alcătuită din două digitații (Ciuc și Bodoc). Autorul confirmă de asemenea existența stratelor de Torocleț, ca și încălecare a șisturilor negre peste Paleogen.

Probleme noi în geologia zonei. Reținând studiul zonei amintite, în perioada 1961-1968, în scopul rezolvării unor probleme geologice încă discutabile, cât și pentru găsirea de noi argumente necesare nouă într-un perimetru plasat la sud de comuna Plăeși⁷, atenția ne-a fost reținută de următoarele trei probleme, și anume:

1. Care sînt relațiile, poziția tectonică și stratigrafică a stratelor de Torocleț față de unitățile de la vest și est;
2. Care sînt argumentele trasării liniei est-interne între valea Uzului și Sinzieni;
3. Care este poziția stratelor de Slon-Găinești între satul Valea Seacă și valea Uzului.

1. *Stratele de Torocleț*, în accepțiunea noastră „flișul” sau „zona de Torocleț”, reprezintă după observațiile noastre o bandă cartografică urmăribilă în toți Carpații Orientali. Și mai mult, semnalăm faptul că Ber, Bîzova și Lomize în 1965 vorbesc de existența unui „facies schimbat” la vest de zona de Șipot-Cernahora, atestînd prin descrierile făcute prezența flișului de Torocleț și în Carpații sovietici.

Aceste depozite au fost separate de noi în anul 1961⁸ între satul Valea Seacă și pîriul Adine pentru prima dată. În continuare, observațiile noastre extinzîndu-se mult către nord, depășind valea Bicazului (locul în care — pîriul și muntele Torocleț — au fost descrise pentru prima dată în Carpații Orientali de Gherman în 1959⁹) și constatînd prezența lor în continuare pînă la extremitatea nordică a Carpaților Orientali, am considerat indicat să păstrăm o denumire dată aceluiași depozite care ocupă invariabil o poziție cartografică și structurală între șisturile negre și flișul euribicortical.

Flișul de Torocleț reprezintă o alternanță repetată, pe un interval stratigrafic variabil, de argile negre cu argile verzi și gresii euribicortical.

⁷ Această zonă constituie în prezent obiectul tezei de doctorat a autorului.

⁸ I. Bucur, V. Lungu. Cercetări geologice în regiunea Bicsad-Sinzieni. 1961. Anh. I.P.G.G. Min. Petrolului. București.

⁹ *Op. cit.* pet. 6.



Aceasta este caracteristica acestui fliș din punctul de vedere al litologiei și al elementelor componente principale, întrucît sporadic se mai întîlnesc și gresii mai grosiere, grezo-calcare și chiar calcare sferosideritice. O altă caracteristică a acestor depozite o constituie faptul că în apropiere de flișul șisturilor negre, stratele de Torocleș prezintă intercalații mai numeroase de argile și argilite negre, în timp ce secțiunea imediat vecină flișului curbicortical prezintă mai frecvent intercalații de argile verzi și uneori marne conușii.

Toate acestea au condus la utilizarea obișnuită pentru flișul de Torocleș a denumirii de strate de tranziție de la șisturile negre la flișul curbicortical (G h e r m a n). Această denumire a atras după sine și concepția că stratele de Torocleș sînt o corespondență facială a anumitor termeni ai celor două unități, respectiv unitatea șisturilor negre și a flișului curbicortical. Apelînd, din această cauză, la diagnosticarea conținutului microfau-nistic al stratelor de Torocleș (1962), am observat că din acest punct de vedere, ele aparțin în cea mai mare parte Barremian-Apțianului. Pentru același punct de vedere subscrie S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u (1965). Aceeași vîrstă este stabilită de S ă n d u l e s c u (1967), de data aceasta într-un studiu mai complet al microfaunei paralel cu conținutul macrofaunistic al întregului fliș curbicortical. Autoarea consemnează din nou că stratele de Torocleș sînt de vîrstă Barremian-Apțian și că în cuprinsul lor, alături de microfauna de tip barremian, apar specii noi. În aceeași concepție, Barremian-Apțianul este caracterizat de zona cu *Leophax neominutissima* și *Trochammina vocontiana*, în timp ce în Apțianul terminal poate fi separată o subzonă a familiilor Verneuilinidae și Textulariidae.

În sfîrșit, pentru aceeași vîrstă barremian-apțiană subscrie și C o n t e s c u (1968) cu ocazia studiilor întreprinse în valea Bicazului, zonă în care au fost separate pentru prima dată stratele de Torocleș (G h e r m a n, 1959).

Insistențele noastre privind găsirea de elemente macrofaunistice au dus la identificarea unei forme complete de *Inoceramus* sp. în partea superioară a stratelor de Torocleș (determinarea sa, ca și a altor forme găsite în zone mai sudice, este în curs de efectuare). Această formă — determinată cu totul preliminar — pare a nu coborî în scara stratigrafică decît cel mult pînă în Vraconian sau Albianul cel mai superior. De altfel, în sprîjinul acestei idei vin și amonitul *Douvilleiceras monille*, găsit de V. A g h e o r g h i e s e i în aceleași depozite din zona Găinești.

Revenind la conținutul microfau-nistic și acceptînd ideea tranziției mai sus citate, ar însemna că în mod obligatoriu să fim confrunțați cu o repetiție de elemente de microfaună începînd cu Barremianul și terminînd



cu Albian-Vraconianul, dacă nu și termenii mai noi prezenți în ambele unități de la est și vest. Acest lucru nu a putut fi întâlnit până acum, întrucât stratigrafia foarte detaliată a flișului de Torocleș încă nu s-a realizat. Este posibil ca și aici să fie întâlnite cute-solzi, alcătuite din depozite care se înscriu pe intervalul stratigrafic Barremian (sau mai vechi) — Albian sau Vraconian-Cenomaniian. Lipsa reperelor litologice ca și a studiilor biostratigrafice sistematice permit acum numai aprecieri generale.

Toate acestea ne fac să conchidem că zona flișului de Torocleș reprezintă o entitate independentă, atât din punct de vedere stratigrafic cât și structural. În legătură cu poziția sa structurală, mai adăugăm că spre est dispariția anumitor termeni ai șisturilor negre, ca și evoluția sa în spațiu, ne conduc la ideea că ceea ce am denumit „falia Torocleș” poate fi susținută și acceptată.

2. *Strate de Cason*. Pentru trasarea liniei de încălecare dintre flișul eurhicortical și unitatea de mai la est, s-a acceptat și s-a consemnat în diverse lucrări ideea că aceasta se identifică cu ceea ce a denumit Filipescu „linia internă” și Bancilă „linia est-internă”.

Pentru zona la care ne referim acum urmărirea acestui accident tectonic se realizează foarte greu, întrucât între flișul eurhicortical și șisturile negre se interpune „flișul de Torocleș”. Această problemă ne-a reținut atenția încă din 1961 pentru zona dintre Valea Seacă și pîriul Adînc. Negăsind atunci argumente suficiente, am conchis că linia internă sau est-internă se plasează fie la cel mai vestic solz al unității de Audia, fie undeva în zona de Torocleș, traseul său fiind oarecum oblic pe această zonă. Cercetările noastre ulterioare în perimetrul Valea Seacă-pîriul Adînc au dus la separarea pentru prima dată în poziție stratigrafică superioară flișului de Torocleș a unei stive de depozite eminentemente calcaroasă alcătuită din marne foarte calcaroase, marnocalcare cenușiu-verzui alterate albicioase, cu intercalații de grezo-calcare în lespezi și plăci și marne și argile roșii. Menționăm că în această stivă care însumează circa 200-300 m nu se întâlnesc argile negre sau elemente de fliș eurhicortical. Credem că acest pachet de strate pe care în mod provizoriu îl denumim acum „stratele de Cason” ocupă în scara stratigrafică o poziție începînd cu Cenomaniianul. Studiile microfauvistice, fiind în curs de efectuare, ne opresc să facem alte precizări. Dar, prin analogie cu depozite similare din unitățile de la vest și est sau din zone mai îndepărtate, ne îndreptățesc să considerăm că deasupra flișului de Torocleș stau depozite de vîrstă începînd cu Cenomaniianul, care la rîndul lor suportă flișul eurhicortical sigur de vîrstă albiană cu treceri spre Aptian. Toate acestea ne fac să credem că la acest



contact se plasează linia internă sau est-internă a flișului cretacic. După noi, falia din fruntea flișului de Torocleț — „falia Torocleț” — poate fi apreciată fie ca o duplicatură a liniei interne, fie ca un accident tectonic separat avînd funcții structurale și determinînd complicații de același gen cu totul independente.

3. *Stratele de Slon-Găinești*, urmărite și separate de noi pentru prima dată în 1961 între Valea Seacă și pîrîul Conic (denumite atunci breccii oligocene) și care au constituit obiectul unei publicații (Bucur, Costea, 1964), pot fi întîlnite în continuare spre nord, ajungînd și în perimetrul de care ne ocupăm acum. Aceste depozite sînt semnalate pentru prima dată de Săndulescu¹⁰ numai în jurul localității Plăeși. Din descrierile litologice făcute reiese că este vorba numai de aflorimentele din pîrîul Borvizului care curge către satul Iacobeni. Întreaga zonă de apariție a lor se localizează însă între pîrîul Borvizului și pîrîul Repatul Mare, fiind separate și cartografiate de noi ca atare. Din punct de vedere litologic, aceste depozite sînt alcătuite astfel:

În valea Borvizului, care curge către satul Iacobeni, apar cîteva intercalații de marnocalcare alb-cenușiu-verzui și roșietice, cu un bogat conținut microfaunistic alcătuit din: *Cyclammina amplexans*, *Hormosina ovulum* și *Chillostomelloides ovoidea*, forme ce caracterizează Eocenul superior, alături de forme ca *Nuttalinella florealis*, caracteristică Senonianului.

În continuare spre nord se întîlnesc pînă la valea Repatului depozite stratificate sau dispuse haotic, alcătuite din marne, calcare albe în plăci subțiri, alternînd cu gresii de Fusaru subțiri, sau aflorimente de marne cu ochiuri de marnocalcare, disodile sau plăci de gresii fără orientare, în care am întîlnit resturi de pești (*Scopellus* sp.). Mai adăugăm de asemenea prezența unor ochiuri sau bucăți de argile roșii alături de alt material tipic șisturilor negre, cărat desigur în timpul resedimentării acestor breccii.

Analiza microfaunistică a diverselor componente litologice mai sus citate a indicat prezența din abundență a formelor de *Globigerina bulloides* d'Orb. și *G. triloba* Reuss, în amestec cu forme de *Cyclammina* și forme piritizate din Oligocen.

Din punct de vedere structural, aceste breccii separate de asemenea pentru prima dată între pîrîul Borvizului și pîrîul Repatului, stau peste Oligocenul dezvoltat în fațes de Fusaru-Pucioasa și suportă șariajul

¹⁰ M. Săndulescu. Studiul flișului cretacic și paleogen dintre valea Uzului și valea Bistriței — sectorul valea Uzului-Cășinul Nou. 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.



șisturilor negre. Situații structurale de acest gen au mai fost semnalate de noi nu numai între pîriul Conic și Valea Seacă, ci și în valea Roșia, afluent estic al văii Sîriului (Bucur, 1965-1966).

Considerăm în încheiere că dispariția stratelor de Slon-Găinești la nord de pîriul Repatului Mare se datorește șariajului șisturilor negre, care afectează și alți termeni din cuprinsul Oligocenului în facies de Fusaru-Pucioasa, cu cît ne apropiem de valea Uzului.

BIBLIOGRAFIE

- A t h a n a s i u S. (1908) Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova. *An. Inst. Geol. Rom.* I, București.
- B ă n c i l ă I. (1927) Etude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- B e r M. A., B i z o v a C. L., L o m i z e M. G. (1965) Tektoniceskii pokrov gorî Petros (Vostocinle Karpatl). Moskva.
- B u c u r I. (1965-1966) Contribuții la cunoașterea brecciilor din Oligocenul văii Sîriului (munții Buzăului). *D. S. Com. Geol. LIII/1*, București.
- C o s t e a I. (1964) Asupra brecciilor din Oligocenul pîfului Cason (Tg. Seculesc). *Rev. Petrol și Gaze*, 5, București.
- C o s t e a I., D r a g u C. (1968) Corelări în Paleogenul dintre Teleajen și Buzău. *D. S. Inst. Geol. LV/4*, București.
- C o n t e s c u I. (1968) Structura fișului cretacic în valea Bicazului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 13, 1, București.
- D u m i t r e s c u I. (1962) Harta tectonică a R.P.R. *Com. Stat. Geol. (Inst. Geol.)*, București.
- F i l i p e s c u M. G., D r ă g h i n d ă I., M u t i l a c V. (1952) Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei Șisturilor negre din zona mediană a fișului Carpaților Orientali. *Comunicări Acad. R.P.R.* II, 9-10, București.
- (1954) Date noi asupra structurii fișului Carpaților Orientali. *Comunicare, Univ. „Al. I. Cuza”*, Iași.
- I l i e s c u G. (1958) Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre valea Buzăului și Rîul Negru (Cimcaș-Teliu) și importanța acestor date pentru descifrarea structurii fișului Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.* III/1-2, București.
- I o n e s i L., I o n e s i B i c a (1956) Cercetări geologice în regiunea dintre Plăeșii de Sus și pîriul Șulța (Reg. Aut. Magh. și Bacău). *Anol. Univ. „Al. I. Cuza”, secția Științe Naturale-Geografice.* II, 2, Iași.
- H e r b i c h F r. (1878) Das Szeklerland. Budapest.
- M a c o v e i G. (1927) La zone interne du flysch dans la haute vallée de la Prahova et du bassin supérieur de P.Olt. *Annales des excursions.* Bucarest.
- A t a n a s i u I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI (1931), București.



- Preda D. M., Băncilă I. (1937) L'âge des Schistes Noirs dans le bassin du Troțuş
Bull. Soc. Roum. de Géol. III, București.
- Atanasiu I. (1925) Structura geologică a părții superioare a văii Troțuşului.
Ar. Inst. Geol. Rom. X (1921-1924), București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. Congr.* VII, Sofia.
- Săndulescu Jana (1967) Contributions à la connaissance des foraminifères eocretacés des Carpathes Orientales (zone interne). *Assoc. Géol. Carp.-Balk.* Beograd.

OBSERVATIONS CONCERNANT LE FLYSCH CRÉTACÉ ET PALÉO- GÈNE COMPRIS ENTRE LA VALLÉE DE L'UZU ET LA LOCALITÉ PLĂEȘI (CASON)

(Résumé)

L'auteur essaie, dans cet ouvrage, d'éclaircir certains problèmes concernant le flysch crétacé et paléogène situé dans la zone ci-dessus mentionnée.

Le premier problème se réfère à l'existence du flysch de Torocleț — c'est l'auteur même qui l'a mis en évidence pour la première fois — comme entité indépendante du point de vue géologique. Ce flysch se situe entre l'unité de schistes noirs et le flysch curbicortical, étant constitué, du point de vue lithologique, d'une alternance d'argiles noires et verdâtres avec des grès curbicorticaux.

Selon les données de microfaune, ce segment représente l'Aptien (?). A sa partie supérieure, on a trouvé une forme fossile d'*Inoceramus* sp. Dans les mêmes dépôts V. Agheroghiesci fait mention de *Douvilleiceras moultre*, forme qui atteste la présence de l'Albien dans le flysch de Torocleț.

Le deuxième problème qui a fait l'objet des préoccupations de l'auteur a été de tracer la ligne (est)-interne qui marque le chevauchement de l'unité de l'extérieur par le flysch curbicortical. On y est arrivé à l'aide d'arguments certains, vu qu'on a réussi à mettre en évidence, au-dessus des couches de Torocleț, „les couches de Cason” dans une zone de la proximité méridionale. Ces dépôts calcaires (marnes, grès, marnocalcaires et argiles rouges) disparaissent vers la bouche du ruisseau Bela à cause du chevauchement du flysch curbicortical, tendance de plus en plus prononcée à la proximité de la vallée de l'Uzu.

Le troisième et le dernier problème a été la mise en évidence — toujours pour la première fois — des brèches de la partie supérieure de l'Oligocène que nous avons nommées (1964) „les couches de Slon-Găinești”. Leur mise en évidence a été aussi faite dans un périmètre plus méridional que notre zone, et, puis, on les a poursuivies vers le nord (jusqu'à la vallée de l'Uzu). Ces dépôts se situent à la partie supérieure de l'Oligocène, en faciès de l'usaru-Pucioasa (Krosno) et supportent le charriage des schistes noirs.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

UNELE CONSIDERAȚII ASUPRA DEFLAȚIEI ÎN NISIPURILE EOLIENE CU SOLURI ÎNGROPATE DIN REGIUNEA VALEA LUI MIHAI (CÎMPIA PANNONICĂ)¹

DE

VALENTIN BULGĂREANU, OLGA IONESCU²

Abstract

Considerations on Deflation in Aeolian Sands with Buried Soils in the Valea lui Mihai Region (Pannonian Plain). In this paper there is presented an attempt to estimate the deflation phenomena which have acted and are still acting in time and space upon the aeolian sands of the Valea lui Mihai region (Bihar district); it is based on the study of the variation of thickness and organic matter content in the buried and recent soils. The variation of these characteristics is analysed both locally (on the dune micro-relief) and regionally (for the dune area as a whole).

I. Introducere

Cercetările întreprinse în vara anului 1966, în sud-estul cîmpiei Nyirului³ între localitățile Voivozi, Șimian, Valea lui Mihai, Curtuișeni (județul Bihor) și Pișcolt, Resighea, Scărișoara Nouă (județul Satu Mare), au condus la stabilirea unora din caracteristicile cantitative și calitative ale solurilor îngropate precum și a variațiilor locale și regionale ale acestora. Studiile efectuate au permis schițarea evoluției sedimentării depozitelor colicene și conturarea unor zone de deflație, pe baza răspîndirii și dezvoltării complete sau parțiale a solurilor îngropate. Suprafața ocupată de nisipurile eoliene cu nivele de sol îngropat este reprezentată în fig. 1.

¹ Comunicate în ședința din 31 ianuarie 1968.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

³ V. Bulgăreanu. Prospekțiuni geologice pentru nisipuri cuarțoase în regiunea Voivozi-Valea lui Mihai-Scărișoara Nouă. 1966. Arh. Inst. Geol. București.



Solurile îngropate din regiune nu au constituit pînă în prezent obiectul unui studiu sistematic; singurele date sumare sînt menționate în unele lucrări cu caracter pedologic (Oprea et al., 1957; Maxim, 1962).



Fig. 1. — Nisipurile din regiunile Nyírség (R. P. Ungară) și Valea lui Mihai (R.S.R.), după V. Tufescu, completată.

1. suprafața acoperită de nisipurile eoliene; 2. perimetrul cercetat; 3. linia de frontieră cu R. P. Ungară.

Sables des régions Nyírség (Hongrie) et Valea lui Mihai (Roumanie) selon V. Tufescu (version complétée).

1. surface couverte par les sables éoliens; 2. périmètre étudié; 3. ligne de frontière avec la Hongrie.

Oprea et al. (1957), remarcă existența unui număr diferit (1—3) de strate de sol îngropat sau chiar absența acestora (la Voivozi, Șimian); explicația este bazată pe recunoașterea acțiunii de deflație asupra nisipurilor slab solificate sau lipsite de acoperirea vegetală de fixare. Autorii studiului sus menționat, consideră că depunerile neuniforme de material nisipos din regiune au lăsat pe alocuri suprafețe necoperite, la care a continuat procesul de solificare. O ultimă cauză în menținerea stratului de nisip parțial solificat după inițial a fost prezența apelor meteorice din depresiunile interdunare, care au umectat materialul după și pe care s-a dezvoltat apoi o vegetație mai abundentă ceea ce a împiedicat deflația nisipurilor.

În această lucrare, prezentăm dependența caracterelor solurilor îngropate de factorii climatici și — în consecință — de configurația microreliefului dunar. Pe baza analizei acestor relații și a comparării lor cu aceleași relații privind solurile actuale, încercăm schițarea evoluției solurilor eoliene din regiune, insistând în mod special asupra intensității și răspîndirii fenomenelor de deflație care au acționat asupra lor.

II. Considerații generale asupra regiunii

1. *Condiții climatice.* Datele climatologice referitoare la regiunea studiată au fost furnizate de stațiile meteorologice Săcuieni, Valea lui

Mihai și Carei⁴ și dau indicații asupra temperaturii, precipitațiilor atmosferice și vântului (tab. 1)

TABELUL 1

Stații	Temperatura aerului	Precipitații atmosferice (P)		V i n t ⁵	
	Valori medii și extreme anuale (°C)	Cantități medii și extreme anuale (mm)	Nr. anual zile cu $P \geq 0,1$ mm	Frecvența (%) medii anuale extreme	Viteză m/s (medii anuale extreme)
Săcuieni	10 21... 22 (VII) — 2... — 3 (I)	600—700 80—100 (VI) 30—40 (I)	cca 120	12,4 (S) 3,7 (SE)	4,39 (SW) 2,25 (NW)
Valca lui Mihai	9... 10 21... 22 (VII) — 2... — 3 (I)	600—700 80 (VI) 30—40 (I)	100—110	17,6 (SW) 3,6 (W)	2,96 (N) 1,64 (S)
Carei	9... 10 20... 21 (VII) — 2... — 3 (I)	600—700 80—100 (VI) 30—40 (I)	110—120	19,3 (SW) 5,5 (E)	2,91 (SW) 1,81 (NE)

Pe baza observațiilor privind clima, solurile și vegetația s-a stabilit că „zona nisipurilor este dominată de un complex morfoclimatic cu o accentuată nuanță de stepă” (Oprea et al., 1957). „Insula” de stepă este delimitată chiar de conturul zonei de nisipuri.

Deoarece influența preponderentă în modelarea eoliană revine factorului vânt, redăm în cele ce urmează parametrii acestui factor climatic și anume frecvența (f) și viteza vântului (v) pe direcții (tab. 2).

⁴ Datele informative menționate au fost extrase din „Atlasul climatologic al R.S.R.” 1966. București.

⁵ Valorile medii referitoare la factorul vânt, provin din prelucrarea datelor climatologice existente în arhiva Institutului meteorologic central, pentru intervalul aprilie-octombrie, inclusiv și pe perioade de observații de 8—12 ani. Alegerea acestui interval a fost determinată de faptul că în regiune, prima zi cu îngheț (11—21. X) și ultima zi de îngheț (21. IV.—1. V.) încadrează o perioadă de timp în care influența vântului ca agent modelator este maximă.



TABELUL 2

Frecvența și viteza vântului pe direcții

Stații		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Săcuieni	f (%)	12,1	6,0	5,0	3,7	12,4	9,4	4,6	3,9
	v(m/s)	3,34	2,50	2,75	2,97	3,95	4,39	3,36	2,25
Valea lui Mihai	f (%)	9,8	8,8	6,1	4,3	3,9	17,6	3,6	5,4
	v(m/s)	2,96	2,49	1,71	1,82	1,64	2,74	2,37	2,87
Carci	f (%)	13,9	6,5	5,5	5,9	6,5	19,3	8,0	16,3
	v(m/s)	2,26	1,81	1,88	1,87	2,20	2,91	2,02	2,29

Pe baza datelor din tabelul 2, s-au calculat rezultantele parametrilor frecvență și viteză pe direcțiile N—S, NE—SW, E—W și NW—SE pentru a aprecia care este vântul predominant (caracterizat prin frecvență și viteză maxime) (fig. 2).

Din figura 2 rezultă că vântul predominant are direcțiile SSW (stația Săcuieni), NNW (stația Valea lui Mihai) și W (stația Carci).

2. *Relieful dunar.* Din punct de vedere morfologic, regiunea studiată reprezintă o cîmpie fragmentată, cu altitudinea de 135—160 m, cu forme de acumulare și deflație eoliană.

Elementele reliefului eolian sînt indicate pe figurile 3 și 4, iar intervalele de variație ale acestor elemente, sînt redată în tabelul 3.

TABELUL 3

Înălțimea (m)		Distanța interdunară (m)	Lățimea de presiunii interdunare (m)	Panta versanților dunei (°)	Conturul dunei	Orientarea duneilor (°)	L: l med.
absolută	relativă						
135—160	3—15	150—1750	50—1500	5—30	— linear sau — quasilinear — parabolic — neregulat	388—37	3—17

3. *Considerații geologice.* Regiunea cercetată se situează în cîmpia Nyirului (partea de E a Marii Cîmpii Ungare denumită și Alföld).

Formațiunile geologice întâlnite aparțin Cuaternarului și anume Pleistocenului superior și Holocenului.



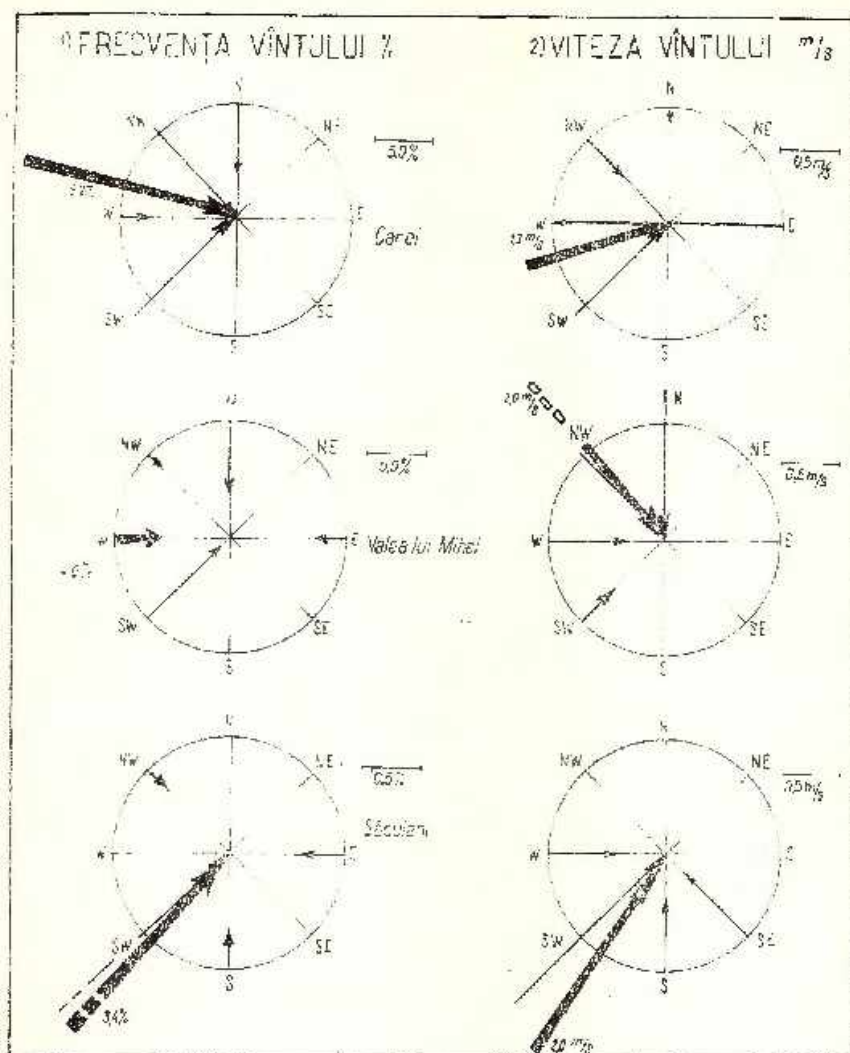


Fig. 2. — Rezultatele frecvenței și vitezei vântului la stațiile Săcuieni, Valea lui Mihai și Carei.

Résultats de la fréquence et de la vitesse du vent obtenues aux stations Săcuieni, Valea lui Mihai et Carei.

Pleistocenul superior ocupă suprafețe reduse, de obicei joase, la E de Valea lui Mihai, la NE de Curtuișeni și la W de Pișcolt (pl. II).

Este reprezentat prin depozite loessoide, uneori slab argiloase alături nisipoase, de culoare gălbuie, cu structură macroporică evidentă și conțin

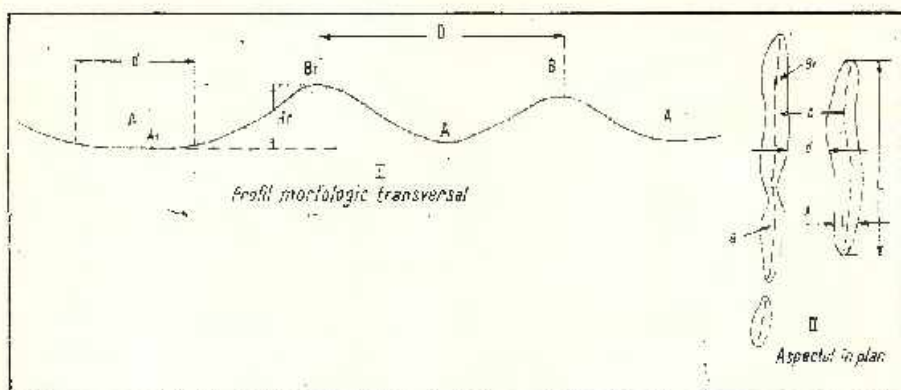


Fig. 3. — Elementele reliefului dunar din regiunea Valea lui Mihai.

I. Profil morfologic transversal; II. Aspectul în plan; A, depresiune interdunară (A_1 — adâncimea maximă); B, creștea dunei (B_1 — cota maximă a profilului longitudinal); d, lățimea depresiunii interdunare; D, distanța interdunară; H_1 , înălțimea relativă a dunei; L, lungimea dunei; l, lățimea dunei.

Éléments du relief dunaire de la région Valea lui Mihai.

I, profil morphologique transversal; II, aspect en plan horizontal; A, dépression interdunaire (A_1 — profondeur maximale); B, crête de la dune (B_1 — cote maximale du profil longitudinal); d, largeur de la dépression interdunaire; D, distance interdunaire; H_1 , hauteur relative de la dune; L, longueur de la dune; l, largeur de la dune.

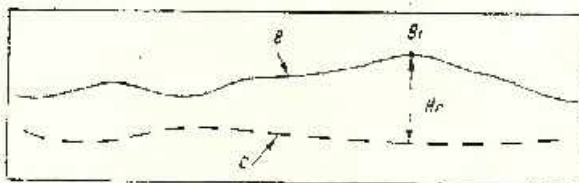


Fig. 4. — Profilele morfologice longitudinale ale creștii (B) și depresiunii interdunare (C) la relieful dunar din fig. 3.

Profils morphologiques longitudinaux de la crête (B) et de la dépression interdunaire (C) pour le relief dunaire de la fig. 3.

concrețiuni calcaroase. Sînt prezente de asemenea exemplare de gasteropode pulmonate, nedeterminate specific.

Prin paralelizarea cu „sedimentul loessifer de Nyírség” a lui S ü m e g h y (1953) atribuim vîrsta pleistocen-superioară depozitelor loessoide citate. Grosimea maximă observată în aflorimentele din regiunea noastră este de aproximativ 4 m.

Depozitele loessoide suportă nisipuri silicioase fine, de culoare gălbuie, a căror nivele inferioare au fost atribuite în regiunea Nyírség, Pleistocenuului superior de către S ü m e g h y (1953). Același autor menționează prezența sub intercalația de „sediment loessifer de Nyírség” a unor nisipuri mixte, pe alocuri moltoase, care se așază peste nisipurile și pietrișurile fluviatile ale marelui con de dejecție din zona Nyírség; grosimea

acestui din urmă, caracterizat prin predominanța formațiunilor grosiere, este de aproximativ 150 m.

Nisipurile situate peste depozitele loessoide pleistocen superioare din regiunea cercetată, prezintă caracteristicile unor depozite eoliene și alcătuiesc relieful dunar al regiunii.

Holocenul — larg dezvoltat în regiune — îmbracă diverse forme de relief: dune, depresiuni interdunare, zone depresionare și lunci.

Dunele de nisip — în zona de creastă — sint constituite (de jos în sus) din :

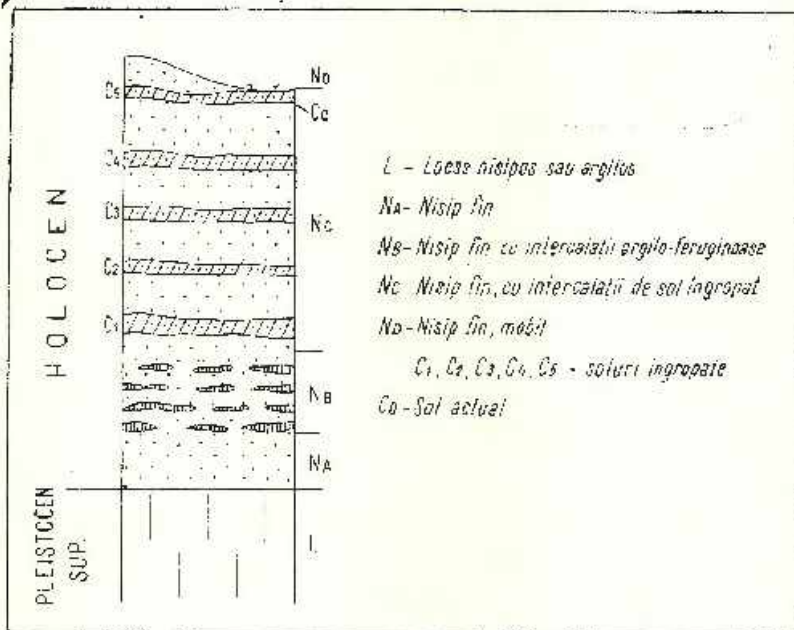


Fig. 5. — Constituția litologică a unei dune de nisip din regiunea Valea lui Mihai.

L, loess nisipos sau argilos; N_A , nisip fin; N_B , nisip fin cu intercalații argilo-feruginoase; N_C , nisip fin cu intercalații de sol îngropat; N_D , nisip fin, mobil; C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 , soluri îngropate; C_6 , sol actual.

Constituția litologică a unei dune de nisip din regiunea Valea lui Mihai.

L, loess nisipos sau argilos; N_A , nisip fin; N_B , nisip fin cu intercalații argilo-feruginoase; N_C , nisip fin cu intercalații de sol îngropat; N_D , nisip fin, mobil; C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 , soluri îngropate; C_6 , sol actual.

1° nisipuri silicioase, gălbui, fine de maximum 3 m grosime, dispuse peste depozite loessoide pleistocen superioare (nivelul N_A , fig. 5).

2° nisipuri silicioase fine cu intercalații argilo-feruginoase (nivelul N_B). Grosimea acestui nivel este de maximum 3 m.

Intercalațiile argilo-feruginoase au grosimi de la câțiva milimetri la cea 20 cm și reprezintă acumulări locale de oxizi de fier și aluminiu.

sub forma unor benzi discontinue de grosime variabilă. În stare uscată au o colorație ruginie și o duritate mai ridicată (pl. I, fig. 2).

Examenul microscopic al nisipurilor cu benzi argilo-feruginoase arată o abundență de caolinit în cristale mici (cu diametrul de maximum 0,06 mm) și lipsa acestuia în nisipurile fără asemenea benzi.

3° nisipuri silicioase fine, gălbui, cu 1-5 intercalații de soluri nisipoase îngropate (nivelul N_C). Grosimea acestor nisipuri este de maximum 1,50 m.

Solurile nisipoase îngropate, care constituie obiectul prezentei lucrării, se remarcă printr-o colorație cenușiu-maronie închisă, contrastantă, mai ales în stare umedă (pl. I, fig. 2).

Menționăm că solurile îngropate reprezintă nivele de îmbogățire relativă în substanță organică (humus). Grosimea solurilor îngropate atinge uneori 1,20 m.

4° pe alocuri, nisipurile ce acoperă stratul de sol îngropat superior nefiind fixate de vegetație, sînt supuse acțiunii vîntului și devin suprafețe de nisip mobil, fin, de culoare gălbuie (nivelul N_D). Aspectul suprafețelor de nisipuri mobile și fixate este arătat în planșa I, figura 1.

Din punct de vedere tectonic, cîmpia Nyírului reprezintă o zonă scufundată în timpul fazei Passadena (fig. 6).

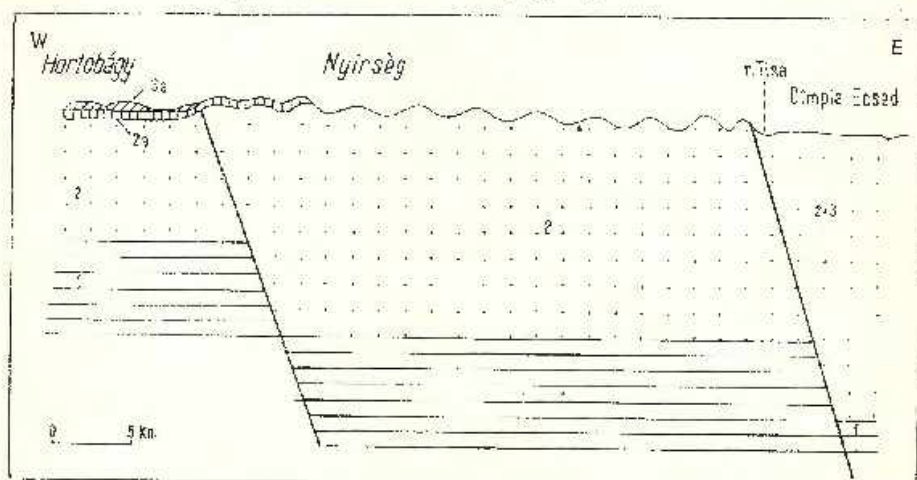


Fig. 6. — Secțiune geologică în regiunea Hortobágy-Nyírség-Ecsed, după J. S ü m e g h y 1953, simplificată.

3, Miocen inferior + mediu + superior; 3a, Holocen loessoid; 2, Pleistocen mediu - superior; 2a, Würm 3 (formațiuni loessoid); 1, Pannonic superior.

Coupe géologique dans la région Hortobágy-Nyírség-Ecsed, selon J. S ü m e g h y 1953, simplifiée.

3, Miocène inférieur + moyen - supérieur; 3a, Holocène loessoid; 2, Pléistocène moyen + supérieur; 2a, Würm 3 (formations loessoides); 1, Pannonien supérieur.

Autorii maghiari consideră că zona Nyírség ar ocupa o poziție intermediară între zona Hortobágy (la W) și zonele Szatmár și interfluviul Crișurilor (la E și respectiv la S). Mișcările de scufundare au început în Pleistocenul inferior (zona interfluviului Crișurilor) au continuat în Pleistocenul mediu (zonele Nyírség și Szatmár) și în Pleistocenul superior (zona Hortobágy) ca să se încheie cu o nouă scufundare a zonei Szatmár în Holocenul inferior (Urbansek, 1953; Sümeghy, 1953).

Mișcările sus amintite au determinat modificări în configurația și activitatea erozivă a rețelei hidrografice. Astfel eroziunea loessului și rambleierea albiei riului Tisa cu material loessoid pleistocen precum și secarea cursului văii Ier, au avut loc în Holocenul inferior, în urma scufundării platoului Szatmár (Urbansek, 1953; Sümeghy, 1953).

III. Solurile îngropate

1. *Generalități asupra solurilor îngropate.* După cum am arătat la capitolul II, solurile îngropate reprezintă nivele de îmbogățire relativă în substanță organică (humus) în cuprinsul nisipurilor silicioase.

Pe teren aceste soluri sînt ușor de distins în masa nisipurilor gălbui, prin contrastul de culoare (cenășiu-maroniu închis) care se accentuează în cazul nisipurilor unede.

Formarea solurilor îngropate nisipoase a avut loc în regiune, în condițiile acțiunii reduse a vîntului și a unui regim de umiditate corespunzător ceea ce a permis instalarea vegetației de fixare și desfășurarea procesului de solificare. Considerăm că variațiile principalelor caracteristici ale solurilor îngropate (grosimea și conținutul în substanță organică) depind de factorii de climă (implicit microrelief) și floră.

În cele ce urmează vom analiza aceste relații (exclusiv factorul floră) încercînd apoi să schițăm evoluția depozitelor eoliene și configurația zonelor de deflație vechi și actuale.

2. *Grosimea solurilor îngropate.* Din cele arătate la capitolul II, am văzut că grosimea solurilor îngropate ale nivelului N_c variază în intervalul 0—1,20 m.

Grosimile maxime ale fiecăruia din cele 5 strate de sol îngropat, sînt rediate în tabelul 4 unde în mod convențional, s-au notat stratele de sol îngropat (de la cele inferioare spre cele superioare) cu C_1 , C_2 , C_3 , C_4 și C_5 .

Pe baza datelor de teren, obținute din aflorimente și excavații artificiale situate, respectiv executate, în zona de creastă și pe versanții



TABELUL 4

Strate de sol îngropat	C_1	C_2	C_3, C_4, C_5
Grosimea maximă (m)	1,20	0,30	0,25

unor dune, am urmărit variația locală a grosimii stratelor de sol îngropat în raport cu microrelieful dunar actual și variația regională a grosimii aceluiași strate de sol îngropat, reprezentată pe hărțile cu izopahite ale stratelor de sol îngropat.

a) Variația locală a grosimii stratelor de sol îngropat. Parametrii de care depinde variația grosimii stratelor de sol îngropat și actual sînt: orientarea versanților (implicit a crestei), alura profilului transversal (simetrie sau asimetric) și natura cuverturii vegetale de fixare.

Curbele de variație ale grosimii solului actual C_0 pentru dunele din regiune sînt reprezentate în figurile 8, 9 și 11.

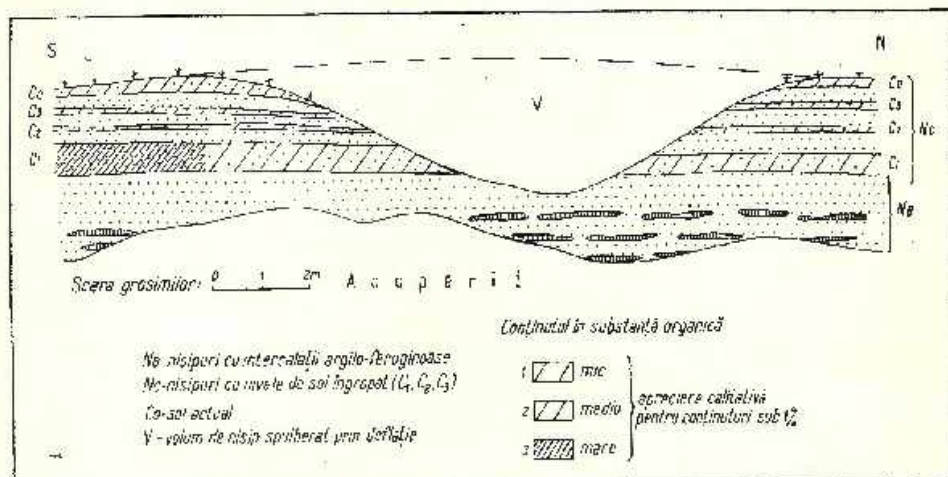


Fig. 7. Fenomene de deflație recentă la W de Pișcolt.

N_B nisipuri cu intercalații argilo-ferruginoase; N_C nisipuri cu nivele de sol îngropat (C_1, C_2, C_3); C_0 sol actual; V, volum de nisip egalizat prin deflație; Conținut în substanță organică (apreciere calitativă pentru conținuturi sub 1%); 1, mic; 2, mediu; 3, mare.

Phénomènes de déflation récente au W de Pișcolt.

N_B sables à intercalations argilo-ferrugineuses; N_C sables à niveaux de sol enterré (C_1, C_2, C_3); C_0 sol actual; V, volum de sable balayé par déflation; Tenue en substance organique (évaluation qualitative pour des teneurs inférieures à 1%); 1, réduite; 2, moyenne; 3, grande.

^a Stratele C_3, C_4 și C_5 nu au fost identificate decât într-o singură zonă la W de Pișcolt.

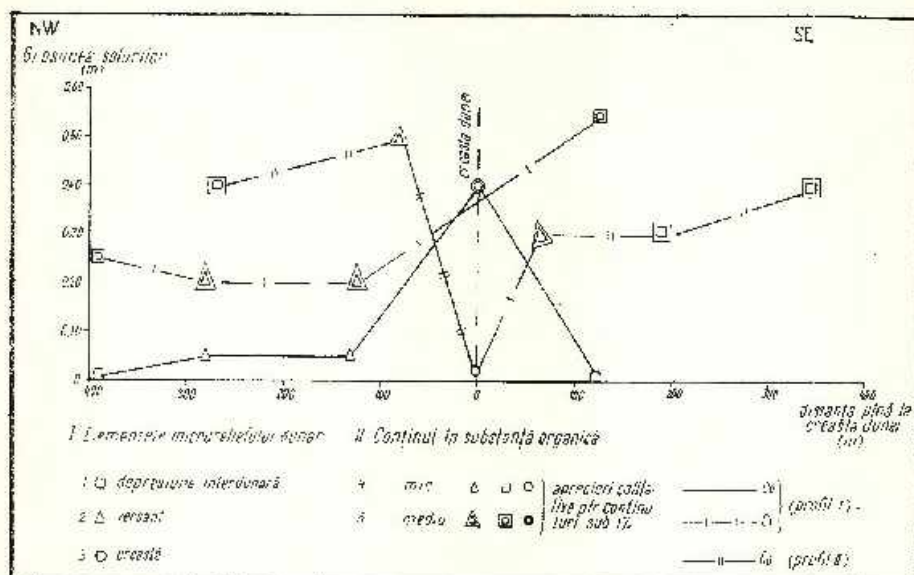


Fig. 8. — Variația grosimii și conținutului în substanță organică al straturilor de sol îngropat C_1 și sol actual C_0 pe profilele transversale ale unei dune asimetrice la nord de Valea lui Mihai (distanța între profile = 500 m).

I. elementele microreliefului duneir; 1, depresiune interdunară; 2, versant; 3, creastă; II, conținut în substanță organică (apreciere calitativă pentru conținuturi sub 1%); 4, mlc; 5, medm.

Variation de l'épaisseur et de la teneur en substance organique des couches de sol enterré C_1 et de sol actuel C_0 sur les profils transversaux d'une dune asymétrique au nord de Valea lui Mihai (distance entre profils = 500 m).

I. éléments du microrelief duneir; 1, dépression interdunairo; 2, versant; 3, crête; II, teneur en substance organique (estimation qualitative pour les teneurs inférieures à 1%); 4, réduite; 5, morenne.

Din interpretarea datelor de mai sus, reiese că procesele de deflație ale nisipurilor dunelor din regiunea noastră, datorită vântului predominant din vest se localizează în special în zona crestei, avînd ca rezultat fie îndepărtarea completă a straturilor de sol îngropat, pe o anumită suprafață (fig. 7) fie spulberarea materialului nisipos pe versantul estic (fig. 8, 9) ceea ce determină slaba dezvoltare a solului pe acest versant („invadarea” vegetației de către nisipul spulberat și deci împiedicarea desfășurării procesului de solificare). De asemenea subliniem importanța locală a acoperirii vegetale care poate fixa într-o măsură mai mare (salcîm) sau mai mică (iarbă) solul format.

Curbele de variație ale grosimii stratului de sol îngropat C_1 pe profilele transversale ale unei dune din regiune sînt reprezentate în figura 8, 9, 10 și 11.



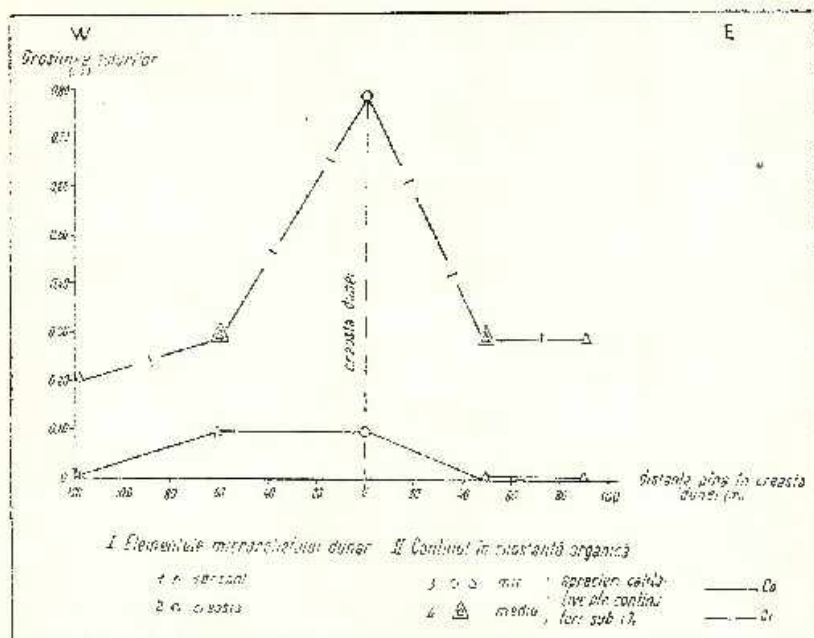


Fig. 9. — Variația grosimii și conținutului în substanță organică al straturilor de sol îngropat C_1 și sol actual C_0 pe profilul transversal al unei dune la W de Pișcolt.

I. elementele morfologice ale dunei; 1, versant; 2, creastă; II, conținut în substanță organică: 3, reținute; 4, medie.

Variation de l'épaisseur et de la teneur en substance organique des couches de sol enterré C_1 et de sol actuel C_0 sur le profil transversal d'une dune au W de Pișcolt.

I. éléments du relief dunaire; 1, versant; 2, crête; II, teneur en substance organique; 3, rétinues; 4, moyenne.

Din analiza datelor oferite de graficele sus menționate, rezultă că amplasamentul vechilor creste ale dunelor, afectate de procese intense de deflație (fig. 8), a suferit modificări de poziție (migrare spre est), datorită vântului predominant din sectorul vestic; totodată se pare că dunele slab afectate de deflație (fig. 9) au păstrat aproximativ același amplasament al crestei. Acestea se pot urmări în asimetria dunelor supuse unei deflații intense (fig. 7) respectiv în caracterul simetric al profilului transversal al dunelor puțin afectate de procese de deflație.

Scăderea grosimii solului C_1 la baza versanților unor dune din regiune s-ar explica fie prin împiedicarea desfășurării procesului de solidificare

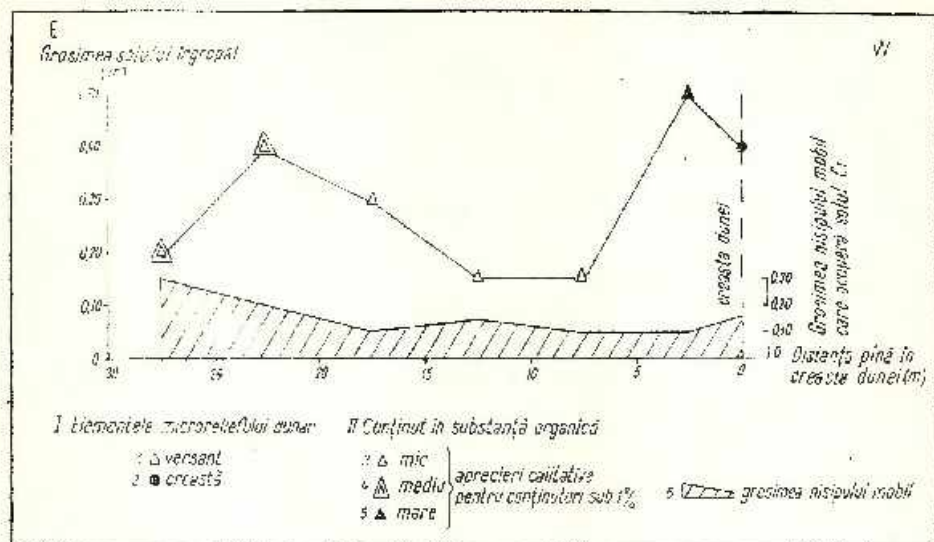


Fig. 10. — Variația grosimii și conținutului în substanță organică al solului îngropat C_1 în versantul estic al unei dune parabolice la nord de Curtuișeni.

I, elementele microreliefului dunar: 1, versant; 2, creastă; II, conținut în substanță organică (aprecieri calitative pentru conținutul sub 1%); 3, mic; 4, mediu; 5, mare; 6, grosimea nisipului mobil.

Variation de l'épaisseur et de la teneur en substance organique du sol enterré C_1 dans le versant oriental d'une dune parabolique au nord de Curtuișeni.

I, éléments du microrelief dunaire: 1, versant; 2, crête; II, teneur en substance organique (estimations qualitatives pour des teneurs inférieures à 1%); 3, réduite; 4, moyenne; 5, grande; 6, épaisseur du sable mobile.

(fig. 10), datorită invadării și acțiunii distructive a granulelor de nisip spulberate asupra cuverturii vegetale, fie datorită îndepărtării prin deflație a solului deja format la limita versantului dunei cu depresiunea interdunară (fig. 11).

b) Variația regională a grosimii stratelor de sol îngropat. Studiul variației regionale a grosimii stratelor de sol îngropat (C_1 și C_2) și actual (C_0) s-a realizat prin întocmirea unor hărți cu izopahite (pl. III, IV și fig. 12).

Nisipurile din regiune sînt aproape pretutindeni acoperite de o pătură de sol actual, cu excepția citorva suprafețe restrinse reprezentate prin nisipuri mobile, lipsite de cuvertura vegetală de fixare și deci implicit lipsite de solul actual.

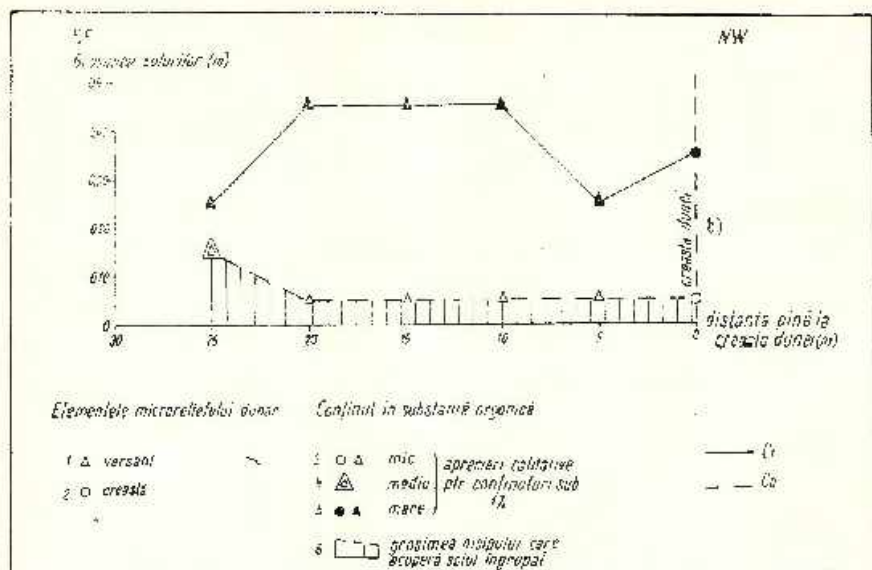


Fig. 11. — Variația grosimii și conținutului în substanță organică al straturilor de sol îngropat C_1 și sol actual C_0 în versantul sud-estic al unei dune asimetrice la nord de Șimian.

I. elementele microreliefului dunar: 1. versant; 2. creastă; II. conținutul în substanță organică (aprecieri calitative pentru conținuturi sub 1%): 3. mic; 4. mediu; 5. mare; 6. grosimea nisipului care acoperă solul îngropat.

Variation de l'épaisseur et de la teneur en substance organique des couches de sol enterré C_1 et de sol actuel C_0 dans le versant SE d'une dune asymétrique au nord de Șimian.

I. Elemente du microrelief dunaire: 1. versant; 2. crête; II. teneur en substances organiques (estimations qualitatives pour teneurs inférieures à 1%): 3. réduite; 4. moyenne; 5. grande; 6. épaisseur du sable qui recouvre le sol enterré.

Solul C_0 (pl. III) prezintă cinci zone de grosimi minime (Barantău-Șimianul Nou, NE Dienes, SW Boinovici, la Furcou și Bologi-Valea Mare-Viile Vechi) și trei zone cu grosimi maxime (Voivozi, SW Gorovei și dealul Bansolaș). Remarcăm că zonele de minim sus menționate includ și suprafețele de nisipuri mobile de la N de Voivozi, W și SW de Bologi, W de Valea Mare și W de Pișcolt. Acestea dovedesc că fenomenele de deflație actuală realizează atât îndepărtarea totală sau parțială a solului deja format precum și împiedicarea sau frînarea desfășurării proceselor de solificare a nisipurilor.

Alura zonelor de minim sau maxim se caracterizează prin conturul oval, alungit pe direcția aproximativ NE—SW, care reprezintă chiar direcția vinturilor predominante în regiune.

Solul îngropat C_1 (pl. IV) se repartizează discontinuu în nisipurile din regiune. Astfel în zonele Voivozi, Valea lui Mihai-Gorovei-dealul Kalai

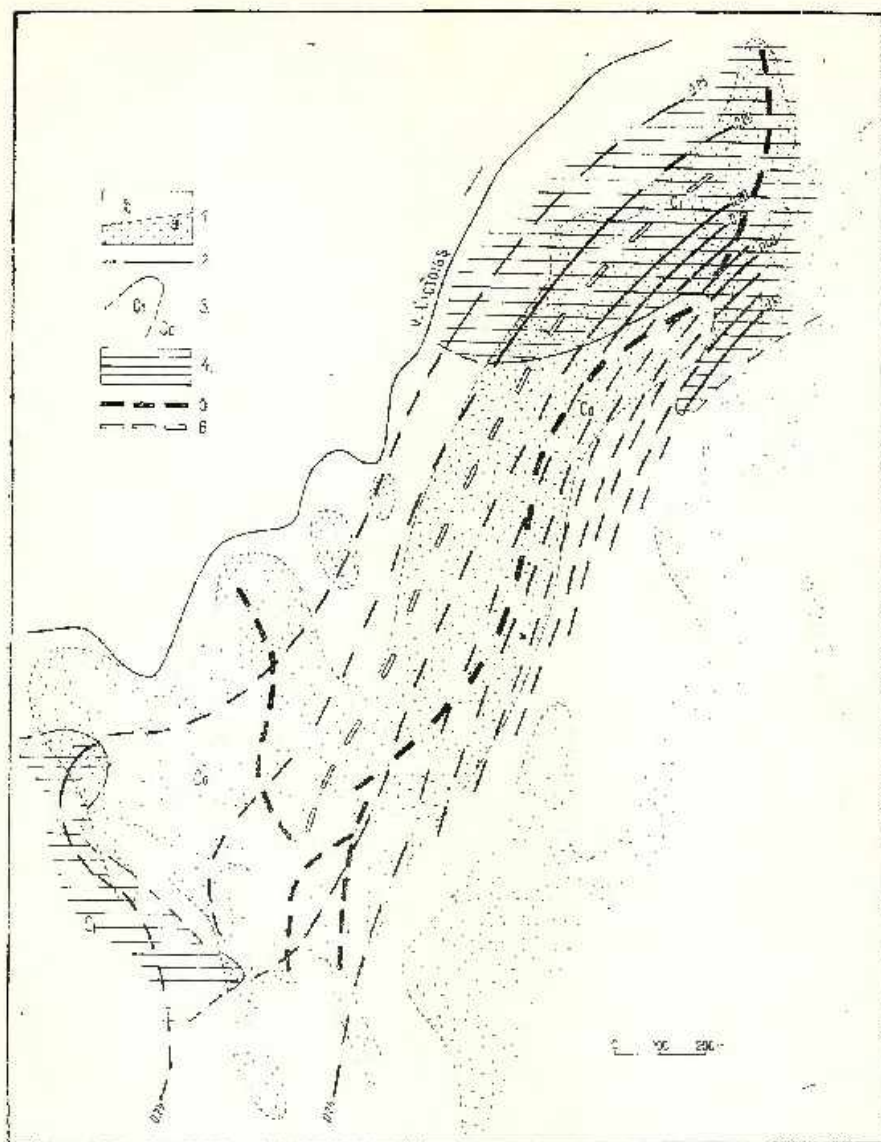


Fig. 12. — Izopachitele stratului de sol fosil C_1 pentru o dună situată la nord de Valea lui Mihai: 1a, dună de nisip; b, depresiune interdunară; 2, izopachitele stratului de sol îngropat C_1 (cu distanță 0,05 m); 3, limita între zonele de nisipuri cu soluri îngropate (relicte C_1) și zonele de nisipuri având doar acoperirea de sol actualizată (C_0); 4, conținutul mediu în substanță organică al solului îngropat C_1 (aproximare calibrativă); 5, linia crestei dunei actuale; 6, linia probabilă a crestei dunei fosile.

Izopachites de la couche de sol fossil C_1 pour une dune située au N de Valea lui Mihai.

1a, dune de sable; b, dépression interdunaire; 2, isopachites de la couche de sol enterré C_1 (cui distance 0,05 m); 3, limite entre les zones de sables à sols enterrés (C_1) et les zones de sables ayant seulement la couverture de sol actuel (C_0); 4, teneur moyenne en substance organique du sol enterré C_1 (estimation qualitative); 5, ligne de la crête de la dune actuelle; 6, ligne probable de la crête de la dune fossile.



și dealul Cencheș-dealul Bansolaș, nisipurile sînt lipsite de stratul de sol C_1 .

Grosimea solului îngropat C_1 comportă trei zone de maxim (Barantău-Dieneș, NE Curtuișeni și Resighea-Toptila Mare) și o singură zonă mai importantă de grosime minimă (Bologi).

Alura zonelor de grosime maximă și minimă este oval-alungită cu orientarea aproximativ NE—SW sau E—W.

Observăm că orientarea zonelor de grosime maximă și minimă ale solului C_1 coincide aproximativ cu orientarea respectivelor zone ale solului C_0 , ceea ce denotă păstrarea direcției de circulație a curenților de aer în perioadele contemporană sau imediat următoare formării solurilor C_1 și respectiv C_0 .

Solul îngropat C_2 (pl. V) ocupă cîteva suprafețe reduse în nisipurile din regiune: NW Voivozi, SW Dieneș, E Valea lui Mihai, dealul Bansolaș, Ruptura—dealul Viile Vechi și W Pișcolt. Din cauza numărului redus de date, am trasat cu aproximație izopahitele stratului C_2 . Sectoarele NW Voivozi și Ruptura—dealul Viile Vechi au grosimile maxime de sol C_2 , pe cînd în zona Șimianul Nou-Valea lui Mihai se înregistrează valori minime.

În concluzie, studiul repartizării zonelor de valori extreme ale grosimii stratelor de sol îngropat și actual, ne sugerează localizarea în spațiu a fenomenelor de deflație din regiune. Schițarea acestora o vom face după discutarea caracteristicilor de conținut în substanță organică ale solurilor îngropate și actuale din regiune.

3. *Conținutul în substanță organică al solurilor îngropate.* Conținutul în substanță organică (humus) al solurilor îngropate a fost apreciat calitativ, după intensitatea culorii maroniu-cenușie a nisipului ce constituie nivelul respectiv de sol. În condițiile păstrării umidității de zăcămint a nisipului, am apreciat trei nuanțe, care corespund — convențional — conținuturilor mic (m), mediu (mM) și mare (M) în substanță organică. În realitate conținuturile „mari” se situează sub 1% (Oprea et al., 1957).

Pentru întreaga regiune, aprecierea comparativă a conținuturilor în substanță organică ale solurilor C_0 , C_1 și C_2 s-a realizat pe baza așa numitului „indice global de conținut în substanță organică”. Pentru obținerea acestui indice, am calculat produsul unor coeficienți convenționali aleși (1, 3 și respectiv 5, pentru conținuturile mici, medii, respectiv mari) cu numărul procentual de cazuri cu conținut mic, mediu și respectiv mare (tab. 5).



TABELUL 5

Indicele global de conținut în substanță organică (humus) al straturilor de sol actual (C₀) și îngropat (C₁, C₂)

Stratele de sol	C ₀	C ₁	C ₂
Indicele global de conținut în substanță organică	170,1	294,4	209,2

Din examinarea tabelului 5, remarcăm scăderea conținutului global în substanță organică de la solul vechi C₁ spre cel actual C₀.

a) Variația locală a conținutului în substanță organică al solurilor îngropate. Parametrii de care depinde variația conținutului în substanță organică a solurilor îngropate și actuale sînt în general identici cu cei menționați pentru variația locală a grosimii straturilor de sol îngropat și actual. Variația conținutului în substanță organică este reprezentată în figurile 8, 9, 10 și 11.

Din interpretarea datelor de mai sus, observăm că actualmente deflația acționează în special în zona crestei producînd scăderea conținutului în substanță organică al solului C₀, ca rezultat al frînării procesului de solificare și al îndepărtării substanței organice formate. De asemenea conținuturile local reduse în substanță organică ar putea fi datorite și naturii cuverturii vegetale (iarbă rară) care contribuie prea puțin în procesul de solificare și fixează în mică măsură solul format.

Distribuția conținutului în substanță organică a solului îngropat C₁, pe microrelieful dunar este reprezentată în figurile 9, 10 și 11.

Din cele arătate mai sus rezultă că deflația a acționat în trecut ca și azi, mai ales în zona crestei dunelor, reducînd amploarea procesului de solificare. Aceasta se evidențiază în conținuturile de substanță organică reduse la care corespund aproape totdeauna grosimi de asemenea reduse de sol fosil. Considerăm că procesele de deflație cu intensități extreme (ridicată și redusă) au acționat — într-o perioadă dată — concomitent, însă pe suprafețe diferite.

Deflația intensă a acționat atît în timpul cit și imediat după formarea solului îngropat; în primul caz a împiedicat instalarea și largă dezvoltare a unei cuverturi vegetale protectoare, iar în al doilea caz, a înlăturat mecanic, prin spulberare solul format.

Dimpotrivă deflația de intensitate redusă nu a reușit să împiedice dezvoltarea vegetației și nici să înlătore solul format.

Natura și desimea cuverturii vegetale au avut și au un rol indiscutabil în acumularea substanței organice sub formă de soluri îngropate și actuale cât și în protejarea solurilor formate de efectele distructive ale eroziunii prin deflație.

b) Variația regională a conținutului în substanță organică al solurilor îngropate. Variația regională a conținutului în substanță organică al solurilor actuale (C_0) și îngropate (C_1 , C_2) se poate urmări pe hărțile cu izopahite (pl. III, IV și fig. 13), unde sînt figurate zonele de conținuturi mici, medii și mari.

Pentru solul actual C_0 (pl. V) se disting 5 zone de conținuturi minime (N Voivozi, W Valea lui Mihai, NE Dienes, W Gorovei și Curtuișeni-Bologi-Valea Mare-W Pișcott) și o zonă de conținut maxim (Voivozi).

Fenomenele intense de deflație actuală, avînd ca rezultat formarea suprafețelor de nisip mobil, se localizează în cuprinsul zonelor de conținut minim corespunzătoare grosimilor minime ale solului C_0 . În mod excepțional, în zona dealului Bansolaș, conținutului redus de substanță organică îi corespunde un maxim de grosime, determinat probabil de natura cuverturii vegetale de fixare.

Conținutul în substanță organică al solului C_1 (pl. IV) prezintă 6 zone de maxim (Voivozi, S Dienes, dealul Bansolaș, S Bologi, W Valea Mare și Ruptura-dealul Viile Vechi) și 3 zone de minim (La Furcou, Valea Mare-Viile Vechi și Resighea) care nu coincid totdeauna cu zonele de grosime maximă respectiv minimă ale aceluiași sol. Astfel, în zona W Valea Mare, solul C_1 are grosimea minimă și conținutul în substanță organică ridicat; dimpotrivă, în zona Resighea, conținutului redus în substanță organică îi corespunde o grosime relativ ridicată a solului îngropat. Aceste neconcordanțe sînt cauzate fie de procese locale de deflație (contemporane sau imediat următoare formării solului C_1) fie de natura cuverturii vegetale care a format solul îngropat.

4. *Compoziția mineralogică a solurilor îngropate.* Nisipurile ce alcătuiesc solurile îngropate reprezintă o masă de granule minerale și fragmente litice caracterizată printr-o îmbogățire relativă în substanță organică (în special humus).

Granulele minerale sînt frecvent acoperite de pelicule argilo-fungi-noase și humice care împiedică sau fac dificilă determinarea microscopică. În acest ultim scop, am procedat la spălarea cu apă a nisipurilor ce urmau a fi analizate. După spălarea cu apă se observă persistența unor pelicule, îndeosebi a celor de natură argilosoasă.

Distribuția procentuală a cazurilor de pelicule continui (CP), discontinui (DP), sau absenței acestora (FP) pe suprafața granulelor minerale cercetate, este arătată în tabelul 6.

TABELUL 6

Distribuția peliculelor granulelor minerale (% de cazuri)

	CP	DP ¹	FP
Pelicule de natură fero-argiloasă	—	62,9	18,3
Pelicule de natură humică	7,4	11,2	

Solurile nisipoase îngropate se caracterizează printr-un conținut ridicat de cuarț (92—95%) unul scăzut de feldspat (4—6%) și prezența constantă a muscovitului și mineralelor grele (cca 2%). Procentul de minerale grele corespunde unei mari varietăți mineralogice; au fost determinate 13 specii minerale (inclusiv muscovitul) pe care le prezentăm în ordinea frecvenței descrescătoare a apariției lor în solurile îngropate examinate: minerale opace (magnetit și ilmenit), hipersten, granat (almandin), rutil, muscovit, amfibol (hornblendă comună), staurolit, biotit, turmalină, zircon, epidot, apatit și disten.

Subliniem concentrarea cu precădere a mineralelor grele sus amintite în fracțiunile granulometrice fine (sub 0,2 mm) și apariția relativ frecventă a fragmentelor litice rotunjite (printre care fragmente de șisturi cristaline și de natură cărbunoasă) în fracțiunea grosieră (peste 0,4 mm). În nisipurile foarte fine, serionalăm uneori prezența caolinitului. De asemenea, în baza nisipurilor nivelului N_C se observă cruste microscopice de carbonat de calciu.

În solurile nisipoase îngropate din regiune menționăm apariția sporadică a peliculelor hematitice secundare (martit) după magnetit și a limonitului granular.

În cele ce urmează vom descrie sumar speciile minerale ce alcătuiesc solurile îngropate nisipoase din regiune:

Cuarțul se prezintă ca granule, în general incolore, transparente, rareori translucide, cu conture variate, angulare în fracțiunile foarte fine și rotunjite în cele grosiere; net predominante sînt însă granulele suban-

¹ Neregularitățile granulelor (în care se păstrează resturile peliculare DP) reprezintă după A. Cailleux și J. Tricart „urme de șoc”, ca urmare a transportului prin vînt.

gular-subrotunjite. Foarte rar am observat cristale bipiramidate cu forme cristalografice perfecte, de proveniență cert eruptivă. Impuritățile din rețeaua reticulară a SiO_2 , determină într-un număr redus de cazuri (2-5%) apariția colorației gălbui, roșietice sau vineții a granulelor de cuarț.

Feldspatul (albit, rareori microclin) prezintă în mod obișnuit argilizări parțiale și în consecință conture rotunjite și subrotunjite; este alb, mat, uneori maelat polisintetic.

Mineralele opace (magnetit și ilmenit) apar ca granule subrotunjite. În fracțiunile fine aceste minerale păstrează uneori conture cristalografice. Granulele de magnetit sînt acoperite uneori de hematit pelicular.

Hiperstenul, în cristale brun-verzui, pleoeroice, prismatice și cu extremitățile „zdrențuite”, constituie o prezență constantă în solurile nisipoase examinate.

Miclele (muscovit și biotit) apar în foițe strălucitoare argintii și respectiv brun-roșcate cu conture dantelate în planul (001).

Granatul (almandinul), rutitul, turmalina și zirconul păstrează conture aproximativ cristalografice.

Amfibolul (hornblendă comună), staurolitul, epidotul și apatitul apar frecvent în granule subangulare și subrotunjite.

Interesantă este prezența sporadică a caolinitului — ca mineral secundar — în forme vermiculare, uneori trigonale, de culoare gălbuie (impurificat cu oxizi de fier), cu duritate foarte scăzută, indice de refracție cuprins în intervalul 1,56-1,57 și dimensiuni de 0,04-0,07 mm. Prezența acestui mineral este determinată de existența proceselor de alterare și levigare — datorită apelor de infiltrație — a feldspatilor nisipului eolian și a peliculelor argilo-feruginoase ce acoperă granulele nisipurilor în general.

Constituția mineralogică a nisipurilor solurilor îngropate din regiune, indică o alcătuire geologică mixtă a ariei de denudație; aceasta a cuprins atât roci metamorfice (în primul rînd) cît și roci eruptive acide și neutre.

5. *Compoziția granulometrică a solurilor îngropate.* Analiza granulometrică a nisipurilor ce alcătuiesc solurile îngropate din regiunea Valca lui Mihai a condus la construirea curbelor cumulative (fig. 13) care reflectă condițiile dinamice chiar în momentul acumulării eoliene.

Curba cumulativă este de tip sigmoid (Tricart, 1965) indicînd o acumulare selectivă, cu atât mai pronunțată cu cît porțiunea mediană a curbei este mai dezvoltată și mai redresată.

Pe baza curbelor cumulative astfel realizate, am calculat valorile diametrului median (M_d) și ale indicelui de sortare (S_0), tabelul 7.

TABELUL 7

Caracteristicile granulometrice (intervalul de variație și media) ale solurilor îngropate din regiunea Valea lui Mihai

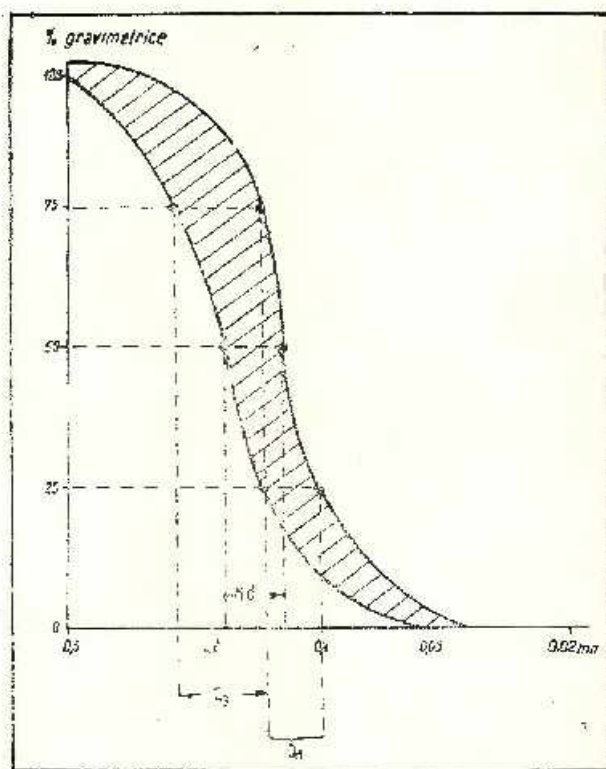
M_d (mm)	S_o	Indicele global de fa-sonare
0,125—0,180 (0,155)	1,04—1,53 (1,31)	241—294 (262)

Fig. 13. — Alura curbelor cumulative pentru solurile nisipoase îngropate din regiunea Valea lui Mihai (în limitele suprafeței măsurate se înscriu curbele cumulative).

M_d — intervalul de variație al diametrului median; Q_1 — intervalul de variație al cunții Q_1 ; Q_3 — intervalul de variație al cunții Q_3 .

Allure des courbes cumulatives pour les sols sableux enterrés de la région Valea lui Mihai (les courbes cumulatives s'inscrivent dans les limites de la surface mesurée).

M_d — intervalle de variation du diamètre médian; Q_1 — intervalle de variation du quartile Q_1 ; Q_3 — intervalle de variation du quartile Q_3 .



a) Diametrul median M_d (Cailleux-Tricart) reprezintă dimensiunea granulelor fracțiunii care însumează în greutate 50 %. Valoarea medie (0,155 mm) indică granulația fină a nisipurilor solurilor îngropate.

b) Indicele de sortare S_o (Trask) a fost calculat după formula :

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

unde valorile Q_1 și respectiv Q_3 (denumite cuartile) reprezintă dimensiunile granulelor ce participă ca greutate în proporțiile de 75%, respectiv 25% (fig. 13). Valorile scăzute ale acestui indice, arată o sortare bună a materialului.

c) Indicele global de fasonare (Tricart) a fost calculat pe baza aprecierii — sub microscop — a gradului de rulare al granulelor nisipului ce compune solul îngropat; am apreciat astfel trei tipuri morfoscopice: subangular (în clasificarea lui Tricart notat C_a), subrotunjit (A_r) și rotunjit ($Ov + R$). Fiecărui tip morfoscopie îi corespunde în clasificarea lui Tricart câte un coeficient: 2 (C_a), 4 (A_r), 6 (Ov) și 8 (R). Noi am utilizat coeficienții 2, 4 și 7 (media coeficienților 6 și 8) care prin multiplicare cu procentul de granule din fiecare tip, ne furnizează valorile indicelui global de fasonare.

IV. Concluzii

Nisipurile care alcătuiesc solurile îngropate din regiunea Valea lui Mihai reprezintă depuneri eoliene în decursul mai multor faze de acumulare.

Nisipurile dunelor din regiunea Nyírség în general și din regiunea noastră în special, provin din materialul nisipos al vechilor albi și conuri de dejecție pleistocene (Urbansek, 1953; Sümeghy, 1953) deci au o origine fluviatilă. Tufescu (1966) susține însă că nisipurile sus amintite provin din mobilizarea rocilor psamitice pannoniene.

Materialul nisipos a fost pus în mișcare începând chiar din Pleistocenul superior (Würm III, după Borsy, 1965) deplasarea sa continuând și în Holocen.

Direcția și sensul transportului general al nisipurilor a fost de la W spre E. În particular, în regiunea Valea lui Mihai, cercetarea curbelor de variație a înălțimii absolute a dunelor a arătat că direcția și sensul preponderent de deplasare a nisipurilor a fost de la NNW către SSE. Această deplasare descrescîndă a dunelor din regiune (conform teoriei lui Sven Hedin) sugerează scăderea volumului de nisip deci implicit îndepărtarea de sursa de nisip.

Acumularea nisipului s-a produs în 5 faze, delimitate pe profilul dunelor de prezența a 5 intercalații de sol îngropat.

Solurile îngropate reprezintă — după cum am văzut — nisipuri cu acumulări de substanță organică formate în condițiile acțiunii celor doi factori pedogenetici principali: climă și vegetație.



Principalii factori climatici cu rol pedogenetic în regiune au fost: umiditatea și vântul. Vegetația s-a dezvoltat în condițiile unei umidități corespunzătoare (mai ales cea provenită din precipitații care însumează 600—700 mm/an) și unei activități reduse a vântului.

În timpul și imediat după formarea solurilor îngropate deflația a acționat pe alocuri în sens distructiv, fie împiedicând desfășurarea proceselor de solificare, prin acțiunea distructivă a granulelor de nisip transportate de vânt asupra vegetației, sau invadarea acesteia de masa de nisip, fie înlăturând, total sau parțial, solul deja format. Acestea reprezintă fenomenele vechi de deflație.

Fenomenele de deflație actuală activează în zonele cu grosimi minime ale solului actual C_0 , care — după cum vedem — includ și suprafețele de nisipuri mobile (pl. III). Distribuția preponderentă a suprafețelor de nisip mobil, pe versanții estici ai dunelor (pl. II) indică localizarea fenomenelor de deflație actuală în special în zona crestei (nisipul din creastă este spulberat și depus pe versantul estic).

Fenomenele vechi de deflație au acționat către sfârșitul perioadei acumulării primare a nisipurilor eoliene modificând în mică măsură caracteristicile reliefului și solurilor îngropate. Dimpotrivă procesele recente de deflație (fig. 7), caracterizate în general printr-o intensitate comparativ mai mare, au acționat în cadrul perioadelor de transformare și distrugere producând modificări importante atât în configurația reliefului eolian, cât și în distribuția solurilor îngropate și actuale; numărul stradelor de sol îngropat îndepărtate este proporțional cu intensitatea proceselor recente de deflație (pl. II).

Departe de a fi epuizat subiectul, considerăm că studiul complex al solurilor nisipoase îngropate poate da indicații prețioase privind „istoria eoliană” a regiunilor de dune caracterizate prin prezența unor asemenea soluri.

BIBLIOGRAFIE

- Asvadurow H., Găță Elena (1965) Solul silvestru nisipos cu benzi feruginoase din pădurea Valea lui Mihai. *D.S. Com. Stat Geol.* LII/1, București.
- Bogdan A., Răzmeriță I., Spîrchez Z. (1967) Studii și cercetări pentru valorificarea terenurilor nisipoase din nord-vestul țării. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, series geol.-geogr.* 2, Cluj.
- Borsy Z. (1965) The wind-blown sand regions of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* IX, 1—2, Budapest.



- Cailleux A. (1942) Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. Fr.* XXI, 1-2, Paris.
- Tricart J. (1959) Initiation a l'études des sables et des galets. I, Paris.
- Maxim I. (1962) Nisipurile din R.P.R. *Rev. Natura* XIV/5, București.
- Oancea C. (1964) Chronoséquence des sols sableux d'Olténie (sud-ouest de Roumanie). *8th Intern. Congr. of Soil Science*. București.
- Oprea C. V., Crișan Ț., Opreș L., Popescu P. (1957) Contribuții la cunoașterea și punerea în valoare a nisipurilor din partea de nord-vest a R.P.R. *Stud. Cerc. Acad. R. P. R.* IV, 1-2, Timișoara.
- Stefanovits P. (1956) Magyarország talajai. *Akad. Kiado*. Budapest.
- Sümeğhy J. (1953) Noi contribuții la geologia părții nordice a regiunii Tiszántúl. A *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*. III, Budapest.
- Tricart J. (1955) Principes et méthodes de la Géomorphologie, ed. Masson et C^{ie}. Paris.
- Tufescu V. (1966) Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Urbansek J. (1953 a) Formațiunile geologice din regiunea Hortobágy. A *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*. II, Budapest.
- (1953 b) Partea de sud-est a Nyírségului. A *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*. II, Budapest.
- Vilsan G. (1916) Influențe climatice în morfologia Cimpiei Române. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VII, București.

CERTAINES CONSIDÉRATIONS SUR LA DÉFLATION DANS LES SABLES ÉOLIENS À SOLS ENTERRÉS DE LA RÉGION VALEA LUI MIHAI (PLAINE PANNONIENNE)

(Résumé)

Les sables éoliens de la région Valea lui Mihai (Bihor) forment un relief dunaire, caractérisé par des dunes allongées (à direction prédominante NS) et paraboliques, généralement fixées par une végétation herbacée ou forestière (surtout de l'acacia).

La zone de dunes étudiée appartient à la région dunaire Nyírség (Hongrie). La diminution de la hauteur absolue du relief dunaire de Valea lui Mihai, de NW vers SE, indique la provenance des sables des régions occidentales (la plaine du Nyír), ainsi que la direction du transport de sable qui a eu lieu à la fin du Pléistocène supérieur et au commencement de l'Holocène.

Le profil des dunes de cette région montre la présence de 1 à 5 intercalations de sol enterré sableux (C_1 , C_2 , C_3 , C_4 et C_5) qui représentent en fait des niveaux d'enrichissement en substance organique (surtout de l'humus). Au-dessous des niveaux de sol enterré, on trouve le niveau des bandes ferrugineuses comprenant des intercalations centimétriques d'argile à haute teneur en oxydes de fer et de manganèse.

La genèse des sols sableux enterrés (de C_1 à C_5) et actuels (C_6) de la région trouve son explication dans l'existence des conditions favorables de climat et de végétation (des précipitations atmosphériques abondantes et du vent d'intensité réduite) qui ont permis la „mise en place” et la persistance de la couverture végétale, génératrice de sol.



L'objet de cette communication, c'est l'étude de la variation de l'épaisseur et de la teneur en substance organique des sols enterrés (de C_1 à C_6) et actuels (C_0) le long du profil transversal du microrelief dunard (des variations locales), ainsi que de toute la région de dunes prise en considération (des variations régionales).

Les variations locales et régionales ci-dessus mentionnées sont interprétées comme effets de la déflation ancienne (qui a actionné pendant la formation des sols enterrés C_1 à C_6), autant que de la déflation récente; cette dernière a déterminé l'aspect actuel du relief dunard de la région. On considère que l'intensité des phénomènes récents de déflation est directement proportionnelle avec le nombre de couches de sol enterré absentes (de 1 à 5) sur le profil des dunes.

Les zones dans lesquelles la déflation actuelle est active coïncident généralement avec les surfaces occupées à présent par les sables mobiles.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Carte géologique de la région Valea lui Mihai:

1, sables éoliens: a, fixés; b, mobiles; c, appartenant aux dépressions interdunaires; 2, roches loessifères argilueuses ou sablenses; I, zones de déflation récente (établies selon le degré d'ablation des couches de sol enterré); 3, intensité maximale; 4, intensité moyenne; 5, intensité minimale.

Planche III

Carte des isopaques de la couche de sol actuel C_0 et des zones à teneur en substance organique:

1, isopaques (épaisseur en m); 2, surfaces de sable mobile. Teneur en substance organique (estimations qualitatives pour teneurs inférieures à 1%); 3, réduite; 4, moyenne; 5, grande.

Planche IV

Carte des isopaques de la couche de sol enterré C_1 et des zones à teneur en substance organique:

1, isopaques (épaisseur en m); 2, zones de sables privées de la couche de sol enterré C_1 . Teneur en substance organique (estimations qualitatives pour teneurs inférieures à 1%); 3, réduite; 4, moyenne; 5, grande.

Planche V

Carte des isopaques de la couche de sol enterré C_2 et des zones à teneur en substance organique:

1, isopaques probables (épaisseur en m); 2, zones de sables privées de la couche de sol enterré C_2 . Teneur en substance organique (estimations qualitatives pour teneurs inférieures à 1%); 3, réduite; 4, moyenne; 5, grande.

PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1. — Relieful dunar la NW de Valea lui Mihai: a, nisipuri fixate prin vegetație ierboasă; b, nisipuri mobile; c, depresiune interdunară cu ape stagnante.
Relieful dunar la NW de Valea lui Mihai: a, sables fixés par végétation herbeuse; b, sables mobiles; c, dépression interdunaire à eaux stagnantes.
- Fig. 2. — Nivele litologice N_B și N_C la o dună situată lângă Valea lui Mihai (se observă prezența stratelor de sol îngropat C_1 și C_2 și a solului actual C_0 interbat).
Niveaux lithologiques N_B et N_C d'une dune située près de Valea lui Mihai (on remarque la présence des couches de sol enterré C_1 et C_2 et du sol actuel C_0 à herbes).



V. BULGĂREANU. Nisipuri eoliene cu soluri îngropate—Valea lui Mihai.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LV1/5.



Y.BULGĂREANU-D.L.GA IONESCU HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII VALEA LUI MIHAI

0 500 1000 1500 m.

LEGENDA

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----

Mășuri stratice: a - fluviu, b - eolic, c - din depresiunile interdentare

PLEISTOCEN: 1 - nisipuri argiloase sau nisipoase

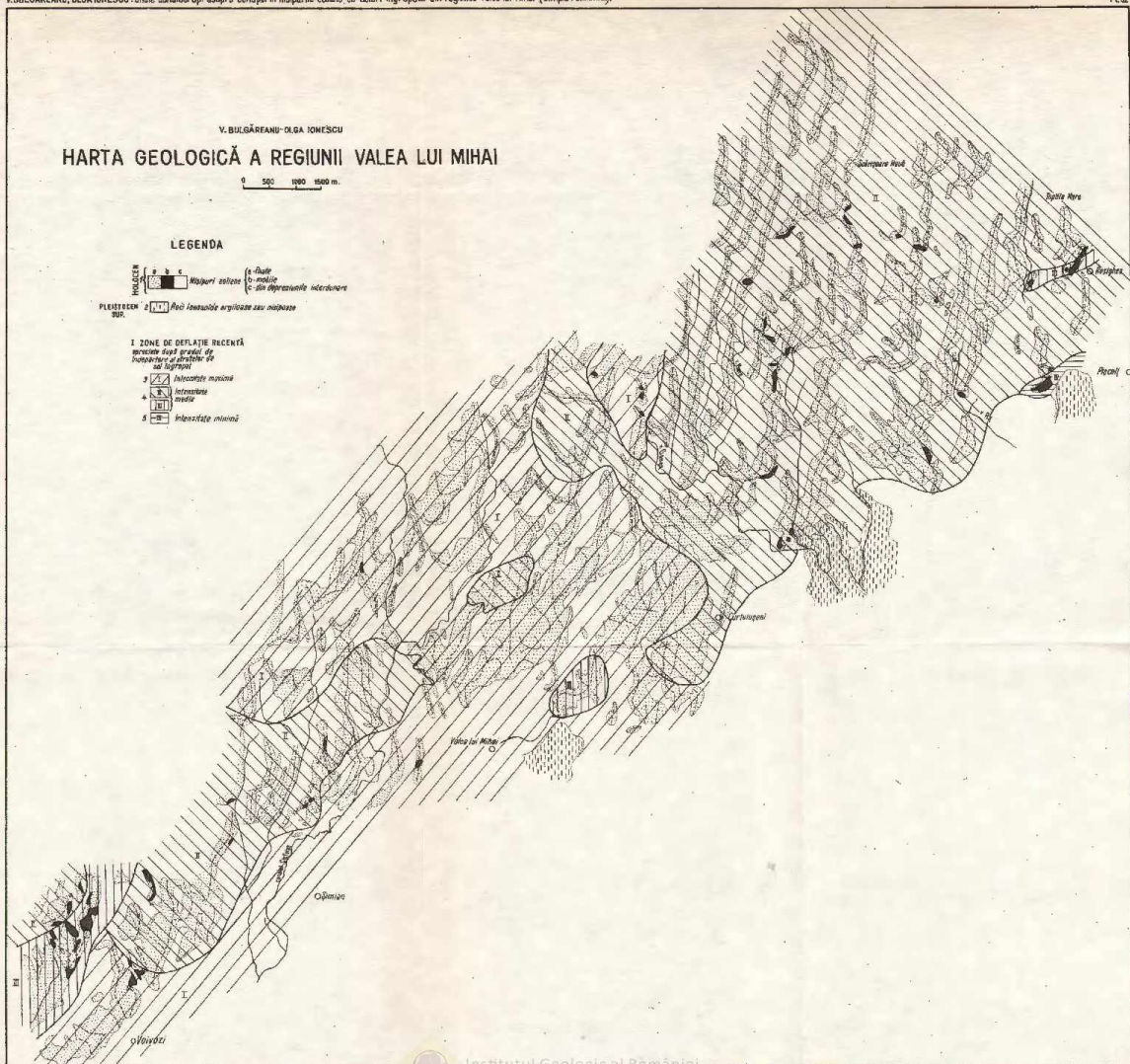
I ZONE DE DEFLAȚIE RECENTĂ

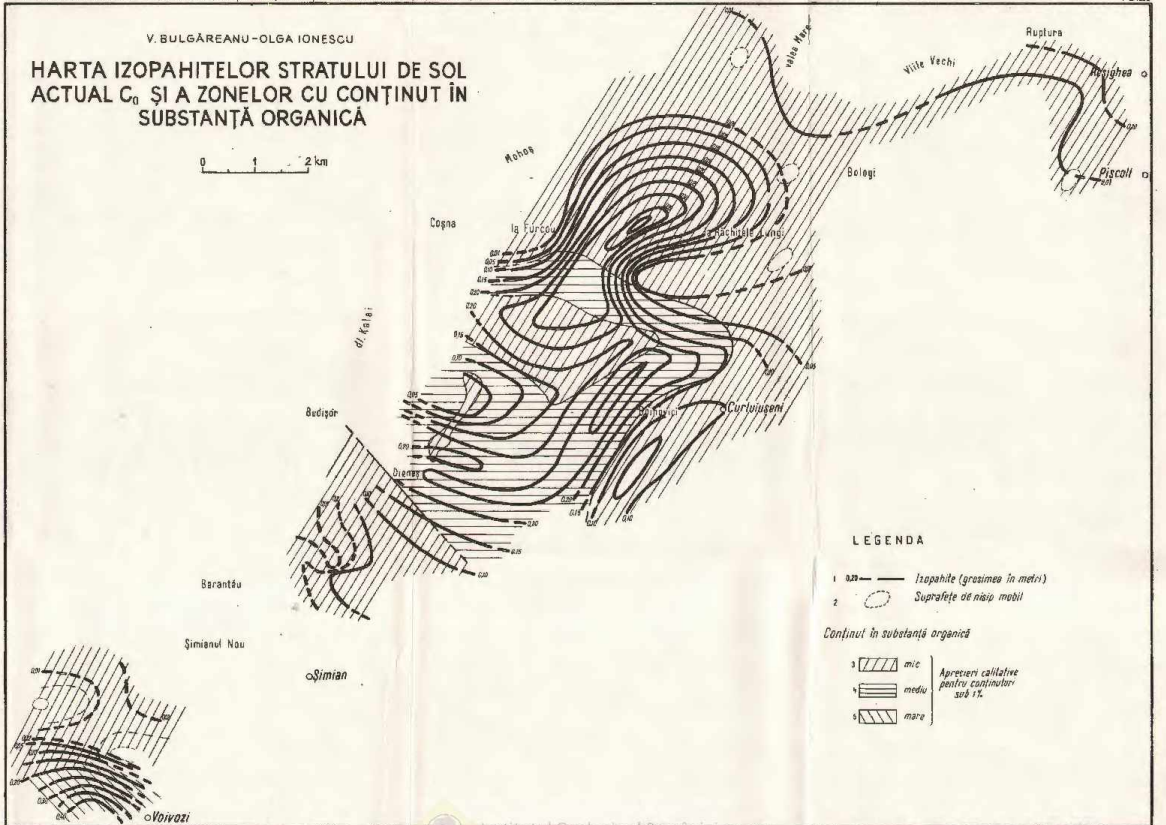
marcarea după direcția de

intensișitate și direcția de

de la sud-vest

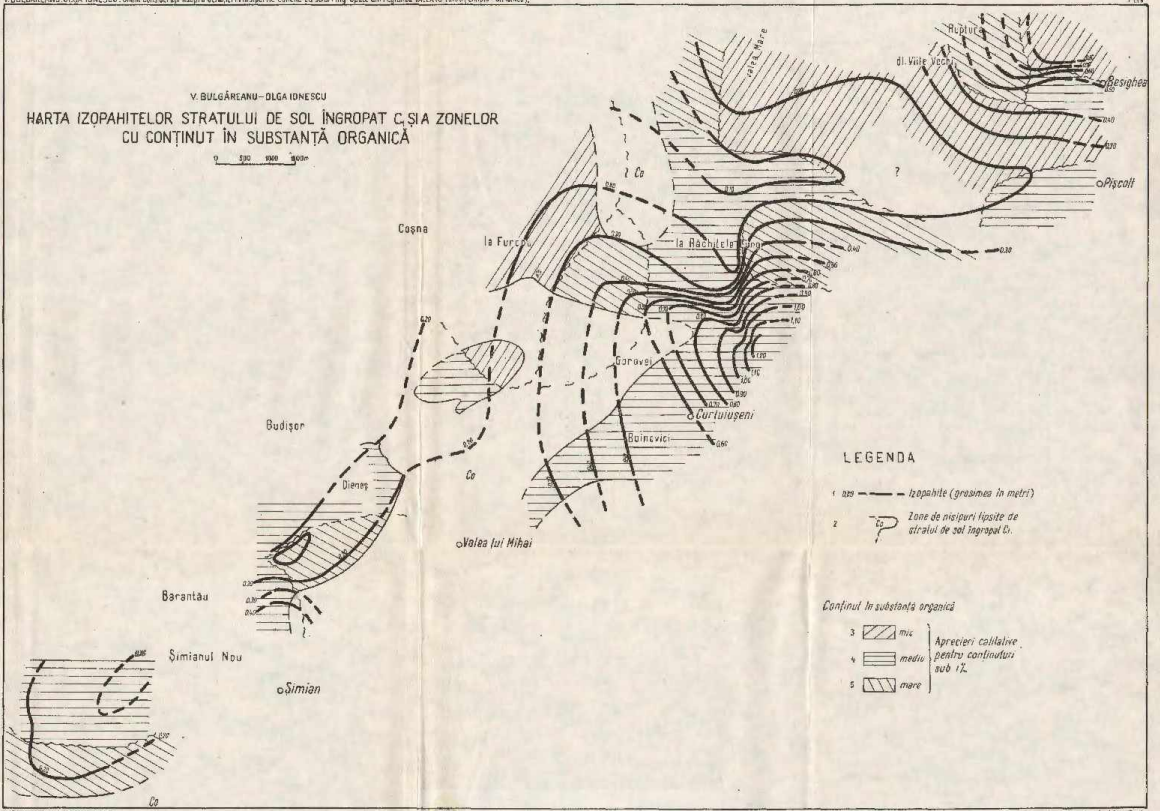
- 1 - intensitate maximă
- 2 - intensitate medie
- 3 - intensitate minimă





V. BULGĂREANU-DIĞA IONESCU
HARTA IZOPAHITELOR STRATULUI DE SOL ÎNGROPAT C. ȘIA ZONELOR
CU CONȚINUT ÎN SUBȘTANȚĂ ORGANICĂ

0 500 1000 2000



LEGENDA

- 1. --- izopahite (grosimea în metri)
- 2. Co Zone de saturare în apă de stratul de sol îngropat C.

Conținut în substanță organică

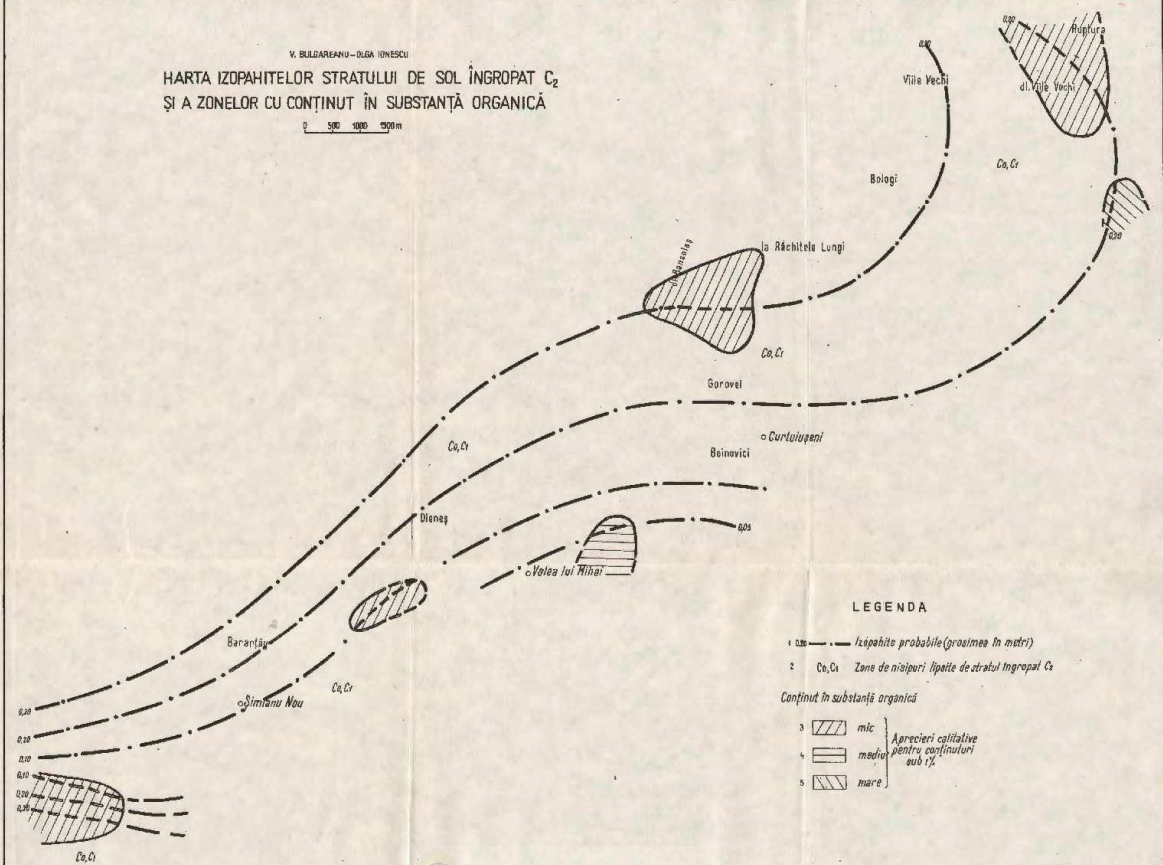
- | | | | | |
|---|-----|------|---|--|
| 3 | / / | mic | } | Aprecieri calitative
pentru conținutul
sub 1%. |
| 4 | — — | medu | | |
| 5 | | mare | | |



Y. BULGARĂȘANU - OLGA IONESCU

HARTA IZOPAHETELOR STRATULUI DE SOL ÎNGROPAT C₂
ȘI A ZONELOR CU CONȚINUT ÎN SUBSTANȚĂ ORGANICĂ

0 500 1000 2000 m



LEGENDA

- 1 ———— Izopahite probabile (groatimea în metri)
 - 2 Ca, Cr Zona de nisipuri lipite de stratul îngropat C₂
- Conținut în substanță organică
- 3 mic
 - 4 medie
 - 5 mare
- Aprecieri calitative pentru conținuturi sub 1%

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA PETROGRAFIEI ȘI TECTONICII PĂRȚII DE NORD-EST A MUNȚILOR SEBEȘ (CĂRPINIȘ-POIANA SIBIULUI-DOBÎRCA-TILIȘCA)¹

DE

CRISTUDOR CHIVU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of Petrography and Tectonics of the Northeastern Part in the Sebeș Mountains (Cărpiniș-Poiana Sibiului-Dobîrca-Tilișca). In the introductory part of this paper there are summarily presented geological formations met in the region, special stress being laid on epimetamorphic and mesometamorphic crystalline schists. Augen migmatites, their genesis and relationships with the surrounding formations are described. In the final part of the paper the general tectonics of the region under study, the relationships between the mesozone and epizone are tackled, some conclusions connected with magmatic phenomena being also presented.

Introducere

Regiunea pe care o prezentăm este situată în extremitatea nord-estică a munților Sebeș, fiind orientată în general E—W și delimitată la W de valea Gîrbovei, iar la E de pîriul Groapa Lupului și valea Peșterii. În partea de nord limita este dată de o linie ce ar uni localitățile Cărpiniș-Gîrbova și Dobîrca. În partea de sud regiunea este încadrată de o linie destul de sinuoasă, ce leagă izvoarele văii Nedeiului cu localitățile Jina și Poiana Sibiului, traversînd în continuare o serie de văi importante cum sînt : pîriul Negrului, Drojdiei și ajungînd pînă în Dealul lui Mihai (1127 m).

¹ Comunicare în ședința din 20 martie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospectiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



Istoricul cercetărilor

Cercetări geologice cu privire specială asupra acestei regiuni nu s-au executat, ci numai în zonele centrală, nordică și sud-vestică ale masivului Sebeș. Majoritatea lucrărilor care s-au efectuat au un caracter general și numai un număr relativ mic prezintă detalii asupra cristalinului munților Sebeș. Totuși pentru a avea o privire de ansamblu asupra munților Sebeș, vom aminti acele lucrări care cuprind o serie de date referitoare la partea de nord a masivului. Astfel, în 1884 B. Inkey a cartat și întocmit o hartă geologică pentru partea de nord a munților Sebeș, separînd o fișie de calcare cristaline între Rășinari și dealul Tonii.

În 1905, Nopcea a descris cristalinul Sebeșului, separînd micașturi, amfibolite, cuarțite, gnaise și serpentinite.

Streckeisen în 1934 în lucrarea „Sur la tectonique des Carpates Meridionales” consideră partea de nord a Sebeșului la seria de Poiana Ruscă. El atribuie fișia de calcare cristaline la seria mezozoică, iar șisturile epizonale le consideră în pînză, arătînd totodată că pînză de Poiana Ruscă este posibil să se continue și la est, în munții Sebeș, precum și în masivul Făgăraș.

Cercetări detaliate îi aparțin lui Ghika-Budești (1939), executate pe valea Sebeșului și în urma cărora a stabilit o succesiune petrografică alcătuită din 6 zone.

Cartări mai recente au fost executate de Pavelescu (1955) la scara 1 : 25.000, deosebind în alcătuirea geologică a munților Sebeș următoarele formațiuni: cristaline, eruptive și sedimentare. Ca roci eruptive bazice sînt descrise peridotite, serpentinite, iar ca roci acide porfire cuarțifere. O atenție deosebită acordă magmatismului, precum și fenomenelor de feldspatizare. Referitor la gnaisele oculare autorul arată că mecanismul de introducere al materialului potasic s-a făcut prin injecții și prin înlocuirea rocilor preexistente după plane de forfecare datorită mișcărilor orogenice, de-a lungul unor fracturi destul de bine pronunțate. Autorul arată că se întîlnesc și fenomene de feldspatizare post-cinematice reprezentate prin gnaise granitice și pegmatite discordante.

Depozitele sedimentare care apar pe rama nordică a masivului Sebeș au fost cercetate de Ilie (1955), atribuindu-le vîrsta senoniană, tortoniană, sarmațiană și numai în unele puncte pontiană.

Menționăm de asemenea că, în 1966, Pavelescu³ a executat cercetări geologice în regiunea cuprinsă între valea Cugirului și riul Sebeș,

³ M. Pavelescu. Studiul faciesurilor metamorfice în zona dintre valea Cugirului și valea Sebeșului (munții Sebeș). 1966, Arch. Com. Stat. Geol. București.

tratând formațiunile cristaline din punct de vedere al faciesurilor metamorfice. Discuții în legătură cu aceste afirmații se vor face atunci când va fi cazul la fiecare capitol în parte.

Ultimele cercetări executate de noi ^{4,5} se referă la perimetrul situat la vest de regiunea pe care o prezentăm, între râul Sebeș și valea Gârbovei. Pe baza observațiilor făcute am identificat un nivel de șisturi verzi cu magnetit, precum și unele intruziuni de granite și granodiorite porfirice, de care sînt legate și unele fenomene de scarnificare la contactul cu calcarele cristaline.

Geologia și petrografia regiunii

Din punct de vedere geologic regiunea pe care o prezentăm este constituită din formațiuni cristaline, eruptive și sedimentare. Formațiunile cristaline ocupă cea mai mare parte și sînt reprezentate prin șisturi epimetamorfice și mezometamorfice.

a) *Formațiunile cristaline epimetamorfice.* Apar și la est de bazinul văii Chipeși (Cărpiniș) sub forma unei fișii orientată W—E, fișie ce se îngustează treptat către est, ajungînd să aibă lățimea minimă în valea Gârbovei. În bazinul văii Dobîrca formațiunile epimetamorfice au extindere mult mai mare, deoarece limita lor este împinsă spre sud de o falie orientată NE—SW. În partea de nord, epizona vine în contact atît cu șisturile cristaline mezozonale, cît și cu depozitele sedimentare lortoniene.

Caracteristic pentru domeniul epizonal sînt în general aceleași orizonturi separate și descrise în zona de la est de Cărpiniș și anume: 1, orizontul de șisturi tufogene și tufitogene; 2, orizontul de șisturi cuarțitice negre grafitoase; 3, orizontul de roci carbonatice.

1. Orizontul de șisturi verzi cu magnetit are dezvoltare tipică în bazinul văii Gârbovei și pe drumul de creastă dintre valea Rădii și pîrîul Groapa Lupului, unde are o poziție superioară față de șisturile cuarțitice negre cu grafit. El reprezintă continuarea spre est a orizontului menționat, între dealul Tonii și valea Chipeșii, fiind constituit din: șisturi clorito-epidotice ± calcit, șisturi cloritoase cu porfiroblaste

⁴ C. Ghivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri de fier în regiunea Căpîna-Cărpiniș. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁵ C. Ghivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri de fier în regiunea Cărpiniș-Poiana Sibinului-Gârbova-Dobîrca. 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.



de albit, șisturi cuarțitice clorito-calcarioase și șisturi clorito-epidoto-amfibolice. Șisturile cu aspect tipic tufogen și tufitogen sînt cele mai bogate în magnetit (10—35%) și au rezultat din metamorfozarea unui material vulcanogen-sedimentar. Paragenezele caracteristice pentru aceste roci sînt: clorit-epidot-calcit-magnetit și clorit-epidot-aclinot-magnetit.

Șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit se prezintă sub formă de mici lentile ce apar în pîrîul Sepetului, valea Dobîrca și pîrîul Plopului. În bazinul văii Dobîrca apar mai multe intercalații situate la nivele diferite, în cadrul unui orizont de șisturi clorito-epidoto-amfibolice, care se poate urmări din pîrîul Schifii și pînă în pîrîul Plopului. Sînt constituite în principal din cuarț, clorit, epidot și albit porfiroblastic.

Șisturile clorito-epidoto-amfibolice ce alcătuiesc un orizont destul de continuu, se pot urmări între pîrîul Incelor și valea Plopului. În compoziția lor se disting minerale ca: hornblendă, clorit, epidot, albit, biotit și rare granule de cuarț. În masa rocii se observă și unele fenomene de calcitizare evidențiate în special de prezența unor filonașe de calcit ce străbat cristalele de hornblendă, precum și șistozitatea rocii. Soluțiile care au dat naștere granulelor de calcit au circulat pe un sistem de fisuri evasiparalele. Avînd în vedere caracterele mineralogice și structurale ale acestor roci, le putem considera ca provenind din transformarea unor tufuri și chiar lave cu caracter bazic. Un exemplu îl oferă sillurile bazice ce se pot urmări din valea Dobîrca și pînă în valea Rădii, metamorfozate în șisturi verzi și caracterizate prin asociații paragenetice de tipul: clorit-epidot-calcit și clorit-epidot-hornblendă-albit-calcit ± cuarț.

Componentele femice (hornblendă) din rocile inițiale au fost transformate parțial sau total, în clorit și epidot în timp ce feldspații plagioclazi bazici în albit, epidot și calcit.

2. Orizontul de șisturi cuarțitice negre cu grafit, are o dezvoltare suficient de mare în văile Spețului, Gîrbovei, Divlei și Rădii. Este constituit în general din șisturi sericitoase grafitoase și cuarțite negre cu grafit difuz piritizate.

Menționăm de asemenea că pe pîrîul Plopului apar frecvent intercalații metrice de șisturi grafitoase alternînd cu cuarțite negre și șisturi sericitoase filitice. Referitor la poziția acestui orizont în cadrul epizonei se poate spune că în general se dispune peste calcare și dolomite cristaline. Totuși, în valea Dobîrca se constată că, orizontul de roci carbonatice este intercalat în șisturi cuarțitice negre cu grafit. Aici grosimea orizontului este destul de mare și vine în contact cu depozitele sedimentare tortoniene. Structural se prezintă ca un mic sinclinal, în axul cărui apar unele

intercalații de calcare sideritice și calcare sideritice cu biotit intens piritizate.

3. **Orizontul de roci carbonatice** apare în general în baza complexului de șisturi epizonale și este constituit din calcare și dolomite cristaline. El prezintă o continuitate remarcabilă și o grosime aproximativ constantă. În bazinul văii Dobirca apar câteva intercalații de calcare zaharoide albe și rubanate, alternând cu dolomite sideritice cu biotit și șisturi cuarțito-amfibolice. Luând în considerație asociațiile mineralogice care apar în șisturile cristaline epimetamorfice, precum și raporturile dintre ele, putem trage concluzia că ele au rezultat din metamorfozarea unui material vulcanogen-sedimentar la nivelul faciesului de șisturi verzi, în subfaciesurile: (1) cuarț-albit-muscovit-clorit și (2) cuarț-albit-epidot-biotit (Turner, 1937).

Referitor la lățimea unității șisturilor epimetamorfice se poate spune că este relativ redusă la 1—2 km ajungând uneori la mai puțin de 0,5 km (în valea Gârbovei). Rocile epizonale ocupă pe harta scara 1 : 1.000.000 editată de Institutul Geologic (1966) o suprafață mult mai mare de 5—10 km². De asemenea, aș vrea să menționez că, spre vest, începând din valea Tonii epizona se reduce treptat pînă la dispariția sa completă în valea Ghenei (afluent stîng al văii Pianului), în timp ce pe harta 1 : 1.000.000 este trasată o lișie continuă de la un capăt la altul al masivului Sebeș (de nord), continuîndu-se și în munții Poiana Ruscă. Înainte de a trece la formațiunile mezozonale este necesar să amintim că pe harta întocmită de Ghica-Budești este trasată doar o fișie de calcare cristaline iar în text menționează unele șisturi cu caracter epizonal, incluse într-un complex de micașisturi microblastice cu biotit, clorit și sericit, șisturi micacee și șisturi amfibolice.

b) *Formațiuni cristaline mezometamorfice.* Formațiunile mezometamorfice reprezintă partea principală a regiunii cercetate, dezvoltîndu-se în special la sud de aria ocupată de epizonă și mai puțin în partea de nord. Relațiile dintre epizonă și mezozonă au un caracter tectonic, evidențiat de superpoziția formațiunilor cristaline, precum și de prezența rocilor milonitice. Limita dintre epizonă și mezozonă în unele puncte este decroșată spre nord și sud, de un sistem de falii cu caracter transversal. În partea de nord formațiunile mezometamorfice vin în contact în cea mai mare parte cu depozitele sedimentare miocene, depozite ce au un caracter transgresiv și discordant.



Șisturile mezometamorifice sînt străbătute de numeroase filoane de porfire cuarțifere și de unele intruziuni acide reprezentate prin mici dyke-uri granitice (valea Gîrbovei și valea Divlei).

După compoziția mineralogică a rocilor care alcătuiesc complexul mezozonal s-au separat următoarele grupe: micașisturi, paragnaise, amfibolite — biotit, șisturi amfibolice, cuarțite feldspatizate, cuarțite biotitice cu granați, gnaise migmatice, migmatite rubanate și oculare.

În continuare vom face o descriere sumară a acestor grupe de roci, insistînd îndeosebi asupra aspectelor rocilor migmatice care prezintă interes în stabilirea unei imagini de ansamblu asupra regiunii cercetate.

1. **Micașisturi.** În această grupă am deosebit următoarele tipuri petrografice: micașisturi muscovito-biotitice, micașisturi cu biotit și granați și micașisturi cu granați. Au o răspîndire suficient de mare în regiune și în special în valea Gîrbovei, valea Drojdiei, Valea Mare și valea Peșterii.

2. **Paragnaise.** Aria de răspîndire a acestor roci este destul de mare alternînd cu gnaise migmatice încît delimitarea lor cartografică este dificilă. Pe baza asociațiilor mineralogice întîlnite s-au separat ca tipuri: paragnaise muscovito-biotitice, paragnaise cuarțoase biotitice ± granați, paragnaise cu biotit și hornblendă și paragnaise amfibolice.

3. **Amfibolite.** Au dezvoltare destul de importantă în cadrul formațiunilor mezozonale sub formă de intercalații lenticulare, cu grosimi variabile de la cîțiva metri la 400 m.

Numeroase iviri de roci amfibolice apar pe văile Haitii, Bumboia și Dumbravei. Frecvente intercalații de amfibolite au fost separate și pe valea Dosului, orientate în general E—W și cu grosimi între 5 și 100 m. Începînd de la izvoarele pîrului Dumbravei și pînă în dealul Purcăreș, rocile amfibolice se prezintă ca un orizont destul de continuu cu grosimi ce variază de la 50 la 400 m. Compoziția mineralogică este caracterizată de asociația hornblendă verde, biotit, feldspat plagioclaz, epidot și cuarț.

4. **Roci migmatice.** Au o răspîndire destul de mare în partea de nord a regiunii și în special pe văile Chipeșii, Poienii și valea Drojdiei. Prezența lor ne arată că, avem de-a face cu unele fenomene de feldspatizare, care au afectat în mod diferențiat rocile preexistente, fenomene determinate în principal de injecții de natură magmatică. În legătură cu aceste roci cu caracter migmatic, vom discuta aspectele texturale, morfologice pe care le îmbracă migmatitele oculare, aspecte care ne permit să tragem unele concluzii de ordin genetic.

Migmatitele oculare reprezintă embrechite în care materialul neosomatic participă în proporție redusă și se caracterizează prin prezența micro-

clinului, sub formă de noduri cu diametrul variabil. Observațiile de teren efectuate în zonele în care migmatitele oculare au dezvoltare tipică, ne-au oferit prilejul să surprindem unele aspecte destul de interesante.

În primul rând, aceste migmatite se prezintă sub forma unor pachete bine individualizate și cu un caracter destul de omogen. Această omogenitate rezidă în faptul că diametrul nodurilor de feldspat potasic, precum și distanța dintre ele arată o constanță remarcabilă. Pornind de la aceste date, pentru a explica aspectele texturale actuale pe care le prezintă migmatitele oculare, trebuie să admitem că materialul preexistent care a fost afectat de injecții alcaline de natură magmatică, era în stare plastică. Plasticitatea a crescut proporțional cu aportul de material, iar faptul că nodulii din migmatitele oculare tipice au în general același diametru, iar distanța dintre ele se menține constantă, ne-au permis prin analogie, să comparăm fenomenele de cutare ale materialului preexistent injectat, cu propagarea unor mișcări ondulatorii într-un mediu plastic. Dar realizarea unor astfel de cutări, implică o masă omogenizată și se poate presupune că, în timpul mișcărilor orogenice au existat zone omogene și cu plasticitate ridicată care au favorizat circulația soluțiilor magmatice.

În momentul cutării, materialul s-a concentrat în zonele cu presiune minimă, creîndu-se totodată și condiții favorabile pentru a se dezvolta asociații de minerale, în timp ce în zonele cu presiune accentuată acest lucru nu se realizează. Este posibil ca încă înainte de a începe cutarea să fi existat anumite centri de cristalizare cu formare de cuarț și microclin, în stare incipientă și cu un grad mare de plasticitate. Prin concentrarea lor s-a produs o aglomerare de cristale care în final a dus la un nodul mai mare. Simultan cu acest proces s-au produs și unele reacții cu formarea de mirmekite, la contactul dintre cuarț și feldspați.

Aș vrea să subliniez că, în general în zonele ce înconjoară nodulii, micile au o dezvoltare mult mai largă. Acest aspect îl atribuim temperaturii soluțiilor și proceselor de cristalizare care se produc cu degajare de căldură, procese ce se desfășoară mai ales în zonele cu presiune slabă. Nu este exclus ca în acest caz, rolul proceselor de difuziune locală să aibă un rol destul de important.

Aspectul omogen se poate realiza în special în micașturi și mai puțin în cuarțite și roci amfibolice. Uneori, nodulii au un caracter izolat și cu dimensiuni variabile. Toate aceste aspecte sînt condiționate în mare măsură de caracterul inițial litologic și de cantitatea de material injectat. Astfel, în cuarțite a căror permeabilitate este destul de redusă față de aceste soluții, permeabilitate ce înlesnește concentrarea lor are loc numai în anumite zone, ducînd în final la noduli cu dimensiuni mai mari.

Pe valca Drojdiei, semnalăm un cuib oclar de feldspat potasic cu diametrul de 0,50-0,80 m și care este format dintr-o serie de secțiuni circulare, separate prin mici fișii micacee. Acest aspect indică faptul că, materialul a suferit și o mișcare de rotație combinată cu cea de alunecare pe anumite plane orientate.

Pentru a arăta importanța celor doi factori amintiți, vom menționa că, se întâlnesc și zone în care se remarcă o variație direcțională a proceselor de feldspatizare. Astfel, de la gnaise oculare se observă o trecere la cuarțite feldspatizate și apoi la cuarțite biotitice cu granați.

Revenind la migmatitele oculare omogene trebuie să arătăm că la formarea aspectelor lor texturale au contribuit în egală măsură solubilitatea ridicată a soluțiilor magmatice, precum și mobilitatea siliciului și potasiului.

După toate datele de care dispunem se poate aprecia că, rolul pe care-l joacă procesele metasomatice sau cele metablastice este destul de redus, în timp ce injecțiile magmatice combinate cu tensiunile orientate capătă un rol primordial. Caracterul omogen, destul de uniform al migmatitelor oculare în zonele cu dezvoltare tipică este exprimat și de faptul că în general ele sînt caracterizate din punct de vedere structural prin cute izoclinale, cute ce se datoresc aceluiași factori — omogenitatea materialului și valoarea egală a tensiunilor de forfecare.

Formarea nodurilor ar reprezenta de fapt, reflectarea fenomenului de cutare a materialului care avea o plasticitate ridicată.

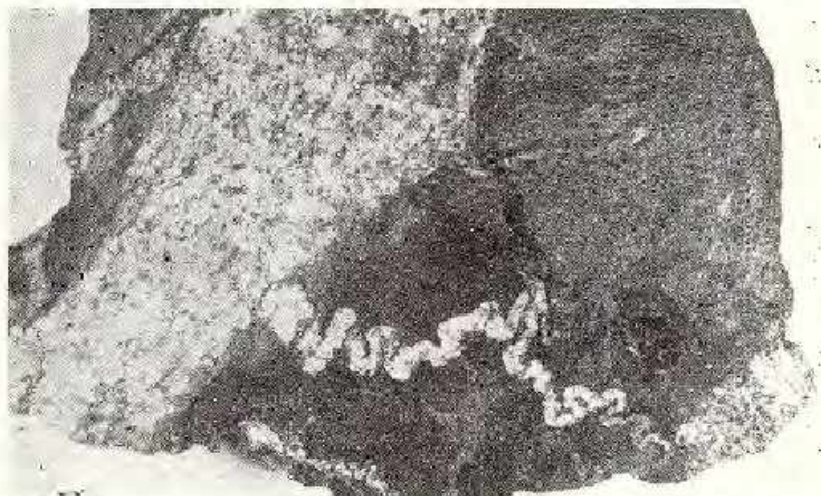
În continuare vom trata și alte aspecte ale proceselor de migmatizare. Un prim aspect, ni-l oferă prezența unor cute ptygmaticice în complexul rocilor migmatice. După cum se știe, formarea acestor cute a dat naștere la numeroase interpretări. O primă explicație dată de L. Milla (1900) constă în aceea că, inițial filoanele au fost regulate, plane, iar cutarea lor s-a produs datorită metamorfismului dinamic următor. Rea d (1928) arată că formarea cutelor ptygmaticice este condiționată de caracterul sinuos al fisurilor, umplute cu material filonian pe măsură ce ele se deschid. O altă ipoteză presupune că, structura cutată a lor apare numai într-un mediu plastic și este provocată de presiunea materialului injectat. S e d e r h o l m consideră cutele ptygmaticice vinișoare de material granitic în sînul migmatitelor. Ele ar reprezenta filoane de pegmatite sau de aplice cutate pe un mic spațiu, dar își conservă aspectele lor curbe cu șarniere, fără strânguturi și nici rupturi. Aspectul lor evocă un mediu fluid, neelastic și o umplutură lichidă în curs de cutare.



În regiunea pe care o prezentăm în domeniul mezozonal au fost identificate din punct de vedere genetic, dar și după natura materialului care constituie umplutura lor, două tipuri de cute ptygmaticice și anume :

O primă categorie de cute ptygmaticice apare în cadrul unui complex de paragneise și roci amfibolice. În acest caz, avem de-a face cu un material granitic (de tipul granitelor cu biolit) a cărui pătrundere s-a făcut pe fisuri deschise.

Formarea lor presupune că materialul granitic pătrunde pe fisuri ac (cu deschiderea aproximativ egală), fapt ce determină injectarea lui simultană pe anumite plane de discontinuitate, perpendiculare pe fisuri (vezi fig.). În acest mod se pot crea acele cutări cu forme capricioase, dar cu flancurile și șarnierele egal dezvoltate.



Cute ptygmaticice în gnaise și roci amfibolice. Valcea Apolzelului.
Plis ptygmaticques en gneiss et roches amphiboliques. Vallée Apolzelului.

Un al doilea tip îl formează cutole ptygmaticice ramificate. Se deosebesc de primele atât din punct de vedere al genezei, cât și prin natura materialului. Materialul este reprezentat prin cuarț și feldspat. Aspectul ramificat al lor și faptul că sînt inegal dezvoltate indică valori diferite ale mișcărilor de împingere. Ele s-au localizat într-un mediu plastic în cadrul migmatitelor oculare, avînd o poziție în general diagonală, în raport cu șistozitatea formațiunilor. Ambele tipuri de cute ptygmaticice sînt tardiorogene. Avînd în vedere natura materialului din aport se poate preciza

că ptygmele ramificate sînt anterioare celor formate pe fisuri, ce sînt alcătuite din granite cu biotit.

Roci eruptive. Sînt reprezentate prin termenii intrusivi de tipul granitelor și prin filoane de porfire cuarțifere. Nu vom mai insista prea mult asupra descrierii lor, deoarece acest lucru a fost făcut și cu altă ocazie, ci vom prezenta numai unele aspecte noi.

Porfirele cuarțifere apar atît în cadrul șisturilor epimetamorfice, cît și în cele mezometamorfice. Ele se prezintă sub formă de filoane cu grosimi variind între 1—10 m. Formele de zăcămint pe care le îmbracă sînt de două tipuri: unele au un caracter interstratificat și care apar în domeniul epizonal, o a doua categorie de filoane discordante se întîlnesc frecvent în bazinele văilor Ciungilor, Haitii și Apolzelului și sînt orientate $N 30^{\circ} E$. Compoziția mineralogică este caracterizată de asociația feldspat-plagioclaz, ortoză și cuarț, sub formă de fenocristale, iar masa de bază este alcătuită din microlite de cuarț, feldspat plagioclaz, lamele de muscovit, biotit și clorit. Fenocristalele idiomorfe de feldspati uneori sînt sericitizate și caolinizate. Important de semnalat este și faptul că, în cursul superior al văii Haitii aflorează pe aproximativ 10 m roci de culoare neagră, a căror compoziție mineralogică prezintă unele diferențe în comparație cu cea a porfirelor cuarțifere. Ca fenocristale apar doar cuarțul și feldspatul plagioclaz, în schimb masa de bază este constituită din microlite de feldspat plagioclaz, biotit și rare granule de cuarț. Menționăm că porfirele cuarțifere nu dau fenomene de contact în rocile înconjurătoare.

Procese de scarnificare care au fost identificate de noi în anul 1964, în versantul stîng al văii Sebeșului, în dreptul confluenței cu pîrîul Gherghelău la contactul cu calcarele cristaline, sînt în legătură directă cu un dyke de granodiorite porfirice și nu cu porfirele cuarțifere interstratificate.

Porfirele cuarțifere din unitatea epimetamorfică se prezintă în general interstratificate, alterate și cu o textură orientată. În compoziția lor se recunosc minerale de neformație rezultate în urma unui metamorfism cu caracter dinamic, în timp ce în mezozonă se întîlnesc numai filoane discordante și cu textură masivă. Folosind și aceste date, se poate aprecia că, unitatea epizonală este mai recentă și că a avut o evoluție independentă în raport cu mezozona. Punerea în loc a porfirelor s-a produs în timpul Permianului (Pavelescu, 1955), la sfîrșitul orogenezei hercinice.



Porfirele cuarțifere nu se dispun după anumite aliniamente, ci se remarcă uneori concentrări de filoane în anumite zone, avînd poziția aproximativ N30°E (valea Apolzelului și pîriul Ciungilor).

Roci eruptive intrusive. Sînt reprezentate prin granite cu biotit sau muscovit slab porfirice (plagigranite), ce apar în văile Gîrbovei și Divlei sub formă de mici corpuri. Mineralogie sînt alcătuite din cuarț, feldspat plagioclaz și biotit. Au o structură holocristalin porfirică și textură masivă. Aceste intruziuni străbat formațiunile înconjurătoare reprezentate prin amfibolite, șisturi amfibolice și șisturi cuarțito-biotitice. În aureola de contact a corpului granitic din valea Gîrbovei se constată intense transformări ale rocilor înconjurătoare care sînt cornificate și chiar milonizate. Tot în legătură cu punerea în loc a acestor intruziuni sînt și numeroase filoane cuarțo-feldspatice divers orientate. În zonele periferice granitele sînt orientate sau slab șistoase. Ele prezintă în general contacte nete cu formațiunile înconjurătoare și considerăm că s-au pus în loc probabil la sfîrșitul orogenezei hercinice (granite tardiorogene).

Din aceste granite au fost colectate probe și analizate chimic dînd următoarele valori (tab. 1).

TABELUL 1

Analizele chimice ale rocilor granitice

Nr. prob.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
256	69,45	17,61	0,63	0,88	1,10	1,68	5,19	1,64	0,07	0,10	0,52
1305	70,85	16,42	1,00	0,48	1,40	2,10	5,49	1,80	0,28	0,08	0,52

Analist — S. Ilicscu

256 — Granit — izvoarele pîriului Feșii (versantul drept al râului Sebeș).

1305 — Granit cu biotit — valea Gîrbovei în apropiere de confluența cu valea Divlei.

TABELUL 2

Parametrii Niggli

Nr. prob.	sj	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz
256	332	49	13	8,6	26	0,18	0,35	0,28	0,28	+128
1305	301	45	15,6	10,6	28	0,17	0,39	0,80	0,20	+89



După valorile parametrilor Niggli se constată că aceste granite corespund tipului de magmă plagioclaz granitică-oligoclazitică.

Folosind unele date publicate de Pavelescu (1955) în legătură cu chimismul porfirelor cuarțifere, pentru care a stabilit același tip de magmă — plagioclaz granitică oligoclazitică și comparându-le cu cele determinate pentru granitele tardiorogene, se poate considera că porfirele cuarțifere reprezintă diferențiatele de suprafață ale lor.

TABELUL 3

Analizele chimice ale porfirelor cuarțifere

Nr. prob.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
14	71,04	16,90	0,85	1,27	1,00	2,97	4,72	1,53	0,15	0,08	0,03 după
160	69,11	15,10	0,81	1,20	1,00	4,35	5,62	0,94	0,16	0,06	0,07 Pavelescu
162	72,48	16,03	0,20	1,05	0,80	2,89	5,41	1,02	0,16	0,08	0,03 după Vendl.

14 Porfir cuarțifer — valca Cugirul Mare

160 Porfir cuarțifer — valca Sebeșului în amonte de Căpîlca

162 — Porfir cuarțifer — la contactul cu calcarele cristaline

TABELUL 4

Valorile parametrilor Niggli

Nr. prob.	si	ai	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz
14	332	45	13	15	25	0,17	0,51	0,28	0,28	+132
162	321	45	10	15	28	0,11	0,55	0,52	0,29	+109
160	305	40	12	20	26	0,10	0,53	0,33	0,26	+101

Un fapt care merită o atenție deosebită, este cantitatea de K₂O din granite care este destul de mică (1,64—1,80) și cantitatea mai mare de Na₂O cu valori ce variază între 5,19—5,49. Acest deficit de K₂O s-ar putea explica prin procesele de diferențiere care s-au produs în camera magmatică și în urma cărora s-au separat diferențiate cu o mobilitate ridicată, care au dat naștere la diverse aspecte ale rocilor migmatice; în această idee nu trebuie să excludem posibilitatea ca granitele sinorogene să reprezinte manifestări ale aceluiași magmatism.



Considerații tectonice

Asupra raporturilor dintre epizonă și mezozonă s-au dat numeroase interpretări. Astfel, *Streeckisen* (1934), într-o lucrare de sinteză asupra Carpaților Meridionali consideră partea de nord a munților Sebeș în pînă. Limita ei ar trece la sud de localitatea Căpîlna. El consideră calcarele cristaline mezozoice, ca fiind asociate cu unele marnă cenușii de tipul celor întîlnite în localitatea Dobîrca. Explică poziția acestui așa-zis „sedimentar” ca fiind prins între unitatea sudică a Lotrului și unitatea de nord, atribuită seriei de Poiana Ruscă. Precizează chiar, că șisturile epizonale pîlonjează sub șisturile mezozonale și nu invers.

În 1939, *Ghika-Rudești* desființează această linie de șariaj, considerînd raporturile normale între epizonă și mezozonă. De asemenea aceleași păreri au fost exprimate și de *Lie* (1955) și *Pavelescu* (1955).

În urma cercetărilor noastre am ajuns la concluzia că raporturile dintre epizonă și mezozonă sînt tectonice, fiind separate de o linie cu caracter de încălecare. Din valea Ghenei și pînă în pîrul Ceptului, caracterul tectonic este destul de evident, iar din acest punct și pînă în valea Chișeșei lipsa de aflorimente, cit și relațiile confuze între epizonă și mezozonă ne-au determinat ca în 1955, să ne exprimăm unele rezerve în legătură cu continuitatea acestei linii tectonice. Totuși, cercetînd regiunea cuprinsă între valea Gîrbovei și pîrul Groapa Lupului am constatat că, linia tectonică are continuitate și că sînt porțiuni în care caracterul tectonic este destul de pronunțat, dar sînt și zone în care, relațiile nu sînt suficient de clare. Menționăm că între valea Gîrbovei, pîrul Groapa Lupului și în partea de nord limita dintre epizonă și mezozonă este dată de un contact tectonic, contact evidențiat prin intense milonitizări. Deci se poate vorbi în acest caz de unele împingeri bilaterale de la nord și sud, dar cu intensități și amplitudini reduse. În nici un caz, nu poate fi vorba de linii cu caracter de șariaj, deoarece în unele puncte între epizonă și mezozonă apar contacte ezitante (înclinări de 82°).

Concluzii

Pe baza datelor prezentate se pot trage următoarele concluzii:

Formațiunile cristaline au fost afectate de o succesiune de fenomene de migmatizare și feldspatizare; mai întîi se formează rocile migmatice sub diferite aspecte și urmează apoi formarea cutelor ptygmatic. Feldspatizarea care este legată de unele intruziuni granitice reprezentate prin di-claze umplute cu material cuarțo-feldspatic, are loc mai tîrziu.

Comparînd compoziția chimică, precum și valorile parametrilor Niggli ale porfirelor cuarțifere cu cele ale rocilor granitice tardiorogene,



se constată o identitate perfectă, corespunzând aceluiași tip de magmă plagioclaz-granitică-oligoclazitică. Se poate aprecia deci, că porfirele cuarțifere reprezintă diferențiatele acide de suprafață ale rocilor granitice.

Relațiile dintre epizonă și mezozonă au un caracter tectonic exprimat printr-o linie de încălecare, fără a îmbrăca însă aspectul unei pinze de șariaj. Uneori, mezozona suferă împingeri atât din nord cât și din sud, împingeri ce au un caracter bilateral cu intensități și amplitudini reduse.

Înainte de a încheia, ținem să menționăm că rocile bazice metamorfozate, ce apar între valea Dobirca și pîrîul Levejoara sînt impregnate cu pirită și calcopirită, impregnații ce se mențin între pîrîul Levejoara și valea Rădii, fiind legate de unele filonașe de calcit și cuarț.

Genetic, mineralizația este legată de rocile bazice care au fost metamorfozate la nivelul faciesului de șisturi verzi, iar procesele metamorfice au determinat unele concentrări locale sub formă de mici cuiburi. Am semnalat acest lucru deoarece, este pentru prima dată cînd se găsește astfel de mineralizații în partea de N a masivului Sebeș. Avînd în vedere faptul că, nivele de roci bazice metamorfozate se găsesc și în alte puncte situate la est de regiunea pe care o prezentăm, considerăm că merită o atenție deosebită cercetarea lor, pentru a depista noi mineralizații cuprifere de importanță economică.

BIBLIOGRAFIE

- Codarecea-Dessila Marcela (1964) Considerații asupra stratigrafiei genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (Rășinari-Cisnădioara-Sada). *An. Com. Geol.* XXIV/1, București.
- Chivu C. (1965) Date noi asupra geologiei și petrografiei părții de nord a munților Sebeș. *D. S. Com. Geol.* LIII/3, București.
- Chica-Budești Șt. (1939) Les Carpates Meridionales centrales (recherches pétrographiques et géologiques entre Paring et Negoi). *Anal. Inst. Geol. Rom.* XX, București.
- Ilie M. (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (regiunea Alba Iulia-Sibiu-Făgăraș-Rupea). *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Nopcsa F. (1905) *Landesgrenze Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Aust.* XLV/3, Budapest.
- Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice în munții Sebeșului. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Read H. H. (1944) The Meditation on granit.
- Raguin A. (1957) *Geologie du granit.* Paris.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectoniques des Carpates Meridionales. *An. Inst. Geol.* XVI, București.



Turner E., Verhoogen J. (1967) *Petrologia magmatică și metamorfică*. Editura tehnică (traducere).

Vendl A. (1932) *Geologica Ungarica*, 4, Budapest.

* * * Ghidul Carpaților Meridionali, 1961, Carp. Balc, Congr. V, București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE PÉTROGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DU NE DES MONTS SEBEȘ (CĂRPINIȘ-POIANA SIBIULUI-DOBÎRÇA-TILIȘÇA)

(Résumé)

Conformément aux recherches exécutées dans la région Cărpiniș-Poiana Sibiului-Tilișca on a tiré les conclusions suivantes : les formations cristallines ont été affectées d'une succession de phénomènes de migmatisation et de feldspathisation ; ce sont les roches migmatiques qui se sont constituées les premières, suivies par la formation des plis ptygmaticques.

Les injections magmatiques auxquelles se rattachent les tensions orientées détiennent le principal rôle dans la constitution des nodules de microcline ; les processus métasomatiques et métablastiques ont un caractère secondaire. La constitution des nodules est interprétée comme étant le reflet du phénomène de plissement du matériau qui avait une haute plasticité.

Pour ce qui est des plis ptygmaticques, dans la région étudiée, on en a mis en évidence deux types : un type de plis ptygmaticques, localisés dans le milieu plastique des migmatites ocellées, ayant généralement une position diagonale par rapport à la schistosité des formations. Un second type de plis ptygmaticques apparaît dans un complexe de paragneiss et roches amphibolitiques. Dans ce cas, leur constitution ne suppose pas un milieu plastique et le matériau granitique a pénétré dans les fissures ac (à ouverture à peu près égale) ce qui détermine son injection perpendiculaire sur les fissures, simultanée dans divers plans de discontinuité.

Les relations entre l'épizone et la mésozone ont un caractère tectonique exprimé par une ligne de chevauchement, sans revêtir l'aspect d'une nappe de charriage. Parfois, la mésozone est soumise à des pressions venant du nord ou du sud, qui présentent un caractère bilatéral à intensités et amplitudes réduites.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Cărpiniș-Cărbova-Poiana Sibiului-Rod (monts Sebeș de NE).

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, graviers menus (Pléistocène). Pannonien : 3, sables, argiles. Tortorien + Sarmatien : 4, marnes tuffacées, grès. Formations métamorphiques. Unité des schistes épimétamorphiques : 5, phyllites, schistes séricito-chloriteux = biotite ; 6, schistes verts à magnétite ; 7, schistes quartzitiques noirs à graphite ; 8, calcaires cristallins, dolomies ± biotite = sidérite ; 9, schistes chlorito-amphibolitiques, schistes quartzito-amphibolitiques ; 10, schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite ; 11, schistes amphibolitiques ± n biotite ;

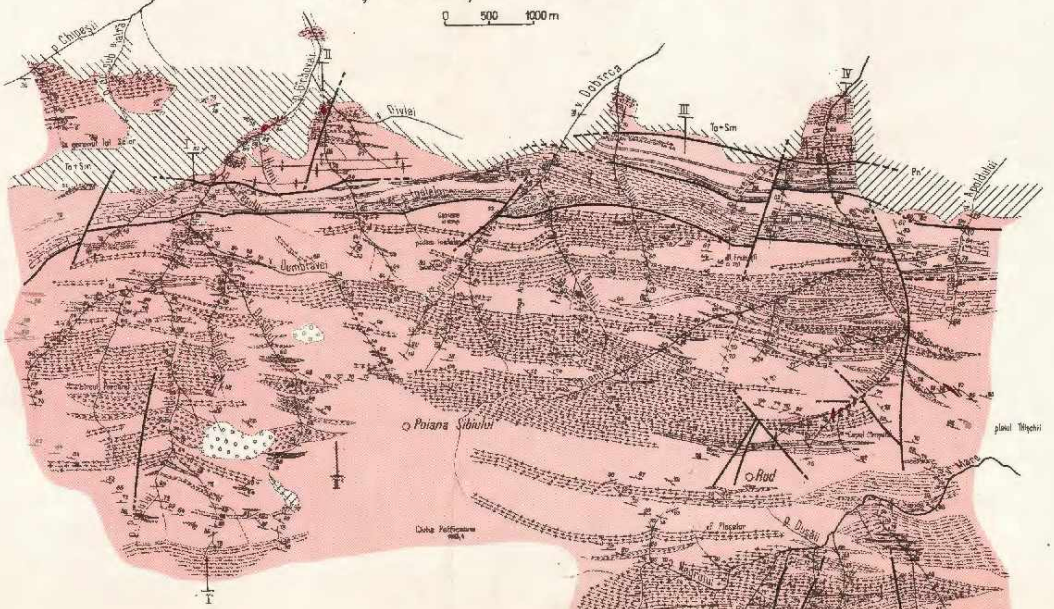


12, schistes quartzito-muscovitiques; 13, schistes chlorito-épidoto-calcaires = albile; 14, schistes chlorito-épidoto-amphiboliques; 15, schistes muscovito biotitique à grenats. Unité des schistes mésométamorphiques: 16, paragneiss, gneiss migmatiques granulaires; 17, micaschistes muscovito biotitiques; 18, micaschistes micacés à grenats; 19, micaschistes à grenats; 20, schistes amphiboliques, amphibolites ± biotite; 21, paragneiss quartzo-biotitiques ± grenats; 22, paragneiss amphiboliques; 23, quartzites feldspathisés; 24, quartzites ± biotite + grenats; 25, gneiss migmatiques à grenats; 26, migmatites rubanées; 27, pegmatites à orthose et muscovite; 28, migmatites ocellées. Formations éruptives: 29, porphyres quartzifères; 30, granites à biotite; 31, ligne de chevauchement; 32, faille; 33, anticlinal; 34, synclinal; 35, ligne de profil.



HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CĂRPINIȘ-GÎRBOVĂ-POIANA SIBIULUI - ROD MUNȚII SEBEȘ DE NORD - EST

0 500 1000 m



LEGENDA

CUATERNAR

- 1. Aluvii
- 2. Păduriri nisipoase (Pleistocen)

PANNONIAN TORTIONIAN + SARMATIAN

- 3. Năpâri, argile
- 4. Mărci de lașă gresii

FORMAȚII METAMORFICE

- 5. Filite, păluri sericite-schistoase și biolit
- 6. Șisturi vârsti cu magneț
- 7. Dolomite cristaline, dolomite și biolit și siderit
- 8. Șisturi carice-amiabile; păluri cuarțite-amiabile
- 9. Șisturi cristaline cu porfirabaste de albit
- 10. Șisturi amfibolice și biolit

UNITATEA ȘISTURILOR EPI-METAMORFICE

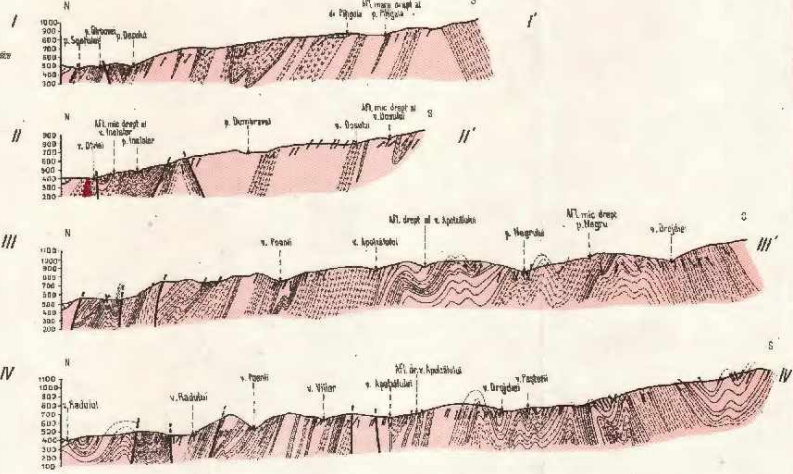
- 11. Șisturi cuarțite-muscovitice
- 12. Șisturi talcose-epidote-calcarease și albit
- 13. Șisturi silicio-sapone-amiabile
- 14. Șisturi muscovite-biotice și granat
- 15. Paragneaze granulo-sierice granulare
- 16. Metapelite muscovite-biotice
- 17. Metapelite muscovite și granat
- 18. Metapelite cu granat
- 19. Șisturi amfibolice-cornifolice și biolit
- 20. Paragneaze cuarțite-biotice și granat

UNITATEA ȘISTURILOR MEZOMETAMORFICE

- 21. Paragneaze amfibolice
- 22. Cuarțite și biolit și granat
- 23. Șisturi migmatice cu granat
- 24. Migmatite rubanate
- 25. Migmatite cu ortoz și muscovite
- 26. Migmatite oculare

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

- 27. Porfirite cuarțifere
- 28. Granite cu biolit
- 29. Linie de fracturare
- 30. Fală
- 31. Anticlinal
- 32. Sinclinal
- 33. Linie de profil



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

STRUCTURA ÎN BUDINE EȘALONATE A ZĂCĂMÎNTULUI ALTÎN-TEPE — MOVILA GOALĂ (DOBROGEA CENTRALĂ)¹

DE

ANDREI GURĂU²

Abstract

Echelon Boudinage Structure of the Altin-Tepe Movila Goală Deposit (Central Dobrogea). This paper refers to data resulting from a microtectonical study of the Altin-Tepe deposit, by applying a microtectonic device, adapted to the direct measurements of the position of closely folded mesometamorphic schists. As a result of studies of crystalline schists, using common methods, the opinion expressed was that the schists and the deposit may trend N—W, building up an anticlinal structure. The data obtained due to the microtectonical study carried out according to the method and working principles of the microtectonical device, proved the presence of a new structurally different pattern where the general trend of the formations and deposits is almost E—W. The structure of the ore bodies is outlined under the shape of boudines located along a trend different of the previously known one. Owing to the interpretation of the structure, a new outlook as regards the genesis of the deposit and the research methods in extension, is suggested.

Zăcămintul de la Altin-Tepe (Dealul de Aur) este localizat într-o zonă de șisturi cristaline mezometamorfice, retromorfozate, ajunse la gradul de șisturi cuarțitice și șisturi cuarțitice sericitoase, din vecinătatea satului Oiamurlia de Sus din Dobrogea centrală.

Corpurile de minereu sînt constituite din magnetit și pirită compactă asociată cu calcopirită, mai puțin galenă și blendă.

În studierea geologiei zăcămintului sînt de reținut lucrările lui Pascu (1913, 1914); Pascu, Mrazec (1906, 1907), Mureșan (1969).

¹ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1969.

² Ministerul Minelor, Str. Mendeleev nr. 34—36, București.

S-au mai efectuat numeroase cercetări cu caracter geologic regional în care s-au făcut referiri și asupra structurii geologice a zăcămintului. Amintim printre acestea, lucrările lui D. Cădere (1908); Mirăuță, Mirăuță (1956—1957); Cosma et al. (1968); Ianovici, Giușcă (1961 a,b).

O contribuție meritorie în documentarea lucrărilor geologice de cercetare a zăcămintului o au geologii de la mina respectivă sub conducerea Elenei Dumitru.

Încadrarea geologică structurală a zăcămintului

În alcătuirea geologică a zonei care se referă la structura de ansamblu a regiunii și zăcămintului Altîn-Tepe intră șisturile verzi și șisturile cristaline mezometamorfice. Zăcămintul aflorează în zona șisturilor mezometamorfice retromorfozate din vecinătatea acestora cu șisturile verzi.

Stratigrafia și petrografia șisturilor verzi a fost studiată de Cosma et al. (1958); de către Mirăuță, Mirăuță, (1962); Chiriac, Lăcătușu (1964); Ianovici, Ionescu et al. (1967).

Aceste roci reprezintă o formațiune cu caracter flișoid (Atanasiu, 1940) în care s-au separat petrografic microconglomerate, gresii, șisturi aleurolitice, șisturi pelitice compacte. Direcția generală a șisturilor verzi este est-vest cu tendință de orientare nord-vest - sud-est în vecinătate cu șisturile cristaline mezometamorfice. Studiul microfioristic efectuat de Violeta Iliescu și Dessila-Codarcea (1964) a indicat pentru seria inferioară a șisturilor verzi vârsta Rifean superior.

Vârsta cutării șisturilor verzi de la Ciamurlia a fost determinată prin metoda K/Ar (596 mil. ani) corespunzând Cambrianului inferior — orogenezei assyntice noi sau caledoniene vechi (Mirăuță, 1964; Giușcă, Ianovici et al., 1967).

În alcătuirea șisturilor cristaline mezometamorfice au fost separate: micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit, micașisturi și paragnaise cu muscovit și granați, amfibolite, șisturi amfibolice și metadiorite (Cosma et al., 1958; Ianovici, Giușcă, 1961 a). Vârsta absolută a șisturilor mezometamorfice a fost determinată prin metoda K/Ar . Pentru biotitul dintr-o probă de micașist s-a determinat vârsta de 711 mil. ani iar pentru muscovit, 634 mil. ani (Giușcă, Ianovici et al., 1967). După Dessila-Codarcea (1966) formațiunile mezometamorfice din această unitate structurală, reprezintă fundamentul prerifean.



Structura în cute eșalonate a formațiunilor mezometamorfice

Cercetări geologice pentru cunoașterea structurii acestor formațiuni au fost efectuate în diferite etape și la diferite scări de către Mirăuță, Cosma et al. (1964).

Direcția acestor formațiuni este acceptată unanim ca fiind N 40-50°W, urmărindu-se pe această direcție pe cca 18—20 km. În secțiunea transversală pe direcția considerată ele se continuă pe aproximativ 3 km.

Modelul structural considerat de Mirăuță pentru aceste formațiuni ar fi de forma unui anticlinal asimetric, deversat către nord-est sprijinit cu flancul său nordic pe falia Pecineaga-Camena.

În cercetarea structurii geologice a zăcămintului de la Altîn-Tepe am folosit metoda microtectonică, recomandată în metodologia modernă de studiere a stratigrafiei sisturilor cristaline la noi în țară, într-o serie de lucrări ale lui Al. Codarcea și Dessila-Codarcea (1965, 1966, 1968).

Relațiile stratigrafice dintre diferitele formațiuni cristalofiliene s-a demonstrat, în cazul altor zăcămine — Muncelul Mic, Voșel (Poiana Ruscă) și Novicior-Novăț, Leșul Ursului și Bălan (Carpații Orientali), că pot fi cunoscute numai printr-un studiu detaliat al geometriei acestor formațiuni cu metoda microtectonică (Gurău, 1967, 1968, 1969).

Studiul microtectonic al zăcămintului de la Altîn-Tepe l-am inițiat în scopul găsirii unor criterii structurale care să fundamenteze prospec-tarea în extindere a zăcămintului. Unele rezultate preliminare au fost publicate în Revista Minelor și Buletinul geologic al Ministerului Minelor (Gurău, 1966, 1968).

Prin studiul microtectonic de detaliu, după metoda clasică cunoscută, s-a evidențiat faptul că sisturile cristaline mezometamorfice din zona Altîn-Tepe sînt foarte cutate. Cutele, după gradul lor de dezvoltare în timp, se pot grupa în mai multe ordine de mărime și anume: a) cute centimetrice care dau sistemul de lineazăi *b* și direcția sinmetamorfică a structurii. Ele s-au format în prima fază a procesului de cutare, cînd rocile aveau un grad de plasticitate foarte avansat; b) cute decimetrice și metrice, foarte strînse, care urmează în timp cutele centimetrice. Aceste cute corespund unui grad de plasticitate mai redus al rocilor; c) cute de ordinul zecilor de metri, asimetrice, care corespund unui grad de plasticitate minim al rocilor în timpul cutării. Adesea, în zonele *hol* ale flancurilor scurte se dezvoltă fracturi de forfecare (falii) a rocilor mai dure tectonic cum sînt corpurile de mincru.



În zăcămint s-a pus în evidență forma de structuri în budine a corpurilor de minereu (Gurău, 1965)³. Ca elemente microtectonice lineare s-au măsurat lineatiile, *b*, axele cutelor decimetriee și direcțiile de alungire a budinelor după crestele (coamele) lor rezultând că poziția tuturor acestor elemente lineare coincide în tectonograme. Direcția lor medie este de $155^{\circ}/30-45^{\circ}$ S. În diagrama microtectonică de sector (proiecție în emisfera superioară a rețelei Schmidt) proiecțiile ocupă cadrantul nord-vestic al tectonogramei (fig. 1).

În cazul formațiunilor stratiforme foarte cutate, cum sînt cele de la Altin-Tepe în care elementele lineare înclină cu $30-45^{\circ}$ spre sud-sud est, aceasta indică direcția structurii formațiunilor, care nu trebuie confundată cu direcția generală a formațiunilor geologice cutate. Aceasta se confundă numai în cazul cînd axele de cute ar fi orizontale.

La formațiunile cutate, cînd elementele lineare (axele de cute) și budinele au o înclinare diferită de orizontală, direcția generală a formațiunii geologice rezultă din intersecția cutelor cu planul orizontal. Direcția și înclinarea generală a unor formațiuni cutate, cu diferențieri petrografice gradate nu poate fi determinată prin metodele cunoscute, petrografice sau microtectonice clasice, care dau erori în astfel de situații. Bazati și pe aceste elemente de ordin structural, neclarificate prin cercetările anterioare, găsim justificată circumspecța care s-a arătat în considerarea genezei acestui zăcămint, care a fost convențional încadrat de L a n o v i c i, R ă d u l e s c u et al. (1968) în provincia concentrațiilor endogene din cadrul formațiunilor metamorfice.

Erorile de ordin structural, care se pot reflecta negativ și în considerarea genezei zăcămintului survin în general de la confundarea clivajului de forfecare cu stratificația inițială. Totuși s-a demonstrat pentru zăcămintul polimetalic de la Muncelul Mic că și în cazul deosebirii clivajului de forfecare de șistozitatea de stratificație se pot întîmpla erori, datorită modului cum se efectuează măsurătorile de foliații de stratificație cu busolele geologice cunoscute sau chiar cu busolele speciale pentru măsurători microtectonice. Erorile se datoresc faptului că prin utilizarea acestor busole după principiul clasic al măsurării unui număr cît mai mare de foliații *S*, pe harta geologică se pune rezultatul acestor măsurători, iar direcția medie a lor este considerată ca direcția generală a formațiunilor. Ori este știut că datorită cutelor strînse, în măsurătorile de foliații

³ A. Gurău. Raport geologic de activitate privind cercetările geologice structurale de la zăcămintul Altin-Tepe. 1965. Arh. Of. Geol. M. M., București.

S_1 se măsoară de fapt flancurile unor astfel de cute și nu rezultanta poziției cutelor.

Cu privire la determinarea poziției generale a structurii în care se dezvoltă cute minore, Campbell (1958) arată că prin studierea structurilor cutate este necesar să se facă determinări asupra poziției generale pe baza cutelor mici. Campbell a ajuns la concluzia că particularitatea esențială a formațiunilor metamorfice este cutarea eșalonată a cărei recunoaștere dă cheia rezolvării poziției lor prin metoda analizei structurale.

Pentru evitarea erorilor în măsurătorile microtectonice de la Altin-Tepe, am construit un dispozitiv microtectonic și adoptat o metodă originală pentru efectuarea măsurătorilor⁴.

Descrierea metodei de lucru și a principiului de efectuare a măsurătorilor fiind tratată în cadrul unei invenții înregistrate la Oficiul de Stat pentru Invenții din R.S.R. impune să trecem direct la prezentarea rezultatelor și interpretarea lor.

În figura 1 sînt prezentate într-o tectonogramă proiecțiile foliațiilor S_1 a șisturilor cutate, linițiilor b , axe de cute și direcția budinelor (lentilele de minereu compact). Dat fiind prezența cutelor minore de ordinul decimetrilor și metrilor, s-au obținut trei maxime pentru foliații S_1 (m_1, m_2, m_3), încadrate într-o centură AC, prin care trece planul π al structurii cutate. Această centură, după cum se vede, este perpendiculară pe sistemul de liniții, axe de cute și budinele de minereu compact.

Așa după cum am arătat, nici unul din aceste maxime nu poate fi luat drept planul general al structurii cutate, chiar dacă este mai pregnant. O observație similară a făcut-o M. Dimitrijević și D. Drakulić (1968) pentru masivul cristalin de la Jablanica-Jugoslavia. Fiecare din aceste maxime reprezintă polul mediu al flancurilor de cute minore din zăcămint. Maximul m_1 reprezintă polul flancurilor lungi de cute minore asimetrice, cu direcția nord — nord-vest, sud — sud-est și înclinarea către vest — sud-vest în jur de 70° . Aceste flancuri, la luarea pozițiilor cu busola obișnuită, intervin cu o pondere mai mare de măsurători față de flancurile scurte.

Direcția generală a șisturilor cutate, măsurată cu dispozitivul microtectonic, conform metodei amintite, este aproape est-vest, pentru cutede

⁴ A. Gurău. Metodă și dispozitiv microtectonic pentru determinarea direcției și înclinării stratele cutate. 1967. Of. Stat pt. Invenții, dosar 54266, București.

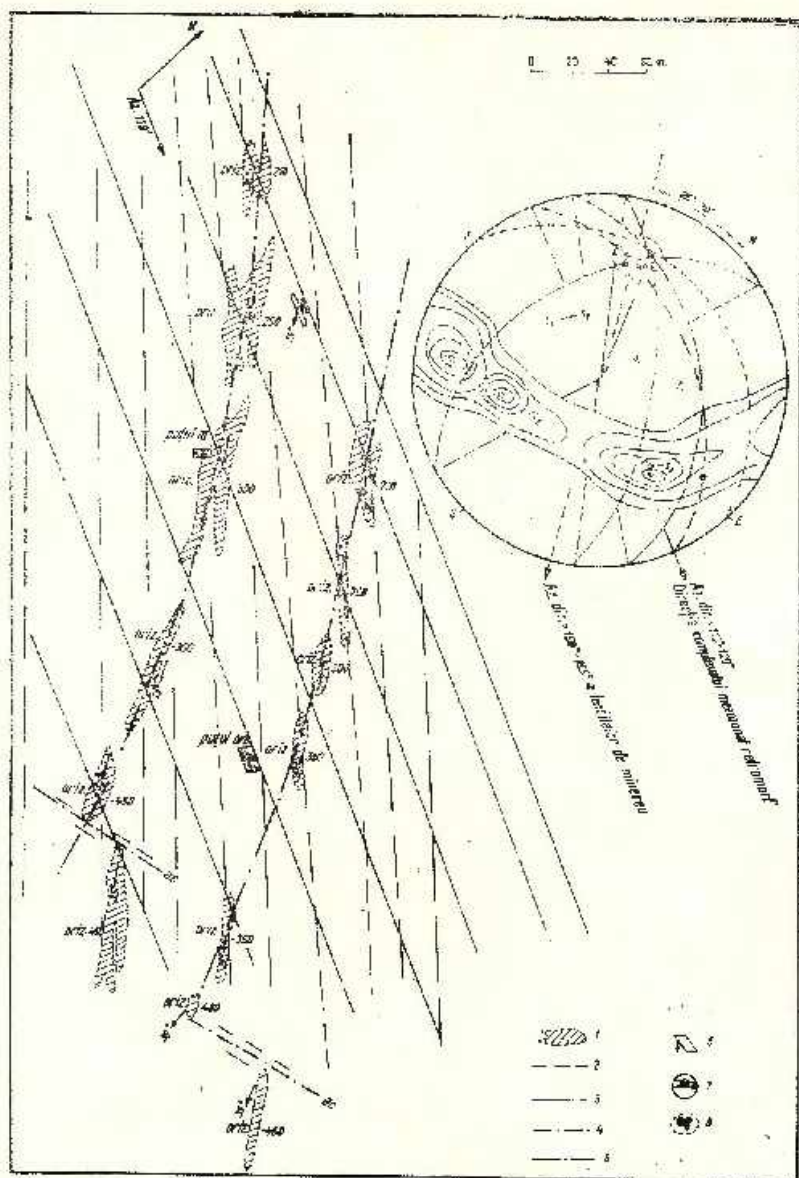


Fig. 1. — Schița geologică structurală a zăcămintului Altin-Tepe între orizonturile — 210 și — 150 m.

1, proiecția în plan orizontal a lentilelor de minereu compact de la diferite orizonturi; 2, direcția aparentă a șisturilor cristaline mesometamorfice; 3, direcția reală a șisturilor mesometamorfice stricte cutate; 4, falie; 5, direcția lentilelor I și II și a structurilor geologice; 6, poziții medii rezultante a eșalonării cutelor și liniatilor; 7, tectonograma sinoptică a foliațiilor și liniatilor; 8, proiecția axelor b a buclilor (lentilelor) de minereu compact.

Schéma géologique structurale du gisement Altin-Tepe entre les horizons — 210 et — 450 m.

1, proiecția în plan orizontal a lentilelor de minereu compact de la diferite orizonturi; 2, direcția aparentă a șisturilor cristaline mesometamorfice; 3, direcția reală a șisturilor mesometamorfice stricte cutate; 4, falie; 5, direcția lentilelor I și II și a structurilor geologice; 6, poziții medii rezultante a eșalonării cutelor și liniatilor; 7, tectonograma sinoptică a foliațiilor și liniatilor; 8, proiecția axelor b a buclilor (lentilelor) de minereu compact.

mai mici de ordinul decimetrilor ($\pi-1$ — fig. 1), iar cele de ordin mai mare au o direcție apropiată de $110-120^\circ$ și o înclinare către sud în jur de 50° ($\pi-2$ — fig. 1).

Cauza acestor schimbări a fost excepțional de bine explicată de Campbell (1958) în lucrarea sa despre cutarea în eșalon („En echelon folding”).

Corelarea acestor rezultate, cu poziția lentilelor de minereu la diferite orizonturi ale minei, confirmă cele spuse. Într-adevăr, așa cum se poate vedea din pl. III, în care este reprezentată și interpretarea direcției generale a șisturilor, după măsurătorile microtectonice ale direcției generale, lentilele I și II de minereu compact sînt legate între ele prin zone de impregnație, pl. III (B) sau zone de impregnație lentiliformă, pl. III (A, C, D, E). Aceste lentile fac parte din cadrul aceluiași nivel stratigrafic mineralizat. Se obține astfel imaginea unei structuri în budine a corpurilor de minereu cu dispoziția eșalonată către est-sud-est, făcîndu-se probabil, legătura cu zona mineralizată de la Movila Goală. Numim această zonă „zona I-a metaliferă Altîn-Tepe — Movila Goală”. Aceeași dispoziție o au și lentilele III și IV — pl. III (F, G, H) care reprezintă tot niște budine dispuse în releu către est, făcînd parte dintr-un alt nivel stratigrafic mineralizat, situat în acoperișul primei zone cu oca 200-250 m. Înspre adîncime, cele două zone metalifere se apropie foarte mult (oriz. 400 și 450); probabil, aceasta este o cauză a evoluției zăcămîntului în mediu subacuatic cum a fost presupusă inițial de Petrulian (1951), iar mai recent de Gherghiu (1958) și de Mureșan (1969). Structura în budine paralele a corpurilor de minereu, dispuse eșalonat, creează imaginea unei structuri în „cute eșalon” a zăcămîntului de la Altîn-Tepe, amintind de modelul structural al zăcămîntelor de la Bălan (Carpații Orientali), Mount-Isa, Calgoorlie, Cooperbed (Australia) și Kolar (India).

Noile rezultate structurale obținute justifică și modificarea imaginii asupra structurii șisturilor mezometamorfice de forma unui anticlinal (fig. 2a) și adoptarea modelului unei structuri izoclinalc, strîns cutate (fig. 2b) în care direcția generală a formațiunilor este aproape est-sud-est, cu înclinarea către sud în jur de $45-50^\circ$. Direcția medie a structurii, care este dată de proiecția axelor de cute, a liniștilor b și budinelor în plan orizontal este $N25^\circ W$ cu afundarea spre sud-sud-est în jur de $30-35^\circ$.

În afară de rezultatele microtectonice care demonstrează structura în budine eșalonate a zăcămîntului de la Altîn-Tepe — Movila Goală, în sprijinul acestei ipoteze este și observația lui Mirăuță cu privire la afundarea axială, cu o terminație periclinală a formațiunilor mezo-

metamorfice în partea de sud-est, sub șisturile verzi. La aceasta se mai adaugă și caracterul zonal al mineralizației în cadrul zonei a I-a metalifere. La baza acestei zone predomină magnetita care în cadrul budinelor I și II se găsește mai abundent în coamele lor inferioare — pl. III, B, C.

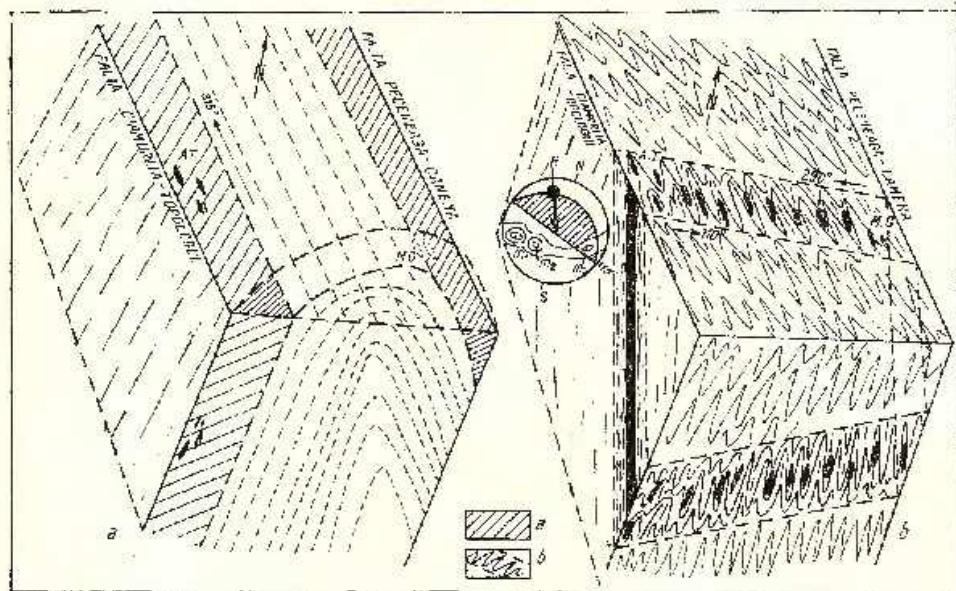


Fig. 2. — Interpretarea structurii și șisturilor cristaline mezometamorfice cuprinse între falțile Pecineaga-Camena și Căminea-Topologul.

a, structura anticlinală după ipoteza lui O. Mirăuțș cu presupunerea dezvoltării formațiunii metamorfice în cadrul structurii; b, structura izoclină, strins cutată cu presupunerea dezvoltării formațiunii metalifere în cadrul structurii între Altin-Tepe și Movița Gasă (noua interpretare).

Interprétation de la structure des schistes cristallins mésométamorphiques compris entre les failles Pecineaga-Camena et Căminea-Topologul.

a, structure anticlinale des schistes de O. Mirăuțș avec la supposition du développement de la formation métamorphique dans le cadre de la structure; b, structure isocline étroitement plissée avec la supposition du développement de la formation métallifère dans le cadre de la structure entre Altin-Tepe et Movița Gasă (interprétation nouvelle).

Inițial, acest zăcămint este de presupus că a fost stratiform, apoi în timpul metamorfismului regional, stratul de minereu mai dur tectonic decât șisturile din jur s-a forțat după direcții *kol*, dând naștere la corpuri de minereu de forma budinelor de tip clivaj — descrise de L. U. de Sitter.

Considerații genetice

Formarea acestei zone metalifere a început în bază cu depunerea magnetitei. Treptat zona de magnetită se succede cu zona de pirită, compactă asociată cu calcopirita în partea de acoperiș a zonei de magnetită. O astfel de distribuție zonală a mineralizației stratiforme a mai fost descrisă de Scripcenko (1964) la zăcămintul de pirită cupriferă „Urup” din Caucazul de nord. Antorul arată că acest gen de zonalitate este o consecință a genezei vulcanogen-sedimentare.

În lucrările recente ale lui Taylor (1963) se arată că în soluțiile hidrotermale, mineralele ferifere se separă întotdeauna printre primele în comparație cu alte elemente din succesiunea paragenetică, în ordinea descreșterii abundenței fierului. După A. A. Saikov (1951) în procesul hidrotermal, pe măsura desfășurării lui, are loc o reducere a valorii potențialului de oxigen și întreaga cantitate a acestui element se consumă chiar de la începutul procesului, la formarea magnetitei.

Sucesiunea magnetitei cu pirită s-ar explica tot pe cale geochimică a procesului hidrotermal endogen. A. G. Betehin (1955) arată că pirită, datorită faptului că are un anion dublu de sulf (S_2^{2-}) se formează în condițiile unui mediu mai oxidant și mai timpuriu decât celelalte sulfuri de Pb, Zn, Cu, etc. — cu anioni simpli de sulf $-S^{2-}$, care se formează într-un mediu mai reducător.

Mineralizația formată pe această cale în timpul metamorfismului regional a suferit un proces de remobilizare metamorfică cu recristalizarea totală a mineralelor metalice inclusiv a mineralelor dure ca magnetita și pirită. În secțiunile lustruite din minereul piritos compact, pirită se prezintă sub formă de porfiroblaste, rotunjite (ovoidale) cu dimensiuni de 1—2 mm care „plutesc” într-o masă fin glanulară constituită din magnetită în formă de plaje în care mai sînt dispersate granule de pirită cu dimensiuni foarte mici în jur de 0,02 mm (pl. I, fig. 1).

Fenomenul de recristalizare în fază solidă și remobilizare metamorfică sînt evidente atât în observațiile macroscopice cît și microscopice observate și de Mureșan (1969). Recristalizarea metamorfică este însoțită de substituția metasomatică în condițiile metamorfismului regional a pirită de către magnetită și calcopirită (ca minerale predominante după pirită) cît și de galenă și blendă.

În zona de trecere de la minereul magnetitic spre cel piritos cuprifer, indiferent de raporturile cantitative dintre magnetită și pirită, magnetita este aceea care substituie pirită în toate condițiile. La microscop se observă forme variate de substituție.

Magnetita substituie pirita atât sub forma unor coroziuni marginale cât și prin insinuarea sub formă de insule în porfiroblastele sau pe fisurile acestora.

Gradul de substituie a piritei de către magnetită este și el diferit. Astfel porfiroblastele din pirită sînt uneori complet înlocuite de magnetită cu aspect clar de pseudomorfoză a magnetitei pe pirită (pl. I, fig. 2).

În alte cazuri porfiroblastele de pirită prezintă doar zone de înlocuire totală cu magnetită (pl. I, fig. 3).

Adesea în pseudomorfozele de magnetită pe pirită se observă microcristale de pirită sub forma unor pseudocxoluții încă neasimilate. Cu calcopirita magnetita formează uneori structuri cu aspect subgrafic (pl. I, fig. 4) sau granuloclastic (pl. I, fig. 5).

Substituția piritei de către calcopirită se observă în special în zona de pirită cu textură masivă. Calcopirita se insinuează pe microfisurile din pirită cu formarea unor structuri reticulare cu aspect granuloclastic (pl. I, fig. 6 și pl. II, fig. 1), sau scheletice (pl. II, fig. 2). În alte cazuri calcopirita se dezvoltă în partea centrală a porfiroblastelor, progresînd spre periferia lor (pl. II, fig. 3).

Macroscopic efectele remobilizării metamorfice se materializează prin prezența unor exudații de cuarț alb lăptos cu aspect sticlos și lăptos gras de dimensiuni diferite, în masa minereului compact. Conturul acestor exudații este foarte neregulat cu întrepătrunderi difuze în masa compactă a minereului.

Pe microfisurile care se dezvoltă în aceste cuarțuri apare magnetita fin cristalizată și uneori asociată cu calcopirită a căror sursă o constituie zonele cu mineralizație compactă.

Fenomenul de recristalizare și remobilizare metamorfică s-a produs, probabil, în două faze principale de orogeneză.

O primă fază, cu recristalizarea completă a piritei și formarea porfiroblastelor de pirită o constituie metamorfismul regional precambrian care a condus la formarea șisturilor mezometamorfice și a structurilor de budinaj ale corpurilor de minereu. Celei de a doua faze de orogeneză principală cînd a avut loc cutarea șisturilor verzi (Cambrian inferior -- orogeneza asintică sau calcedoniană veche) îi corespunde, probabil, cataclazarea piritei și slaba recristalizare, uneori, a porfiroblastelor de pirită, materializată prin formarea unor cristale mărunte de pirită cu contur idiomorf și habitus cubic, dezvoltate în jurul porfiroblastelor de pirită (pl. II, fig. 4).

Recristalizarea minereului cu substituiea piritei de către magnetită este un indiciu că reacțiile chimice sau petrecut în mediu oxidant, rezultat



al reactivării oxigenului din hidroxizii de fier, în timpul metamorfismului regional.

În minereurile piritoase magnetitice primele care recrystalizează sînt oxizii de fier (A. G. B e t c h t i n, 1953). În această situație formele variate de substituție a piritei de către magnetită își are o explicație logică. E a m d o h r (1962) arată, însă, că forma rotunjită (ovoidală) a porfiroblastelor de pirită nu trebuie privită ca un rezultat sigur al coroziunii. El explică acest fenomen ca un rezultat al creșterii în aglomerație. Într-adevăr în zăcămintul de la Altin-Tepe porfiroblastele de pirită cu contur rotunjit se observă numai în minereurile de pirită cu textură compactă pe cînd în mineralizația de impregnație porfiroblastele se dezvoltă în cristale idiomorfe cu habitus cubic. Pseudomorfoza magnetitei pe pirită se observă și în aceste cazuri (pl. I, fig. 2).

Caracteristicile structurale ale zăcămintului (budine eșalonate a corpurilor de minereu) și microstructurale (a oxizilor și sulfurilor de fier) nu reflectă mai multe etape de mineralizare ci doar ordinea de recrystalizare a mineralelor în timpul metamorfismului, care este aceeași ca și în condițiile cristalizării normale din soluții hidrotermale. În cazul acesta formele de prezentare a piritei nu trebuie puse pe seama unor succesiuni de faze mineralizatoare ci pe seama recrystalizării metamorfice și substituției metasomatice în soluții metamorfogene.

Observațiile de ordin structural, mineralogic și geochemic asupra zăcămintului de la Altin-Tepe pledează pentru o origine vulcanogen-sedimentară. Formarea acestui zăcămint a evoluat în mediu submarin prin depunerea sulfurilor și oxizilor în condiții „hidrotermal-sedimentare”. Sursa sarcinei metalifere a fost vulcanismul submarin.

Studiul microtectonic bazat pe o nouă metodă de măsurare a elementelor microtectonice, aduce totodată elemente noi în stabilirea direcției generale a zăcămintului care este aproape est - sud-est, cu înclinarea către sud în jur de 45-50°.

Deosebirea acestor două elemente, direcția structurii de direcția generală a formațiunilor cutate, aduce un argument de ordin tectonic în sprijinul ipotezei lui C h i r i a c (1964) cu privire la existența sub șisturile verzi a unei cordilieri de cristalini a cărei direcție generală a structurii este nord-sud.

Actuala zonă de șisturi mezometamorfice a făcut parte, probabil, din această cordilieră, care, datorită falșilor (*hol*) direcționale s-au separat

la limita dintre Berremian și Aptian⁵, în blocuri tectonice cu căderi în trepte de la nord spre sud. Blocul de șisturi mezometamorfice cuprins între faliile (*hol*) Pecineaga-Camena la nord și Ciampurlița-Topologul la sud (fig. 2) ar avea poziția cea mai ridicată din cadrul acestei cordiliere.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Public. Soc. Geogr.* „D. Cantemir”. Iași.
- Campbell I. D. (1964) *Culisoobraznaia scladciatosti-Problemi endogichnih mestorojdenii* 2, Moskva.
- Chiriac M., Iăcătușu A.I. (1964) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale. *Stud. cerc. geol. seria geol. Acad. R.S.R.* 2, 9, București.
- Codârcea-Dessila Marcela (1965) Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpații românești, *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 10, 2, București.
- (1966) Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 2, 11, București.
- (1968) Probleme actuale ale geologiei terenurilor cristalofiliene din România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1958) Cercetări geologice în Dobrogea centrală (șisturi verzi). *D. S. Com. Geol.* XIV, București.
- Gheorghiu G. (1968) Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice din șisturile cristaline din R.P.R. *Anal. Univ. Șt. Nat.* 10, București.
- Giucă D., Ianovici V., Minzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Auca, Ionciță Magdalena (1967) Asupra vârstei absolute a formațiunilor cristaline din versantul orogenului carpatic. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol. Acad. R.S.R.* București.
- Gurău A. (1966) Cercetări geologice structurale (microtectonice) pentru prospectarea în extindere a zăcămintului de la Altin-Tepe (Dobrogea centrală). *Rev. Minelor.* 2, București.
- (1967) Date noi privind cunoașterea structurii geologice și genezei zăcămintului de sulfuri metalice de la Muncelul Mic-Muncelul Mare (Poiana Ruscă). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/2, București.
- (1968) Contribuții la metoda microtectonică pentru studiul statistic al geometriei structurii plicative epimetamorfice din zona zăcămintelor Veșel-Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Rev. Minelor.* 1, București.
- (1968) Orientarea lucrărilor de prospecțiune și explorare cu dispozitivul micro-tectonic universal la zăcămintul Altin-Tepe. *Bull. Geol. M. M.* 4, București.
- (1969) Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LIV/2 (1967-1968), București.

⁵ Timpul când M. Chiriac apreciază că a avut loc o intensă tectonică disjunctivă în Dobrogea centrală.



- Ianovici V., Giușcă D. (1961a) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* VI, București.
- Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961b) Ghidul excursiilor Dobrogea. *Asoc. Geol. Carp.-Bale.*, București.
- Rădulescu D., Dumitrescu R., Kräutner H. (1966) Harta metalogenetică a României. *Stud. cerc. ser. geol. Acad. R.S.R.* 2, 11, București.
- Ionescu C., Ighnat V., Codarcea Venera (1967) Etude structurale de la serie des schistes verts de la Dobrogea Centrale. *Karp.-Balk. Geol. Assoc. VIII Kongr.*, 1, Beograd.
- Rădulescu D., Borcoș M., Kräutner H. (1968) Progrese recente în cercetarea zăcămintelor și contribuția lor la conturarea concepțiilor actuale asupra metalogenezei pe teritoriul României. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Bașpunar-Camena-Ciamurlia de Sus (Dobrogea). *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957), București.
- Mureșan M. (1969) Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin-Tepe. I. Încadrarea genetică a mineralizației. *D. S. Com. Stat. Geol.* L1V/2 (1966—1967), București.
- Pascu R. (1913) Mina Altin-Tepe (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Rom.* București.
- (1914) Zăcămintul de minereu de la Altin-Tepe, Ciamurlia de Sus. *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- Mrazec I. (1907) Zăcămintul de minereuri de la Altin-Tepe. Județul Tulcea-Dobrogea. *Mon. Petr. Rom.* București.
- (1906) Zăcămintele de cupru din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- Petrulian N. (1951) Zăcămintele de minerale utile. Manualul inginerului de mine I. Ed. Tehnică București.
- Ramdohr P. (1952) Structurnie srastania rudnih mineralov, Tz-vo I. I. Moskva.
- Scripcenko N. S. (1964) Pervichnaia zonalnost' v calcedanah rudnih mestorojdeniah. *Voprosi Genezisa rud. Nedra.* Moscova.
- Taylor H. P. Jr. (1963) Importance of chalcophile element abundances in determining the sequence of sulfide mineral deposition from monoascendent ore-forming solution. *Symposium problems of postmagmatic ore deposition.* 1, Praga.

STRUCTURE EN BOUDINS ÉCHELONNÉS DU GISEMENT D'ALTIN-TEPE — MOVILA GOALĂ (DOBROGEOA CENTRALE)

(Résumé)

Le gisement de pyrite cuprifère et magnétite d'Altin-Tepe, situé au voisinage du village Ciamurlia de Sus-Dobrogea centrale est localisé dans une zone de schistes cristallins mésométamorphiques, rétro-morphisés jusqu'à l'état de schistes quartzitiques sériciteux, parfois chloriteux.

On a uniquement accepté que la direction de cette formation est N 40°-50°W. C'est la forme d'un anticlinal asymétrique déversé vers le NE et appuyé avec son flanc septentrional sur la faille de Peceneaga-Camena qui constitue le modèle structural accepté par Mirăuță



A la suite de l'étude microtectonique détaillée, selon la méthode classique, on a mis en évidence le fait que les schistes qui contiennent le gisement sont très plissés. Par rapport à leur degré de développement, les plis ont des dimensions différentes à partir de quelques centimètres jusqu'à quelques dizaines de mètres.

Les corps de minéral ont la forme lenticulaire, en boudins. Dans les diagrammes microtectoniques, la position des boudins de minéral est identique à la position des axes B des plis et des alignements b . Leur azimut de direction est de 155° avec un pendage d'environ 30° à 45° vers le sud.

En ce qui concerne les formations stratiformes étroitement plissées, c'est la position des axes qui indique la direction de la structure qu'on ne doit pas confondre avec la direction générale des formations géologiques plissées. La confusion pourrait intervenir si les axes des plis étaient horizontaux. L'utilisation des boussoles classiques dans les levés géologiques des formations plissées peut conduire à des erreurs parce qu'on inscrit sur la carte géologique le résultat de ces mesurages et leur direction moyenne est considérée comme direction générale des formations. Or, il est connu que grâce à la présence des plis mineurs, dans les mesurages des foliations S_1 , on mesure, en fait, les flancs de ces plis et non pas la résultante de la position des plis.

Pour éviter les erreurs dans les levés des formations plissées du gisement d'Altin-Tepe, on a utilisé un dispositif microtectonique et adopté une méthode originale. A l'aide de ce dispositif, auquel se rattache une boussole géologique, on obtient directement la position résultante des formations plissées.

A la suite des recherches structurales avec le dispositif microtectonique, on a établi que la direction générale du gisement d'Altin-Tepe est presque est-sud-est, ouest-nord-ouest avec pendage général vers le sud de 45° à 50° . Ainsi qu'on peut voir (pl. III) les lentilles de minéral compacté I et II sont liées par des zones d'imprégnation continues ou des zones d'imprégnation lentilleformes. Ces lentilles appartiennent au même niveau stratigraphique minéralisé. De telle façon, on obtient l'image de la structure des corps de minéral en boudins échelonnés vers le est-sud-est, disposition qui fait probablement la liaison avec la zone minéralisée de Movila Gosală. Ce type de structure rappelle le modèle structural des gisements de Mount-Isa, Calgoorlie Cooperhead (Australie), Kolar (Inde) et Bălan (Roumanie).

Ce sont les nouveaux résultats structuraux qui justifient le changement de l'image de la structure des schistes cristallins considérés sous la forme d'un anticlinal (fig. 2a), et l'adaptation du modèle d'une structure monoclinale étroitement plissée (fig. 2b).

Genèse du gisement. Le gisement d'Altin-Tepe ne peut pas être considéré comme une formation épigénétique car il n'est pas traversé par des fractures filoniennes minéralisées qui supposent l'existence de certaines voies d'accès des solutions minéralisatrices postmétamorphiques. On peut supposer que ce gisement a été initialement stratiforme, puis, pendant le métamorphisme régional la couche de minéral, plus dure tectoniquement que les schistes environnants, a subi un cisaillement sur la direction hol en donnant naissance à des corps de minéral disposés sous la forme des boudins de type clivage.

C'est la magnétite qui prédomine à la base du gisement stratiforme; dans les boudins de minéral I et II elle abonde dans les crêtes inférieures (pl. III).

La genèse de cette zone métallifère a probablement commencé par la sédimentation de la magnétite suivie — après l'épuisement des combinaisons de l'oxygène avec le fer — par la séparation de la pyrite et d'autres sulfures: chalcopyrite, galène, blende.

Les études chalcographiques ont mis en évidence des phénomènes de recristallisation et remobilisation métamorphiques des minéraux avec la substitution, en état solide, de la pyrite

par la magnétite et la chalcopryrite. Le phénomène de recristallisation et de remobilisation métamorphique s'est probablement produit en deux phases principales d'orogénèse.

Une première phase, avec la recristallisation complète de la pyrite et la naissance des porphiroblastos ovoidales de pyrite est constituée par le métamorphisme régional précambrien (711 millions ans), qui a déterminé l'existence des schistes méso-métamorphiques et les structures de boudinage des corps de minéral. Le plissement des schistes verts, dont l'âge, déterminé par la méthode K/Ar, est de 596 million ans (assyntique nouvel ou calédonien-ancien) et, probablement, la cataclasion de la pyrite et parfois la faible recristallisation des porphiroblastos de pyrite matérialisée dans la naissance de petits cristaux de pyrite à contour idiomorphe (pl. II, fig. 4) constituent les effets de la deuxième phase principale d'orogénèse.

Les observations d'ordre structural, minéralogique et géochimique sur le gisement d'Altin-Tepe opinent pour l'origine volcanogène-sédimentaire (hydrothermal-sédimentaire) des minéralisations. La naissance du gisement a évolué en milieu sous-marin par la sédimentation des oxydes de fer et des sulfures en constitutions hydrothermales-sédimentaires. C'est le volcanisme sous-marin qui a été, probablement, la source de la charge métallifère.

La recristallisation du minéral avec la substitution de la pyrite par la magnétite indique que les réactions chimiques ont eu lieu dans un milieu oxydant, résultat de la réactivation de l'oxygène contenu par les hydroxydes de fer initiaux pendant le métamorphisme régional.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Plans d'horizon à travers le gisement Altin-Tepe.

1, magnétite compacte; 2, pyrite et chalcopryrite compactes; 3, zones à minéralisation imprégnée; 4, position résultante des couches plissées; 5, tectonogrammes pour foliation S_1 ; 6, failles; 7, galeries; 8, forages; 9, lentilles de minéral compact.



PLANȘA I

- Fig. 1. — Dezvoltarea porfiroblastică cu aspect ovoidal a granulelor de pirită în mineralul compact rezultat al recristalizării în faza I-a a metamorfismului regional. $\times 100$; π : pirită; m: magnetită.
Développement porphyroblastique à aspect ovoïde des granules de pyrite dans le minéral compact, résultat de la recristallisation dans la I^{re} phase du métamorphisme régional. $\times 100$; π , pyrite; m, magnetite.
- Fig. 2. — Pseudomorfoză de magnetită pe pirită cubică din zona de impregnație. $\times 100$; m: magnetită; Qz: cuarț.
Pseudomorphose de magnétite sur pyrite cubique appartenant à la zone d'impregnation. $\times 100$; m: magnétite; Qz: quartz.
- Fig. 3. — Substituția parțială a unor granule ovoidale de pirită (p) de către magnetită (m). $\times 100$; π : pirită; m: magnetită.
Substitution partielle des granules ovoïdes de pyrite (p) par la magnétite (m). $\times 100$; π : pyrite; m: magnétite.
- Fig. 4. — Concreșteri cu aspect subografic dintre magnetită (m) și calcopirită (c). $\times 100$.
Enchevêtrements à aspect subographique entre la magnétite (m) et la chalcopirite (c). $\times 100$.
- Fig. 5. — Metacrystale de magnetită (m) în calcopirită (c) și vinișoare de calcopirită pătrunzând în magnetită (m). $\times 100$.
Métacristaux de magnétite (m) en chalcopirite (c) et veinules de chalcopirite pénétrant dans la magnétite (m). $\times 100$.
- Fig. 6. — Structură cu aspect granuloclastic al pirită (p) pe fisurile căreia s-a insinuat calcopirită (cp). $\times 100$.
Structure à aspect granuloclastique de la pyrite (π) ayant de la chalcopirite insinuée dans ses fissures (cp) $\times 100$.

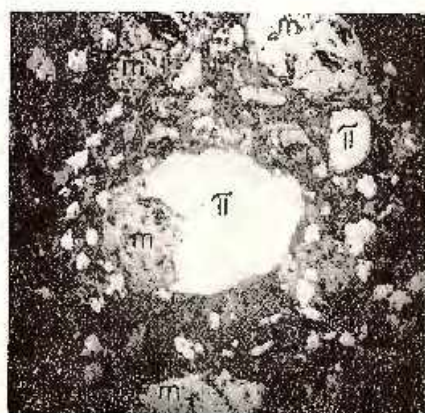




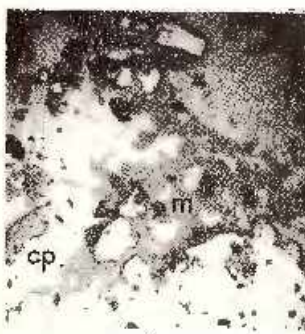
1



2



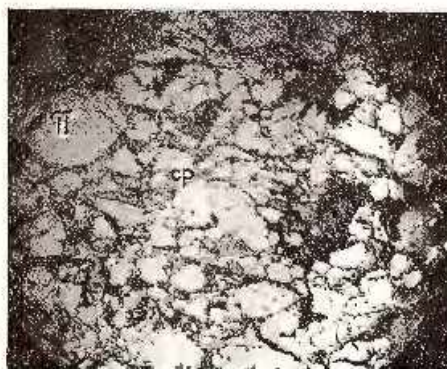
3



4



5



6

PLANȘA II

Fig. 1. — Cristale de pirită π cu structură porfiroclastică substituie pe fisuri de către magnetită (m) și calcopirită (cp). X 100.

Cristaux de pyrite (π) à structure porphyroclastique substituée dans les fissures par magnétite (m) et chalcopyrîte (cp). X 100.

Fig. 2. — Cristal de pirită (π) cu structură scheletică substituit de magnetit (m) și calcopirită (cp). X 100.

Cristal de pyrite (π) à structure squelettique substitué par magnétite (m) et chalcopyrîte (cp). X 100.

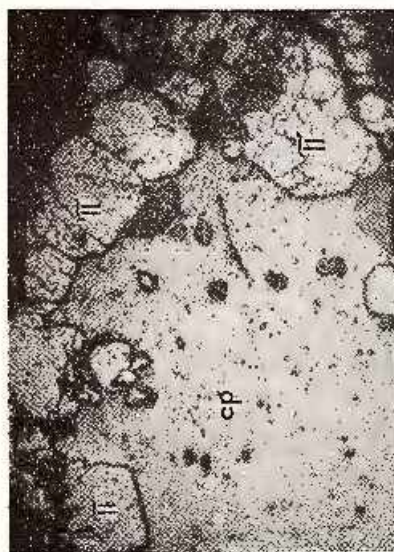
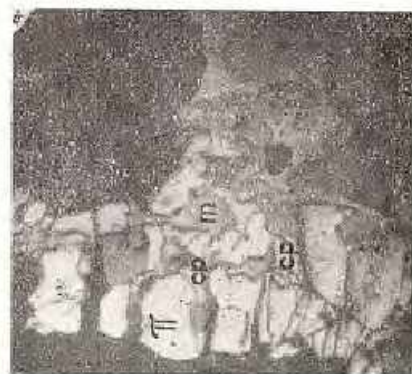
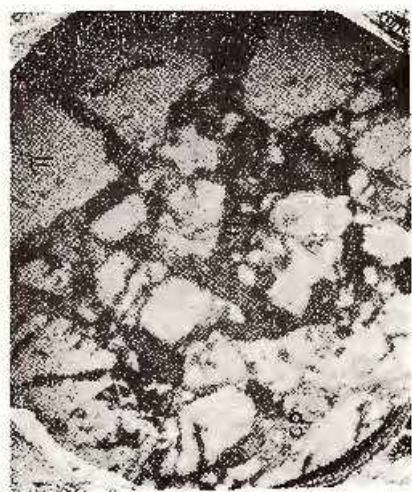
Fig. 3. — Plaje de calcopirită (cp) bordată de pirită, rezultat al substituției interioare a granulelor de pirită cu calcopirită. X 100.

Plage de chalcopyrîte (cp) bordée de pyrite, résultat de la substitution intérieure des granules de pyrite par chalcopyrîte. X 100.

Fig. 4. — Recristalizarea porfiroblastelor de pirită (π) în timpul orogenezei assynctice cu dezvoltarea microcristalelor idiomorfe de pirită în jurul lor. X 100.

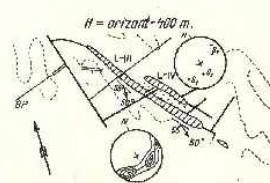
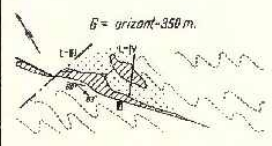
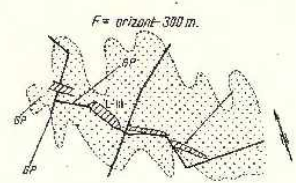
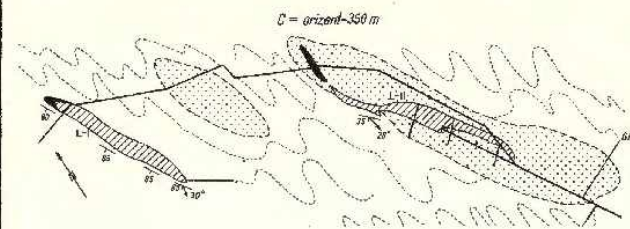
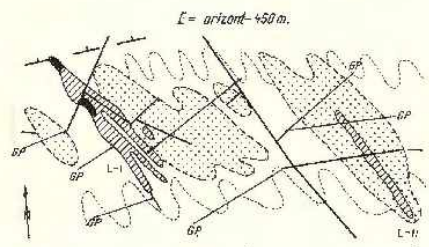
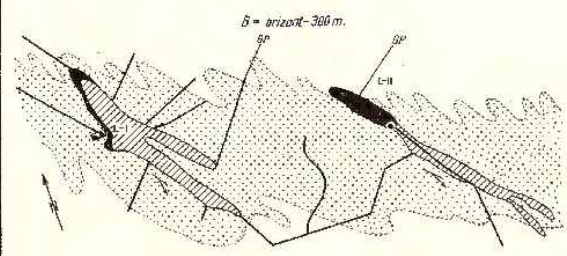
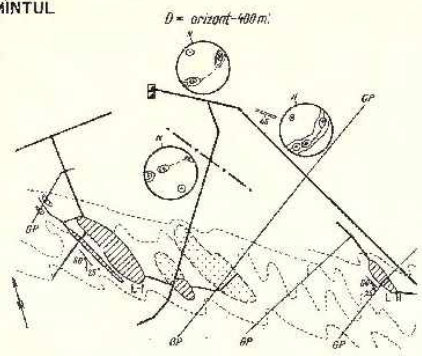
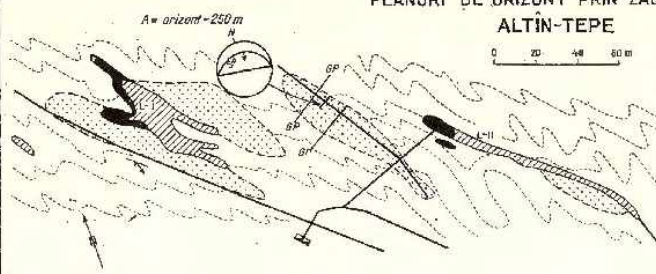
Recristallisation des porphyroblastes de pyrite (π) pendant l'orogénèse assynctique avec le développement des microcristaux idiomorphes de pyrite autour des porphyroblastes. X 100.





PLANURI DE ORIZONT PRIN ZĂCĂMINTUL
ALTIN-TEPE

0 20 40 60 m



LEGENDA

- 1. Magnetită compactă
- 2. Pirită și calcopirită compacte
- 3. Zăcăminte cu mineralizație impregnată
- 4. Poziția rezultantă a straturilor culcate
- 5. Testoanagram pentru falcașii S₁
- 6. Fali
- 7. Datarii
- 8. GF Furgie
- 9. L-L I Lentile de minereu compact



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN ȚARA OAȘULUI (TURȚI-BĂTARCI-TARNA MARE)¹

DE
STAN IONIȚĂ²

Abstract

Geological Research in the Țara Oașului (Turți-Bătarci-Tarna Mare Area). Both the sedimentary deposits which belong to the Upper Pliocene and the magmatic products, as well as their relationships were investigated. The existence of an Upper Pliocene magmatic epoch which corresponds to a tectonic epoch denominated by the author as the „Ossanic Epoch”, is ascertained. The magmatic differentiation shows a normal trend here so as elsewhere in the Carpathians, but not conversely as it has been so far considered. In the processes of magmatic differentiation up to the consolidation, a migration of magma is observed; this phenomenon taking place on various degrees is assigned to the so denominated by the author Carpathian-Aegean migration. The latter displays a southern trend and has unfolded in the course of the Upper Pliocene-Recent.

Introducere

Suprafața care face obiectul cercetărilor noastre este cuprinsă în regiunea numită Țara Oașului, situată în NW țării, delimitată după cum urmează: la est, nord și vest granița cu U.R.S.S., la sud o linie ce unește dealurile Vărgăbuț-Corcea Mare cu Văgașul Bătrîn.

Istorie

Vechile exploatari miniere de la Turți, Bătarci și Tarna Mare au atras cercetători destul de timpuriu, încă de la jumătatea secolului trecut. Primele mențiuni despre regiune sînt din 1855 și sînt datorate lui Fr.

¹ Comunicare în ședința din 5 aprilie 1957.

² Întreprinderea Geologică de Prospectiuni. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

Ritter, Hauer și Föterle, care amintesc de exploatarea de la Turți și în care sînt prezentate unele date privitoare la filoanele metalifere. În 1859 într-o lucrare a lui Hauer și Richthofen se consideră că tufurile de la Tarna Mare ar putea fi miocene ca și sedimentarul. În 1860 Richthofen în altă lucrare, amintește la Turți și Tarna Mare, trahite cenușii și trahit verde (andezitul propilitizat de astăzi), iar lângă Turți și Turu Lung unele petice de eruptiv, pe care le consideră că ar putea fi riolite. Szellemy (1896) consideră tot eruptivul din regiunea noastră ca fiind trahit (în accepțiunea vremii). De remarcat atenția pe care o dă suprafețelor mari ocupate de tufuri. În 1946 Földvari, pentru sectorul Tarna Mare, separă andezitul propilitizat, riolitul, andezitul-piroxenic, andezitele cu alterație roșie cărămizie și tufurile riolitice. De remarcat că acest autor consideră că cea mai mare parte a tufurilor din regiune sînt riolitice, iar pe cele andezitice ca fiind cu totul subordonate. Autorul separă un riolit în regiunea vechilor exploatări de la Tarna. În 1947, într-o lucrare de sinteză a Carpaților de NE, Szalai consideră tot eruptivul de aici ca aparținînd andezitelor de vîrstă pannoniană, iar depozitele sedimentare sînt atribuite în cea mai mare parte Sarmatianului și numai cîteva petice, la Tămășeni, sînt atribuite Pliocenului.

În 1955 Paucă consideră depozitele sedimentare din zona eruptivă ca fiind tortoniene, iar pe cele de la vest de eruptiv ca fiind de vîrstă pliocenă. Este de remarcat că, în această lucrare se amintește primul punct fosilifer între Turți și Bătarei.

Geologia regiunii

Regiunea este formată din roci sedimentare și din roci eruptive.

A) Rocile sedimentare aparțin Pliocenului și Cuaternarului.

1. *Pliocenul*. În general sedimentarul apare în petice izolate în diferite părți, ocupînd suprafețe variabile ca întindere, de la cîteva metri pînă la cîteva kilometri pătrați. Pentru ușurința descrierii vom prezenta aparițiile sau profilele mai interesante în raza celor trei sate: Tarna Mare, Bătarei, Turți.

Tarna Mare. În jurul acestui sat, Pliocenul este format din conglomerate, pietrișuri, gresii, nisipuri, tufite, tufuri și cărbuni.

Pe Balta Cornuțului, afluent pe stînga al văii Sloiului, la cea 150 m în amont de confluența sa, apare un filon andezitic de cea 6 m în contact tectonic cu sedimentele după cum urmează: imediat lângă filon se află



o brechie tectonică formată din bucăți de andezit și de cărbune brun, brechie care are o grosime de cca 1 m, urmează apoi 0,40 m marnă cenușie cărbunoasă cu oglinzi de friepiune și în sfârșit nisip cenușiu micafer. Acest nisip mai apare pe vale la cca 60 m depărtare de aflorimentul anterior, într-o alternanță cu marne nisipoase, cenușii, cu urme de plante.

La Văgașul Bătrîn, în bazinul superior al văii Morii, aflorează un complex de marne și nisipuri cu intercalații de lignit. Cîteodată apar alternanțe de tufuri în strate sub 25 cm cu cărbune. Acest complex prezintă într-un punct cărbune superior, probabil cărbune brun. Sedimentarul acestui sector este acoperit, aproape total, de tufuri vulcanice.

Într-o viroagă, afluent pe dreapta al pîriului Balta Cremenii, aflorează un pachet de strate format din : marne cenușiu-gălbui, două strate de cărbune de 10 cm fiecare și un strat de tufit cu ostracode.

Acest complex marno-grezos cu intercalații de cărbune aflorează, de asemenea și pe Valea Băii, unde el prezintă și fenomenul de contact și slabe mineralizări (piritizări), tot astfel ca și în Balta Cremenii. În alte locuri, acest complex conține o intercalație de 3 m de conglomerate și pietrișuri. Cărbunii apar sub formă de lignit inferior sau de cărbune brun. Cum aproape totdeauna cărbunii brunii apar în zonele de fracturi, la contactul cu eruptivul sau în vecinătatea acestuia, se înțelege că ei au fost imobilizați prin activitate eruptivă ulterioară.

Bătăreii. În raza acestui sat, Pliocenul este format din : marne, cărbuni, calcare sideritice, tufuri vulcanice. În marnele unui afloriment care se află aproape de confluența văii Bătăreii cu valca Bătărcel am găsit resturi de dreisenide și *Melania escheri* B r o n g t. Într-o viroagă afluentă pe stînga văii Bătărcii, aproape de aflorimentul descris mai înainte se observă : argile cenușii cu rare resturi de *Melania escheri* B r o n g t., cu o intercalație subțire de cărbune și o alta de siderit galben (50 cm) cu alterație limonitică, apoi mai sus urmează nisipuri, care sînt acoperite la rîndul lor de tufuri andezitice.

La microscop, sideritul se prezintă astfel : cea mai mare parte a rocii este formată din cristale de sideroză cu slabe limonitizări, iar restul este format din silice criptocristalină. Acest siderit este format prin precipitare fizico-chimică într-un mediu acvatic cu o mare concentrație de CO_2Fe . Silicea criptocristalină are o origine mixtă : eruptivo-sedimentogenă.

Pe vîleaua Lenii, la vest de Măgura, la contactul cu andezitul amfibolic cuarțifer, care formează acest deal, apare un pachet de marne cenușiu-negricioase, întărite prin coacere, care este acoperit de gresii,

marne, tufuri etc. cu fosile pliocene: *Limnocardium cf. vicinum* F., dreisende (mulaje), ostracode (fig. 1).

Pachetul marnelor întărite oferă bune aflorimente pe viroaga Horaița-Bătarciului, viroagă care începe în șaua dintre Dealul Babii și dealul

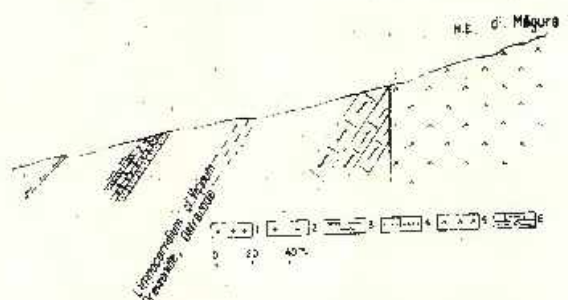


Fig. 1. — Profil geologic pe valea Lemii la contactul dintre andezitul amfibolic cuarțifer și depozitele Pliocenului inferior.

1, aglomerate vulcanice; 2, tufuri; 3, marne; 4, gresii; 5, andezit amfibolic cuarțifer; 6, marne întărite.

Profil géologique dans le vallon Lemii au contact entre l'andésite amfibolique quartzifère et les dépôts du Pliocène inférieur.

1, agglomérats volcaniques; 2, tufs; 3, marnes; 4, grès; 5, andésite amfibolique quartzifère; 6, marnes durcies.

Măgura. Acest pachet este acoperit de un alt pachet de marne fără fenomene de contact termic, format din: gresii, conglomerate și cărbune. Pachetul marnelor întărite, de la contactul cu andezitul amfibolic cuarțifer, este, probabil, cel mai vechi pachet de sedimente din regiune.

T u r ț i. Un profil interesant se vede în valea Prihoda, la confluența cu valea Chicera, 600 m în amont (fig. 2). Aici aflorază un pachet format

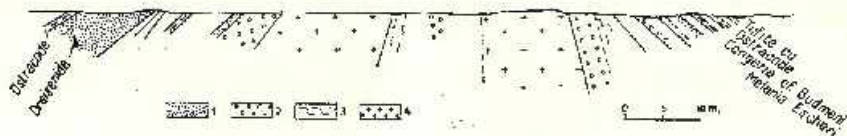


Fig. 2. — Profil geologic pe valea Prihoda în depozitele Pliocenului superior și vulcanite.

1, nisip; 2, aglomerate andezitice; 3, marne; 4, tufuri, tufite.

Profil géologique dans la vallée Prihoda dans les dépôts du Pliocène supérieur et volcanites.

1, sable; 2, agglomérats andésitiques; 3, marnes; 4, tufs, tufites.

din : marne, cărbuni, tuf vulcanic, aglomerate apoi andezit feldspatic și nisip. În acest pachet am găsit următoarele fosile : *Congeria* cf. *budmani* B r., *Melania escheri* B r o n g t., ostracode. Aceste fosile demonstrează vîrsta pliocenă a sedimentelor respective. În continuarea profilului acestei văi, după o lacună de observație, apar marne cenușii și nisipuri cu o intercalație de cărbune, care conțin *Melania escheri* B r o n g t., și sînt acoperite

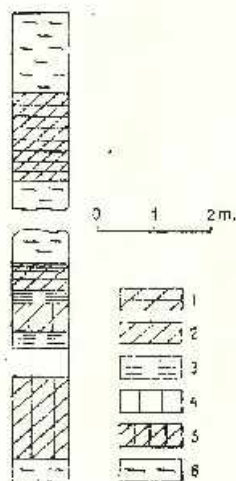


Fig. 3. — Succesiunea de amănunt a pachetului calcarelor sideritice așa cum apar pe valea Prihoda.

1, calcare sideritice foarte limonitizate; 2, calcare sideritice cu limonitizări; 3, limonit argilos; 4, calcar albicios; 5, calcar sideritic albicios; 6, marne.

Succession en détail du paquet des calcaires sidé-ritiques ainsi qu'ils apparaissent dans la vallée Prihoda.

1, calcaires sidéritiques très limonitisés; 2, calcaires sidéritiques à limonitisations; 3, limonite argileuse; 4, calcaire blanchâtre; 5, calcaire sidéritique albicieux; 6, marne.

de un pachet de calcare sideritice cu intercalații de gresii și marne. În acest pachet am găsit ostracode, *Limnocardium* sp. și mulaje de gasteropode (probabil *Melania*) (fig. 3). Pachetul calcarelor sideritice poate fi urmărit și pe alte văi. Aceste depozite sideritice au fost depuse subacvatic. Examineate la microscop se vede că ele sînt formate din : sideroză, cîteodată cu limonitizări, calcit și silice criptocrystalină. Silicea nu este prezentă în toate stratele, iar uneori calcarul este un calcar comun. Sideroza ocupă un procent variabil în compoziția rocii — de la 0—80. Acest pachet calcaro-sideritic afloră în multe puncte la Turți și de asemenea la Bătarci. Se găsește în același complex cu cărbuni și tufuri de vîrstă pliocenă, cum am arătat mai înainte.

În sedimentarul de pe fața sudică a Dealului Babii și Văratec, se întîlnesc multe intercalații de tufite, tufuri brecioase, brecii vulcanice și curgeri de lave andezitice. Aceste curgeri de lave sînt subțiri, de 10—15 cm, rar de 1 m și sînt cuprinse în tufuri andezitice.

La obîrșia văii Hodoș, în două vîroage se vede o curgere de lavă andezitică de 6 m grosime, care are un aspect brecios-aglomeratic. În unul

din aflorimente la est de drumul ce duce la Bătarci la cca 600 m se vede următoarea succesiune: nisip gălbui cu concrețiuni limonitice cu intercalații de marnă, acoperit de o marnă cenușie cu concrețiuni calcaroase și cu *Melania escheri* Brongt. Deasupra marnii, care nu prezintă fenomene de contact, se află 0,30 m microaglomerat și apoi 6 m de andezit cu aspect aglomeratic breccios. Această curgere de lavă aglomeratică stă discordant pe sedimentarul de sub ea, așa încât ea a curs peste un relief preexistent. În același sector, începând din apropierea Dealului Babii pînă la drumul Turți-Bătarci, se vede un tuf alb-cenușiu microaglomeratic al andezitului amfibolic, care însă are înglobate elemente de andezit feldspato-piroxenic, prin urmare, el este mai nou decît andezitul feldspato-piroxenic. Acest tuf se dispune de asemenea discordant pe același sedimentar, ca și curgerea de lavă descrisă mai înainte. La est de tuful andezitic-amfibolic, pînă la filonul de andezit amfibolic-cuarțifer (planșa) se vede un complex de nisipuri gălbui micafere, cu bobul potrivit, cu intercalații sau în alternanță cu marnă cenușii nisipoase, cu rare și subțiri intercalații de cărbune argilos sau argilă cărbunoasă. În acest complex am găsit planorbiide și *Melania escheri* Brongt. Prin fauna sa acest complex este cel mai tînăr dintre toate celelalte complexe din regiune și ar putea fi de vîrstă Dacian superior-Levantin. Grosimea lui este de cca 500 m.

Gherța Marc. Profilul văii Jgheabul Cetățelii pînă la confluența cu valea Jgheabul Corcii arată același sedimentar format din marnă, nisipuri și cărbune. Fauna găsită este constituită din *Planorbis* sp. și *Melania escheri* Brongt. Acest sedimentar este acoperit de tuful dacitic cu biotit, care are baza sa constituită dintr-un tufit cu *Melania* și *Planorbis* (fig. 4).

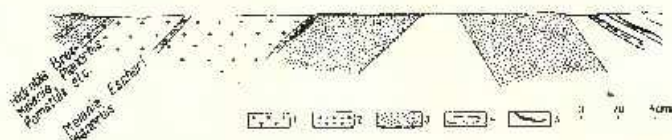


Fig. 4. — Profil geologic pe Jgheabul Cetățelii în depozitele Pliocenului superior cu ivirile de tuf dacitic.

1, tuf dacitic; 2, tufit; 3, nisip; 4, marnă; 5, cărbune.

Profil géologique dans le caniveau Cetățelii dans les dépôts du Pliocène supérieur à affleurements de tuf dacitique.

1, tuf dacitique; 2, tuffite; 3, sable; 4, marne; 5, charbon.

În cursul superior al văii, în amont de apariția tufului dacitic, aflorază un pachet de nisipuri gălbui cu intercalații de marnă și cărbuni.



În acest pachet am găsit: *Melania escheri* Brongt., *Unio* sp. Contactul între andezitul amfibolic, care aflurează la obârșia acestei văi și sedimentar nu se vede, dar presupun că andezitul amfibolic acoperă sedimentarul, pentru că deasupra sedimentarului aproape de corpul andezitului amfibolic, se găsește, pe malul drept, un mic petic de lavă andezitică amfibolică, care provine din corpul eruptiv al dealului Cetățeaua. În valea Staulul, care are obârșia în dealul Pogorișul, la Gherța Mare, se vede același sedimentar cu cărbuni și tuful dacitic cu biotit. În amont de aflorimentul andezitului feldspatic se vede următoarea succesiune (fig. 5):

Pliocenul regiunii cercetate este format din: conglomerate, pietrișuri, gresii, nisipuri, marne, calcare sideritice, tufuri, aglomerate și breccii vulcanice.

Sub acțiunea tectonicii el este fragmentat și este greu de stabilit succesiunea sa stratigrafică detaliată. Vom prezenta totuși o succesiune cu anumite lacune.

Depozitele sedimentare ale Pliocenului formează următoarele 4 orizonturi: orizontul marnelor; orizontul calcarelor sideritice; orizontul tufurilor cu cărbuni; orizontul nisipurilor.

Orizontul marnelor. Cele mai vechi depozite care aflurează în regiune



Fig. 5. — Succesiunea de amănunt a depozitelor Pliocenului superior cu piroclastite și cărbuni.

1, marne; 2, cărbune argilos; 3, cărbune tufaceu; 4, cărbune; 5, tufit; 6, tuf andezitic.

Succession en détail des dépôts du Pliocène supérieur à pyroclastites et charbons.

1, marnes; 2, charbon argileux; 3, charbon tufacé; 4, charbon; 5, tuffite; 6, tuf andésitique.

sînt marnele de la contactul cu andezitul amfibolic cuarțifer din dealul Măgura Bătarci. Marnele sînt cenușii, cîteodată cu nuanțe închise, fin nisipoase și uneori cu intercalații de gresii micafere, cenușiu-gălbui, în strate subțiri. Ele conțin : ostracode, *Limnocardium* cf. *vicinum* F., dreisenide (mulaje). Acest orizont a fost raportat Pliocenului inferior (Meoșianul + Pontianul). Grosimea minimă observată (nu se vede baza sa) este de oca 100 m. Aceste marne aflurează numai la contactul cu corpul eruptiv amintit, unde prezintă fenomene de contact. De asemenea Pliocenul inferior mai este prezent pe o suprafață restrînsă pe valea Chicera Turțului, pe fața nord-estică a dealului Chicera.

Orizontul calcarelor sideritice. Acest orizont este bine dezvoltat în jurul satului Turți. În baza sa el are marne cenușii cu intercalații de aglomerate, tufite și tufuri andezitice și strate de cărbuni. Din marne am recoltat : *Congeria* cf. *budmani* B r., ostracode, *Teodoxus* sp. Aceste depozite sînt acoperite de un pachet de 10 m grosime, de calcare sideritice, în strate de 0,2—1,5 m. În acest orizont sînt cuprinse, de asemenea, calcare albicioase și intercalații de marne și nisipuri, uneori grosiere. Din acest orizont am colectat *Melania* sp. și *Hidrobia* sp. precum și dreisenide greu determinabile specific. Orizontul calcarelor sideritice constituie primul termen al Pliocenului superior (Dacian) din regiune, dar nu este dezvoltat complet.

Orizontul tufurilor cu cărbuni. Acesta este reprezentat prin nisipuri, marne, cărbuni, tufite, tufuri microaglomeratice, aglomerate și lave andezitice. Stratele de cărbuni sînt foarte frecvente și au grosimi pînă la 60 cm (Gherța Mare). Piroclastitele se găsesc în strate ce ating 20 m grosime. Lavele intercalate sînt subțiri, sub 1 m grosime. Fauna acestui orizont este reprezentată prin *Melania escheri* B r o n g t., *Prososthenia zitteli* L o r., *Planorbis (Tropodiscus) anceps* S., *Coretus (Planorbarius) corneus* L., *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Limnea* sp., *Pomatias costulatum* R., *Pupa* sp., *Gyraulus* sp., *Hidrobia berzavie* J e k., dreisenide rău conservate, ostracode. Orizontul are o grosime observată de oca 100 m.

Orizontul nisipurilor. El aflurează în valea Jgheabul Cetățelii, dar cele mai bune aflorimente se găsesc în valea Hodoș (la est de Dealul Babii). Acest orizont este constituit din nisipuri galbene, micafere, cu bobul potrivit, cu intercalații sau în alternanță cu marne cenușii nisipoase. Se găsesc de asemenea intercalații subțiri (centimetrice) și rare de cărbune argilos. Fauna acestui orizont este reprezentată prin : *Melania escheri* B r o n g t., planorbiide, *Unio* sp. Grosimea sa este de oca 500 m. El reprezintă cea mai nouă unitate a Pliocenului din regiune.

Fauna din toate cele patru orizonturi descrise mai înainte arată că depozitele respective sînt de vîrstă pliocenă. Orizontul marnelor a fost

atribuit Pliocenului inferior (Meoțian + Pontian) iar celelalte trei orienturi au fost atribuite Pliocenului superior (Dacian + Levantin). Fauna depozitelor Pliocenului superior formează două asociații distincte: (1) asociația *Melania escheri*-dreisenide și ostracode din orientul calcarelor sideritice și din orientul tufurilor cu cărbuni și (2) asociația *Melania escheri*-planorbiide și limneide din orientul nisipurilor. Depozitele cu prima asociație au fost raportate Dacianului inferior-mediu, iar depozitele cu asociația a doua au fost atribuite Dacianului superior-Levantinului.

Trebuie să facem o precizare asupra poziției stratigrafice a tufului dacitic. Acesta atinge o grosime de 40 m (valea Staulul). El stă pe un pachet de nisipuri și argile cărbunoase. Aceste depozite — de sub tuf — conțin: *Melania escheri* Br., *Coretus (Planorbarius) corneus* L. și aparțin — după părerea noastră, orientului nisipurilor. În partea sa superioară tuful dacitic prezintă intercalații de nisipuri și apoi, se trece la un pachet de 3-4 m de marne și nisipuri cu intercalații subțiri (centimetrice) de cărbune argilos. Aceste ultime depozite pot să aparțină Dacianului superior, eventual Levantinului, dar în aceste depozite noi nu am găsit fosile. În concluzie, tuful dacitic este de vîrstă Dacian superior-Levantin.

2. *Cuaternarul*. Această formațiune este reprezentată prin Pleistocen și Holocen. Pleistocenul este format din argile galben-roșietice, care pot proveni din alterația pe loc a andezitelor sau din zonele lor caolino-limonițizate hidrotermal și transportate de ape. Originea lor eruptivă este certă, chiar dacă ele sînt depuse și în alte moduri. Grosimea observabilă a acestor argile este variabilă (5—10 m). Spre corpul andezitelor argilele înglobează bolovani sau pietriș andezitic dispuși haotic; pe măsură ce depărtarea de corpurile andezitice crește, în aceeași măsură dimensiunile și cantitatea acestor bolovani sau pietrișuri scade și de asemenea și grosimea argilelor roșii.

Holocenului i-au fost atribuite aluviunile din lunca riurilor, solurile și lehmurile.

B) Rocile eruptive sînt reprezentate prin tipurile următoare: 1, andezit piroxenit; 2, andezit feldspato-piroxenit (andezit negru); 3, andezit feldspatic; 4, andezit propilitizat; 5, andezit amfibolic; 6, andezit amfibolic-cuarțifer; 7, dacit.

Toate aceste tipuri eruptive au piroclastite — tufuri, breccii și aglomerate vulcanice.

1. *Andezitul piroxenitic*. Are o culoare cenușiu-închisă în stare proaspătă dur, cu spărtură neregulată. Prin alterație el capătă o culoare cenușiu-roșietică și dă naștere la argile limonitice. Rar se văd separații prismatice verticale de 1-2 m.

La microscop se văd următoarele minerale: feldspat, piroxen, hornblendă și uneori cuarț.

Feldspatul este un plagioclaz cu 45-65% An (andezin-labrador). Fenocristalele sale ating 3-6 mm, iar microlitele pastei au 0,03/0,015 mm. El este frecvent maclat după maclele albitului, mai rar după cea de Karlsbad sau a periclinului. De multe ori prezintă macle complexe: albit-periclin sau albit-Karlsbad. În mod obișnuit este proaspăt, dar, prin metamorfism hidrotermal trece în sericit, calcit, caolinit, mai rar în cuarț și foarte rar în epidot.

Cuarțul primar apare sporadic și în procent redus.

Piroxenii sînt reprezentanți prin hipersten și augit. Hiperstenul predomină de multe ori și este în mod obișnuit proaspăt prezentîndu-se în cristale prismatice lungi, care ating 2,1/1,05 mm, rareori fiind maclat. Prin metamorfism hidrotermal se transformă în sericit, calcit, clorit, uneori biotit. Cristalele de augit ating 2,2/2,0 mm și sînt de cele mai multe ori maclate (sînt macle și cu nouă indivizi).

Hornblenda verde are unghi de extincție de 15°. Se vede rar și de obicei este metamorfozată în clorit, magnetit.

Magnetitul se prezintă în granule, de obicei proaspete, mai rar cu slabe limonitizări.

O analiză planimetrică a andezitului din dealul Dobrușei arată următoarea compoziție mineralogică: fenocristale = 50,94%, pasta = 49,06%. Fenocristalele: plagioclaz = 65%, hipersten = 24,65%, augit = 8,67%, magnetit = 1,68%. Toți piroxenii = 33,32%.

Structura rocii este porfirică, uneori holocristalin porfirică, cu tendința evidentă spre ochigranular. Structura masei de bază este ușor piroxenică.

Un eșantion din acest andezit de pe valea Dobrușei (nr. 1 din tabel) a fost analizat chimic. După parametrii Niggli roca ar corespunde unei magme diorit-gabbrodiorit. Andezitul piroxenitic se prezintă în corpuri eruptive, lave breicioase sau cu aspect aglomeratic și mai rar ca lave lipice. Singura apariție, unde se observă o curgere de lavă tipică, se întîlnește pe o viroagă pe fața nordică a dealului Ursoaia de la Turți. Acolo se vede un pachet de nisipuri și marne acoperit de tuf aglomeratic, iar deasupra urmează o curgere de lavă andezitică. Această curgere prezintă uneori



pillow-lava, în formă de pîini mari sau mici perine, alteori prezintă bolovani colțuroși sau în alte cazuri, se prezintă sub formă de straturi subțiri de lavă de 1—3 cm. Tuful acestui andezit, foarte răspîndit la Tarna și Bătareci, are în mod obișnuit un aspect microaglomeratic. Andezitul piroxenitic formează dealurile Cornet și Ursoi la Bătareci, dealul Măgura, Chicera și Runc la Tarna Mare, dealul Chicera Mare, Chicera Mică, Șipot și Ursoaia la Turfi.

2. *Andezitul feldspato-piroxenitic (andezitul negru)*. Acest andezit în stare proaspătă este negru cu cristale albe de feldspat. Textura sa este, cel mai adesea, rubanată. El se separă în plăci și în dale, mai rar în prisme poligonale ce nu depășesc 30—40 cm. Prin alterare prinde o culoare violet-roșietică.

La microscop se văd: plagioclazi, piroxeni și magnetit.

Plagioclazul are 55—75% An (labrador-bitownit acid). El este maclat polisintetic, iar prin alterare trece în caolin.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten și angit. Ei sînt în mod obișnuit proaspeți, mai rar fiind parțial metamorfozați hidrotermal în clorit.

Masa de bază a rocii este formată din microcristale și din sticlă. Compoziția mineralogică procentuală a unui eșantion din dealul Cetau-Tămășeni este următoarea: fenocristale — 29%, pasta — 71%. Fenocristalele: plagioclaz = 76%, hipersten = 12%, augit = 8%, magnetit = 4%. Toți piroxenii = 20%.

Structura rocii este porfirică, cu pasta hialopilitică pilotaxitică. Din acest andezit au fost analizate chimic două probe. Una din ele (nr 2-din tabel), după parametrii Niggli, corespunde unei magme diorit-cuarțifere, dar parametrul c este foarte mare = 31, ca la gabbrou și acest lucru este în concordanță cu analiza mineralogică (plagioclazul este labrador-bitownit). După J o h a n s e n (1937) rocile al căror plagioclaz are mai mult de 50% An corespund la o magmă gabbroică. Un alt eșantion luat din punctul „La comoară” — la nord-vest de Bătareci (nr. 3 din tabel), după parametrii Niggli corespunde unei magme diorit-cuarțiferă. După analizele mineralogice, în primul rînd și apoi după cele chimice, noi am denumit acest andezit negru, andezit feldspato-piroxenitic. Ca mod de zăcămint apare sub formă de lavă sau în corpuri masive. El are tufuri, brecii și aglomerate. Formează dealurile: Hatu, Virticeleu, Hămlița, Văratec (îngă Dealul Babii) și Vărgăbuț. În acest ultim deal andezitul păstrează trecerea spre andezitul piroxenitic. Tot aici se găsesc importante mase de brecii vulcanice, iar spre dealul Așcuțitu se văd de asemenea tufuri.

3. *Andezitul feldspatic*. Acesta are o culoare cenușiu-albăstruie cu cristale albe de feldspat. Textura sa este masivă, de multe ori rubanată. Foarte rar se observă minerale negre. Andezitul apare, în mod obișnuit, metamorfozat, când prezintă o culoare galben-roșietică, după crusta de oxid de fier formată. În stare proaspătă apare foarte rar.

La microscop se văd : plagioclaz, cuarț, piroxen, amfibol, magnetit. Plagioclazul are 40—60% An (andezin bazic-labrador) prezentînd maclele albitului, mai rar maclele complexe albit-Karlsbad sau albit-periclin. El este foarte rar proaspăt, în mod obișnuit fiind transformat în calcit (uneori 100%), caolinit și mai rar în cuarț sau epidot.

Cuarțul apare rar ca mineral primar.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten și augit. Ei au incluziuni de apatit și de magnetit, apar proaspeți numai în secțiunile care provin din andezitul de pe valea Șugătag, în timp ce în cel de la Bătarei ei sînt metamorfozați în calcit, mai puțin sericit și rar în magnetit și cuarț.

Amfibolul este reprezentat prin hornblendă verde, care este metamorfozată în calcit, clorit și magnetit. Apare rar.

Magnetitul se prezintă în granule neregulate, proaspăt de cele mai multe ori, mai rar afectat de o slabă limonitizare.

La acest andezit, în special la cel de la Bătarei, subliniem calcitizarea foarte accentuată atât a piroxenului cît și a plagioclazului. Calcitul mai apare uneori în crăpăturile rocii în asociație cu cuarțul. Andezitul feldspatic de la cariera Gherța Mare arată următoarea compoziție mineralogică : fenocristale = 10%, pasta = 90%. Fenocristalele : plagioclaz = 78%, cuarț = 3%, piroxenii = 13%, hornblenda = 2%, magnetit = 4%. Andezitul de la Bătarei prezintă o compoziție puțin diferită : fenocristale = 30%, pasta = 70%. Pasta are multă sticlă. Fenocristalele : plagioclaz = 79%, piroxeni = 16%, magnetit = 2%, hornblenda = 1%, cuarț = 2%.

Structura rocii este porfirică, cu structura pastei microgranular-taxitică sau, mai adesea, pilotaxitică. Din acest andezit au fost făcute mai multe analize chimice. O probă recoltată din valea Bătarei (nr. 4 din tabel) și analizată, prezintă fenomene de metamorfism hidrotermal. O altă probă a fost recoltată de pe valea Prihoda de la Turți (nr. 5 din tabel). A treia a fost recoltată de pe valea Șugătag (nr. 6 din tabel). În fine, a patra probă a fost recoltată din valea Socea (nr. 7 din tabel).

După parametrii Niggli roca ar corespunde unei magme diorit-cuarțiferă. Am denumit această rocă andezit feldspatic pentru că procentul feldspatului este foarte ridicat (atinge aproape 80%).



4. *Andezitul propilitizat*. Acesta are o culoare cenușiu-verzuie, cu pete închise, este dur, piritizat și cu rare fragmente de cristale proaspete. La microscop se văd: feldspați, cuarț, piroxeni, amfiboli, magnetit — ca minerale primare, iar ca minerale secundare: calcit, sericit, clorit, epidot, caolinit, cuarț, limonit (rar) și pirită.

Feldspatul este un plagioclaz cu 45—60% An (andezin-labrador), formează macle polisintetice dar în mod obișnuit este parțial sau total metamorfozat în calcit, sericit, caolinit, și mai puțin cuarț.

Cuarțul primar se întâlnește rar și se găsește într-un procent redus.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten și angit care, de regulă, sînt metamorfozați hidrotermal (90—100%) în sericit, calcit și mai rar în magnetit și epidot.

Amfibolul este o hornblendă metamorfozată (pînă la 100%) în clorit, sericit, calcit, mai puțin epidot, păstrînd numai conturul sau urmele de clivaj, de altfel ca și piroxenii.

Magnetitul apare în granule, ca fenocristale sau este fin diseminat în pastă.

Structura rocii este porfirică, cu pasta pilotaxitică. Uneori microcristalele înconjoară cite un fenocristal formînd mici vârtejuri. La această rocă, mai întîi, trebuie să subliniem puternicul metamorfism pe care l-a suferit. Din acest metamorfism cel mai important fenomen este silicifierea pastei, după care urmează fenomenul de calcitizare și sericitizare a plagioclazilor și a piroxenilor. Mineralele negre sînt de asemenea cloritizate. Epidotul apare rar. Cînd fenomenul metamorfismului hidrotermal este foarte accentuat, roca are o culoare albicioasă, datorită caolinizării și silicifierii. Andezitul propilitizat din bazinul superior al văii Baia de la Tarna — provine, foarte probabil, din andezitul feldspatic. Se poate, de asemenea, ca aparițiile de andezit propilitizat din valca Socia Mică și din alte puncte să provină din andezitul piroxenitic, pentru că acesta prezintă de asemenea zone cu intense fenomene de metamorfism. Din andezitul propilitizat din valea Baia-Tarna a fost făcută o analiză chimică (nr. 8 din tabel). După parametrii Niggli roca ar corespunde unei magne diorit-cuarțiferă, dar această interpretare este relativă, pentru că roca este metamorfozată hidrotermal.

5. *Andezitul amfibolic-cuarțifer*. Acesta are o culoare cenușie, cu cristale negre, lungi, de amfiboli și piroxeni avînd o duritate mare. La microscop se văd: feldspat, cuarț, piroxeni, amfiboli, magnetit.

Feldspatul este un plagioclaz cu 25—50% An (andezin-oligoelaz bazic) care prezintă macle polisintetice, macula albitului sau mai rar maclele

Karlsbad sau a periclinului. Cristalele sale ating 2,5/2,2 mm și sînt în mod obișnuit, proaspete, rar metamorfozate în calclit și calcit.

Cuarțul primar nu apare totdeauna, dar el se poate vedea de multe ori cu lupa sau cu ochiul liber în rocă.

Hiperstenul se prezintă în cristale prismatice lungi pînă la 2 mm, de obicei proaspet, uneori metamorfozat în calcit. Augitul formează cristale destul de mari de 0,8/0,5 mm și se prezintă rar metamorfozat în calcit.

Hornblenda este mineralul caracteristic al rocii. Se găsește atît hornblendă brună - care apare rar și într-un procent mic - cît și hornblendă verde, mai frecventă. Ea se prezintă în cristale prismatice lungi (pînă la 2,6/1,8 mm, frecvent maclată, cu unghiul de extincție variabil (16—22 %), proaspătă, uneori parțial metamorfozată în calcit și clorit.

Magnetitul apare în granule cu contur neregulat.

Andezitul din dealul Colnic are următoarea compoziție mineralogică: fenocristale = 41 %, pasta = 59 %. Fenocristalele: plagioclaz = 68 %, cuarț = 9,5 %, piroxeni = 8 %, hornblenda = 13 %, magnetit = 1,5 %. Procentajul cuarțului este foarte variabil, uneori putînd lipsi. Structura acestui andezit este holocristalin porfirică cu tendința evidentă spre echigranular, cu structura pastei microgranulară. Uneori are o structură porfirică cu structura pastei microlitică sau foarte rar, pilotaxitică. O probă recoltată din dealul Măgura-Bătarci (nr. 9 din tabel), a fost analizată chimic și după parametrii Niggli roca ar corespunde unei magme diorit-cuarțifere. La acest andezit se observă multe anelave de rocă de aceeași compoziție, dar cu structura holocristalin echigranulară.

Andezitul amfibolic cuarțifer, ca mod de zăcămint, prezintă caracterele unui subvulcan. El are de asemenea tufuri. Lavele sale (cum se vede într-un afloriment al masivului Măgura Bătarci din valea Horaița) curg 30—40 m peste marginea corpului subvulcanic, fără să se detașeze de acesta. Astfel separarea produselor eruptive în lavă și coș sau stîlp nu este un lucru ușor. Aceasta demonstrează că fenomenul consolidării acestei magme nu este al unui vulcan obișnuit, ci este o consolidarea aproape intrusivă, dar la suprafața scoarței terestre. În acest mod separarea noțiunii de intrusiv de aceea de extrusiv-vulcanică nu este totdeauna posibilă, în natură fiind treceri de la un tip de consolidare la altul. Andezitul amfibolic cuarțifer formează dealul Colnic, Pleșcut, Măgura Bătarci și Obîrșia, care sînt corpuri eruptive cu caracter de subvulcan.



6. *Andezitul amfibolic*. Acest andezit diferă de cel descris mai înainte prin lipsa sau raritatea cuarțului, printr-un procentaj al piroxenilor mai mare și al hornblendei mai mic. El prezintă aglomerate și tufuri — cum este cazul pentru vulcanul din Dealul Babii — sau lave care au curs pînă la 200 m, cum este cazul aparatului Cetățeaua-Cherța.

7. *Dacitul*. Această rocă are o culoare cenușie, cenușin-albicioasă, alb-roșietică sau albă cu cristale de cuarț și biotit observabile cu ochiul liber. Durețea sa este redusă, obișnuit el fiind alterat, mai rar prezentându-se în stare proaspătă. Este compact și uneori se separă în plăci sau dale. La microscop se văd : cuarț, feldspat, hipersten, augit, biotit, magnetit.

Feldspatul este un plagioclaz cu 10—40% An (oligoclaz-andezin acid) care, în mod obișnuit, este maclat după macla albitului sau după măcle complexe — albit periclin, mai rar albit-Karlsbad. De multe ori este caolinizat, rar fiind proaspăt.

Cuarțul formează cristale de 1 mm diametru. Procentajul său în compunerea rocii este foarte variabil.

Hiperstenul și augitul sînt proaspeți sau metamorfozați în clorit, ori sînt alterați.

Biotitul formează foițe pînă la 1 mm diametru, găsindu-se în procent variabil în compunerea rocii.

Compoziția mineralogică procentuală a dacitului din dealul Așcuțitu este următoarea : fenocristale = 20%, pasta = 80%. Pasta este formată din microlite și sticlă. Fenocristalele : cuarț = 18%, plagioclaz = 63%, piroxen = 12%, biotit = 6%, magnetit = 1%.

O altă apariție de dacit se găsește în dealul Cocoșei, la vest de dealul Vărgăbuț. Roca are o culoare alb-cenușie, cu cristale de cuarț și biotit vizibile cu ochiul liber, slab metamorfozată hidrotermal, cu frecvente anclave de rocă de aceeași compoziție, dar cu structura echigranulară. Ea se separă în prisme verticale de 2/0,2 m. La microscop se văd : cuarț, plagioclaz, piroxeni (hipersten și augit), biotit, magnetit și apoi minerale secundare : calcit, limonit, caolin. Structura rocii este porfiritică. Compoziția sa mineralogică procentuală este următoarea : pasta = 69%, fenocristale = 31%. Fenocristalele : cuarț = 15%, plagioclaz = 41%, piroxeni = 22,5%, biotit = 12%, magnetit = 1,5%.

Doă probe recoltate, una din dealul Așcuțitu (nr. 10 din tabel) și alta din dealul Cocoșei (nr. 11 din tabel), au fost analizate chimic. După parametri Niggli, roca corespunde unei magme granodioritice. Se observă că parametrul *K* este foarte scăzut, cu alte cuvinte dacitul are un caracter



sodic accentuat, dar compoziția mineralogică nu demonstrează acest lucru. Tuful acestui dacit are un aspect aglomeratic sau microaglomeratic-breios și o culoare cenușie, cu zone albe prezentând un aspect pătat. În rocă se văd cristale de cuarț, care ating 2—3 mm și care sînt cîteodată bipiramidale și se dezagregă ușor. De asemenea se văd foițe de biotit. La microscop se mai observă și cristale de hipersten, augit, plagioclaz și sticlă. Sticla formează picături, mici bastonașe sau firisoare și reprezintă un mic procent în compoziția tufului. În regiune se găsesc de asemenea lave dacitice, care provin din vulcanul din dealul Așcuțitu.

Considerații petrologice

Rocile eruptive ale regiunii arată un proces de diferențiere destul de accentuat. Din diagrama de variație a parametrilor Niggli (fig. 6), se vede că rocile pot fi separate în trei grupe, care corespund la trei tipuri de magmă : 1, diorit-andezit piroxenic cu $Si = 155$; 2, diorit cuarțifer-ande-

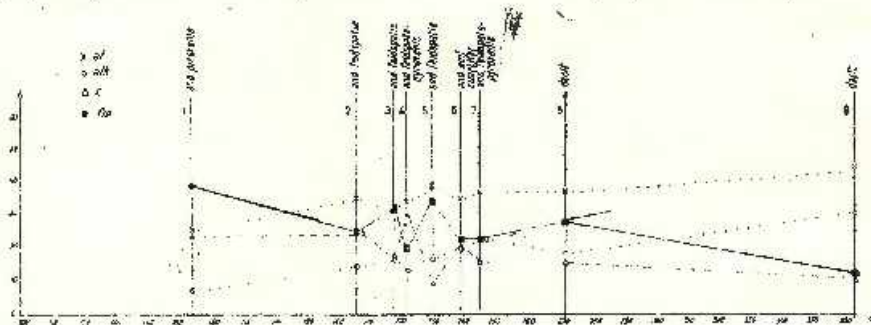


Fig. 6. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli în diferențiatele magmatice din regiune.

Diagramme de variation des paramètres Niggli dans les différenciés magmatiques de la région.

zit feldspatic : andezit amfibolic ; andezit amfibolic-cuarțifer cu $Si = 206—245$; 3, granodiorit-dacit cu $Si = 270—365$. Limile de variație ale parametrilor nu se ridică și nici nu se coboară constant, în spațiul care corespunde dioritului cuarțifer (206—245 Si), ele prezentînd salturi, ceea ce se poate interpreta fie ca un moment critic în diferențierea magmatică, fie că acest proces al diferențierii este foarte complex și de asemenea că, toate tipurile de rocă analizate nu se înscriu pe o singură linie de diferențiere, cu alte cuvinte că rocile sã nu aparținã unei singure magme.

Din diagrama de variație a compoziției mineralogice procentuale (fig. 7) se văd 4 diferențiate : 1, diferențiatul piroxenic-andezitul piroxe-

nic — cel mai apropiat de magma inițială; 2, diferențiatul feldspatic-andezitul feldspatic; 3, diferențiatul amfibolic-andezitul amfibolic, andezitul amfibolic-cuarțifer; 4, diferențiatul cuarț-biotitic — dacitul — diferențiatul cel mai depărtat de magma inițială.

Fig. 7 Diagrama de variație a mineralelelor principale în diferențiatele magmatice din regiune.

= feldspat; p = plagioclază; a = piroxen; h = hornblendă; q = cuarț; b = biotit.

Diagramme de variation des minéraux principaux dans les différenciés magmatiques de la région.

f, feldspathe; p, plagioclases; p - pyroxènes; h = hornblende; q = quartz; b = biotite.

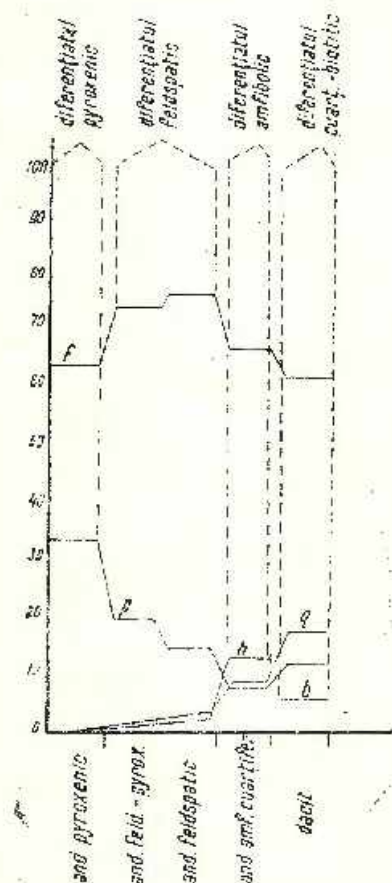
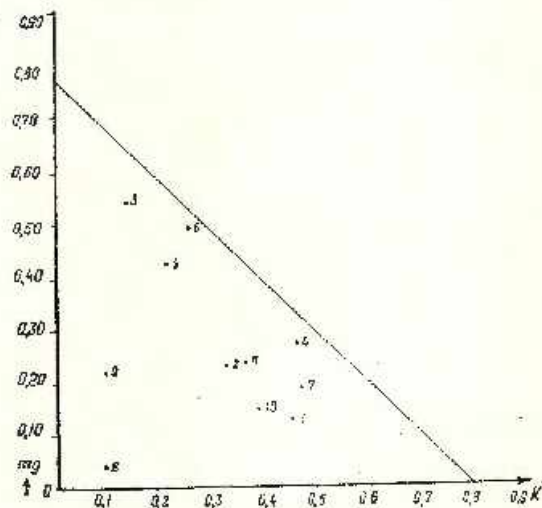


Fig. 8. — Proiecția diferențiatelelor magmatice în câmpul parametrilor k și mg .

1, andezit feldspato-piroxenitic; 2, andezit feldspato-piroxenitic; 3, andezit feldspatic; 4, 5, andezit feldspatic; 6, andezit piroxenitic; 7, andezit amfibolic cuarțifer; 8, 9, dacit; 10, andezit feldspatic; 11, andezit propilitizat.

Projection des différenciés magmatiques dans le champ des paramètres k et mg .

1, andésite feldspato-pyroxénique; 2, andésite feldspato-pyroxénique; 3, andésite feldspatique; 4, 5, andésite feldspatique; 6, andésite pyroxénique; 7, andésite amphibolique quartzifère; 8, 9, dacite; 10, andésite feldspatique; 11, andésite propylitisée.



Din proiecția parametrilor k și mg (fig. 8) se vede că toate andezitele (1 -- 7) se plasează între diagonalele 0,5 și 0,8, iar dacitul în colțul

sting jos, între diagonalele 0,1 și 0,3. Rezultă de aici că parametrii k și mg sînt invers proporționali.

Din proiecția parametrilor QLM (fig. 9) se vede că toate rocile se plasează în câmpul rocilor saturate, andezitul piroxenic fiind foarte aproape de limita de saturație.

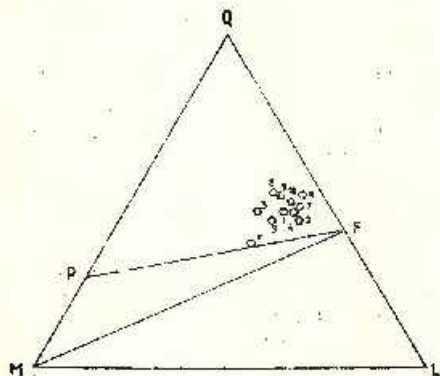


Fig. 9. -- Proiecția diferențiatelor magmatice în câmpul parametrilor QLM .

1, 2, andezit feldspato-piroxenic; 3, 4, 5, andezit feldspatic; 6, andezit piroxenic; 7, andezit amfibolic; 8, 9, dacit; 10, andezit feldspatic; 11, andezit propilitizat.

Projection des différenciés magmatiques dans le champ des paramètres QLM .

1, 2, andésite feldspato-pyroxeinique; 3, 4, 5, andésite feldspathique; 6, andésite pyroxénique; 7, andésite amphibolique; 8, 9, dacite; 10, andésite feldspathique; 11, andésite propylitisée.

Despre vîrsta erupțiilor

Scurt istoric. Vîrsta și succesiunea erupțiilor au suscitât multe discuții, discuții care se continuă de aproape un secol.

Încă din 1860 *Richtshofen* a arătat că erupțiile din Ungaria și Transilvania se succed după cum urmează: 1, trahitul verde (actualul andezit propilitizat); 2, trahitul cenușiu; 3, riolitul; 4, bazaltul. Începutul erupțiilor poate fi plasat în Eocen, Oligocen sau Miocen.

În 1915 *Pálffy* studiind regiunea Baia Mare, prezintă mai multe succesiuni, după sectorul cercetat: andezitul piroxenic, dacitul andezitic, riolit - acesta pentru împrejurimile Baia-Mare. Pentru valea Borcutului prezintă succesiunea: dacit andezitic, andezit piroxenic, riolit. În fine pentru sectorul Baia Sprie prezintă altă succesiune: dacit, andezit piroxenic, riolit. El arată că în prima succesiune tufurile și lavele andezitului piroxenic stau pe Pannonian, iar în cea de a doua succesiune riolitul este mai nou decît gresia care se află pe coama dealului Murgău, gresie care are vîrsta Pannonian superior, eventual Levantin.

În 1948 *Mezősi* studiind regiunea Băița - Baia-Mare ajunge la concluzia că toate erupțiile sînt mai noi decît Pannonianul inferior și că ele se succed astfel: dacit, andezit piroxenic, riolit.

În 1955 *Pauca* în privința vîrstei erupțiilor din regiunea Baia-Mare, exprimă părerea următoare: erupțiile încep în Tortonianul superior

și încetează la limita Meotian-Pontian. Ultimele venituri fiind cele ale andezitului negru cu hipersten și ale andezitului cu biotit. Autorul consideră că în regiunea Baia-Mare „pentru moment un punct câștigat este constatarea că nu există erupții de vîrstă pliocen-superioară” (p. 68).

TABEL

Analize chimice ale vulcanitelor din regiune

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	55,23	58,57	63,30	65,05	59,91	61,39	61,87	62,33	62,05	71,50	61,98	
Al ₂ O ₃	16,02	15,84	16,36	14,76	17,18	18,38	15,20	15,49	15,96	15,60	15,33	
Fe ₂ O ₃	7,00	1,50	4,93	2,59	2,86	0,14	5,59	1,87	4,08	1,96	1,01	
FeO	1,99	4,11	0,36	2,37	3,60	4,65	1,08	2,88	1,86	0,79	5,03	
TiO ₂	1,23	1,16	—	0,28	0,98	1,41	1,64	0,62	0,35	—	0,47	
MnO	0,40	0,13	0,17	0,12	0,12	0,70	0,28	0,13	0,18	0,24	0,38	
MgO	5,00	0,54	0,97	0,50	1,44	3,50	2,83	0,97	0,80	0,10	1,05	
CaO	8,65	7,68	3,97	4,02	6,71	2,20	4,70	4,93	5,11	1,90	3,50	
Na ₂ O	2,03	1,97	4,18	4,13	2,20	3,90	3,91	3,13	2,83	5,70	4,09	
K ₂ O	1,09	2,49	3,04	2,82	2,90	1,07	1,60	2,44	3,92	0,97	0,71	
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,10	0,10	0,27	0,13	0,28	0,19	0,10	0,01	0,30	
S	0,01	0,10	—	—	0,07	0,18	—	—	—	0,21	—	
H ₂ O + 105°	1,60	1,77	2,20	1,13	0,72	0,66	1,30	2,28	1,90	0,39	2,00	
H ₂ O - 105°	0,24	0,63	0,26	0,54	0,17	0,40	1,60	1,19	1,39	0,64	0,18	
CO ₂	—	4,29	—	2,38	2,02	1,05	—	1,30	1,19	0,50	1,41	
Total	100,85	100,98	100,34	100,68	100,46	99,76	101,34	98,73	101,70	100,51	100,50	
Parametrii Niggli	si	154	222	245	279	206	230	218	251	239	364	272
	al	26,3	35,4	37,6	37,1	35,9	40,5	31,7	36,6	36,2	46,5	37,7
	c	25,8	31,3	16,4	18,3	25,0	8,7	17,9	21,3	21,1	10,4	15,8
	alk	7,2	13,0	23,4	24,7	13,8	18,2	16,9	18,4	19,9	31,2	18,3
	fm	40,7	20,3	22,6	19,9	25,5	34,6	33,5	23,7	22,8	11,9	28,2
	Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	k	0,25	0,45	0,32	0,39	0,46	0,13	0,21	0,34	0,17	0,09	0,09
	m _q	0,51	0,14	0,24	0,15	0,29	0,56	0,44	0,24	0,20	0,05	0,23
	qs	+26	+70	+52	+100	+52	+66	+51	+78	59	+141	+100
	Q	40	49	46	49	46	48	45	50	47	52	52
L	35	39	44	41	42	32	39	40	42	36	36	
M	25	12	10	10	12	20	16	10	11	12	12	
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Gîrșcă (1951) consideră că vulcanismul din regiunea Baia-Mare începe în Tortonianul superior și poate fi separat în patru faze : a) cea mai veche este reprezentată de piroclastite andezitice, mai rar dacitice. Ele sînt urmate de andezitul amfibolic propilitizat. Acestei faze îi aparțin de asemenea și riolite ; b) faza dacitelor (de Lîmpedea, Colbul), a riolitului de Ulmoasa și a andezitului cuarțifer de Ulmu ; c) faza dacitului de Piscuiatu. Aglomeratele sale stau pe Sarmațian ; d) faza andezitului piroxenitic și a andezitului cu biotit de Gutii.

Dumitrescu și Bleahu (1955) în regiunea Băiuț — Baia-Mare constată următoarele trei faze : faza andezitelor vechi propilitizate ; faza dacitelor de tip Piscuiatu — post Sarmațian ; faza andezitelor cenușiu-negriceoase — Ponțian.

Rădulescu (1958) studiind regiunea de la vest de Baia-Mare (Seini — valea Băiței) stabilește de asemenea trei faze : faza piroclastitelor vechi și a andezitului propilitizat, a riolitelor, a rocilor trahitice și a dacitelor de tip Șindileu ; faza andezitelor cuarțifere de tip Piscuiatu ; faza andezitului bazaltoid.

Contribuții la studiul eruptivului regiunii Baia-Mare au fost aduse de Manilici, Lupei (1954) ; Cioflica (1956) etc.

Dacă în ce privește limita inferioară a magmatismului din regiunea Baia-Mare, aproape toți geologii sînt de acord că ea este Tortonian superior ; pentru limita superioară părerile sînt diferite. Paucă (1955) consideră că la limita Mecțian-Ponțian magmatismul de la Baia-Mare se stinge, fără a trece în Ponțian. Sagatovici (1957) studiind regiunea Tîrșoț (Oaș) găsește Pliocen fosilifer metamorfozat, la contactul cu un eruptiv acid (?dacit), ajungînd la concluzia că au fost erupții post-pannoniene (? post-ponțiene).

În 1954³ studiind regiunea Cavnic — Baia-Mare, noi am constatat că, în afara unui ciclu eruptiv al cărui început nu a putut fi precizat și care se manifestă în timpul Tortonianului și Sarmațianului pînă în baza Pliocenului inferior, mai există un al doilea ciclu eruptiv, care începe în Pliocenul superior (Dacian). Acestui ultim ciclu îi aparțin andezitele piroxenice din Dealul Negru și Hîgea Mare și probabil și dacitul din văile Bervincioara și Gutii.

Revenind la regiunea Tarna-Turți-Bătarci (Oaș), noi am constatat că toate fenomenele magmatice sînt de vîrstă Pliocen superior-Pleistocen,

³ S. Ioniță. Raport geologic al regiunii Cavnic S - W (Baia Mare). 1954. Man. Arh. Com. Geol. București.

ultimele manifestații — mofetele — continuându-se pînă în zilele noastre. Magmatismul de la sfîrșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului se manifestă de asemenea și în alte regiuni. În regiunea Căvnic — Baia-Mare am arătat mai înainte că există de asemenea un vulcanism în Pliocenul superior. Mai la sud, în regiunea Harghita, Fr. Herbieh încă din secolul trecut, a arătat că produsele vulcanice ale Harghitei sînt intercalate sau acoperă un sedimentar de vîrstă pliocenă. La exteriorul Carpaților, în Dacianul din regiunea Ceptura, O. Protescu (1927) a semnalat, o intercalație de tuf. La sud-est de orașul Onești, la Pralea în conglomerate și pietrișuri noi cunoaștem o intercalație de cinerite de 8—9 m grosime. Aceste conglomerate și pietrișuri sînt de vîrstă levantină, după unii, sau pleistocenă după alții. Deci în Pliocenul superior de la exteriorul Carpaților, se cunosc roci de origine vulcanică, care atestă, indiscutabil, un magmatism în vremea respectivă.

În Munții Apuseni, Ghițulescu și Socolescu (1911) consideră cea de a patra fază, a andezitului de Rotunda și a bazaltului de Detunata, de vîrstă pliocenă.

În concluzie, date sigure din regiunea noastră, ca și de pe cuprinsul întregii țări, arată că la sfîrșitul Pliocenului și în Cuaternarul inferior au avut loc puternice manifestații vulcanice.

În regiunea noastră acest magmatism are, alături produse bazice (andezite piroxenice) cît și produse acide, care demonstrează o diferențiere destul de accentuată. Tot acest magmatism cu fenomenele sale de diferențiere și consolidare, noi l-am numit epoca magmatică a Pliocenului superior-Pleistocen.

După părerea noastră, noțiunea de fază corespunde mai bine pentru un singur diferențiat principal (dacit, riolit etc.), în timp ce aceea de ciclu ar corespunde mai bine fenomenelor magmatice mai dezvoltate în timp și spațiu.

Produsele epocii magmatice a Pliocenului superior-Pleistocen din regiunea noastră pot fi atribuite la două faze :

1. Faza bazică (andezitică) : andezit piroxenic, andezit feldspato-piroxenic ;

2. Faza acidă : dacit, andezit amfibolic, andezit amfibolic cuarțifer.

Care este sensul diferențierii magmatismului intracarpatic ? Spre acid — sens normal — sau spre bazic — sens invers ?

Noi am arătat mai înainte că Pliocenul superior din regiunea noastră poate fi separat în trei orizonturi : orizontul calcarelor sideritice, orizontul tufurilor cu cărbuni, orizontul nisipurilor. Primele două orizonturi aparțin Dacianului inferior-mediu. Ele au intercalații de tufuri și aglomerate ande-

zitive. Horizontul nisipurilor este mai nou, de vîrstă Dacian superior, eventual Levantin. Am arătat mai sus că tufurile dacitice stau pe sedimente ale Dacianului superior. După datele analizei de teren trebuie să tragem următoarele concluzii: *a)* magmatismul Pliocenului superior-Pleistocen începe cu produse ale fazei bazice (andezitice); *b)* după faza bazică urmează faza acidă (dacitică), așa că sensul de diferențiere este normal — spre acid; *c)* pentru că după dacit se pare că vin noi erupții andezitice, se creează noi situații. Pentru explicarea acestor situații noi, prezentăm două ipoteze: sau magma din regiune este formată într-un singur moment și apoi ea s-a rupt în mai multe părți, sau magma din regiune s-a format în mai mulți timpi geologici, fiecare magmă avînd evoluția sa normală.

Să examinăm mai amănunțit prima ipoteză. Mai întii este greu de admis că în întreaga suprafață ocupată de eruptivul Oaș-Guții pe o linie axială de cea 80 km, toate produsele vulcanice sînt ale aceleiași rezervor vulcanic. Dacă se va demonstra de asemenea că și eruptivul de la nord de Tarna Mare, pînă la Vihorlat și chiar pînă la Banská Štiavnica — în Cehoslovacia — aparțin, cel puțin parțial, aceleiași epoci magmatice — cum cred — atunci este și mai greu de a admite așa ceva. Elementul tectonic este de asemenea împotriva acestei idei. Magma prinsă între blocurile solide ale scoarței terestre este continuu supusă presiunilor verticale și tangențiale — orogenice. Schimbarea poziției blocurilor are ca urmare schimbarea poziției magmei. Evoluția magmatică este condiționată de factori geologici, dar are și legi fizico-chimice proprii. O parte a magmei, din cauza forțelor care sînt aplicate asupra ei, se îndreaptă spre scoarța terestră. Din cauza mișcării blocurilor este posibil ca cele două magme, cea care rămîne pe loc și cea care s-a deplasat, să devină izolate, magma inițială rupîndu-se în două părți. După aceasta, fiecare din cele două magme-părți, provenită din magma inițială, are evoluția sa proprie producînd diferențiate de la bazic spre acid după legile fizico-chimice. Diferențiatele celor două magme-părți se vor consolida, așa că produsele de același tip vor fi consolidate în timpuri diferite. Fiecare magmă-parte are condițiile sale geologice de detaliu, care pot întîrzia sau grăbi procesul diferențierii și al consolidării magmatice. Numim această diferențiere, diferențiere strofică.

Urmărind problema pe teren se constată că, de obicei, se găsesc asociații de două sau trei tipuri de rocă care formează grupe de dealuri separate între ele morfologic. Cel mai bine individualizate, atît din punct de vedere geologic, cît și morfologic, sînt două grupe de dealuri, în partea de vest a regiunii: 1, Iatu-Colnic și 2, Vărgăbuz-Ascuțitu.



În unitatea Hatu-Colnic, cele două faze, bazică și acidă sînt reprezentate fiecare printr-un singur tip de rocă :

- I. Faza bazică — andezitul feldspato-piroxenitic.
- II. Faza acidă — andezitul amfibolic-cuartifer.

În unitatea Vărgăbuț-Ascuțitu, cele două faze sînt reprezentate, fiecare prin cîte un tip de rocă :

- I. Faza bazică — andezitul feldspato-piroxenitic.
- II. Faza acidă — dacitul.

Dacitul din dealul Ascuțitu este mai nou decît andezitul feldspato-piroxenitic al dealului Vărgăbuț, pentru că el străpunge tufurile și brechiile andezitului și probabil îl acoperă parțial. Astfel, noi putem să explicăm de ce andezitul feldspatic din dealul Corcea este mai nou decît tuful dacitic care provine din dealul Ascuțitu. El provine din altă parte de magmă care a dat diferențiate consolidate înaintea diferențiatelor acide din unitatea Vărgăbuț-Ascuțitu, care a avut o evoluție mai tîrzie. Deci este posibil să găsim pe teren dacite mai noi decît andezite, dar și andezite mai noi decît dacite, dar în acest ultim caz, andezitele provin de la un alt centru eruptiv. Succesiunea poate fi stabilită numai în cadrul unităților sau părților de magmă sau între unități, respectiv părți de magmă. În consecință, succesiunea andezit-dacit, poate să se repete de multe ori într-o regiune, după numărul magmelor-părți evolute.

În ce privește cea de-a doua ipoteză, a formării magmei sau magmelor în mai multe momente, sau timpi geologici, datele pe care noi le posedăm nu sînt suficiente pentru o analiză amănunțită.

Prezența dacitului de Gherța în faza finală a magmatismului arată, indiscutabil, că sensul diferențierii este spre acid. Plecînd de la acest dacit, nu este posibil să tragem concluzii generale asupra întregului magmatism intracarpatic, dar este un argument în favoarea ideii că întreg magmatismul intracarpatic are același sens de diferențiere — spre acid, deci normal.

Magmatismul este un ansamblu de probleme sau fenomene geologice care are aspectele sale proprii. Dintre acestea, noi vom insista în mod special asupra fenomenului migrației magmatice.

Migrația magmatică. Fenomenul deplasării întregii magme, sau a unei părți din ea, spre alte zone, se cheamă migrație magmatică.

Pornind de la observațiile de teren din regiunea noastră, se vede că, de obicei, produsele eruptive de la un moment dat, nu acoperă corpurile eruptive sau lavelle mai vechi. Fiecare corp eruptiv, ca și lavelle, ocupă un spațiu propriu, fie în apropierea imediată a unor produse anterioare,

fie la oarecare distanță de acestea. Se constată că distanța dintre corpul eruptiv nou și cel vechi are valori variabile.

Noi vom examina câteva exemple: în unitatea Vărgăbuț-Ascuțitu, vulcanismul începe cu andezitul feldspato-piroxenic, care formează dealul Vărgăbuț. Centrul de erupție a fost localizat în vârful dealului. Faza acidă a acestui complex, este reprezentată de dacitul cu biotit, care formează dealul Ascuțitu. Centrul de erupție al fazei dacitice a fost în vârful dealului Ascuțitu. Deplasarea centrului de erupție de la o fază la alta, s-a făcut pe o linie de fractură, cu direcție SW—NE, spre NE, pe o distanță de 1,5 km (fig. 10).

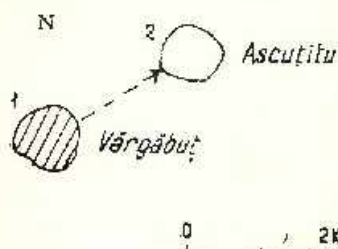


Fig. 10. — Migrația dacitului din dealul Ascuțitu.

1, andezit feldspato-piroxenic; 2, dacit.

Migration de la dacite de la colline Ascuțitu.

1, andésite feldspato-pyroxonique; 2, dacite.

În unitatea Hatu-Colnic se constată că faza bazică, cu care începe vulcanismul, este de asemenea andezitul feldspato-piroxenic, care a avut centrul principal de erupție în dealul Hatu. Faza acidă este reprezentată de andezitul amfibolic-cuartifer, care formează două dealuri: Pleșcuț și Colnic, care sînt două unități vulcanice separate. Deplasarea centrului de erupție aici este mai complicată. După faza bazică, magma se deplasează spre SSE cea 2,5 km, pînă la delușorul Orban care este format de asemenea din andezit feldspato-piroxenic. După consolidarea produselor bazice, magma se deplasează în lungul unei fracturi cu direcția SW—NE (fiind deci aproape paralelă cu cea de la Vărgăbuț-Ascuțitu) și dă naștere la doi vulcani Pleșcuț și Colnic. Acești vulcani, în special Pleșcuț, au caractere de subvulcani. Distanța dintre cele două centre acide este aproape de 1,5 km și deplasarea magmei atinge în total 4 km (fig. 11). Dacă noi vom urmări falia pe care se află cele două aparate vulcanice — Pleșcuț și Colnic — spre NE aproape 3 km, se ajunge la subvulcanul Măgura-Bătarci, care este format de asemenea din andezit amfibolic-cuartifer, dar nu este posibil să afirmăm cu certitudine dacă acest subvulcan aparține sau nu la unitatea Hatu-Colnic.

Cum se poate observa în exemplele precedente, cele două faze sînt reprezentate numai prin două tipuri de rocă, iar valoarea migrației este

mică, însă la alte unități, cu un grad de diferențiere mai complicat, această migrație poate atinge valori mai ridicate, produsele cele mai noi, acide, migrint spre suprafață, se depărtează de produsele mai vechi, bazice.

Noi am discutat datele de la suprafață, observațiile, nu ale fundamentului. Migrația magmatică poate fi văzută la valoarea sa reală numai

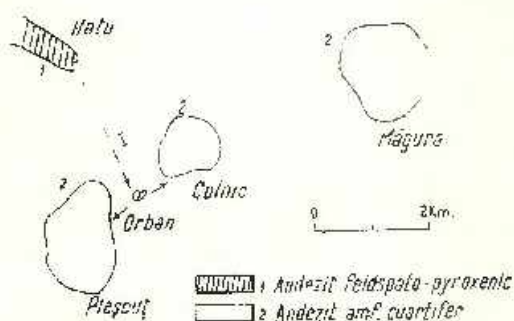


Fig. 11. — Migrația andezitului amfibolic cuarțifer în dealurile Pleșcuț și Colnic.

1, andezit feldspato-piroxenitic; 2, andezit amfibolo-cuarțifer.

Migration de l'andésite amphibolique quartzifère dans les collines Pleșcuț et Colnic.

1, andésite feldspatho-pyroxenique; 2, andésite amphibolo-quartzifère.

urmărită pe un spațiu mai mare decât acela pe care noi l-am examinat. Aici migrația atinge câțiva kilometri, dar, în spațiul mai mare, ea atinge sute de kilometri.

Migrația carpato-egeeană. Magmatismul Pliocenului superior s-a manifestat în tot spațiul carpatic, a avut o activitate foarte importantă la interiorul arcului carpatic, dar ea se manifestă de asemenea și în alte regiuni din Europa: Franța, Germania, Italia, Grecia și de asemenea în Caucaz. În Pleistocenul superior al zonei carpato-alpină-caucaziană magmatismul se stinge (în afara unor fenomene mofelice care persistă pînă astăzi), dar el continuă în sud în tot cursul Holocenului, în bazinul mediteranean, unde există mari depresiuni ale scoarței terestre. Astfel fenomenul magmatic se deplasează de la nord la sud și în ce privește spațiul carpatic, fenomenul magmatic se deplasează din această regiune spre spațiul egeean. Pentru moment este greu să precizăm dacă este vorba de deplasarea magmei (Sima) în acest spațiu carpato-egeean, cu atât mai mult cu cât magma de la interiorul arcului carpatic este considerată, de unii geologi, ca o magmă sialică (ex. Stille).

Noi constatăm numai că în spațiul carpatic magmatismul se stinge în Pleistocenul superior și că el se continuă în Holocen, în spațiul egeean, cu alte cuvinte fenomenul migrează în timp — Dacian-Holocen și în spațiu mai mult de 1500 km.

Trebuie să remarcăm de asemenea că în alte regiuni ale Europei magmatismul Pliocenului superior se deplasează de asemenea de la nord

la sud, spre Marea Mediterană, unde există astăzi vulcani. Fără a intra în discuția cauzelor acestui fenomen și a-l explica prin teoria curenților de convecție (Hopkin-Holmes) sau prin altă teorie noi constatăm numai fenomenul.

Tectonica

Regiunea este foarte tectonizată. Cel mai frecvent se observă fracturile, apoi cutele. Fracturile au direcții și amplitudini variabile: W—E sau mai ales NW—SE, cum este cazul faliei „Izvoarelor”. Cutele se găsesc la vest, acolo unde corpurile magmatice sînt mai depărtate între ele.

Mișcările tectonice ale regiunii studiate, reflectă pe cele ale întregului spațiu carpatic. Formațiunile geologice aparțin Pliocenului superior și Pleistocenului. În acest timp se cunosc trei faze tectonice: rodanică, valahă și pasadenică. Din aceste trei faze, efectele fazei valahe sînt cele mai puternice, atît în Țara Oașului, cît și în restul spațiului carpatic.

În Țara Oașului faza valahă a provocat un relief cu ultimele sedimente de vîrstă Levantin inferior-mediu, relief care, apoi a fost acoperit de lave vulcanice. De asemenea se constată cute.

Cu toate că fiecare fază își menține individualitatea sa, toate cele trei faze tectonice: rodanică, valahă și pasadenică — sînt legate într-un proces tectonic mai mare pe care noi l-am numit epoca ossanică⁴.

Una din legăturile care se constată între aceste trei faze — cu alte cuvinte proprie epocii ossanice — este fenomenul magmatic.

Magmatismul, fie că este considerat, ca generator al tectonicii, fie că este considerat dimpotrivă, ca un efect al tectonicii, este în strînsă legătură cu tectonica și o pune în evidență întotdeauna.

Dacianul are intercalații de cinerite, de asemenea ca și Pleistocenul. Astfel, în timpul Pliocen superior-Pleistocen, epocii tectonice îi corespunde o epocă magmatică în Carpați.

În timpul epocii ossanice a fost format în cea mai mare parte, dacă nu în întregime, lanțul eruptiv de la interiorul arcului carpatic, cel mai important lanț eruptiv din Europa.

⁴ Am denumit această epocă după numele străvechi al acestei regiuni, numită Țara Oașului și de asemenea după numele locușicilor care se numesc oșeni și oșan. Aici se păstrează portul și unele datini foarte vechi probabil încă din antichitate.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1949) Fenomene magmatice. Curs universitar, București.
- Cioflică G. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băila (Baia-Mare). *An. Univ. „C. I. Parhon”*, București.
- Dumitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol. XXXIX (1951—1952)*, București.
- Földvári A. (1946) Besza molo a vitanlesc Kröll, VIII, Kotettebebol, Budapest.
- Giusea D. (1954) Cercetări geologice în regiunea Baia-Mare. *D. S. Com. Geol. (1950—1951)*, București.
- (1950) Raport geologic preliminar asupra regiunii miniere Baia-Mare. *Man. Com. Geol. București*.
- Găișulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des monts Metallifères. *An. Inst. Geol. XXI*, București.
- Hauer V. R., Fösterle-Fr. (1855) Geologische Übersicht der Bergbaue der Oster reichen Monarchie. Wien.
- Richthofen v. Fr. (1858) Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn. *Jahrb. d.k.k. geol. R. Wien*.
- Johansen A. (1937) A descriptive petrographie of the Igneous rocks. Chicago.
- Manlică V., Lupci N. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Cavnic (regiunea Baia-Mare). *D. S. Com. Geol. XXXVIII (1950—1951)*, București.
- Mezősi I. (1948) *Acta Univ. Seged. Sect. Sci. Nat. (Pars. Min. Petr.) II*, Szeged.
- Pályi v. M. (1915) Die Montangeologischen Verhältnisse von Nagybanya, Borpölk, Felsőbanya und Kisban. *Jahrb. d.k.u. geol. R.f. Budapest*.
- Pancă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și vest de Baia-Mare. *D.S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Iba-Nistru — Baia-Mare. *An. Com. Geol. XXXI*, București.
- Richthofen v. F. (1860) *Jahrb. d.k.k. geol. R. Wien*.
- Sagalovici A. (1957) Contribuțiuni la cunoașterea geologică a bazinului Oaș. *An. Univ. C. I. Parhon. 18*, București.
- Szalai T. (1947) Geology of the Northeastern Carpathians. *Mag. All. Földt. Int. k. XXXVIII*, Budapest.
- Szellemy G. (1896) Die Erzlagerstätten des Vihortatt-Gut. *Montangeologie Mileniums-Kongres. Budapest*.
- Stille H. (1953) Der Geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beihfte zum geologischen Jahrb. Hannover*.

GEOLOGICAL RESEARCH IN THE ȚARA OAȘULUI (TURȚI-BĂTARCI TARNA MARE AREA)

(Summary)

The surveyed region comprises sedimentary and eruptive rocks. The sedimentary rocks belong to the Pliocene and Quaternary ages.

The Pliocene consists of gravel, conglomerate, sandstone, sands, marls, siderite limestones, coals, tuffites and volcanic tuffs. These deposits have been grouped into four formations :

I. The marl formation, II. the siderite limestone formation, III. the tuffite with coal formation, and IV. the sand formation.

Fossils belonging to the families listed below have been found in these sediments : Dreissenides, Ostracodes, Limnocardides Melaniides, Planorbiides and Melicicides.

The first formation belongs to the Lower Pliocene and the last three formations belong to the Upper Pliocene. From the point of view of the fauna, the following two assemblages can be distinguished in the Upper Pliocene :

1. the *Melania escheri* B r., Dreissenides and Ostracodes assemblage, and 2. the *Melania escheri* B r., Planorbiides and Limnicides assemblage. Owing to the fact that the beds of the formations II and III contain forms of the assemblage 1, they have been assigned to the Lower and Middle Dacian, while the beds of the formation IV, which contain forms of the assemblage 2, have been ascribed to the Upper Dacian-Lower Levantine.

Based on the study of the sedimentary rocks with which the eruptive rocks come into contact, the „magmatismus” of the region has been considered to be of the Upper Pliocene-Pleistocene age.

The eruptive rocks. The pyroxene andesite consists of : plagioclase with 45—65 % An (andesine-labrador), quartz (very seldom), hypersthene, augite, hornblende (very seldom) and magnetite. The structure is porphyritic, sometimes holocrystalline-porphyritic with tendency towards the equigranular one, having the structure of the slightly pylotaxial basic mass. This rock corresponds to a diorite-gabbro-dioritic magma.

The feldspar-pyroxene andesite consists of : plagioclase with 53—75 % An (labrador-bytownite), hypersthene, augite and magnetite. The plagioclase represents 75 % of the rock. Usually the rock shows a banded aspect. The structure is porphyritic, displaying a hialopilitic-pylo-taxitic structure of the basic mass.

The feldspar andesite is formed of : plagioclase with 40—60 % An (andesine-labrador), quartz (seldom), hypersthene, augite, hornblende (seldom) and magnetite. The plagioclase reaches 79 % of the rock. The structure is porphyritic, showing a microgranular-taxitic or pylo-taxitic structure of the basic mass. This andesite corresponds to a quartz diorite magma.

The propylitized andesite is not a genetic type of magma, but represents a stage or a facies of the hydrothermal metamorphism of a certain magmatic rock. The propylitized andesite of Tarna originates from the feldspar andesite. The component minerals are : plagioclase with 45—65 % An (andesine-labrador), hypersthene, augite, hornblende, quartz, magnetite, then calcite, chlorite, sericite kaolinite and epidote. The structure is porphyritic. This rock corresponds to a quartz diorite magma.

The quartz amphibolic andesite is composed of : plagioclase with 25—50 % An (basic oligoclase-andesine), quartz, hypersthene, augite, brown hornblende, green hornblende and magnetite.



The structure is porphyric holocrystalline with the tendency towards the equigranular one, having a microgranular structure of the basic mass. This andesite corresponds to a quartz dioritic magma.

The amphibole andesite differs from the quartz amphibole andesite by the lack or scarcity of quartz, by a larger percentage of pyroxene and by a smaller percentage of amphibole.

The dacite is composed of: plagioclase with 10–40% An (oligoclase-andesine), quartz, hypersthene, augite, biotite and magnetite. The structure is porphyric. This rock corresponds to a granodioritic magma.

In the region surveyed the differentiated magmatic products belong to three types of magma: 1, diorite gabbro-diorite, 2, quartz-diorite, and 3, granodiorite.

From the variation diagram of the mineralogic composition percentage it results (fig. 7) that there are four main differentiated products: 1, the differentiated pyroxenic product, 2, the differentiated feldspathic product, 3, the differentiated amphibolic product, and 4, the differentiated quartz biotitic product.

The "magmatism" of the region is of the Upper Pliocene Pleistocene age. Its latest manifestations — the most recent ones — are continuing even now. The existence of the Upper Pliocene-Pleistocene "magmatism" is also proved in other regions: in Cavnic, N—E of Baia Mare, as well as in Harghita. Pyroclastic intercalations are found in the Dacian and Pleistocene deposits from Ceptura and Pradea at the outer part of the Carpathians. Some eruptive products (Rotunda andesite and Delunata basalt) from the Apuseni Mountains are considered by some geologists to be of Pliocene age.

Thus it has been proved, that over the whole surface of the country, in the inner as well as the outer part of the Carpathians, important magmatic manifestations have taken place in the Upper Pliocene-Pleistocene time interval. This same "magmatism" with its differentiating and consolidating phenomena has been called the magmatic epoch of the Upper Pliocene-Pleistocene time interval. The products of this epoch from the region under study can be assigned to two phases: 1, the basic phase: pyroxenic andesite, feldspar-pyroxenic andesite, and 2, the acidic phase: quartz-amphibolic andesite, dacite.

Which is the sense of the differentiation of the intercarpathian "magmatism", towards the acid-normal or towards the basic reverse?

The conclusions resulting from the survey carried out in the area are as follows: (a) the Upper Pliocene-Pleistocene "magmatism" begins with products of the basic phase (andesites); (b) the acid phase (with dacites) appears later than the andesitic phase, consequently the sense of differentiation is normal, i.e. towards acid; (c) it seems, however, that in the region andesitic eruptions appear again after the dacites, which means that the basic and acid rocks are repeating.

In order to explain this repetition of dacites and andesites we must assume certain hypotheses: 1, either the magma of the whole region has formed in a single moment and then divided, or broke in many parts; or 2, the magma of the region has not formed in a single moment but in several moments or stratigraphic times.

Upon examining the first hypothesis it is difficult to admit that in the whole eruption region Oaș-Gutii, which spreads over an axis exceeding 80 km, all the magmatic products should belong to a single magmatic basin. Because the eruptive rocks extend up to Vihorlat for another 80 km, and we assume that these rocks belong largely to the same magmatic epoch, it is even more difficult to admit that all the magmatic products should belong to a single magmatic basin with a 80 km long axis.

The tectonics intervenes in the magmatic evolution by changing the blocks of the terrestrial cover among which semi-fluid magma. During its evolution the magma, or part of it will move towards the surface.

Owing to the motion of the solid blocks of the terrestrial cover it is possible that the magma, which has displaced or is in course of displacement, be separated from the rest of the magmatic basin and will thus form two parts of magma, consequently the magma has divided into more parts.

After the division of the magma each of the two parts has its own evolution by producing differentiated products which succeed from basic to acid, according to physical and chemical laws. Differentiated products of the same type, but which originate from the same parts of magma, can consolidate in different times. Every part of the magma has its detailed geological conditions which can delay or accelerate the differentiation and consolidation process.

The region surveyed comprises usually small morphological units formed by the association of two or three types of rocks. Two of such units will be examined: 1, Hatu-Colnic, and 2, Vărgăbuș-Ascuțitu.

At the Hatu-Colnic unit the basic phase is represented by the feldsparo-pyroxenic andesite and the acid phase by the quartz-amphibolic andesite.

In the Vărgăbuș-Ascuțitu unit the basic phase is also represented by the feldsparo-pyroxenic andesite, and the acid phase by the dacite. The dacite of the Ascuțitu Hill may be older than the amphibolic andesite from the Cetățuia hill, or than the feldspatic andesite from the Corcea hill, because it originates from a part of magma whose differentiation and consolidation has occurred earlier than that of the part of magma which produced the andesites forming the Corcea and Cetățuia hills.

Thus, basic and acid products (andesites and dacites) which are repeating may appear in a region, but they originate from different units or parts of magma.

Consequently, the succession of differentiated magmatic products can only be established in the framework of the magma units or divisions, or between these units.

As regards the second hypothesis of the forming of magma in many moments (times), the data obtained in the field are not sufficient to permit a more profound analysis of this hypothesis.

The existence of the dacite from Gherța in the final phase of the "magmatismus" proves that the differentiating sense is towards acid (normal) and it is probable that the whole intra-Carpathian "magmatismus" has the same sense.

The magmatic migration. Through magmatic migration we understand the displacement of magma units or of the whole magma related to its initial position.

We found out on site that the more recent eruptive products do not cover another eruptive body or older lavas. Every eruptive body, just as the lavas, occupies its own space nearer or farther from the older products. The distance between the eruptive body or the more recent neck and the older body or neck, has different values.

For instance, in the Vărgăbuș-Ascuțitu unit, the distance between the two main necks, andesitic and dacitic, is of 1.5 km. The displacement of the eruption centre of the two successive phases occurred on a fault line trending SW-NE (Fig. 10).

At the Hatu-Colnic unit the displacement of the eruption centre acid phase with respect to the eruption centre of the basic phase is of 4 km.

In the region surveyed the migration has only small values — a few kilometres — but looked at in a larger space, it reaches hundreds of kilometres.



The Carpathian-Egeean migration. The Upper Pliocene "magmatism" has manifested itself in the whole Carpathian area. It had an extremely important activity in the inner Carpathian Arc, but it also manifested itself in other regions of Europe, i.e. in France, Germany, Italy and Greece, as well as in the Caucasus. In the Upper Pleistocene in the Caucasian-Carpathian-Alpine zone, the "magmatism" becomes extinct (with the exception of some mofetic phenomena, or such of little importance), and continues in the south within the Mediterranean basin during the whole Holocene until nowadays.

The magmatic phenomenon is displacing along the meridian towards the south, and as far as the Carpathian area is concerned, the "magmatism" becomes extinct in the Upper Pleistocene and continues in the Holocene, within the Egeean area, consequently the phenomenon migrates in time from the Dacian until the Holocene, and in space it displaces along a stretch of approximately 1500 km.

It is interesting to underline that also in other European regions the Upper Pliocene "magmatism" is displacing likewise from north to south towards the Mediterranean Sea where the existence of volcanoes is to be noticed.

Tectonics. The region is intensely tectonized, and faults as well as folds have been observed. The faults have different trends (E-W, NW-SE) of which the most important seems to be the "Izvoarele fault" trending NW-SE.

The folds are trending N NE-S SE. In the region surveyed the tectonic movements start in the Dacian, i.e. in the Rhodanic phase. They also continue in the Vallachian phase, from the end of the Levantine and even in the Pleistocene in the Passadonic phase.

All those phases grouped together form a tectonic epoch which we called the "Ossanic Epoch".

EXPLICATION DE LA FLANCHE

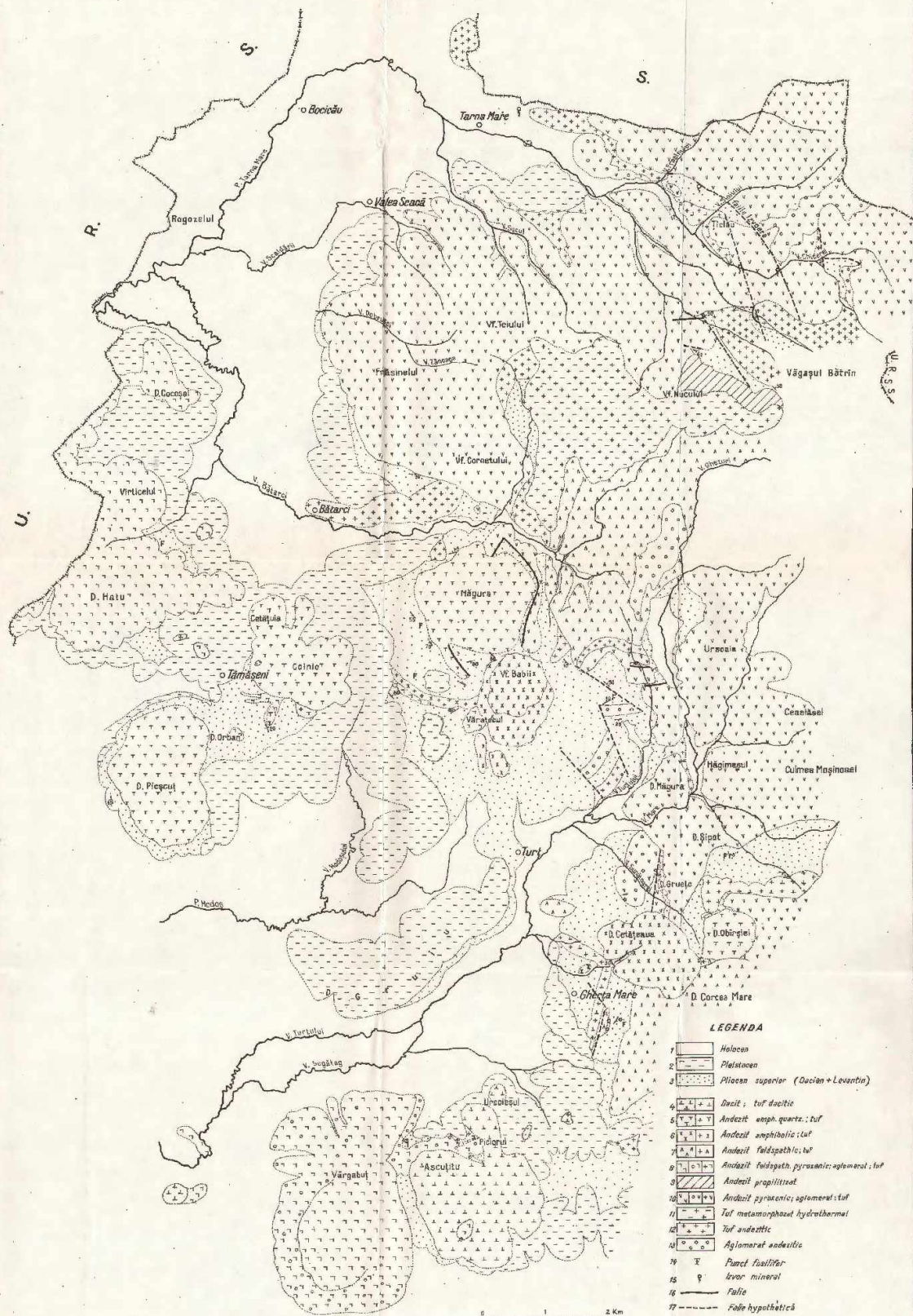
Carte géologique de la région Turți-Bătarci-Tarna Mare (Oaș).

1, Holocène; 2, Pléistocène; 3, Pliocène supérieur (Dacien + Levantin); 4, dacite; tuf dacitique; 5, andésite amphibolique quartzifère, tuf; 6, andésite amphibolique, tuf; 7, andésite feldspathique, tuf; 8, andésite feldspatho-pyroxénique, agglomérats, tuf; 9, andésite propilitisée; 10, andésite pyroxénique, agglomérats, tuf; 11, tuf métamorphisé hydrothermal; 12, tuf andésitique; 13, agglomérats andésitiques; 14, point fossilifère; 15, source minérale; 16, faille; 17, faille hypothétique.



SIONIȚĂ

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII TURȚ-BĂTARCI-TARNA MARE (OAS)



LEGENDA

- 1 Holocen
- 2 Pleistocen
- 3 Pliocen superior (Dacian + Levantina)
- 4 Andezit dacic; tuf dacic
- 5 Andezit amfiboliz; tuf
- 6 Andezit amfiboliz; tuf
- 7 Andezit feldspatic; tuf
- 8 Andezit feldspat. pyroxenic; aglomerat; tuf
- 9 Andezit propilitizat
- 10 Andezit pyroxenic; aglomerat; tuf
- 11 Tuf metamorfozat hidrotermal
- 12 Tuf andezitic
- 13 Aglomerat andezitic
- 14 Placer fosilifer
- 15 Iezer mineral
- 16 Falie
- 17 Falie ipotetică

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

RELĂȚIILE STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE DIN ANTICLINALUL
BRETILA PE BAZA DATELOR FURNIZATE DE FORAJUL DIN
VALEA RUSAIA (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

FLORENTINA KIRĂUTNER²

Abstract

Stratigraphical and Tectonical Relationships in the Bretila anticline on the basis of data yielded by the drilling from the Rusaia Valley (East Carpathians). The drilling from the Rusaia Valley located in the northern part of the East Carpathians, within the junction zone between the Rodna and Bistrița Mts, on the western limb of the Bretila anticline, has crossed the Repedeș Series (Devonian-Lower Carboniferous) in the Hercynian upper structural stage, and the Bretila Series (Upper Ante-Proterozoic) in the lower structural stage. This drilling pointed out the sequence from the basement of the Devonian-Lower Carboniferous Series, transgression relations and the metamorphic unconformity between the formations of both structural stages, as well as the character and the widespreading in depth of retromorphism phenomena determined by the Hercynian metamorphism within the crystalline formations of the Prehercynian basement.

În valea Rusaia a fost executat de către I.G.E.X. un foraj în scopul interceptării minereurilor de fier explorate prin galerii și lucrări de suprafață. Forajul (locația 24705/6) amplasat în versantul drept al văii, la aproximativ 1 km amonte de confluența cu valea Bistrița, a furnizat numeroase informații asupra succesiunii stratigrafice din cadrul formațiunilor epimetamorfice și a contribuit la elucidarea relațiilor stratigrafice și tectonice dintre formațiunile epimetamorfice și cele mezometamorfice din zona anticlinalului Bretila.

Avînd în vedere gradul avansat de acoperire a regiunii, precum și faptul că galeriile executate de I.G.E.X. nu mai sînt accesibile, informațiile obținute completează substanțial cunoștințele asupra problemelor menționate.

¹ Comunicare în ședința din 25 aprilie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Relațiile stratigrafice structurale din zona anticlinalului Bretila au fost în mod deosebit în atenția cercetătorilor regiunii, deoarece de rezolvarea lor depindea în mare măsură imaginea structurală de ansamblu asupra munților Bistriței și Rodnei.

Anticlinalul Bretila a fost semnalat pentru prima dată în literatura geologică în 1876 de către Walter. Ulterior, în decursul anilor, pe măsura acumulării cunoștințelor, s-au conturat trei concepții principale asupra relațiilor geologice structurale din acest punct nodal al Carpaților Orientali.

1. Formațiunile mezozonale constituie nucleul anticlinalului Bretila și se încadrează împreună cu învelișul lor epizonal, cristalinelui autohton al zonei cristalino-mezozoice (Kräutner, 1938). Această concepție a condus la separarea a două mezozone cu poziție tectonică diferită în Carpații Orientali: o mezozonă autohtonă — seria de Bretila și o mezozonă alohtonă — pinza din munții Rodnei, Bistriței și Hăghimaș (Kräutner, 1938).

2. Formațiunile mezometamorfice aparțin unui fundament vechi peste care se află dispus transgresiv cristalinel epimetamorfic atribuit unui alt ciclu orogen [Rădulescu et al. (1967)³, Dimitrescu et al. (1964)⁴; Ianovici, Ionescu, 1966]. Punerea în evidență a unei discordanțe stratigrafice și de metamorfism în regiunea anticlinalului Bretila, a avut drept consecință recunoașterea în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali a două serii cristaline sedimentate și metamorfozate în două cicluri orogenice diferite. Formațiunile epimetamorfice dispuse peste seria de Bretila, au fost considerate, din punct de vedere stratigrafic, drept partea bazală a cristalinelui epimetamorfic din Carpații Orientali [Rădulescu et al. (1967)⁵, Ionescu (1962)⁶ Ianovici, Ionescu, 1966; Bercia et al., 1967].

³I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din regiunea Pojorita-Fundul Moldovei-Breaza. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴R. Dimitrescu, C. Ionescu, A. Mușat, G. Pitulca, V. Puiu, Maria Puiu, I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teucă. Raport asupra prospecțiunilor din cristalinel Carpaților Orientali. Arh. Com. Stat. Geol. 1963. București.

⁵I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, F. Barbu, D. Constantinoff. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri complexe în regiunea Cîrlibaba-Iacobeni-Șesuri-Lucia-Bahna (Carpații Orientali). 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁶C. Ionescu. Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.



3. Formațiunile mezometamorfice (seria de Bretila) din anticlinalul Bretila aparțin unui fundament ante-proterozoic superior, metamorfozat în condiții mezozonale și ulterior retromorfozat regional hercinic, fapt care-i imprimă un caracter polimetamorfic. Ele suportă un cristalin epimetamorfic paleozoic, metamorfozat hercinic (seria de Repedea), peste care urmează în pînză cristalinul epimetamorfic al seriei de Tulgheș (Kräutner, 1968). Recunoașterea acestei situații a atras după sine acceptarea în Carpații Orientali, pe lângă cele două serii mezozonale, a două serii epimetamorfice cu poziție tectonică diferită: o serie autohtonă paleozoică, seria de Repedea, atribuită de Kräutner și Mirăuță⁷ Devonian-Carboniferului inferior și o serie alohtonă, seria de Tulgheș, atribuită de Bercia et al. (1967), Iliescu, Dessila-Codarcea (1965) Proterozoicului superior-Paleozoicului inferior. Nucleul anticlinalului Bretila reprezintă deci, în această concepție, o fereastră tectonică de sub pînza de Bistrița (Bercia et al.⁸; Bercia et al., 1968).

Sucesiunea străbătută de forajul din valea Rusaia confirmă această ultimă interpretare a relațiilor structurale și stratigrafice dintre formațiunile epimetamorfice și mezometamorfice din fereastra tectonică Bretila.

Sucesiunea străbătută de foraj

Forajul Rusaia a străbătut formațiuni epimetamorfice paleozoice ale seriei de Repedea pînă la adîncimea de 127 m, după care a intrat în formațiuni mezometamorfice ale seriei de Bretila, în care a fost oprit la adîncimea de 335 m (vezi fig.).

Formațiunile seriei de Repedea interceptate reprezintă partea bazală a stivei cunoscute în munții Rodnei, corespunzătoare complexului vulcanogen bazal și complexului detritogen grafitos inferior.

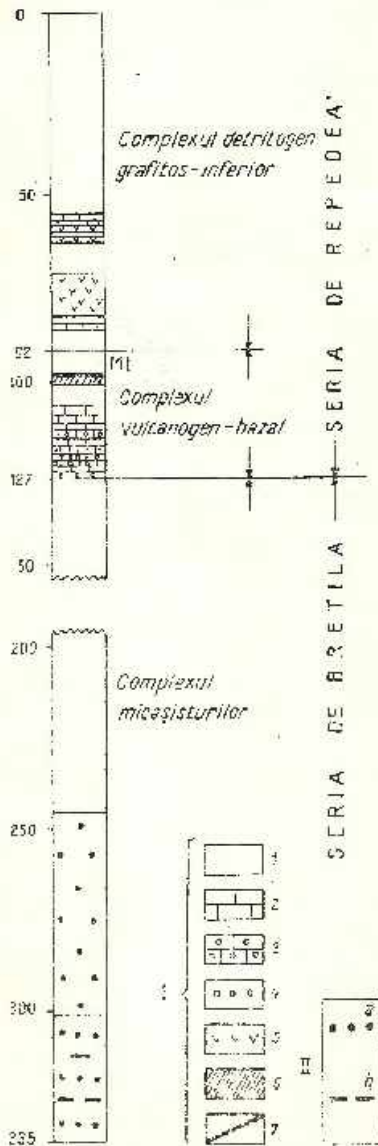
Din seria de Bretila s-a străpuns partea superioară a succesiunii cunoscute în nucleul anticlinalului Bretila și anume, partea superioară a complexului micașturilor (Bercia et al., 1967).

Seria de Repedea. Complexul vulcanogen bazal se dispune transgresiv peste șisturile mezometamorfice retromorfozate ale

⁷ Florentina Kräutner, Elena Mirăuță. Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. 1968. D. S. Com. Stat. Geol. LV, București.

⁸ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Studii stratigrafice și structurale asupra formațiunilor metamorfice din zona Iacobeni și din zona Negoescu — Valea Repede: a) zona Pojorita-Iacobeni-Giocănești (Carpații Orientali). 1967. Arh. Inst. Geol. București.

seriei de Bretila. El a fost interceptat de foraj între 92—127 m pe o grosime de 35 m. În constituția petrografică a acestui complex se remarcă caracterul dominant calcaros al formațiunilor din partea inferioară și prezența unui nivel de șisturi verzi spre partea superioară. Succesiunea începe-



Coloana formațiunilor străbătute de forajul din valea Rusaia.

Seria de Repedeș : 1, șisturi sericitoase-calcaree ± clorit ± muscovit detritice ± grafit; 2, calcare; 3, metaconglomerate calcaree; 4, metaconglomerate; 5, șisturi sericitoase cuarțoase cu cloritoid; 6, șisturi verzi lufogene; 7, magnetit (Mt).
Seria de Brețila : 8, micașturi și gnaise metamorfizate ± a) granat, b) biotit.

Colonne des formations traversées par le forage de la vallée Rusaia.

Série de Repedeș : 1, schistes sériciteux-quartzeux ± chlorite ± muscovite détritique = graphite; 2, calcaires; 3, métaconglomerats calcaires; 4, métaconglomerats; 5, schistes sériciteux quartzeux à chloritoïde; 6, schistes verts lufogènes; 7, magnétite (Mt). Série de Brețila : 8, micașchistes et gneiss métamorphisés ± a) grenat, b) biotite.

prin metaconglomerate cu elemente de cuarț de dimensiuni variate prinse într-o matrice predominant cuarțoasă sau calcaroasă, cu sericit. Astfel de metaconglomerate și micrometaconglomerate se repetă de câteva ori în intervalul cuprins între 113—127 m, fie ca nivele distincte, fie ca intercalații în calcare sau calcare cu sericit. Unele metaconglomerate, cum sînt cele de la metrul 122, conțin cloritoid. De la metrul 113 spre limita superioară a complexului, urmează șisturi calcaroase cu sericit și clorit, calcare albe cu sericit, șisturi cuarțoase sericitoase uneori și cloritoase, șisturi verzi cu magnetit, minereu magnetitic și șisturi cuarțoase-sericitoase.

Calcarele cu sericit interceptate între 106—112 m, sînt calcare cuarțoase, proporția carbonat-cuarț ajungînd pînă la egalitate. Conțin sericit, rutil, uneori și magnetit (106 m). Carbonatul este în parte ferifer. Șisturile din baza acestor calcare conțin cloritoid dispus în rozete.

Șisturile verzi (metatufite bazice) sînt constituite din clorit, calcit, cuarț și subordonat din sericit, rutil, magnetit. Ele reprezintă formațiunea gazdă a unei mineralizații de fier de tip magnetitic.

Minereul magnetitic a fost interceptat pe o grosime de 80 cm, între 98,50—99,30 m. Constă în roci stratificate cu magnetit, carbonați feriferi, calcit, cuarț, albit, clorit, sericit. Modul de prezentare, intercalarea concordantă a minereului în șisturi, ambianța petrografică, asociația cu șisturile verzi tufogene, constituția mineralogică și caracterul structural și textural al minereului pledează pentru originea vulcanogen-sedimentară a acestuia, fiind afectat ulterior de metamorfismul regional (Kräutner, 1967).

Deasupra nivelului de șisturi verzi cu minereu urmează șisturi cuarțoase sericitoase cu muscovit, cu care se încheie complexul vulcanogen bazal.

Complexul detritogen grafitos inferior a fost interceptat între 0 și 92 m. Limita inferioară a complexului a fost considerată la baza primei apariții de șisturi grafitoase, care urmează în succesiune normală peste formațiunile complexului vulcanogen bazal.

Complexul detritogen grafitos inferior este constituit din șisturi cuarțoase-sericitoase, slab cloritoase, cu muscovit detritic, adesea slab grafitoase, care alternează cu șisturi cu cloritoid.

Șisturile cu cloritoid sînt roci sericitoase cuarțoase cu calcit, clorit, cloritoid, rutil, uneori bogate în muscovit detritic.

La adîncimile de 56 m și 85 m se intercalează în șisturile menționate, calcare alb-cenușii, mai mult sau mai puțin grafitoase. Calcarele sînt asociate cu șisturi calcaroase cu sericit, slab grafitoase și uneori cu pirită.

La adîncimea de 60 m s-au traversat pe o grosime de aproape 2 m șisturi talcoase.



Seria de Bretila. Complexul micașisturilor a fost interceptat pe o grosime de 208 m, de la metrul 127 pînă în talpa forajului, la metrul 335. Este constituit din micașisturi și gnaise retromorfizate. Retromorfismul descrește treptat în intensitate de la contactul cu formațiunile paleozoice spre adîncime. Se manifestă prin sericitizarea feldspațiilor potasice, cloritizarea granaților și șistozarea pronunțată a rocilor retromorfe în apropierea contactului.

În partea inferioară a succesiunii străbătute se surprinde tranziția de la rocile intens retromorfizate spre o mezozonă cu caractere slab retromorfe. Astfel, în apropierea contactului cu seria de Repedea, feldspații sînt complet sericitizați, biotitul și granații cloritizați în întregime. Micașisturile au fost transformate în șisturi sericitoase-cuarțoase-cloritoase-muscovitice, șisturi muscovitice-sericitoase și sericito-cloritoase cu aspect epizonal. Gnaisele trec în roci constituite din muscovit și cuarț relict, clorit și sericit retromorf și subordonat calcit, sfen, turmalină, rutil, pirită. Textura gnaisică nu se mai recunoaște fiind ștearsă complet de o șistozitate pronunțată, realizată prin orientarea sericitului și cloritului rezultate în urma retromorfismului. Mai în profunzime se surprinde, în același tip de roci, tranziția spre șisturi în care granații încep să păstreze nuclee necloritizate, iar șistozitatea este mai puțin pronunțată. Spre talpa forajului retromorfismul devine mult mai slab, rocile păstrează în parte biotitul, feldspații sînt parțial sericitizați. Granații prezintă fenomene de cloritizare numai în zonele periferice și pe fisuri. Textura gnaisică se păstrează relict, mineralele formate în timpul retromorfismului fiind adesea dispuse fără o orientare preferențială.

Concluzii

În urma analizării datelor furnizate de forajul din valea Rusaia și a corelării acestor informații cu situația geologică cunoscută la suprafață (Rădulescu et al., 1961⁹, 1967); Bercia et al., 1964¹⁰, 1967;

⁹ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, D. Toftan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și nicroaze în regiunea vîrfurilor Omului-izvoarele Someșului-vîrfurile Ineu și lucrări speciale în partea de N a Carpaților Orientali. 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

¹⁰ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Cercetări stratigrafice și structurale în regiunea Ciocănești-Cîrlibaba-Bretila (Carpații Orientali). 1964. Arh. Com. Stat. Geol. București.



Ianovici, Ionescu, 1961, 1966) rezultă următoarea imagine structurală și stratigrafică pentru regiunea cunoscută în literatura geologică sub denumirea de anticlinalul Bretila, imagine care a fost figurată și pe harta geologică scara 1 : 200.000 foaia Rădăuți (Bercia et al., 1968).

Din punct de vedere tectonic se distinge o unitate inferioară, unitatea de Bretila-Jacobeni (Bercia et al.¹¹), care apare într-o fereastră tectonică (fereastra Bretila) de sub pînza de Bistrița (constituită din formațiunile epimetamorifice ale seriei de Tulgheș). Această interpretare se bazează pe punerea în evidență în regiune a cristalinului epimetamorfic Devonian-Carbonifer al seriei de Repedea (Kräutner, 1968; Kräutner, Mirăuț &¹²).

Informațiile furnizate de forajul din valea Rusaia se referă numai la formațiunile unității de sub pînza de Bistrița, unitate careia în structura de ansamblu a Carpaților Orientali îi revine o poziție parautohtonă, ea fiind încălecată cu tot edificiul zonei cristalino-mezozoice peste flișul intern carpatic.

a) Unitatea autohtonă din fereastra Bretila este alcătuită din seria de Bretila, care reprezintă un etaj structural inferior corespunzător unui ciclu ante-proterozoic superior și seria devonian - carbonifer-inferioară de Repedea, dispusă transgresiv și cu o discordanță de metamorfism peste seria de Bretila. Metamorfismul regional hercinic desfășurat în condițiile faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit, s-a manifestat regresiv în formațiunile mezometamorifice din fundament, pe o adâncime ce depășește 250 m, convertind micașisturile și gnaisele la roci cu aspect epizonal.

b) Atribuirea formațiunilor epimetamorifice autohtone Paleozoicului se bazează pe asemănarea litologică și pe recunoașterea în forajul de la Rusaia a succesiunii din partea inferioară a seriei de Repedea, succesiune corespunzătoare complexelor vulcanogen bazal și detritogen grafitos inferior din munții Rodnei.

c) Forajul a demonstrat intercalarea orizontului cu minereu magnetitic și hematitic în formațiunile epizonale paleozoice și a precizat poziția sa stratigrafică în complexul vulcanogen bazal al seriei de Repedea.

¹¹ *Op. cit.* pct. 8.

¹² *Op. cit.* pct. 7.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unități tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Ianoyici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului-valca Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, 77-90, București.
- Ilieșcu Violeta, Godarcea-Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microflore al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI, 2 (1963-1964), 13-18, București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cirlibaba-Giocănești-Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959-1960), 287-297, București.
- Joja Th., Alexandrescu Gr., Bercia I., Mulihač V. (1938) Memoriu, harta 1 : 200.000 foaia Rădăuți.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XIII/2, 337-355, București.
- Kräutner Th. (1935) Das Kristaline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticlinală Rusaia-Bretila, structură și metamorfism (cristalinul Carpaților Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Waller Bruno (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. k. geol. R.A.T.* III, Wien.

RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DANS
L'ANTICLINAL BRETILA D'APRÈS LES DONNÉES DU FORAGE
RUSAIA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

C'est au N de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, dans la région de jonction des monts de Bistrița et de Rodna que se trouve le forage effectué dans la vallée Rusaia. Du point de vue géologique, il est emplaced dans l'unité tectonique ouverte dans la fenêtre Bretila; là, il a traversé les formations de l'étage structural hercynien (la série de Repedeș) et la partie supérieure de l'étage structural inférieur, ante-Protérozoïque supérieur (la série de Bretila).

Les formations de la série de Repedeș (Dévonien-Carbonifère inférieur) ont été interceptées jusqu'à 128 m de profondeur. Par rapport à la succession stratigraphique complète, connue dans les monts de Rodna, celles-ci ne représentent que la partie inférieure de la série à savoir le complexe volcanogène basal (de 192 m à 127 m) constitué de mélaconglomérats, schistes calcaires à séricite et chlorite, calcaires blancs à séricite, schistes quartzeux-sériciteux, parfois chloriteux, schistes verdâtres à minéral magnétique, et le complexe détritique gra-



phiteux inférieur (de 0 m à 92 m) constitué de schistes quartzeux-sériciteux, faiblement chloriteux à muscovite détritique, souvent graphiteux, schistes à chloritoïde, schistes calcaires faiblement graphiteux, calcaires blanc-grisâtre.

De la série de Bretila, le forage a partiellement traversé le complexe des micaschistes (de 127 m à 335 m), constitué de micaschistes à muscovite, à biotite, à grenats et gneiss soumis à un rétomorphisme hercynien. C'est ce rétomorphisme qui a déterminé la sérification des feldspaths, la chloritisation des grenats et une schistosité prononcée des roches. L'intensité de ces transformations, que nous avons observées sur une épaisseur de 200 m, décroît graduellement à partir du contact avec les schistes épimétamorphiques vers la profondeur.

C'est le forage de la vallée Rusaia qui a permis l'étude détaillée de la succession des formations épimétamorphiques dévoniennes-carbonifères et des transformations rétomorphes produites par le métamorphisme hercynien dans le soubassement préhercynien (la série de Bretila). Il a aussi contribué à mettre en évidence les relations de transgression et de discordance métamorphique entre les séries de Repedea et de Bretila. Enfin, il a précisé la position stratigraphique de la minéralisation ferrifère volcanogène-sédimentaire de type Lahn-Dill dans le complexe volcanogène basal de la série de Repedea (Dévonien-Carbonifère inférieur).

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

**OBSERVAȚII ASUPRA FLIȘULUI CRETACIC DIN PARTEA DE
SUD A MUNȚILOR CIUCULUI¹**

DE

VICTOR NICOLAESCU, STELIAN IONESCU²

Abstract

On the Cretaceous Flysch in the Southern Part of the Ciucul Mountains. In this paper some stratigraphical and tectonical considerations, related to the Ceahlău nappé Cretaceous in the Bancu-Armășeni region, are presented.

Obiectul prezentei lucrări îl formează depozitele cretacice din unitatea pinzei de Ceahlău, dezvoltate în munții Ciucului, în apropiere a localităților Bancu și Armășeni.

Referințe geologice mai complete, care se referă la această regiune, sau la sectoare învecinate, se găsesc în lucrările lui Băncilă (1958), Patrulius (1962), Filipescu et al. (1963), Săndulescu (1964), Săndulescu, Săndulescu (1965), Contescu (1968).

Date de ordin stratigrafic și tectonic sînt semnalate și într-o serie de rapoarte geologice, dintre care amintim pe cele semnate de St. Albu (1961), D. Turtureanu, A. Lungu (1962), Săndulescu, Săndulescu (1964), Săndulescu (1965, 1967) și de autorii acestei lucrări (1967, 1968).

Ultimele date geologice, consemnate și pe harta 1 : 200.000 editată de Institutul Geologic, aparțin lui Săndulescu, Săndulescu, 1965. Autorii separă în cuprinsul pinzei de Ceahlău două subunități: una internă, pe care o denumesc digitația Ciucului și alta externă, denumită digitația de Bodoc.

¹ Comunicare în ședința din 18 aprilie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

În cuprinsul subunității interne sînt separate depozite cretacic inferioare, reprezentate prin strate de Sinaia și strate de Bistra. În subunitatea externă autorii semnaleză prezența stratelor de Sinaia și stratelor de Sînmartin, cărora le acordă vîrsta barremian-albiană.

La est de localitatea Bancu, este conturată o fereastră tectonică cu fliș curbicortical și argile roșii cenomaniene.

Stratigrafia

În cele ce urmează ne vom referi numai la depozitele din sectorul cuprins în hartă. Menționăm acest fapt, deoarece cercetările noastre din munții Ciucului s-au desfășurat pe o suprafață mult mai mare.

Valanginian—Hauterivianul. Se caracterizează printr-o suită de strate alcătuite din mai multe tipuri de roci :

- marne cenușii și cenușiu-negricioase ;
- calcare cenușiu-negricioase, albicioase la suprafață, fin diaclazate, cu spărtură neregulată, în strate cu grosimi cuprinse între 10—15 cm și 1,50 m ;
- gresii calcaroase, dure, cu frecvente diaclaze umplute cu calcit, dezvoltate în strate de 0,15—0,60 m.

Acest complex de roci este paralelizat de cercetători cu orizontul mediu al stratelor de Sinaia, acordîndu-i-se vîrsta valanginian — hauterivian-inferioară.

În succesiunea litologică de peste complexul descris au fost găsite resturi fosile care atestă prezența Barremianului³. Acest lucru ne îndreptățește să atribuim depozitelor descrise vîrsta valanginian — hauterivian-superioară.

Barremian-Aptian inferior? Seria de depozite atribuită acestui interval stratigrafic, se caracterizează în regiunea cercetată prin următoarea alcătuire litologică :

- șisturi marno-argiloase, cenușii și cenușiu-negricioase, cu aspect foșos sau în plăci cu grosimi milimetrice ;
- gresii calcaroase, diaclazate, slab curbicorticale, în strate de la cîțiva centimetri pînă la grosimi de 20—30 cm ;

³V. Nicolaescu, St. Ionescu, Cornelia Caravețeanu. Observații asupra stratelor de Sinaia și stratelor de Bistra din bazinul picului Bancu (munții Ciucului). 1968. D. S. *Inst. Geol.* LV/4, București.



- rare calcare cenușii, fin diaclazate, casante;
- calcarenite cenușiu închise cu rare elemente de șisturi cloritoase;
- brezii cu elemente de calcare cenușii, cuarțite, șisturi clorito-sericitoase, micașisturi, toate prinse într-o masă calcaroasă.

Acest litofacies, bine dezvoltat în partea de sud a perimetrului, în anticlinalul Ciucsingiorgiu, se menține pînă în bazinul pîrului Toplița. De aici spre nord începe să se instaleze un facies șistos-grezos cu marnocalcare și foarte puține brezii, atribuit de antecercetători stratelor de Bistra.

Menționăm că în „digația de Bodoc” nu au fost separate pe hărțile anterioare depozite de vîrstă barremian-apțian inferioară. Cea mai mare parte din depozitele atribuite de noi Barremian-Apțianului inferior?, au fost repartizate de antecercetători Hauterivianului inferior.

Argumentele stratigrafice și paleontologice, care stau la baza atribuirii vîrstei barremian-apțian inferioară? complexului cu brezii sînt următoarele :

1. Din cuprinsul acestui complex am recoltat în anul 1967 un exemplar de amonit, *Spitidiscus* aff. *S. fallacios*, care atestă vîrsta barremiană.

2. Secțiunile subțiri colectate din succesiunea litologică în care a fost găsit amonitul amintit, au un microfacies asemănător cu cel al depozitelor barremian-apțiene de la Micfalău (munții Bodocului).

3. Peste complexul cu brezii se dezvoltă un pachet flișoid, argilos-grezos, care conține o microfaună ce indică Apțianul superior-Albianul inferior. La rîndul său acest pachet suportă gresii masive în care am găsit amoniți de vîrstă albian mediu-superioară. În ceea ce privește limita dintre complexul cu brezii, în care am presupus și prezența Apțianului inferior, și complexul șistos de deasupra, lucrurile nu sînt prea clare. Deși am adoptat prezența continuității de sedimentare, nu excludem nici ipoteza existenței unei discordanțe.

În faciesul șistos-grezos cu marnocalcare, dezvoltat la nord de pîrul Toplița, s-au întîlnit aceleași microorganisme ca și în faciesul cu brezii din sud.

Apțian superior-Albian inferior. Peste depozitele atribuite Barremian-Apțianului inferior? urmează un pachet de strate alcătuite din șisturi marno-argiloase cenușii, cenușiu-verzui și gresii micafero, fin granulare, cu laminație convolută, în strate centimetrice, cu o grosime de 250 m.

În partea de sud a perimetrului (digația de Bodoc) aceste roci sînt bine reprezentate în flancurile anticlinalului Ciucsingiorgiu. Depozitele din flancul vestic se continuă, cu aceleași caractere litofaciale și micro-

faunistice, și în ceea ce s-a separat ca subunitate internă, unde formează o structură sinclinală, faliată în partea vestică. Continuarea acestei structuri cu depozite aptian superioare-albian inferioare în „digația Ciucului”, ridică problema cu privire la existența celor două subunități, deoarece se consideră că depozitele albiene se dezvoltă doar în „digația de Bodoc” și dispariția lor spre nord a fost pusă pe seama raporturilor de încălecare dintre cele două digitații.

La stabilirea vârstei seriei s-au avut în vedere raporturile stratigrafice cu depozitele din culcuș și acoperiș de vîrstă barremian-aptian inferioară?, respectiv albian mediu-superioară și conținutul micropaleontologic.

Analizele micropaleontologice efectuate de *Maria Tocorjescu*, din cadrul Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni, au pus în evidență o asociație microfaunistică din care se remarcă prezența formelor:

Haplophragmoides chapmani

Dendrophyra excelsa Grzyb

Bathysiphon broegei Tappan

Trochamina ex. gr. *vocantiana* *Moullade*

Albian mediu — superior. Seria căreia i-am atribuit această vîrstă este reprezentată prin gresii cenușiu-gălbui, micaferă, cu granulație medie și grosieră, în strate cu grosimi metrice. Subordonat se remarcă lentile de conglomerate cu elemente de șisturi cristaline și pachete flișoide, de 1—3 m grosime, cu marne cenușii și gresii curbicorticeale în strate centimetrice.

Din cuprinsul acestui complex grezos am recoltat două exemplare de amoniți; unul din versantul drept al pîrului Bisericii, ce aparține genului *Hoplites* sp. (pl. I, fig. 1) și altul de pe creasta de la sud de pîrul amintit, care a fost atribuit formei *Hamitoïdes* sp. (pl. I, fig. 2). Aceste elemente paleontologice caracterizează vîrsta albian mediu-albian superioară.

Grosimea gresurilor o apreciem la cel puțin 600 m.

Cenomanian. Depozitele cretacic superioare din regiune, reprezentate printr-un complex cu argile roșii și gresii cenușii în strate de 2—3 cm, au fost repartizate de antocretători unității flișului curbicortical. Apariția lor în cuprinsul pînzei de Ceahlău a fost interpretată sub forma unei ferestre tectonice.



În legătură cu această interpretare subliniem faptul că la contactul cu depozitele din fereastră, noi am întâlnit gresii de vîrstă albian mediu-superioară și nu strate de Sinaia cum se considera în general.

Prezența Cretacicului superior în cuprinsul pînzei de Ceahlău constituie de fapt o noutate doar pentru zona la care ne referim în această lucrare, deoarece el a fost semnalat în munții Bodocului încă din anul 1966⁴.

Ținînd cont de aceste date, noi atașăm depozitele din „fereastra de la Bancu” la coloana stratigrafică a pînzei de Ceahlău, considerîndu-le ca stînd într-o succesiune normală peste gresiile albiene.

Vîrsta și litologia acestor depozite au fost analizate în detaliu de Săndulescu și Săndulescu (1965).

O analiză micropaleontologică efectuată de M. Tocorjescu pune în evidență o asociație microfaunistică cu :

Dorothia pupa Reuss
Pseudoclavulina arenata (Cush.)
Psammosphaera laevigata White
Plectorecurvoides alternans (Noth.)
Spiroplectamina dentata (Alth.)
Anomalina ex gr. *cenomanica cenomanica* (Brotzen)
 Radiolari

care confirmă vîrsta cenomaniană cunoscută.

Tectonica

Din punct de vedere structural depozitele cercetate fac parte din unitatea pînzei de Ceahlău.

În continuare vom pune cîteva probleme în discuție, legate de existența celor două digitații, fereastra tectonică de la Bancu și linia de încălecare a pînzei de Ceahlău.

a) După cum am amintit, în cadrul regiunii cercetate au fost separate două subunități, una internă, denumită digitația Ciucului și alta externă, denumită digitația de Bodoc.

În sprijinul acestor două subunități au fost aduse argumente care se referă la variațiile litofaciale ale Barremian-Aptianului inferior și la faptul că la nord de pîriul Orinoș dispar depozitele albiene. Această dispariție este pusă pe seama unei linii de încălecare de gradul unei digitații.

⁴V. Nicolaescu, C. Gaiță. Raport geologic asupra prospecțiilor geologice din munții Bodocului și Oituzului. 1966. Arh. Com. Geol. București.

În legătură cu variațiile faciale de la nivelul Barremian-Apțianului inferior, considerăm că ele nu pot constitui un argument în sprijinul existenței celor două digitații, deoarece acestea, după cum reiese și din hărțile anterioare, reprezintă o dezvoltare direcțională, marcând probabil în cazul de față trecerea de la faciesul Barremian-Apțianului din munții Bodocului (după Filipescu stratele de Comarnic) la cel al stratelor de Bistra.

Dispariția spre nord a depozitelor albiene, datorată probabil fenomenelor de eroziune, este doar parțială, deoarece în axul unei structuri sinclinale, cu dezvoltare continuă în ambele digitații, se păstrează depozite de vîrstă apțian superior-albian inferioară.

Așa stînd lucrurile, linia de încălecare dintre cele două digitații, așa cum este conturată pe hărțile geologice existente, nu mai poate fi susținută.

b) A doua problemă pe care o punem în discuție se referă la fereastra tectonică de la Bancu.

Urmărind foarte atent apariția depozitelor din „fereastra de la Bancu”, am constatat că ele vin în contact în cea mai mare parte cu gresii cenușiu-gălbui, micafere, în care noi am găsit faună albian mediu-superioară, și nu cu depozite mai vechi din baza pînzei (strate de Sinaia), așa cum se observă pe harta geologică 1 : 200.000.

Breciile cu elemente cristaline, probabil de vîrstă barremiană, situate la aproximativ 200 m est de argilele roșii cenomaniene, le interpretăm ca o lamă de rabotaj la fruntea pînzei de Ceahlău.

Ținînd cont de aceste date am atribuit depozitele din „fereastra de la Bancu” unității pînzei de Ceahlău. Această nouă interpretare este în concordanță și cu conținutul paleontologic al depozitelor.

c) În ceea ce privește fruntea pînzei de Ceahlău, noi am trasat-o pentru sectorul de la sud de pîrîul Ornoș, cu aproximativ 1500 m mai în interior. Ea corespunde în cazul de față cu linia meridiană în lungul căreia apar breciile calcaroase (Barremian-Apțian inferior?) de la est de „fereastra tectonică de la Bancu” și pe care le interpretăm ca o lamă de rabotaj scoasă la zi odată cu punerea în loc a pînzei de Ceahlău.

De asemenea subliniem faptul că pe aliniamentul amintit se găsesc o serie de izvoare minerale bicarbonatate care, după felul cum sînt dispuse, sugerează o linie de minimă rezistență.



Concluzii

Stratele de Sinaia din regiunea cercetată sînt reprezentate printr-un complex calcaros-grezos de vîrstă valanginian-hauteriviană.

În complexul cu marne și breccii, dezvoltat în partea de sud a regiunii, atribuit pînă în prezent Hauterivianului, am găsit resturi fosile care pledează pentru o vîrstă mai nouă. Pe baza formei *Spitidiscus* aff. *S. fallacios* atribuim acestor depozite vîrsta barremiană și probabil aptian inferioară?

În ciclul Aptian superior-Albian am separat două complexe, unul șistos în bază, căruia îi acordăm vîrsta aptian superior-albian inferioară și altul grezos din care am recoltat amoniții *Hoplites* sp. și *Hamitoides* sp. (Albian mediu-superior).

Pe criteriile microfauvistice și litofaciale se pune în evidență prezența Aptianului superior-Albianului inferior la nord de pîrul Fișag.

Coloana stratigrafică a pinzei de Ceahlău se completează cu Cretacicul superior de la est de localitatea Bancu, a cărei apartenență era legată de unitatea flișului curbicortical.

În lumina noilor observații va trebui analizată mai atent problema existenței celor două digitații, deoarece noua imagine cartografică face dificilă o astfel de interpretare.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Șt. București.
- Contescu L. (1968) Considerații asupra denumirii unităților tectonice ale zonei flișului din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol.* Ed. Acad. 13/2, 1968, București.
- Filipescu M. G., Brațu Elena, Iliescu Gh., Iliescu Maria, Săndulescu Jana, Vinogradov C. (1963) Asupra Cretacicului din zona flișului intern dintre văile Teleajen și Trotuș și implicații asupra structurii Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.* V. III/1, București.
- Patrulus D., Contescu L., Butac A. (1962) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea Ciuc. *Stud. cerc. geol.* VII, 3-4, București.
- Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașul (munții Ciucului). *D. S. Com. Geol.* L (1962-1963), București.
- Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.* VII, Sofia.



OBSERVATIONS CONCERNANT LE FLYSCH CRÉTACÉ DU S DES MONTS CIUCULUI

(Résumé)

Dans cette ouvrage on apporte quelques nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique de l'unité de la nappe de Ceahlău, située dans la partie méridionale des monts Ciucului.

Les plus anciens dépôts de la région appartiennent aux couches de Sinaia, représentées par un complexe à marnes, calcaires et grès. En tenant compte des données paléontologiques — qui portent sur le paquet de couches extérieures — on attribue l'âge valanginien-hauterivien au complexe marneux-calcaire-gréseux.

Le complexe marno-brècheux, bien développé au NE de la localité de Bancu (la „digitation de Bodoc" fide Săndulescu), serait d'âge barrémien-aptien inférieur (?), il étant considéré comme faciès de transition (sur direction) entre les couches de Comarnic et de Bistra, développées au N de la région ci-dessus mentionnée. C'est conformément à la forme *Spitidiscus aff. S. fallacios*, récolté du complexe à marnes et brèches, et aux ressemblances microfaciales avec les dépôts barrémiens-aptien inférieurs de Micfalău (monts Bodoc) qu'on lui a attribué cet âge.

Dans la suite Aptien supérieur-Albien, on a mis en évidence deux complexes : le premier, schisteux, à la base, et le second, gréseux, à la partie supérieure.

En tenant compte de l'association microfaunique à *Haplophragmoides chapmani*, *Dendrophysa azcatosa* Grzyb., *Balysiphon brosegi* Tappan., *Trochammina ex gr. vocantiana* Moulle, et des relations stratigraphiques avec les dépôts du lit et du toit, on a attribué l'âge aptien supérieur-albien inférieur au complexe schisteux.

Ce complexe se développe aussi dans la „digitation Ciucului" (mise en évidence par Săndulescu), ayant les mêmes caractères lithologiques et microfauniques. Il est à remarquer que jusqu'à présent c'étaient les couches de Bistra qui étaient considérées les plus nouveaux dépôts de cette digitation.

Du complexe gréseux, on a récolté les formes *Hoplites* sp. et *Hamitoides* sp. qui caractérisent l'âge albien moyen-supérieur.

La succession stratigraphique de l'unité de Ceahlău est complétée par les argiles rouges cénomaniennes de l'E de la localité Bancu, attribuées jusqu'à présent à l'unité du flysch curbi-cortical.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

Carte géologique de la région Bancu-Armășeni (monts Ciucului).

A. Nappe de Ceahlău : 1, Quaternaire : a, alluvions ; b, éboulements ; 2, Céno-manien : marnes et argiles rouges ; 3, Albien moyen-supérieur : complexe gréseux ; 4, Aptien supérieur-Albien inférieur : complexe schisteux ; 5, Barrémien-Aptien inférieur ? : marnes, marnocalcaires, brèches, grès micafères, charbonneux ; 6, Valanginien-Hauterivien : complexe à marnes, calcaires et grès. B. Nappe du flysch curbi-cortical : 7, Aptien supérieur-Céno-manien ; 8, ligne de charriage ; 9, faille inverse ; 10, faille ; 11, axe anticlinal : a, alluvions ; b, déversé ; 12, axe synclinal ; a, normal, b, déversé.



PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — *Iloplites* sp. 1 × 1.

Fig. 2. — *Hamitoides* sp. 1 × 1.



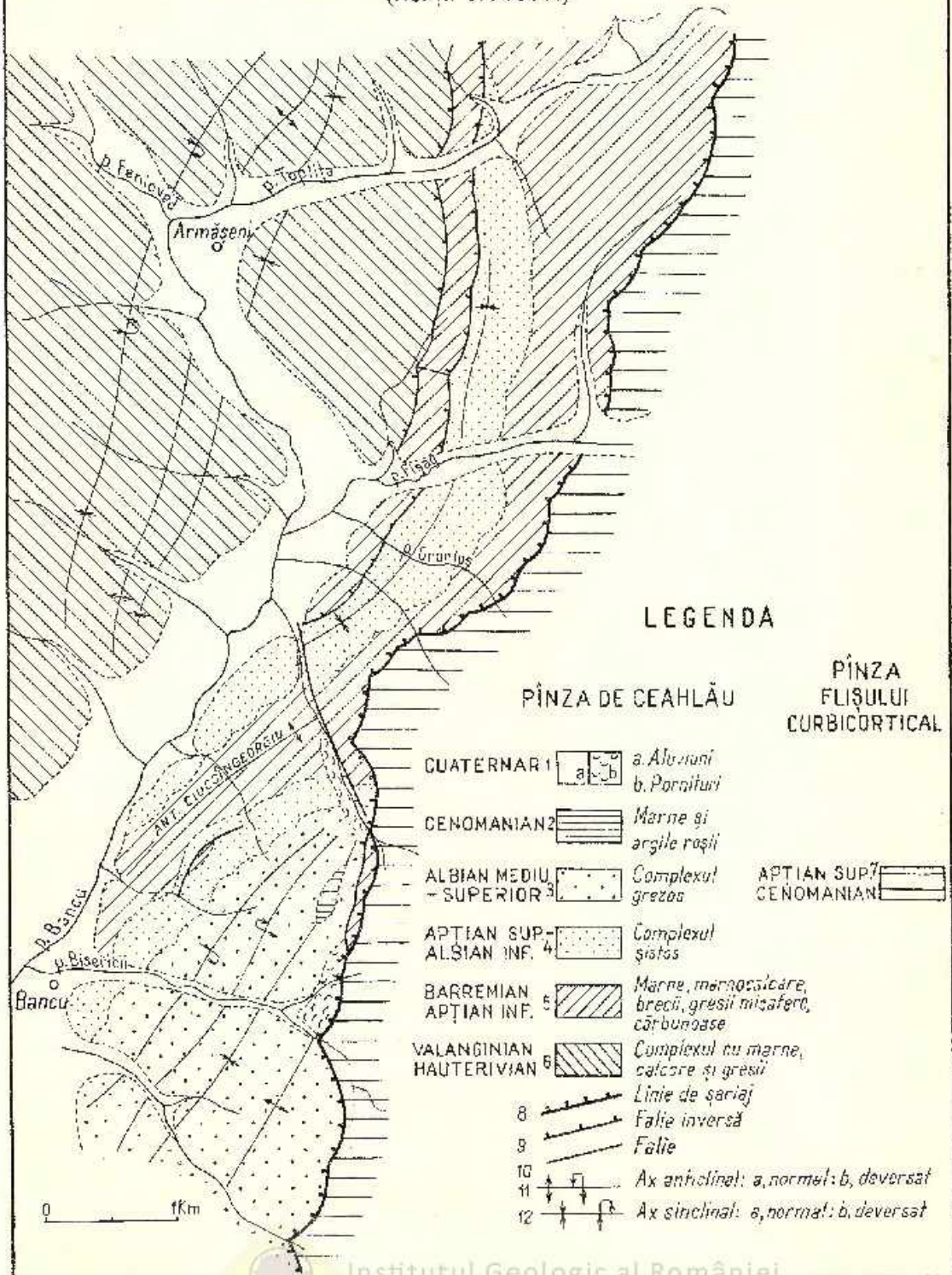


1



2

V. NICOLĂESCU, ST. IONESCU
 HARTA GEOLOGICĂ
 A
 REGIUNII BANCŪ—ARMĂȘEȘTI
 (MUNȚII CIOCULUI)



LEGENDA

PÎNZA DE CEHLĂU

PÎNZA
 FLIȘULUI
 CURBICORTICAL

- | | | | |
|------------------------------|--|---|---------------|
| QUATERNAR 1 | | a. Aluvii
b. Porțiuni | |
| CENOMANIAN 2 | | Marne și
argile roșii | |
| ALBIAN MEDIU
- SUPERIOR 3 | | Complexul
grezoș | APTIAN SUP. 7 |
| APTIAN SUP.
ALSIAN INF. 4 | | Complexul
sistos | CENOMANIAN 2 |
| BARREMIAN
APTIAN INF. 5 | | Marne, marnosăcare,
brecci, gresii mișafere,
cărbunoase | |
| VALANGINIAN
HAUTERIVIAN 6 | | Complexul cu marne,
calcare și gresii | |
| 8 | | Linie de șariaj | |
| 9 | | Falie inversă | |
| | | Falie | |
| 10 | | Ax anticlinal: a, normal; b, deversat | |
| 11 | | | |
| 12 | | Ax sinclinal: a, normal; b, deversat | |

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

STRUCTURA PLUTONULUI GRANITOID DE ȘUȘIȚA ȘI RELAȚIILE SALE CU FORMAȚIUNILE AUTOCHTONULUI DANUBIAN (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

D3

HARALAMBIE SAVU²

Abstract

Structure of the Șușița Granitoid Pluton and Its Relationships with the Formations of the Danubian Autochthonous (South Carpathians). The Șușița synorogene pluton lies in the Baikalian infrastructure of the Danubian autochthonous. It is to be found in the axial zone of the outer marginal major anticlinal structure of the virgation, which characterizes the tectonics of the Danubian crystalline unit, and is built up of granodiorites, granites and quartziferous diorites, sometimes affected by automorphism phenomena. The pluton is crossed by vein rocks located along the two systems of the main joints. The granitoid influence their cover built up of the Lainici-Păiuș series, determining a metamorphism of the Danubian type with a low pressure ($P = 4 \text{ kb}$; $T = 700^\circ - 550^\circ\text{C}$), as well as earlier synkinematic and late kinematic migmatization processes. The Lainici-Păiuș series has subsequently undergone the autoretrometamorphism phenomenon. The superstructure includes the Hercynian Tulîșa series composed of chloritoid-bearing schists, and the Schela formation constituted by pyrophyllite schists with anthracite intercalations. The Breton metamorphism showing a high pressure ($T > 300^\circ\text{C}$), which metamorphosed the Tulîșa series, affected the Baikalian granitoids and determined an alloretrormorphism process in the Lainici-Păiuș series. The Schela overthrust, which took place later, separated the granitoid pluton in two tectonical units and determined within the Schela formation an incipient metamorphism, showing a high pressure ($T < 300^\circ\text{C}$) under the conditions of passing from the zeolitic facies to the green schist facies.

¹ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Introducere

Geneza granitoidelor a fost încă de la începutul dezvoltării geologiei ca știință, piatra de încercare a petrologiei, discuțiile asupra acestei probleme atît de controversată pîrtîndu-se între diferitele școli aproape două secole și culminînd cu celebra formulare a lui Read (1957) „granite and granite”. Rezultatele cercetărilor experimentale efectuate mai ales în ultimul deceniu (Tuttle, Bowen, 1958; Winkler, 1962; von Platen, 1965), aruncă o lumină nouă asupra condițiilor termodinamice care controlează formarea granitoidelor.

Cu cît pare mai complexă geneza granitoidelor, cu atît este mai necesar ca studiul acestora să se facă mai amănunțit și cu mai multe metode de investigație, pentru a putea distinge procesul major care a condus la formarea lor. În acest sens, lucrarea de față este menită să aducă noi contribuții la cunoașterea genezei granitoidelor din autohtonul danubian și a fenomenelor pe care le produc acestea asupra șisturilor cristaline din învelișul lor.

Cercetările asupra masivului granitoid de Șușița, începute în secolul trecut de Ștefănescu (1883) și Mrazec (1897, 1899), sînt continuate și aprofundate de Dumitrescu (1905), Munteanu-Murgoci (1912), Ionescu-Bujor (1912), Manolescu (1932, 1937), Pavelescu et al. (1964) și Drăghici et al. (1967) care abordează mai ales probleme privind petrografia rocilor granitice și șisturilor cristaline, precum și tectonica formațiunii de Șchela. În ultimul timp, regiunea a fost cercetată de Boiciuc³, Stan et al.,⁴ Dragomir și Arsenescu⁵.

³ M. Boiciuc. Raport geologic cu situația rezervelor de antracit și șisturi pirofilitice-refractare determinate prin sondaje și lucrări miniere executate la Viczaroiu-Schela în perioada 1963-1967. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ N. Stan, Gh. Popa, C. Paraschivescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fier și metale rare în munții Vulcan. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

N. Stan, C. Paraschivescu, Verona Ghiță. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru metale rare în munții Vulcan (Runcu-Suseni-Vălar). 1965. Arh. Inst. Geol. București.

N. Stan. Raport asupra prospecțiunilor pentru elemente rare în munții Vulcan (Porceni-Bumbăești). 1966. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ N. Dragomir. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru grafit și elemente rare și disperse în munții Paring-Sadu. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

N. Dragomir, V. Arsenescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru elemente rare în versantul de sud al munților Paring. 1967. Arh. Inst. Geol. București.



Cercelările noastre au început în anul 1967 și au continuat în 1968 când, în vederea studiului complex al granitoidelor de Șușița, am cartat la scara 1 : 10.000 regiunea cuprinsă între Jiu și valea Susenilor (pl. IV) ⁶.

Poziția plutonului granitoid în structura cristalinului danubian

În lucrarea de sinteză publicată în anul 1963, Codarcea și Pavelescu au arătat că masivele granitoide din autohtonul danubian marchează de obicei cutele anticlinale din structura cristalinului și le-au repartizat la mai multe zone.

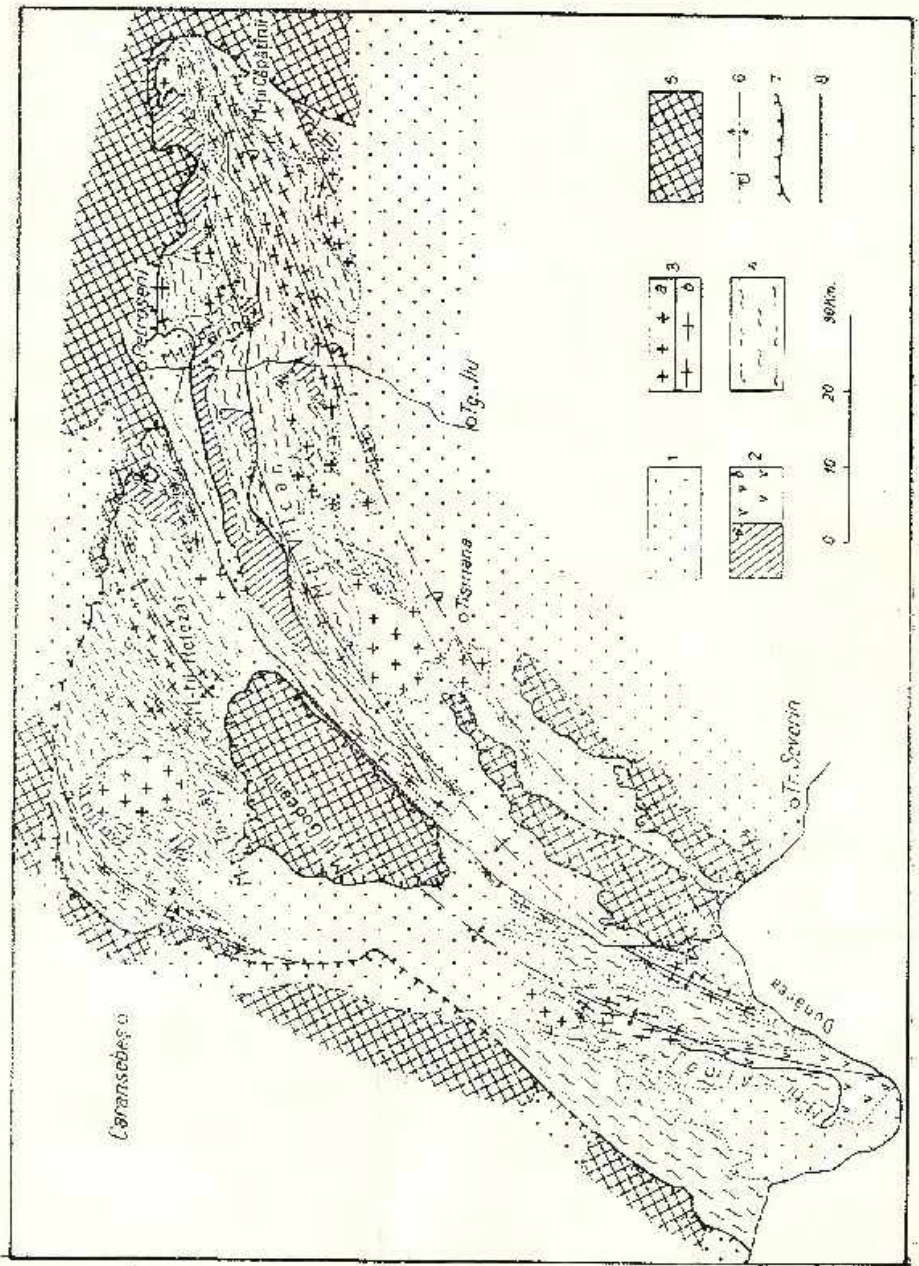
Ținând seamă de aceste date, de imensul material publicat, hărți de detaliu sau de sinteză (Dessila-Codarcea, 1967; Giușcă et al., 1969) și de observațiile noastre recente, am alcătuit o schiță structurală a autohtonului danubian (fig. 1), pe care ies clar în evidență patru structuri anticlinale principale cu masive granitoide în zona lor axială. Aceste structuri se rotesc conform curburii Carpaților descriind o virgație. Observăm printre altele, că dispoziția cutelor din cadrul acestei virgații, în raport cu structura cristalinului getic, constituie un argument în plus pentru susținerea pînzei getice. În această virgație deosebim două structuri marginale, una externă (Nedeiu-Șușița-Tismana) și alta internă (Muntele Mic), precum și două structuri centrale-axiale — una Parîng-Vulcan-valea Cernei-Ogradena și alta Retezat-Cherbelezu-Dunăre.

În ceea ce privește tectonica acestor structuri, constatăm că cele marginale sînt asimetrice și deversate spre SE, iar cele centrale sînt în general simetrice, structura din zona Retezatului prezentînd o formă de evantai caracteristică. În majoritatea cazurilor tectonica masivelor granitoide sinorogene asociate a fost influențată, după cum vom vedea, de tectonica structurilor anticlinale. Masivele tardeorogene, dintre care unele par să fie mai noi (Răileanu et al., 1967), de obicei nu respectă această regulă și se grupează mai ales în zona de curbură maximă a virgației — zona vîrfului Pietrii-Tismana.

În această structură de ansamblu a autohtonului danubian, plutonul granitoid de Șușița este situat în zona axială a structurii Nedeiu-Șușița-Tismana, care este deversată spre SSE. Corpurile granitoide tardeorogene care îl însoțesc sînt situate unele la nord (Tismana și Suseni și altul la sud (Novaci).

⁶ H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul geochimic al granitoidelor din bazinul văii Jiului. 1968. Arh. Inst. Geol. București.





În alcătuirea regiunii în care se află plutonul granitoid de Șușița am deosebit următoarele unități structurale: infrastructura, suprastructura și învelișul sedimentar.

Infrastructura și tectonica primară a plutonului granitoid

Infrastructura, considerată în sensul lui Wegmann (1935), s-a format în ciclul baicalian și constă din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și plutonul granitoid de Șușița cu micile corpuri intrusivă satelite.

a) *Seria de Lainici-Păiuș* (Manolescu, 1937) se dezvoltă la nord de plutonul granitoid, alcătuind învelișul său. Ea a rezultat din metamorfozarea unei formațiuni de geosinclinal cu aspect flișoid și se caracterizează prin alternanțe dese de șisturi cuarțitice cu biotit, muscovit și almandin, cuarțite biotitice în care pe pîriul Lăcșoare se asociază cuarțite cu granulație mai mare care provin din microconglomerate, și micrognaise biotitice cu plagioclaz albitic (An 10) alterat, uneori cu almandin. În aceste roci se intercalează rar amfibolite cu biotit, șisturi amfibolice și gnaise fine cu porfiroblaste de hornblendă verde, în care plagioclazul prezintă aceleași fenomene de alterație (sericit-caolinit-zoizit), ca și cel din rocile de mai sus; ele reprezintă produsele metamorfozate ale magmatismului inițial al ciclului baicalian. Pe valea Jiului apare o intercalație de porfiroide cu fenocristale relicte de cuarț, rezultate din metamorfismul unor dacite sau keratofire cuarțifere care reprezintă diferențiatele acide ale aceluiași magmatism și ar fi echivalentul slab dezvoltat al porfiroidelor din seriile baicaliene din Carpații Orientali și Munții Apuseni. Apar de asemenea, intercalații de șisturi grafitoase și foarte rar dolomite cristaline.

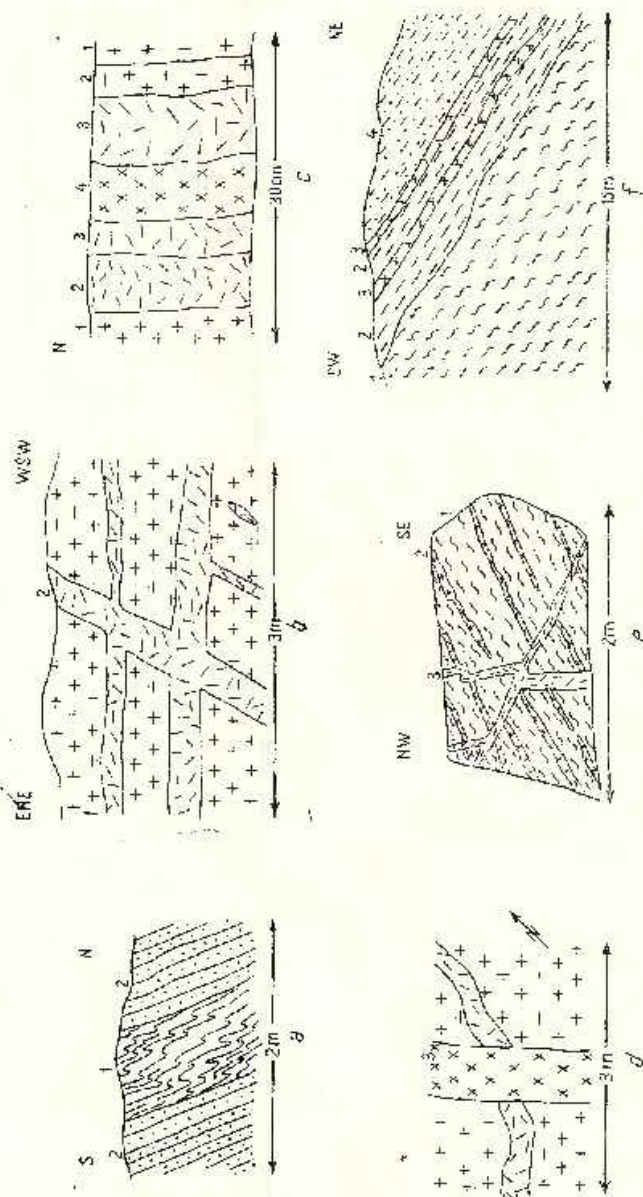
Fig. 1. — Harta structurală a cristalinelui danubian și a masivelor granitoides asociate (după harta geologică a R.S.R., scară 1 : 1.000.000, completată de autor).

1, formațiuni sedimentare; 2, formațiuni metamorfozate (a) și roci intrusivă bazale și ultrabazice hercinee (b); 3, granitoides sînorogene (b) și tardeorogene (a) baicaliene; 4, formațiuni metamorfozate baicaliene și prebaicaliene; 5, cristalin netic-prebaicalian; 6, axele structurilor anticlinale majore; 7, șarjaj alpin; 8, falii.

Carte structurale du cristallin danubien et des massifs granitoides associés (selon la carte géologique de la Roumanie au 1 : 1.000.000, complétée par l'auteur).

1, formations sédimentaires; 2, formations métamorphisées (a) et roches intrusives basales et ultrabasiques hercyniennes (b); 3, granitoïdes sînorogènes (b) et tardeorogènes (a) baicaliens; 4, formations métamorphisées baicaliennes et prébaicaliennes; 5, cristallin netic-prébaicalien; 6, axes des structures anticlinales majeures; 7, charriage alpin; 8, failles.





În imediata apropiere a contactului cu rocile granitoide se întâlnesc gnaise cu sillimanit (pl. I, fig. 1), amfibolite cu diopsid, calcare cu silicați și migmatite cu porfiroblaste de almandin (pl. I, fig. 2) cu diametrul de 2-8 cm (pârul Lăcșoare), asemănătoare cu cele pe care le-am văzut în 1968 în migmatitele din zona axială a catenei Montagne Noire, lângă Salvetat (Franța).

După caracterele lor și după poziția spațială în cadrul regiunii, aceste formațiuni alcătuiesc un complex superior al seriei de Lainici-Pâiuș, în care apar pretutindeni fenomene de migmatizare arteritică și de retrometamorfism.

Tectonica acestei serii se caracterizează printr-un monoclin orientat ENE—WSW și inclinat spre NNW, cu vergența dirijată spre SSE, pusă în evidență de microcetele care apar rar în regiune (fig. 2 a). Aceste date arată că seria de Lainici-Pâiuș alcătuiește aici flancul normal, nordic, al anticlinalului major Nedeul-Șușița-Tismana orientat conform foliației și sturilor cristaline și deversat spre SSE, anticlinal în a cărui zonă axială este situat plutonul de Șușița, asemănător celor stabilite de Eskola (1963) în Finlanda.

b) *Structura și petrografia plutonului granitoid.* Masivul granitoid de Șușița privit în ansamblu, este alcătuit dintr-un pluton sinorogen care,

Fig. 2. — Relațiile dintre plutonul granitoid de Șușița și staturile cristaline înconjurătoare. a, sisturi cuarțifere cu biotit micropantate (1), în alternanță cu cuarțite cu biotit slab migmatizate (2), în flanc normal, Valea Hărăbocin, la nord de plutonul granitoid; b, filone de pegmatite și granite pegmatoidale cu feldspat potasic cenușiu (3), în dierțile cuarțifere de pe valea Jiului (1); c, structura zonară a unui filon de pegmatit din granitul de valea Brateului; 1, granite de valea Brateului; 2, granite pegmatoidale cu feldspat potasic cenușiu; 3, pegmatit cu feldspat potasic cenușiu; 4, split; 5, granodiorit (1) cu filone de pegmatit cu feldspat potasic cenușiu (2), străbătute de filone de porfir microgranodioritic (3), Dealul Bulbea; e, migmatit „lit par lit” cu benzile sau lentile neosomatice de granit și granite pegmatoid (2), paralele cu foliația paleosomă (1), străbătute de filone discordante de pegmatite cu feldspat cenușiu (3), Valea Hărăbocin; f, discordanță stratigrafică între seria de Lainici-Pâiuș (infrastructură) și seria de Tulșa (suprastructură), pe șesul forestier, la SW de Schitul Locuri Rele; 1, serie de Lainici-Pâiuș migmatizată; 2, serie de Tulșa; 3, sisturi sericicloritice; 4, calcare.

Relations entre le pluton granitoïde de Șușița et les schistes cristallins environnants.

a, schistes quartzeux à biotite micropissés (1), en alternance avec des quartzites à biotite faiblement migmatisées (2), en flanc normal. Vallée du Hărăbocin, au nord du pluton granitoïde; b, filons de pegmatites et granites pegmatoides à feldspath potassique grisâtre (3), dans les dierites quartzifères de la vallée du Jiului (1); c, structure zonaire d'un filon de pegmatite du granite de la vallée du Brateu; 1, granite de la vallée du Brateu; 2, granite pegmatoides à feldspath potassique grisâtre; 3, pegmatite à feldspath potassique grisâtre; 4, split; d, granodiorite (1) à filons de pegmatite à feldspath potassique grisâtre (2), traversés de filons de porphyres microgranodioritiques (3). Colline Bulbea; e, migmatite „lit par lit” à bandes ou lentilles néosomatiques de granite et granite pegmatoides (2), parallèles avec la foliation de la paléosome (1) traversées de filons discordants de pegmatites à feldspath grisâtre (3). Vallée du Hărăbocin; f, discordance stratigraphique entre la série de Lainici-Pâiuș (infrastructure) et la série de Tulșa (suprastructure), sur la chaussée forestière, au SW de l'ornitase Locuri Rele; 1, série de Lainici-Pâiuș migmatisée; 2, série de Tulșa; 3, schistes sericicochloriteux; 4, calcare.

Începînd de la vest de Vaidei, se extinde spre ENE prin văile Hărăborului, Porcului și Jiului pînă la vârful Nedeiu, în afara hărții noastre. În zona migmatizată a seriei de Lainici-Păiuș se găsesc numeroase apofize și corpuri safelite mai mici, printre care se remarcă corpul tardeogen din valea Susenilor.

Plutonul granitoid are o formă de elipsă foarte mult alungită pe direcția $N60^{\circ}-75^{\circ}E$, a cărei grosime este în general redusă, variînd între 3 și 8 km. Cu tot deranjamentul determinat de laminarea hercinică, se constată că contactele plutonului sînt conforme cu foliația șisturilor cristaline; raporturile lor sînt uneori tranșante, alteori de interpătrundere; numeroase apofize și injecții pătrund în formațiunile seriei de Lainici-Păiuș pe distanțe apreciabile (pl. IV).

În rocile granitoide din partea de sud a masivului, mai puțin afectate de laminarea hercinică, se observă o foliație primară, care este în general conformă cu alungirea corpului și cu contactul nordic al acestuia. Acest caracter gnaisic al rocilor granitoide este foarte slab, abia vizibil. În ele se întîlnesc separații melanocrate, autolite în sensul lui Holland (1900), în general aplatizate în planul foliației și alungite paralel cu alungirea corpului, lungimea lor variînd între 2 și 15 cm, precum și xenoliți din seria de Lainici-Păiuș. Măsurarea pe teren a poziției autolitelor ne-a permis să determinăm direcția de transport tectonic (Closs, 1947) în plutonul granitoid consolidat sub influența stressului și să trasăm pe hartă axul structural al acestuia, care este situat în partea de sud-est a regiunii, între Porceni și dealul Bilbea. După cum rezultă din fig. 3a și din planșa IV, acesta este orientat pe direcția $N75^{\circ}E$, corespunzînd astfel cu alungirea plutonului și se afundă cu cîteva grade spre WSW.

Corelînd poziția autolitelor și xenoliților cu tectonica seriei de Lainici-Păiuș din acoperiș, am putut stabili că plutonul granitoid a suferit în timpul formării structurii anticlinale majore în al cărui ax se găsește, aceeași mișcare de deversare, luînd o formă asemănătoare, astfel că se poate spune că prezintă și el un flanc normal și un flanc invers. Dintre acestea însă, numai primul este expus cercetării, cel de al doilea fiind acoperit în mare parte de depozitele sedimentare recente din partea de sud a regiunii (pl. IV).

Toate caracteristicile prezentate dovedesc că masivul granitoid de Șușița reprezintă un pluton sinorogen în sensul lui Balk (1936) și Eskola (1963), a cărei consolidare s-a realizat în condiții sincinematice, care au determinat particularitățile lui structurale. El corespunde plutonilor din mezonă (Buddington, 1958).



În urma consolidării, în rocile granitoide s-au format câteva sisteme de fisuri, descrise și de Pavelescu et al. (1964) în valea Jiului, pe care au fost puse în loc roci filoniene, precum și filoane de cuarț sau de hornblendă fibroasă. Raportând orientarea lor la poziția axului tectonic

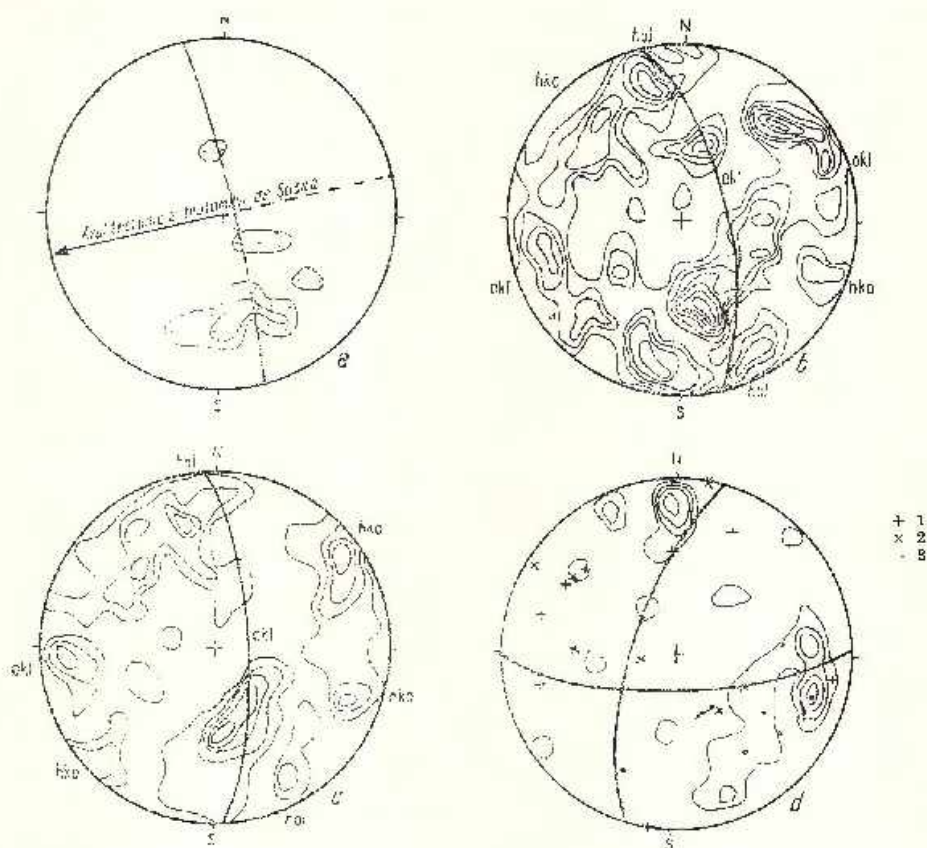


Fig. 3. — Diagrame pentru elementele structurale primare din plutonul de Șușița.

a, diagrama pentru poziția separațiilor metacrate (13 măsurători). Izogonii: 1-2%; b, diagrama pentru fisurile din valea Jiului, valea Bratcului și valea Poreulci (100 fisuri). Izogonii: 1-2-3-4-5%; c, diagrama generală pentru fisuri (232 fisuri). Izogonii: 2-3-4-5-6-7-8%; d, diagrama pentru poziția filoanelor de apilită și porfiri microgranitice (90 măsurători). Izogonii: 1-1,5-2-2,5-3%; 1, filoane de pegmatite; 2, filoane de cuarț; 3, filoane de lamprofire.

Diagramme pour les éléments structuraux primaires du pluton de Șușița.

a, diagramme pour la position des séparations métacratées (13 mesures). Isogones: 1-2%; b, diagramme pour les fissures de la vallée du Jiul, vallée du Bratcu et vallée Poreulci (100 fissures). Isogones: 1-2-3-4-5%; c, diagramme général pour les fissures (232 fissures). Isogones: 2-3-4-5-6-7-8%; d, diagramme pour la position des filons d'aplités et de porphyres microgranitiques (90 mesures). Isogones: 1-1,5-2-2,5-3%; 1, filons de pegmatites; 2, filons de quartz; 3, filons de lamprophyres.

al plutonului, am putut stabili că sistemele de fisuri, pentru a căror denumire vom utiliza nomenclatura ce se folosește în tectonica corpurilor sinorogene, sînt următoarele (fig. 3 b și c): transversal (okl) cu direcția $N5^{\circ}-20^{\circ}W$; longitudinal (h01) cu direcția $N85^{\circ}-65^{\circ}E$ și diagonal (hko) cu direcția $NS-N20^{\circ}E$ sau $N45^{\circ}W$.

Deoarece măsurătorile s-au efectuat mai ales pe flancul nordic al plutonului, maximele fisurilor longitudinale sînt asimetrice în raport cu azul structural (fig. 3 a, b și c); unele au poziția $N78^{\circ}E/43^{\circ}N$, și corespund aproximativ unui sistem conform cu planul de contact nordic, fiind în mare măsură paralele cu foliația flancului normal al plutonului, iar altele reprezintă un sistem conjugat cu poziția $N76^{\circ}E/70^{\circ}S$, aproximativ perpendicular pe foliația flancului normal.

Structura primară a plutonului granitoid a fost modificată în oarecare măsură, după cum vom vedea, de accidente tectonice mai tîrzii, în special de cele hercinice.

Plutonul sinorogen de Șușița este alcătuit preponderent din roci cu compoziție granodioritică sau adamelică, mai rar granitică, a căror separare în teren este dificilă, deoarece variațiile de compoziție sînt frecvente, iar trecerile de la un tip de rocă la altul sînt greu de sesizat. Acestea se aseamănă prin granulația lor medie, uneori cu faciesuri mai fine și textura slab orientată, și constau din cuarț xenomorf cu extincție ondulată, plagioclaz, feldspat potasic, hornblendă verde, biolit și minerale accesorii.

Plagioclazul se prezintă adesea idiomorf, maelat polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad, mai rar periclin; uneori prezintă structură zonală formată dintr-un nucleu (An 8—12) de obicei alterat și o aureolă de albit (An 4—5). Alterația plagioclazului constă în înlocuirea lui cu un agregat fin sericitos-caolinos, greu transparent, înțesat cu granule de zoizit. Feldspatul potasic micropertitic, xenomorf, este de obicei limpede și prezintă adesea o structură zonală neregulată, abia vizibilă. Amfibolii sînt reprezentați printr-o hornblendă pleocroică ($Ng = \text{verde-brun}$; $Nm = \text{brun deschis-verzui}$; $Np = \text{gălbui}$; $c: Ng = 24^{\circ}$), care se transformă în hornblendă fibroasă; ea lipsește în granite. Alt mineral melanoerat este biotitul, o varietate brună înlocuită adesea cu clorit. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon adesea slab colorat și cu aureolă de alterație, ortit brun cu structură zonală, apatit, oxizi de fier și foarte rar monazit.

O varietate petrografică deosebită, separată în masa granitoidelor sinorogene de pe valea Jiului, la sud de Meri, o formează granitele cu megacristale de feldspat potasic ce includ granule de cuarț, biotit și plagio-

claz alterat și cu aureolă albică, uneori cu concreșteri mirmekitice. Mega-cristalele lungi de 2—3 cm, reprezintă un perit slab conușiu și sînt orientate paralel cu foliația primară a granitului, ceea ce presupune că s-au format concomitent cu consolidarea rocii.

În granodiorite s-au separat și roci mai bazice, cum sînt dioritele melanocrate de sub vîrfurile Țarcu și dioritele cuarțifere de pe valea Jiului. Primele sînt bogate în hornblendă ($Ng = \text{brun}$; $Nm = \text{brun închis}$; $Np = \text{gălbui}$; $e:Ng = 23^\circ$) înlocuită pe margini de o hornblendă verzuie și oxizi de fier; cuarțul și feldspatul potasic în mare parte înlocuit cu albit de temperatură scăzută, apar interstițial în cantitate redusă. Dioritele cuarțifere sînt mai sărace în minerale melanocrate, dar mai bogate în plagioclaz ($An 12$) maclat polisintetic, în general alterat și cu aureolă de albit limpede, care prezintă uneori tendința de a forma fenocristale.

Separările melanocrate (autolite) care apar rar, dar în toate rocile descrise, constau dintr-o aglomerare de hornblendă, biotit, plagioclaz și magnetit; unele prezintă o masă fundamentală cu aspect pegmatoid.

c) *Fenomene de autometamorfism în granitoidele sinorogene.* Sub acțiunea soluțiilor tîrziu-magmatiche are loc alterarea plagioclazului, înlocuirea feldspatului potasic cu albit fin maclat de temperatură scăzută (schachbretalbit) și transformarea hornblendei primare în hornblendă fibroasă. Remarcăm starea de alterare mai mult sau mai puțin avansată a plagioclazului și aceea de mineral în general proaspăt sau slab alterat a feldspatului potasic. În concepțiile metasomaților s-a presupus că alterarea plagioclazului s-ar produce în momentul invadării rocilor cu feldspat potasic venit de la o sursă necunoscută. Cum datele de mai sus nu justifică o astfel de interpretare, trebuie să presupunem că în stadiul final al cristalizării granitelor subsolvus (Tuttle, Bowen, 1958), între plagioclazul deja format și soluția magmatică reziduală din care mai cristalizau încă feldspatul potasic, cuarțul și albitul, s-a produs un dezechilibru care a determinat înlocuirea primului cu minerale secundare stabile în aceste condiții de subrăcire. Soluțiile reziduale determină de asemenea formarea pe fisurile rocilor a unor filoane de hornblendă fibroasă (Manolescu, 1937; Trifulescu și Teodoru, 1963), slab verzuie, din grupa actinolit-tremolit ($e:Ng = 15^\circ - 18^\circ$).

Un alt mineral deuteritic este stilpnomelanul ($Ng = \text{brun închis}$; $Nm = \text{brun-slab verzui}$; $Np = \text{galben-auriu}$), semnalat de Streckeișen (1968) și în bazinul Lotrului. Acesta apare inclus în cuarțul, feldspatul potasic și albitul de temperatură scăzută care au cristalizat mai tîrziu,

interstițial, ceea ce arată că formarea lui nu este în legătură cu fenomenele de laminare determinate de șariajul alpin, cum s-a presupus.

Cu scăderea temperaturii soluțiilor reziduale, feldspații granitoidelor din zonele hidrotermalizate din apropierea Bumbeștilor și de pe valea Porcului (pl. IV) sînt înlocuiți complet cu sericit (muscovit), iar mineralele melanocrate cu clorit. Rezultă roci alterate în faciesurile :

- (1) Cuarț-sericit-clorit
- (2) Cuarț-muscovit

Rocile transformate prezintă o culoare verzuie, caracteristică pentru zonele de hidrotermalizare din acest masiv ; în ele apar uneori fenomene de piritizare (valca Jiului și valca Vîjioaia). Remarcăm că procesele de hidrotermalizare se dezvoltă de preferință în zonele în care sînt frecvente filoanele de pegmatite, aplice și porfire, roci care de cele mai multe ori sînt și ele alterate.

d) *Granitele tardeorogene* alcătuiesc un corp mai important pe valea Susenilor, care deși pus în loc după plutonul sinorogen, prezintă o tectonică primară foarte apropiată de a acestuia, el fiind format sub controlul acelorași condiții geotectonice, însă cu intensitate mai slabă. Granite cu aceleași caracteristici mai apar în micile intruziuni din zona migmatică (valca Șușiței) și pe valea Bratcului. În timp ce restul corpurilor sînt separate de masa plutonului sinorogen, cel de pe valea Bratcului este situat pe contactul nordic al acestuia ; fenomenul de laminare hercinică împiedică însă delimitarea lui exactă.

Toate corpurile tardeorogene sînt alcătuite dintr-o varietate de granit cenușiu cu biotit sau cu biotit și muscovit, cu granulație mai fină. Culoarea cenușie caracterizează în special feldspatul potasic, dar și plagioclazul și chiar cuarțul și se datorează în mare parte unor incluziuni extrem de fine de grafit, a cărui prezență a fost observată la microscop și pusă în evidență prin analiza chimică efectuată de C e e l i a V a s i l i u. Originea acestuia se pare că trebuie căutată în complexul inferior al seriei de Lainici-Păiuș cu intercalații de grafit, pe care granitele le-au străbătut în ascensiunea lor.

Granitele constau din cuarț, plagioclaz (An 10) în general alterat, feldspat potasic, mica și minerale accesorii ca titanit, zircon colorat slab în brun și cu aureolă de alterație, ortit, apatit și granat izolat sau în cuiburi. Feldspatul potasic maclat după legea de Karlsbad, reprezintă un feldspat portitic sau micropertitic biax pozitiv ($2V = 85^\circ$), de tipul izoortoclazului. El apare în cristale xenomorfe cu structură zonală neuniform dezvoltată, care indică o cristalizare ritmică a ionilor de K, Na și Ca. Plagioclazul inclus este alterat și prezintă o aureolă de albit limpede, iar cel din restul



roci formează la contact cu feldspatul potasic concreșteri mirmekitice. Micele sînt reprezentate prin biotit și muscovit care apar concreșcute sau independente, lamele mari de mică albă formîndu-se și pe seama feldspaților. Biotitul este alterat uneori și separă pe clivaje prehnit (I o n e s c u - B u j o r, 1912; H a l l, 1965), sau este înlocuit cu clorit, epidot, zoizit și oxizi de fier. Semnalăm și aici prezența stilpnomelanului format în aceleași condiții, ca și în granitoidele sinorogene.

Pe valea Susenilor granitele au fost afectate de fenomene de autometamorfism, care au determinat îmbogățirea lor în lamele de muscovit.

e) Rocile filoniene. Granitoidele sinorogene și tardcorogene sînt străbătute de numeroase filoane de pegmatite, granite pegmatoide (fig. 2 b), aplite, porfire dioritice sau granodioritice și de lamprofire, uneori de cuarț cu cuiburi de cloritite. Primele sînt frecvente în zona Bumbesti-Meri-valea Porcului, în care se manifestă și cele mai intense fenomene de autometamorfism. Aplitele și porfirele sînt cantonate pe două sisteme de fisuri principale (fig. 3 d) și anume, un sistem orientat N88°E/74°S care ar corespunde fisurilor longitudinale și altul orientat N17°E/ 70°N, ce corespunde fisurilor diagonale.

Pegmatitele se caracterizează prin dezvoltarea largă a mineralelor componente, cuarț, albit (An 7) alterat, biotit, mai rar muscovit și mai ales a feldspatului potasic cenușiu cu structură pertitică sau de microclin-pertit, străbătut uneori de filoane de albit din generația a doua și calcit. În granitoidele tardeorogene de pe valea Brateului apar filoane pegmatoide bogate în feldspat potasic cenușiu care conferă roci o culoare închisă, aproape neagră; un astfel de filon are structură zonală (fig. 2 c). Pegmatitele din zona migmatică (valea Șușița) conțin frecvent granat idiomorf.

Aplitele se caracterizează prin granulația fină și structura panalotriomoră formată de cristalele de cuarț și feldspați alterați, printre care găsim rar biotit sau clorit; unele aplite sînt intens albitizate.

Porfirele s-au format mai tîrziu, deoarece străbat filoanele de pegmatite (fig. 2 d). Ele constau dintr-o masă fundamentală formată din cuarț, feldspați și minerale secundare, în care apar fenocristale de cuarț corodat, plagioclaz alterat, hornblendă brun-verde ($c:Ng = 19^\circ$) cu incluziuni de monazit, înlocuită în parte cu epidot, hornblendă secundară, biotit și clorit.

Lamprofirele sînt reprezentate mai ales prin spessartite care prezintă o masă fundamentală formată dintr-o țesătură de feldspat alterat, hornblendă fibroasă și puțin cuarț secundar, în care apar fenocristale de horn-

blendă brună ($Ng =$ brun roșcat; $Nm =$ brun; $Np =$ galben bruniu; $c : Ng = 15^\circ$), plagioclaz alterat, uneori și pseudomorfoze de amfibol fibros după un piroxen.

Apar de asemenea filoane de roci cu aspect doleritic, formate din plagioclaz și augit alterat, care ar putea reprezenta însă, magmatite inițiale ale ciclului hercinic.

f) Metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș și influența granitoidelor în acest proces. Metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș se produce concomitent cu punerea în loc a plutonului granitoid care influențează acest proces prin ridicarea gradientului geotermic, datorită căldurii degajată atât din corpul principal cât și din intruziunile minore sau din soluțiile migmatice. Succesiunea fenomenelor care au afectat această serie în condiții sincinematice și tardecinematice, a mers paralel cu procesele ce aveau loc în diferitele etape din evoluția plutonului granitoid, conform tabelului 1.

În stadiul magmatic are loc recristalizarea rocilor în condiții termodinamice diferite în raport cu distanța față de plutonul sinorogen, rezultând două zone de metamorfism și anume, zona cu sillimanit și zona cu almandin.

Zona cu sillimanit este în general îngustă și se menține în apropierea contactului pe o grosime variind între 200 m și 1,5 km (pl. IV). Cu toate că în cadrul zonei au guvern timer aproximativ aceleași condiții de PT, mineralele index lipsesc în rocile rezultate din gresii feldspatice, cuarțite și șisturi cuarțitice, a căror compoziție nu a favorizat formarea lor. Ele apar numai în rocile bogate în aluminiu sau în cele bazice de pe valea Jiului, pîrîul Lăcșoare și de la izvoarele văii Mari (Vaidei).

Din rocile pelitice aluminose din valea Jiului și Valea Mare s-au format gnaise cu sillimanit ($2V = 20^\circ$; $Ng - Np = 0,021$) cu paragenza:

(1) Cuarț-sillimanit-cordierit (pinit)-almandin-biotit-muscovit-feldspat pertitic-plagioclaz (An 12).

Rocile cuarțo-feldspatice din valea Jiului, transformate în gnaise cu aspect granitoid, conțin asociația:

(2) Cuarț-feldspat pertitic-plagioclaz-almandin-biotit-muscovit.

În rocile bazice de pe pîrîul Lăcșoare s-a format paragenza:

(3) Plagioclaz-diopsid-hornblendă brună-biotit.

Dolomitele din același loc conțin paragenza:

(4) Calcit-diopsid-forsterit-granat-cuarț.

Zona cu almandin se dezvoltă în continuare spre nord, cel puțin pînă la Minăstirea Lainici. Almandinul nu apare nici el în toate rocile, ci

TABELUL 1

Successiunea proceselor petrogenetice din plutonul granitoid și efectele lor asupra vîrstărilor cristaline din acoperiș

Stadiul tectonic	Procese petrogenetice	Plutonul granitoid	Șisturile cristaline din acoperiș (seria de Lainieș-Pănuș)
	Intruziunea	Formarea în loc a plutonului și a corpurilor satelitare	Formarea în loc a corpurilor granitoidelor mici, însoțită de injecții lit-par-lit, sincron cuțării
	Stadiul magmatic s. str.	Formarea în condiții de stress a mineralelor din prima cristalizare (plagioclez, hornblendă) și a separațiilor melanocrate	Melanormismul de contact stacnematic se manifestă la scară regională
	Stadiul tectono-magmatic	Cristalizarea ultimelor minerale; formarea megablastelor de feldspat potasic; evoluții în feldspatul potasic; întocmirea hornblendei primare cu hornblendă fibroasă; stilpnomelanul; albățirea; începerea alterării plagioclazului; începerea formării fisurilor și stercerea soluțiilor (iriziu-magmatice sub influența stressului	Înfiltrare de soluții (iriziu-magmatice cu K și Na însoțite de fenomene de melasomatiză; formarea xenoblastelor în metamafitele oculare; formarea benzilor metasopunctice din magmatitele parafice (lit-par-lit) pe plane S_1 , cu sau fără feldspatul potasic cenușu; înfocuirea parțială a sillimanitului cu amescovili și a granatului cu biotit; biotit de a doua generație; albățirea feldspaților; începerea alterării plagioclazului, apar fisurile
	Substacul pegmatitic	Formarea filonelor de granite pegmatice, pegmatite și apite pe fisurile deschise	Formarea filonelor discordante de granite pegmatice și pegmatite cu sau fără feldspat potasic cenușu și a apitelor pe fisuri deschise
	Stadiul hidrotermal	Accumularea soluțiilor hidrotermale; autometamorfizismul granitelor (apogranite) cu sericitizarea feldspaților și clorizarea matitelor (epidot); formarea filonelor de cuarț cu clorite; mineralizații cu sulfuri	Autometamorfizismul rocilor metamorfice cu păstrarea texturii primare; sericitizarea plagioclazului; clorizarea granatului și biotitului
	Postnematic		

numai în acelea a căror compoziție a permis formarea lui. Sînt caracteristice paragenezele :

Cuarțite :

(5) Cuarț-plagioclaz-biotit

Micrognaise :

(6) Cuarț-plagioclaz (An 10)-biotit-muscovit-almandin

Roci bazice :

(7) Hornblendă-biotit-plagioclaz-cuarț

Metatufite bazice :

(8) Hornblendă-plagioclaz-biotit-muscovit-epidot-cuarț

Porfiroide :

(9) Cuarț-plagioclaz-muscovit-hornblendă.

Apariția cordieritului în parageneză cu sillimanitul în șisturile de contact din seria de Lainici-Păiuș, arată că metamorfismul a avut loc la presiune joasă și temperatură ridicată. La est de Muntele Mic șisturile cristaline echivalente ca vîrstă, dar neafectate de migmatizare, sînt metamorfozate în faciesul șisturilor verzi (Gherasi, Savu, 1969). Ținînd seamă de paragenezele din zonele mai îndepărtate de masivul de Șușița, în care apare biotitul ca mineral critic, s-ar putea spune că în lipsa acțiunii granitoidelor, șisturile cristaline ar fi fost metamorfozate, prin simpla acțiune a metamorfismului regional baicalian, aproximativ în condițiile zonei de trecere de la faciesul șisturilor verzi la faciesul albit-epidot-amfibolitic. Intruziunile granitoide ridicînd gradientul geotermic în geosinclinalul baicalian, au ridicat și gradul de metamorfism la scară regională, astfel că această serie este supusă unui metamorfism mai intens, ce variază de la faciesul amfibolitic de contact (zona cu sillimanit) pînă la faciesul albit-epidot-amfibolitic de contact (zona cu almandin).

Structura rocilor arată că paragenezele de mai sus au atins echilibrul, iar orientarea porfiroblastelor de sillimanit paralel cu axul plutonului granitoid (pl. I, fig. 1) demonstrează că acest echilibru s-a realizat în timpul formării structurii anticlinale, concomitent cu punerea în loc a granitoidelor și deci că sîntem în fața unui metamorfism combinat regional și de contact. Deoarece rocile metamorfozate în aceste condiții se deosebesc de corneenele determinate de metamorfismul de contact static — post-tectonic — prin textură, iar de șisturile cristaline *s.str.* prin paragenezele de presiune scăzută, le vom denumi șisturi de contact, iar procesul *metamorfism de contact sincinematic* sau *danubian*, avînd faciesurile pe care le sugerăm în tabelul 2.



TABELUL 2
Principalele tipuri de metamorfism

Metamorfismul	Factorii		Faciesurile	Condițiile PT	Tipurile clasice	Seria de faciesuri	Tipurile de roci metamorfice
	Magmatic	Presiune litostatică și gradientul geotermic					
De contact s. str.	Intruziuni post-orogene	—	Corn. albit-epidotice Corn. amfibolice Corn. piroxenice Saxidinitic	P = 0 sau z. slabă T = f. mare	Muli Evanatite	—	Cornueene
De contact sincinematice	Intruziuni sin-orogene	Presiune litostatică + gradient geotermic	Contact zeolitic C — șisturi-verzi C — albit-epidot amfibolitic C — amfibolitic	P = moderată până la mare T = variabilă Stress	Pyrenean Danubian	Andaluzit-Sillimanit	Șisturi de contact
Regional s. str.		Presiune litostatică — gradient geotermic	Zeolitic Șisturi verzi Albit-epidot amfibolitic Amfibolitic	P = variabilă T = variabilă Stress	Barrovian Semenic	Disten-Sillimanit	Șisturi cristaline

Metamorfismul danubian se aseamănă cu celelalte tipuri de metamorfism de presiune joasă descrise de Miyashiro (1961) și Hietanen (1967) și mai ales cu metamorfismul pyrenean (Zwart, 1962, 1967) pe care am avut ocazia să-l cercetăm în 1968. În funcție de considerațiile de mai sus, putem aprecia că presiunea a fost de aproximativ 4 kb. Pe baza datelor de petrologie experimentală (Althaus, 1967) și a considerațiilor lui Turner (1968) asupra condițiilor de formare a silicaților de aluminiu, putem aprecia că în zona cu sillimanit temperatura a fost de aproximativ 600—700°C și a scăzut rapid cu depărtarea de plutonul granitoid, ajungând la 550°C în zona cu granat.

g) Fenomenul de migmatizare arteritică se produce atât în condiții sincinematice cât și după încetarea mișcărilor.

Migmatizarea arteritică sincinematice are loc sincron cu stadiul magmatic s.str., când se produc injecții lenticulare (lit-par-lit) de roci



granitoide de diferite dimensiuni (tab. 1). Fenomenul este mai caracteristic în stadiul târziu-magmatic, când soluțiile bogate în Si, Al, K și Na se infiltrază pe plane S_1 (fig. 2 c), de unde difuzează lateral, determinând roci injectate și metasomatice — migmatite arteritice — cu texturi variate: paralele (fig. 2 c), lenticulare și oculare, cutate împreună cu paleosoma; în acest stadiu se formează și metasomatitele cu megablaste de microclin cenușiu (pl. II, fig. 1) sau cu microclin alb (pl. II, fig. 2). Paleosoma este înlocuită treptat cu feldspati, cuarț și miche, în funcție de compoziția primară a șisturilor și de caracterul soluțiilor, rezultând neosoma pe care o observăm în aceste roci mixte. Este de fapt, începutul fenomenului de granitizare, care în această regiune și la acest nivel de eroziune nu a condus decât rar la roci cu aspect mai omogen, oarecum apropiat de structura granitică, așa cum sînt migmatitele cu fenoblaste de feldspat potasic cenușiu (pl. II, fig. 1) de pe Valea Mare și cele de pe pîriul Lăcșoare, printre care apar migmatite cu megacristale de granat (pl. I, fig. 2).

Soluțiile care se infiltrază întră în reacție cu mineralele formate în stadiul anterior, transformîndu-le în altele stabile în rocile migmatice. Astfel, sillimanitul este înlocuit de muscovit, cordieritul de pinit, iar granatul de biotit, care formează în jurul lui o aureolă de reacție.

În stadiul tardecinematic și la sfîrșitul lui, cînd încetează stressul, atît în rocile granitoide cît și în cele migmatice se formează fisuri deschise, pe care se concentrează ultimele soluții încărcate cu alcalii, rezultînd filoane discordante de aplice și pegmatite cu feldspat potasic cenușiu, foarte asemănătoare cu cele din interiorul corpurilor granitoide (fig. 2 e).

În stadiul hidrotermal, soluțiile reziduale cu temperatură din ce în ce mai scăzută care se degajă, acționează asupra mineralelor formate în stadiile anterioare (Pavelescu et al., 1964), producînd în rocile granitoide autometamorfismul descris, iar în șisturile cristaline și migmatite transformarea vechilor minerale în altele stabile în noile condiții, rezultînd și aici ca și în granite, sericitizarea feldspatilor, cloritizarea granatului și a biotitului etc. Deoarece în rocile granitoide fenomenul este cunoscut ca autometamorfism, procesul ce are loc în zona migmatică și în șisturile cristaline la scară regională îl vom denumi *autoretromorfism* sau *retromorfism static* (Savu, 1970), pe de o parte pentru a arăta că este determinat de aceeași cauză care a produs și metamorfismul și pe de alta, pentru a-l deosebi de un alt tip de diaforeză pe care-l vom prezenta mai jos (tab. 3). Rocile afectate de acest proces, deși suferă unele modificări în structură, datorită înlocuirii mineralelor, își mențin textura primară aproape intactă.



b) *Vârsta formațiunilor* din infrastructură este precambrian superioară sau cambrian inferioară și rezultă din următoarele relații: seria de Lainici-Păiuș diferă atât litologic, cât și ca serie de faciesuri metamorfice de seriile prebaicaliene din Carpații Meridionali și suportă transgresiv seria hercinică de Tuliza (Pavelescu și Răileanu, 1963).

Determinările de vîrstă absolută efectuate pe granitoide din masivul Șușița (Dessila-Codareca și Savu, 1967; Giușcă et al., 1969) au obținut valori de 500-550 mil. ani, ceea ce arată că acestea reprezintă magmatismul sinorogen al ciclului baicalian. Faptul că fenomenul de migmatizare arcterică, pe care intruziunile granitoide îl determină în seria de Lainici-Păiuș, pe zone largi, are loc sincinematically, benzile neosomatiche fiind paralele cu stratificația și șistozitatea primară (S₁) a formațiunilor acestei serii și cutate împreună cu acestea, nu lasă nici un dubiu asupra concluziei că seria de Lainici-Păiuș a fost cutată și metamorfozată la sfîrșitul ciclului baicalian, probabil în Cambrianul inferior sau mediu, cînd au fost puse în loc și masivele granitoide (Savu, 1968).

Suprastructura și relațiile ei cu plutonul de Șușița

După încheierea ciclului baicalian, regiunea a fost exondată și erodată intens pînă la nivele mai adînci, permițînd apariția la zi a masivelor granitoide și a zonei migmatice. Probabil la începutul Devonianului sau mai devreme, ea reintră în stare de zonă mobilă cu caracter de geosinclinal și este invadată din nou de ape, avînd loc acum transgresiunea seriei de Tuliza (fig. 2f) și apoi a formațiunii de Schela.

a) *Formațiunile seriei de Tuliza* (Pavelescu et al., 1964) sînt slab dezvoltate în regiune, fiind conservate doar în sinclinalul pensat de la Rafailă, ale cărei terminații se prelungesc spre vest, unde resturi din această serie se mai păstrează în lungul falilor de încălecare hercinice din această zonă (pl. IV). Seria de Tuliza constă în partea inferioară (Rafailă) dintr-un complex format din șisturi cu cloritoid caracteristice, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, metagresii și metaconglomerate, în care sînt remaniați galeți din seria de Lainici-Păiuș și din rocile granitoide (pl. III, fig. 1). În șisturile cu cloritoid apar uneori benzi subțiri de hematit de origine vulcanogen-sedimentară. Urmează metatufuri bazice, uneori și metatufite acide, care ar reprezenta produsele magmatismului inițial al ciclului hercinic. Acestea le succede un complex de șisturi carbonatice cu benzi de calcare care la Schitul Locuri Rele se dezvoltă larg, formînd complexul superior al seriei. Apar filoane de cuarț mineralizate



uneori cu sulfuri, a căror origine rămâne obscură. Această serie prezintă unele asemănări cu seria de Păiușeni din Munții Apuseni.

Vârsta seriei este paleozoică (Mrazec, 1899), dar nu dispunem de date pentru a preciza etajele pe care le cuprinde. Ea s-ar putea să aparțină în mare parte Silurianului și Devonianului și să fi fost metamorfozată în timpul mișcărilor bretonice, ceea ce ar coincide și cu cifra de 300 mil. ani care s-a obținut prin determinările de vîrstă absolută efectuate pe formațiunile baicaliene și prebaicaliene din Carpații Meridionali, reluate în mișcările hereinice (Dessila-Codarcea și Savu, 1967).

Paragenezele minerale cele mai importante pentru caracterizarea metamorfismului acestei serii sînt cele din rocile pelitice :

- (1) Cuarț-sericit (muscovit)-clorit
- (2) Cuarț-muscovit-cloritoid-grafit

În rocile psamitice și psefitice apar parageneze cu cuarț, muscovit, clorit și grafit. Sînt interesante metagresile cu cloritoid în parageneza :

- (3) Cuarț-muscovit-cloritoid-grafit

care arată că acest mineral se poate forma în roci cu compoziție chimică variabilă.

Șisturile tufogene bazice se caracterizează prin parageneza :

- (4) Albit-epidot-clorit-cuarț.

Indicii asupra condițiilor termodinamice în care a avut loc metamorfismul ne sînt furnizate de cloritoid care, după H o s c h e k (1967), este stabil pînă la $T = 545 \pm 20^\circ\text{C}$ și $P = 4-8$ kb. Conform cercetărilor experimentale ale lui V e i d e (1964), procesul de transformare a unui depozit montmorillonit-illitic în cuarț, mică albă și clorit are loc la $P = 2$ kb și temperatura de aproximativ 300°C . De aceea, considerăm că metamorfismul seriei de Tuliza s-a realizat între limita inferioară de stabilitate a muscovitului și limita superioară a cloritoidului. El a avut loc în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (Turner, Verhooogen, 1960) la presiune înaltă și caracterizează seria de faciesuri standard disten-sillimanit (Miyashiro, 1961).

Metamorfismul breton se resimte și în infrastructură, în care se formează un sistem de fracturi paralele, în lungul cărora rocile sînt metamorfozate, respectiv retromorfozate (pl. IV). Astfel, granitoidele suferă un fenomen de milonilizare-laminare, însoțit de un proces de metamorfism în condițiile faciesului șisturilor verzi, rezultînd granitoide laminate în care fenomenul de blasteză este incipient și roci granitoide transformate în șisturi sericito-cloritoase (pl. III, fig. 2) cu parageneza :

- (5) Cuarț-sericit (muscovit)-clorit.



Quarțul este transformat într-un mortar fin dispus în lentile sau benzi, feldspații recristalizează în mică albă orientată paralel cu foliația, iar mafitele sînt înlocuite cu clorit. Acest proces poate fi urmărit de ambele părți ale planului tectonic hercinic principal, de la est de Jiu spre vest, prin valea Porcului, pînă la valea Șușița.

În aceeași zonă seria de Lainici-Păiuș suferă și ea fenomene de laminare, respectiv de retrometamorfism, ale cărui transformări mineralogice se suprapun peste cele moștenite de la acțiunea procesului de antoretrometamorfism. Rezultă migmatite, gnaise și șisturi cuarțitice laminate, fenomenul mergînd pînă la formarea unor roci cu aspect de filite, în care este caracteristică parageneză :

(6) Cuarț-muscovit-clorit.

În timp ce în primul tip de retromorfism textura rocilor nu este modificată, în cel de al doilea ia naștere o foliație S_2 , care este în general subparalelă foliației S_1 . Pentru a-l putea deosebi de primul tip, pe acesta din urmă îl vom denumi *alloretrromorfism* sau *retromorfism dinamic*, proces în care apa necesară transformărilor are o sursă externă, difuzînd din seria de Tulîșa (tab. 3).

TABELUL 3

Tipurile de retrometamorfism din infrastructura baicaliană a cristalinului danubian

Tipul de retrometamorfism	Momentul retrometamorfismului	Originea apei care intră în reacție	Modificări în aspectul textural al rocilor
Alloretrromorfism	În timpul altei faze de metamorfism care interesează suprastructura (faza hercinică)	Exogenă. Soluții migrate din seria transgresivă ce se metamorfozează (seria de Tulîșa)	Intervine sistozitatea secundară (S_2) care se suprapune peste cea primară (S_1)
Antoretromorfism	La sfîrșitul aceleiași faze de metamorfism (faza baicaliană)	Endogenă. Soluții în metamorfite tirzii sau degajate din granitoidele sinorogene și tardeorogene (baicaliene)	Practic, nu se produc

În concluzie, se poate spune că metamorfismul (laminarea) granitoidelor este hercinic, iar retrometamorfismul general al seriei de Lainici-Păiuș este un fenomen cumulativ, la formarea lui contribuind două procese geologice diferite (tab. 4).



TABELUL 4

Efectele mișcărilor hercinice asupra formațiunilor din infrastructură

Rocile granitoide	Șisturile cristaline din seria de Lainici Păiuș
Metamorfism dinamic însoțit de laminare și milonitizare; formarea sericitului și cloritului pe seama mineralelor primare; rezultă granitoide laminate, granitoide sistoase și ortosisturi sericitoase (metagranite).	Retrometamorfism dinamic însoțit de laminare și milonitizare (alloretrorfism); formarea sericitului și cloritului pe seama mineralelor primare; transformarea șisturilor cu biotit și granat și a micrognaiselor în șisturi diactonice sericito-cloritoase, iar a amfibolitelor în șisturi cloritoase cu elemente structurale și mineralogice relict din rocile anterioare.

b) *Formațiunea de Schela.* M r a z e c (1899) și cercetătorii anteriori au cuprins sub această denumire șisturile cu cloritoid de la Rafailă și formațiunea cu antracit de la Schela, acordându-le vârsta carboniferă, mai târziu liasică (M a n o l e s c u, 1937) sau carboniferă până la liasică (S e m a k a, 1963). P a v e l e s c u et al. (1961) atribuie formațiunile de la Rafailă seriei de Tuliaș, iar D r ă g h i c i et al. (1967) revin la vârsta carbonifer-superioară a formațiunii cu antracit de la Schela, arătând că între aceasta și seria de Tuliaș, pe care o denumesc „seria elastică” apar în valca Porcului relații discordante. În lumina acestor considerente și a datelor noastre, rezultă că în vechea denumire de formațiune de Schela erau cuprinse de fapt două formațiuni și anume, seria de Tuliaș paleozoică mai veche și formațiunea de Schela s.str., carbonifer superioară, ambele rezultate în ciclul hercinic.

Formațiunea de Schela s.str. este alcătuită⁷ dintr-un complex inferior grezos, un complex mediu constituit din șisturi pirofilitice⁸ și antracit și un complex superior format din gresii microconglomeratice, străbătute rar de filoane de cuarț.

Metamorfismul acestei formațiuni este mai slab decât cel al seriei de Tuliaș. Blasteza incipientă se manifestă mai evident în rocile pelitice cu proprietăți refractare, în care apar paragenezele :

⁷ I. H u i c ă. Raport geologic de prospecțiuni pentru arșilă refractară în zona Vizu-roiu-Schela-Gorj. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

⁸ G. h. P a l i u c. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică asupra lucrărilor de explorare de la Vizu-roiu. 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.



- (1) Minerale argiloase-cuarț
- (2) Pirofillit-cuarț
- (3) Pirofillit-cloritoid-cuarț.

Mineralele argiloase sînt reprezentate prin sericit și illit, asociate cu tale, sepiolit, atapulgit, haloisit, calcit, clorit și prehnit determinate roentgenografie; grafitul se pare că este remaniat⁹. Pirofillitul apare ca lamele în eniburi, iar cloritoidul formează cristale aciculare extrem de fine, dispuse în rozele sau snopi.

O primă indicație asupra temperaturii care a controlat metamorfismul ne-o oferă antracitul care, după cercetătorul francez M. R a g o t¹⁰, se formează la 300°C. Cloritoidul arată că metamorfismul a fost ceva mai intens decît cel care a afectat depozitele din Carolina de Nord studiate de Z e n (1961). Conform acestor date, el a avut loc în condițiile de temperatură ale limitei inferioare de stabilitate a cloritoidului, care nu a fost încă cercetată experimental. Situația de la Schela ar putea constitui un punct de plecare în această direcție.

Coexistența prehnitului cu mineralele de mai sus arată că metamorfismul s-a produs în condițiile trecerii de la faciesul zeolitic, care are loc între 200 și 300°C și presiunea de 2-3 kb (C o o m b s, 1960), și subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1960) din faciesul șisturilor verzi. El este de natură dinamică și s-a realizat la presiune înaltă, determinată de încălecarea rocilor granitoide peste formațiunea de Schela. Efectele sale asupra infrastructurii sînt în general mai slabe decît cele ale metamorfismului breton și se referă în special la fencmene de laminare și milonizare.

c) *Tectonica postbaicaliană și efectele sale asupra infrastructurii.* Tectonica postbaicaliană s-a desăvîrșit în două faze de cutare. Prima, probabil faza bretonă, determină cutarea și metamorfismul seriei de Tuliza și formarea sistemului de falii de încălecare longitudinale din infrastructură (fig. 4 a), a căror mișcare se reflectă în entele suprastructurii deversate spre SSE (pl. IV, sect. I și III).

A doua fază de cutare care are loc mai tîrziu, determină cutarea slabă a formațiunii cu antracit și încălecarea de Schela (pl. IV) care separă plutonul în două unități tectonice. Petecele de acoperire sugerează că această încălecare a avansat spre sud pe o distanță de cel puțin 7 km. Ea s-a produs, după cum arată planele de laminare din rocile granitoide și seria de Lainici-Păiuș (fig. 4 b) și striurile măsurate pe aceste plane

⁹ Op. cit. pct. 8.

¹⁰ Comunicare verbală.

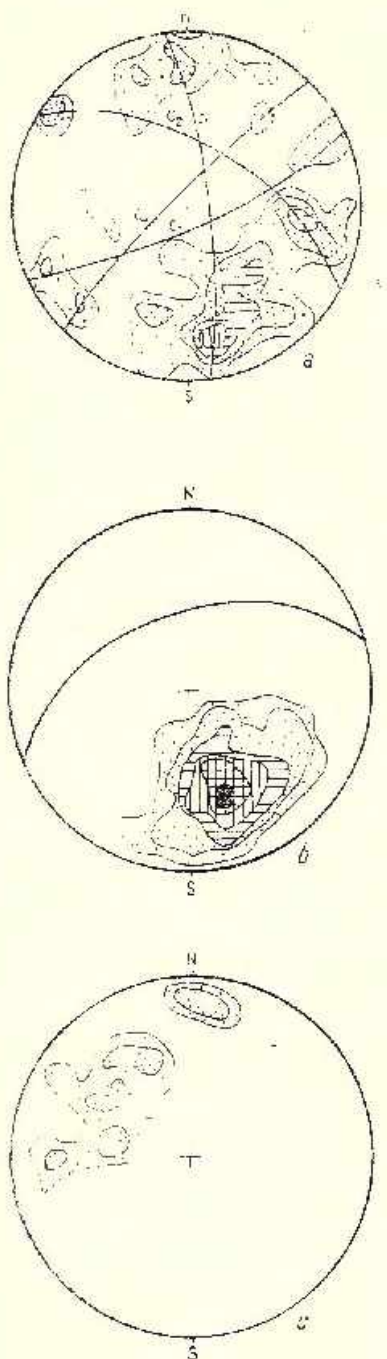


Fig. 4. — Diagrama pentru elementele structurale suprapuse din plutonul de Șușița.

a, diagrama pentru fracturile longitudinale și transversale din plutonul de Șușița (80 plane de falci). Izolinii: 1-2-4-6%. Centurile C_1 și C_2 corespund falților longitudinale și transversale bretona din partea de est a plutonului, iar C_3 și C_4 falților mai noi din partea de vest; b, diagrama pentru planele de laminare (150 plane de foliație S_2) din plutonul granitoid și seria de Lainici-Pâiuș. Izolinii: 1-3-7-12-17-20%; c, diagrama pentru striurile de pe planele de falci longitudinale asociate zonei de laminare din rocile granitoidă și seria de Lainici-Pâiuș (23 striuri). Izolinii: 1-2%.

Diagramme pour les éléments structuraux superposés du pluton de Șușița.

a, diagramme pour les fractures longitudinales et transversales du pluton de Șușița (80 plans de falci). Isolignes: 1-2-4-6%. Les ceintures C_1 et C_2 correspondent aux failles longitudinales et transversales bretonnes de l'E du pluton et C_3 et C_4 aux failles plus récentes du W; b, diagramme pour les plans de laminage (150 plans de foliation S_2) du pluton granitoïde et la série de Lainici-Pâiuș. Isolignes: 1-3-7-12-17-20%; c, diagramme pour les séries des plans de failles longitudinales associées à la zone de laminage des roches granitoïdes et la série de Lainici-Pâiuș (23 séries). Isolignes: 1-2%.

(fig. 4 c), de la NW spre SE, fiind însoțită de mișcări sincrone care au condus la cutarea ei slabă (pl. IV, secț. IV). Încălecarea a fost afectată ulterior de un sistem de fracturi transversale (fig. 4 a), orientate pe direcția N68°W, care au separat-o în mai multe blocuri.

În ceea ce privește vârsta acestei încălecări, constatăm că ea este ante-liasică, moment pentru care pledează două elemente principale și anume: (1) formațiunile mezozoice, în care *M u t i l a c* (1964) include și o parte din Liasic, nu sînt prinse sub unitatea încălecată și (2), din contră, la Vaidei ele se dispun transgresiv peste contactul acesteia cu formațiunea de Schela. *D r ă g h i e i* et al. (1967) arată că încălecarea a avut loc chiar înaintea Permianului. În acest caz ea s-a putut produce în faza asturică sau saalică din Paleozoicul superior, cînd sînt reluate structurile schițate în faza bretonă, ceea ce ar explica prelungirea lor din zona Schelei, în zona de dezvoltare a seriei de Tulușa, precum și formarea unei lincații l_2 în această serie. Dar, deoarece în formațiunea de Schela se citează urme de plante fosile atât carbonifere, cît și liasice (*S e m a k a*, 1963), încălecarea ar putea să fie și mai tînără, eventual paleochimerică. Oricare ar fi ipoteza adoptată, considerăm că vârsta încălecării nu se va putea stabili cu certitudine, pînă cînd nu se va întocmi un studiu stratigrafic și paleobotanic bine documentat al formațiunii de Schela.

Concluzii

În structura regiunii deosebit o unitate structurală inferioară formată din plutonul granitoid de Șușița și seria de Lainici-Păiuș din învelișul său și o unitate structurală superioară constituită din seria de Tulușa pe formațiunea de Schela.

Masivul granitoid de Șușița este alcătuit dintr-un pluton sinorogen mai important, în general granodioritic, însoțit de intruziuni granitice tardeorogene mai mici. El este situat în zona axială a structurii anticlinale majore externe a autohtonului danubian, unde a fost pus în loc în timpul mișcărilor baicaliene.

Tectonica primară a plutonului este conformă cu tectonica structurii anticlinale, fiind controlată de însăși condițiile geotectonice care au determinat formarea acesteia din urmă. Consolidarea lui are loc sub influența stressului și se încheie cu procese de autometamorfism.

În timpul consolidării, plutonul granitoid a influențat șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș prin procese de metamorfism de contact sinecinematic de tip danubian și de metasomatoză, determinînd formarea



unei zone migmatice regionale care suferă în final un proces de autotromorfism.

Seria de Tulîşa hercinică este discordantă pe infrastructură, iar cutarea și metamorfismul ei în faza bretonă au determinat metamorfozarea (laminarea) granitoidelor și alloretrorfismului seriei de Lainici-Păiuș.

Formațiunea de Schela *s.str.* este cutată și metamorfozată într-o fază de mișcări mai târzii, când are loc și încălecarea de Schela care separă plutonul granitoid în două unități tectonice, determinând fenomene de milonitizare.

În final, se poate afirma că evoluția plutonului granitoid de Șușița a fost complexă, fenomenele geologice din fiecare ciclu tectonomagmatic lăsându-și amprentele în structura sa.

BIBLIOGRAFIE

- Allhans E. (1967) Experimentelle Bestimmung des Stabilitätsbereichs von Disthen (Cyanit). *Naturw.* 54. Jg. II 2, Berlin-Heidelberg.
- Balk R. (1936) Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. America, Mem.* 5, Washington.
- Buddington A. F. (1950) Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. America.* 70, 6, Washington.
- Cloos E. (1947) Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Comm. Géol. Finlande.* 140, Helsinki.
- Codârcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congr.* V, II, București.
- Codârcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpines des Carpates roumaines. *Rev. roum. géol., géoph., géogr., série de Géologie.* II, 1, București.
- Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* 12, 2, București.
- Combs D. S. (1960) Lower grade mineral facies in New Zealand, *Rept. Intern. Geol. Congr., 21st. Sess. Norder.* XIII, Copenhagen.
- Drăghici C., Uinică L., Isaac Maria, Biloiu M. (1967) Date privind geologia zonei Schela-Vieznroi. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Dumitrescu G. (1905) Recherches sur la composition chimique de quelques roches de Carpathes roumaines (vallée du Jiu). Thèse, Genève, Bucarest.
- Eskola P. (1963) The Precambrian of Finland. In the Precambrian, I. K. Rankama edit. John Wiley, New York.
- Gherasi N., Savu H. (1969) Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de Est). *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/3, București.



- Giuscă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectono-magmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 13, Budapest.
- Hall A. (1965) The occurrence of prehnite in appinitic rocks from Donegal, Ireland. *Min. Mag.* 35, London.
- Nietanen Anna (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *Jour. Geol.* 75, Chicago.
- Holland T. H. (1900) The charnockite series, a group of archaic hyperstenic rocks in peninsula of India. *Geol. Surv. India, Mem.* 28, 2.
- Hoschek G. (1967) Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contrib. Min. and Petrology*, 14, 2, Berlin-Heidelberg.
- Ionescu-Bujor D. (1912) Granitul de Șușița. București.
- Manolescu G. (1932) Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* 1.
— (1937) Etude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrology* 2, Oxford.
- Mrazec J. (1897) Essai d'une classification des schistes cristallins. *Annales de Genève.*
— (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. Șt. VIII*, București.
- Munteanu-Murgocel G. (1912) Asupra formațiunii de Schela. *D. S. Inst. Geol. Mem.* IV, București.
- Mutihae V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului). *D. S. Com. Stat. Geol.* I/2, București.
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpathes Méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, I, București.
— Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jibei între Bumbești și Iseroni. *D. S. Com. Geol.* I/1, București.
- Platen H. v. (1965) Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beiträge Mineral u. Petrographie*, B.11, H.4, Berlin-Heidelberg.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vârstei unor reci granitoide din munții Vulcan (Carpații Meridionali). *D. S. Com. Stat. Geol.* I/III/1, București.
- Head H. D. (1957) The granite controversy. Thomas Murby, London.
- Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotru-lui. *D. S. Com. Stat. Geol.* I/III/3, București.
— (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenicului. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVIII, București.
- Seraka A. I. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, 1961, II, București.
- Streckeisen A. (1968) Stülpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schw. Min. Petr. Mitt.* B.48, H.3, Zürich.
- Ștefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic. București.
- Trifălescu M., Teodoru L. (1963) Azbest în granitele din valea Jiului. *Soc. Șt. Nat.-Geogr. a R.P.R.* II, București.
- Turner F. J. (1968) *Metamorphic Petrology* Mc Graw-Hill, New York.
— Verhoogen J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology.* McGraw-Hill, New York.



- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. America Mem.*, 74, Washington.
- Velde B. (1964) Low-grade metamorphism of micas in pelitic rocks. *Carnegie Inst. Washington. Yearbook*, 63, Washington.
- Wegmann C. E. (1935) Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, XXVI, Stuttgart.
- Winkler H. G. F. (1962) Genese von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rundschau*, B.51, II 2, Stuttgart.
- Zonen (1961) Mineralogy and petrology of the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ in some pyrophyllite deposits of North Carolina. *Am. Mineralogist*, 56, Menasha.
- Zwart H. J. (1962) On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosset Area (Central Pyrenées). *Geol. Rundschau*, 52, Stuttgart.
- (1967) Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. *Med. Dansk. Geol. For.* B. 17, II. 4, Copenhagen.

STRUCTURE DU PLUTON GRANITOÏDE DE ȘUȘIȚA ET SES RAPPORTS AVEC LES FORMATIONS DE L'AUTOCHTONE DANUBIEN (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Le pluton granitoïde de Șușița est situé dans la zone axiale du pli marginal externe — anticlinal Nedeiu Șușița Tismana — de la structure en virgation de l'autochtone danubien, formée de quatre anticlinaux majeurs à granitoïdes dans leur zone axiale (fig. 1).

Dans la structure de la région étudiée, on a mis en évidence une unité structurale inférieure, une unité supérieure et la couverture sédimentaire. L'infrastructure comprend la série de Lainici-Păuș et le pluton granitoïde de Șușița avec ses intrusions tardi-orogènes associées. La série de Lainici-Păuș, résultat du métamorphisme d'une formation de géosynclinal à caractère flyschoidé, est constituée d'alternances de schistes quartzitiques à biotite, zauscovite et almandin, de quartzites biotitiques et de microgneiss à biotite parfois microplissés (fig. 2a), dans lesquels s'intercalent des amphibolites, porphyroïdes et calcaires cristallins; à la proximité du contact avec le pluton granitoïde se sont formées des roches à métamorphisme plus avancé. La série entière est affectée par des processus de migmatisation et rétro-morphisme. Elle forme le flanc normal de l'anticlinal majeur déversé vers le SSE, qui abrite, dans sa zone axiale, le pluton granitoïde.

Le pluton granitoïde synorogène a la forme d'une ellipse très allongée. Conformément à la position des séparations mélanocrates (autolites) et des xénolites des roches granitoïdes, on a déterminé l'axe tectonique du pluton qui est orienté $\text{N}75^{\circ}\text{E}$ (fig. 3a) et s'enfonce de quelques degrés vers le WSW. Il coïncide avec l'axe structural de l'anticlinal majeur Nedeiu-Șușița-Tismana.

Les systèmes de fissures du pluton granitoïde, rapportés à l'axe structural, sont les suivants (fig. 3 b et 3 c) : transversal (ok), longitudinal (hol) et diagonal (hko). Vu que les recherches ont été surtout effectuées sur le flanc normal du pluton, les maximums des fissures longitudinales sont asymétriques par rapport à l'axe structural. La tectonique primaire du pluton a été modifiée par de plus tardifs accidents tectoniques, notamment hercyniens (pl. IV).



Du point de vue pétrographique, le pluton synorogène est prépondéramment constitué de granodiorites où l'on distingue aussi des granites, roches adamélitiques et diorites quartziques. Quartz, plagioclase généralement altéré, feldspath potassique, hornblende brune, biotite et minéraux accessoires comme le zircon faiblement brun à auréole d'altération, allanite brune zonée, apatite et oxydes de fer, et très rarement monazite participent à la constitution des granodiorites. Parfois on y trouve des granites à mégacristaux de feldspath potassique, orientés dans le plan de la faible foliation primaire de la roche. Les diorites quartziques comprennent des variétés plus mélanocrates, riches en hornblende brune, et plus léucocrates à biotite, hornblende et phénocristaux de plagioclases altérés.

Dans toutes les roches, on remarque l'altération presque générale des plagioclases, due aux phénomènes d'autométamorphisme et l'état de minéral frais du feldspath potassique perlitique ou de microcline-perlite. Pendant le stade magmatique tardif, le feldspath potassique est remplacé de l'albite finement maclée de basse température, et a lieu l'altération des plagioclases en séricite, kaolinite et zoisite, le remplacement de la hornblende par un amphibole fibreux qui se dépose aussi dans les fissures des roches, ainsi que la formation de la stülpométhane. La cause de l'altération des plagioclases serait un déséquilibre entre ceux-ci et les solutions résiduelles.

Durant le stade hydrothermale, les feldspaths et les minéraux mélanocrates sont remplacés par des minéraux secondaires, les roches étant altérées dans les faciès quartz-séricite-chlorite et quartz-muscovite, et parfois pyritisés. Les phénomènes de hydrothermalisation y sont plus fréquents que dans les zones où les roches filoniennes abondent.

Les granites tardeorogènes (pl. IV) contiennent des plagioclases altérés, souvent à auréole d'albite limpide, de la biotite, muscovite et feldspath potassique grisâtre perlitique ou micropertitique, parfois à structure zonée déterminée par l'incorporation rythmique du K, Na et Ca dans le réseau cristallin. Le feldspath potassique est représenté par la variété isoclase (+ 2V = 85°) dont la couleur grisâtre est déterminée par des inclusions extrêmement fines de graphite.

Les roches filoniennes (fig. 2b, c et d) sont représentées par des granites pegmatoïdes, pegmatites, aplites, porphyres granodioritiques ou dioritiques et lamprophyres (spessartites); quelques filons à aspect doléritique, qui semblent être plus récents, y apparaissent aussi. Dans les roches pegmatoïdes c'est toujours un feldspath potassique grisâtre, largement développé qui est fréquent, tandis que la hornblende brune est caractéristique pour les lamprophyres. Les aplites et les porphyres sont particulièrement cantonnés sur deux systèmes de fissures principales (fig. 3d) à savoir longitudinal et diagonal.

Le plissement et le métamorphisme de la série de Lainici-Pâniș ont eu lieu simultanément à l'intrusion des granitoïdes qui influent sur le dernier processus à l'échelle régionale par la hausse du gradient géothermique à cause de la température que le corps intrusif et les solutions migmatiques dégagent (tableau 1). Pendant le stade magmatique, c'est la récrystallisation des schistes cristallins qui a lieu. Il résulte deux zones de métamorphisme à savoir la zone à sillimanite et la zone à almandin. Dans la première, qui apparaît tout près du pluton granitoïde, se sont les paragenèses à sillimanite et cordiérite (pl. I, fig. 1), les amphibolites à pyroxène, les calcaires à diopside et forstérite, etc. qui prennent naissance, tandis que dans la zone à grenat qui lui succède vers le N (pl. IV) il y a de fréquentes associations à quartz, plagioclases (An 10) altérés, biotite, almandin et muscovite dans les roches pélitiques, et à hornblende, plagioclases altérés, biotite et quartz dans les roches basiques.

Les paragenèses, ci-dessus mentionnées, démontrent que le métamorphisme a eu lieu à haute température et basse pression et qu'il a été déterminé par le métamorphisme régional, intensivement influencé par l'action des intrusions granitoïdes. L'auteur l'appellera métamor-

phisme de contact syncinématique ou de type danubien (tableau 2) pour montrer qu'il est différent du métamorphisme de contact statique, et de celui régional *s. str.* il ressemble en quelque sorte au métamorphisme pyrénéen et on considère qu'il s'est formé à une pression de 4 Kb; la température a varié à partir de la zone à sillimanite jusqu'à celle à grenat entre 700° et 550°C.

Le processus de métamorphisme est accompagné de phénomènes de migmatisation à l'échelle régionale, qui se sont produits tant dans le stade syncinématique que dans celui cinématique tardif ou après que le stress eût été fini. Pendant le stade magmatique du pluton, se produisent de petites intrusions et injections granitoïdes lit par lit, tandis que pendant celui magmatique tardif, les solutions à Si, Al, K et Na s'infiltrèrent dans les plans S_1 des schistes d'où ils se diffusent latéralement dans la paléosome qu'elles remplacent graduellement par quartz, feldspaths et incas. Il résulte les bandes néosomatiques des migmatites ariéritiques (fig. 2 e) à textures variées: parallèles, lenticulaires ou ocellées (pl. II, fig. 1 et 2). En fait, il s'agit du commencement du processus de granitisation qui dans cette région et à ce niveau n'a conduit que très rarement à la formation des roches à structures ressemblantes aux granitoïdes, comme il y a par exemple les migmatites ocellées à feldspath potassique grisâtre (pl. II, fig. 1) et celles où l'on rencontre des migmatites à mégacristaux de grenat (pl. I, fig. 2). Les solutions infiltrées entrent en réaction avec les minéraux antérieurement formés, de sorte que la sillimanite est remplacée par de la muscovite, le grenat par de la biotite, etc. (tableau 1).

Pendant le stade cinématique tardif et après la fin du stress, des filons d'aphtes et de roches pegmatitoïdes à feldspath potassique grisâtre (fig. 2 e) prennent naissance dans les fissures.

Les solutions dégagées pendant le stade hydrothermal mènent au remplacement des feldspaths et des minéraux mélanocrates par des minéraux secondaires, séricite et chlorite, en déterminant un phénomène d'antorétromorphisme ou rétro-morphisme statique à l'échelle régionale (tableau 3) où, pourtant, la texture des roches ne se modifie pas.

L'âge absolu des granitoïdes de Șușița est de 550 millions ans, ce qui prouve que tant le pluton granitoïde que la série de Lainici-Păiuș (infrastructure) ont pris naissance dans le cycle balcanien.

La suprastructure comprend la série de Tuliza et la formation de Schela (pl. IV). La série paléozoïque de Tuliza est transgressive sur le granite de Șușița et la série de Lainici-Păiuș (fig. 2 f). Elle comporte des schistes séricite-chloriteux, schistes à chloritoïde, schistes graphiteux, métagrès, mélaconglomérats, métatufs basiques et calcaires cristallins, roches dans lesquelles on trouve le plus souvent des galets de granitoïdes (pl. III, fig. 1). A ce qu'il paraît, la suprastructure appartient pour la plupart au Silurien et au Dévonien, et, elle a été métamorphosée pendant les mouvements bretons. La plus caractéristique paragenèse dans les roches péliques c'est quartz-muscovite-chloritoïde-graphite indiquant que le métamorphisme se manifeste dans les faciès des schistes verts et que le subfaciès quartz albite muscovite-chlorite caractérise la série des faciès standard disthène-sillimanite.

Le métamorphisme breton apparaît aussi dans l'infrastructure, où l'on assiste à la formation d'un système de failles de chevauchement parallèles (pl. IV et fig. 4 a), le long desquelles se produit le métamorphisme (lamination) des roches granitoïdes dans le faciès des schistes verts (pl. III, fig. 2) et le rétro-morphisme des schistes et des migmatites de la série de Lainici-Păiuș (tableau 4). Ce rétro-morphisme sera dénommé alorétromorphisme ou rétro-morphisme dynamique (tableau 3) pour le différencier du type antérieur. Il est accompagné par la constitution d'une foliation S_2 ; l'eau nécessaire pour les transformations minéralogiques provient de la série de Tuliza qui est en train de se métamorphiser.



La formation de Schela, appartenant pour la plupart au Carbonifère supérieur, est constituée d'un complexe basal gréseux, un complexe de schistes pyrophyllitiques à anthracite et un complexe grés-conglomératique. Elle a été faiblement plissée et affectée par un métamorphisme incipient qui a mené à la formation des paragonèses de minéraux extrêmement fins, comme la pyrophyllite, le chloritoïde et le quartz, associés avec la séricite, illite, chlorite, prehnite etc. La présence de la prehnite, ainsi que de l'anthracite, prouve que le métamorphisme s'est manifesté dans les conditions de la limite inférieure du chloritoïde, respectivement la limite entre le faciès des zéolites et le faciès des schistes verts. Il s'est manifesté dans une phase de mouvements hercinienne ou paléochimmérique, donc en même temps que le chevauchement de Schela (pl. IV), à haute pression, déterminée par le chevauchement des granitoïdes sur la formation de Schela.

Le chevauchement de Schela s'est produit, selon les plans de laminage (fig. 4 b) et les stries de ces plans (fig. 4 c), du NW vers le SE. Il a été affecté par un système de fractures (fig. 4 a) orientées NES-W. Le chevauchement de Schela a séparé le pluton granitoïde en deux unités tectoniques.

Il résulte finalement que le pluton granitoïde a eu une évolution très complexe: constitué pendant le cycle balcanien, il a aussi souffert d'importantes modifications durant les cycles tectonomagmatiques ultérieurs.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche IV

Carte géologique du pluton granitoïde de Sușița (vallée du Jiu vallée Susenilor).

1, alluvions (a), éboulis (b); 2, terrasses. Cycle alpin, couverture sédimentaire: 3, Pliocène-Tortonien; 4, Barrémien-Turonien; 5, Lias. Cycle hercinien: Suprastructure: 6, formation de Schela, faciès schisteux-conglomératique (a); faciès conglomératique à remaniements intraformationnelles (b); Série de Putița: 7a, calcaires cristallins; 7b, métatuffites acides; 7c, metabasites; 7d, métagglomérats; 7e, schistes graphiteux, schistés à chloritoïde, phyllites. Infra-structure: 8, métamorphisme hercinien, rotomorphisme, lamination (S_2), milonitisation; Cycle balcanien: 9, filons de quartz; 10, lamprophyres; 11, apilites et porphyres microgranitiques, pegmatites (p); 12, métasomatites ocellées; 13, migmatites d'injection ou métasomatiques; 14, schistes à sillimanite, marbres à silicates. Granites tardi-orogènes: 15, granites de Suseni et vallée du Brateu (a); granites autométamorphisés (b). Granitoïdes synorogènes de Sușița: 16a, granitoïdes autométamorphisés; 16b, granites à phénoblastes de feldspath potassique; 16c, granodiorites et granites à biotite \pm amphiboles; 16d, diorites quartzifères à mégacristaux de plagioclase; 16e, diorites quartzifères mélanocrates. Série de Lainici-Păuș: 17a, amphibolites et schistes amphiboliques; 17b, calcaires et dolomies cristallines; 17c, schistes graphiteux; 17d, porphyroïdes; 17e, quartzites à biotite \pm almandin; 17f, schistes quartzitiques et microgneiss à biotite \pm almandin; 18, minéralisation de sulfures (py) ou d'oxydes de fer (Fe); 19, brèches et milonites de faille; 20, failles; 21, failles de chevauchement; 22, chevauchement de Schela; 23, foliation et linéation; 24, plans de faille et stries; 25, position des séparations mélanocrates; 26, axes d'anticlinal; 27, axes de synclinal; 28, isogrades de métamorphisme; 29, ligne de profil; 30, forages.



PLANȘA I

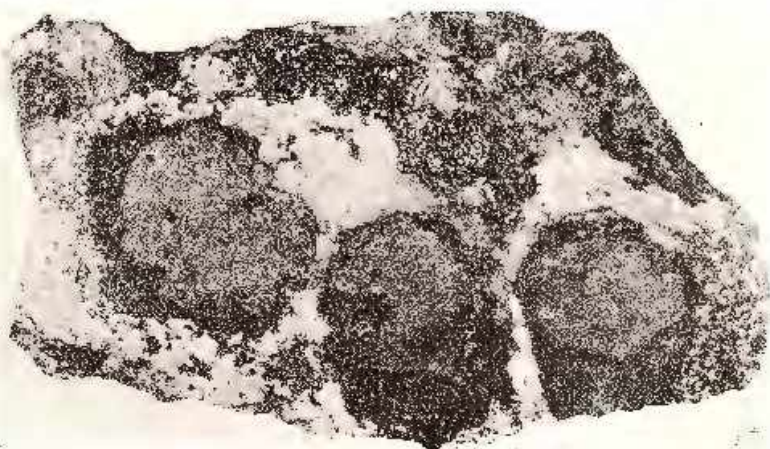


PLANȘA I

- Fig. 1. — Gneise cu porfiroblaste de sillimanit (alb) orientate paralel cu axul tectonic al structurii anticlinale majore. Izvoarele Văii Mari (Văidei). Mărire naturală.
Gneiss à porphyroblastes de sillimanite (blanche) parallèles avec l'axe tectonique de la structure anticlinale majeure. Sources Văii Mari (Văidei). (Grandeur naturelle.)
- Fig. 2. — Migmatit cu porfiroblaste de almandin cu diametrul de 5–7 cm, în jurul cărora se observă o aureolă de reacție, în care s-a format biotit (negru). Izvoarele pârâului Lăcșoare. Mărimen 1 × 0,5.
Migmatite à porphyroblastes d'almandin à diamètre de 5 à 7 cm, autour desquelles on remarque une auréole de réaction dans laquelle s'est formée biotite (noire). Sources du ruisseau Lăcșoare. Grandeur 1 × 0,5.



1

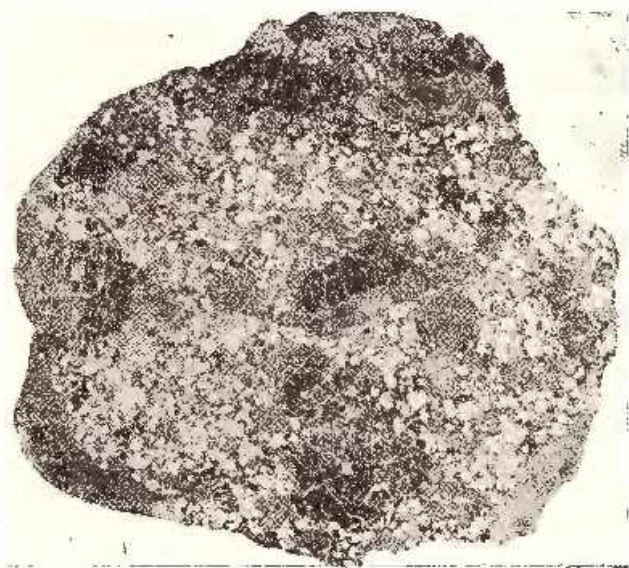


2

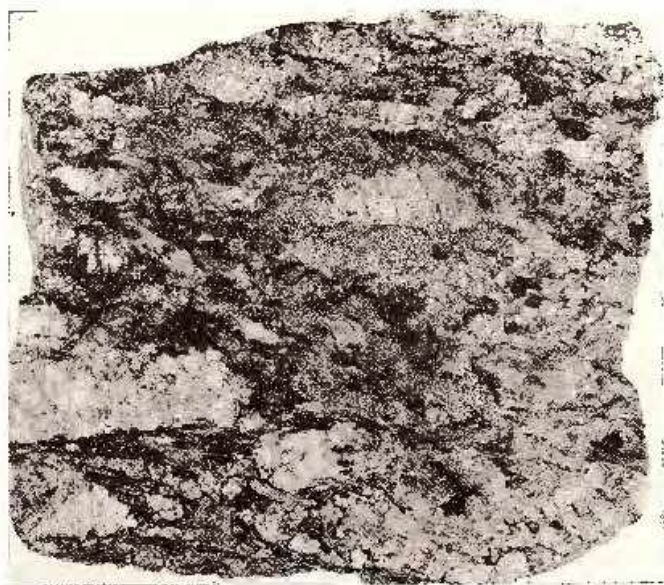
PLANȘA II

- Fig. 1.** — Migmatit ocular cu fenoblaste de feldspat potasic cenușiu (negru) și sillimanit. Izvoarele Văii Mari (Vaidei). Mărimea $1 \times 0,70$.
Migmatite ocellée à phénoblastes de feldspath potassique grisâtre (noir) et sillimanite. Sources Văii Mari (Vaidei). Grandeur $1 \times 0,70$.
- Fig. 2.** — Migmatit ocular cu fenoblaste de feldspat potasic (alb), orientate paralel cu foliajia rocii. Izvoarele pârului Lăcșoare. Mărimea $1 \times 0,66$.
Migmatite ocellée à phénoblastes de feldspath potassique (blanc), parallèle à la foliation de la roche. Sources du ruisseau Lăcșoare. Grandeur $1 \times 0,66$.





1



2

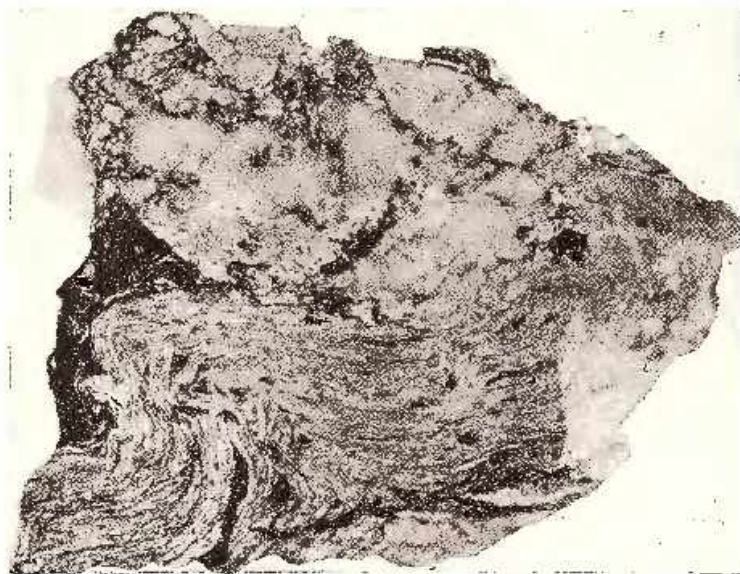
PLANȘA III

- Fig. 1. — Galet de granit aplitic remaniat în șisturile sericito-cloritoase ale seriei de Tulșa. Șoseaua Mănăstirea Lainici-Schitul Locuri Rele. Mărime naturală.
Galet de granite aplique remanié dans les schistes sericito-chloriteux de la série de Tulșa. Chaussée entre le monastère Lainici et l'ermitage Locuri Rele. Grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Granit metamorfozat și microcutat (jos), străbătut de un filon de cuarț cu cuiburi de clorit (sus). Valea Jiului. Mărimea $1 \times 0,90$.
Granite métamorphisé et micropilissé (en bas), traversé d'un filon de quartz à nids de chlorite (en haut). Vallée du Jiu. Dimensions $1 \times 0,90$.





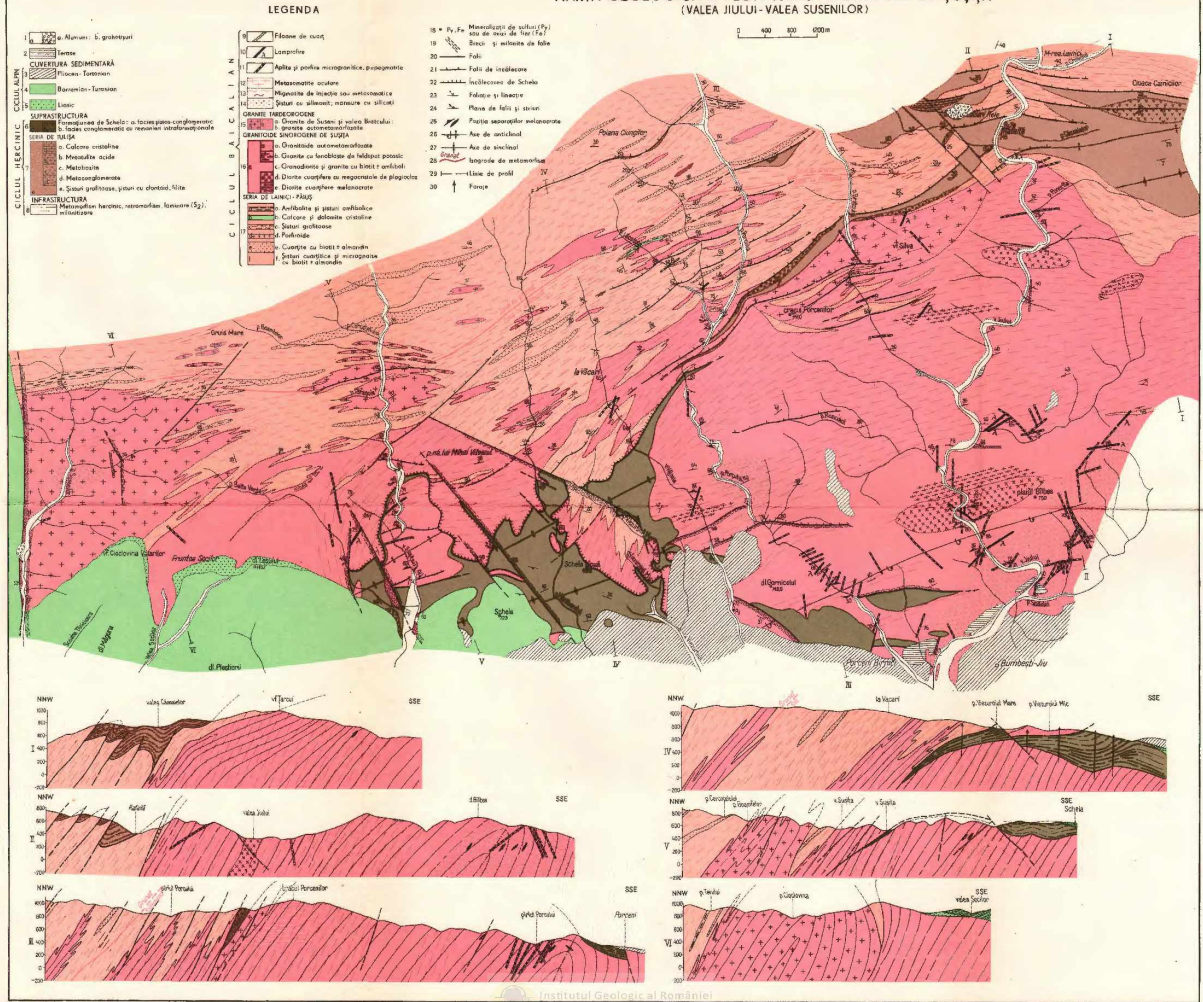
1



2



HARTA GEOLOGICĂ A PLUTONULUI GRANITOID DE ȘUȘIȚA (VALEA IULUI-VALEA SUSENILOR)



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

IVIREA DE CRISTALIN DE LA RACU-CIUC ȘI IMPORTANȚA
EI PALEOGEOGRAFICĂ¹

DE

ALEXANDRU VASILESCU², TODERIȚĂ BANDRABUR³

Abstract

Racu-Ciuc Crystalline Occurrence and Its Paleogeographical Importance. This paper aims at the description of the outcropping crystalline schists belonging to the Tulgheș series under the form of an erosion witness in the Racu zone: at the same time the paleogeographical part played by this crystalline obstacle in the delimitation of the upper Ciuc depression from the middle one, starting from the Upper Levantine up to the Lower Pleistocene, as well as its part in the evolution of the Olt valley from the Middle Pleistocene up to the Holocene, are analysed.

Zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali este bine dezvoltată în regiunile extrem nordice ale țării, mai ales în zona munților Rodnei, unde se prezintă cu o lățime de aproape 60 km; ea se subțiază treptat, ajungând la numai 10 km în extremitatea sa sudică, pentru a dispărea apoi complet, afundându-se sub formațiunile flișului cretacic în colțul de NE al bazinului Ciuc.

Formațiunile cristaline sînt reprezentate atît prin roci mezometamorfice atribuite ante-Proterozoicului superior (seria gnaiselor de Barău-Hăghimaș și seria de Bistrița-Barnar) cît și prin roci epimetamorfice atribuite Proterozoicului superior-Paleozoicului (seria de Tulgheș).

Formațiunile seriei de Barău (Hăghimaș) apar în versantul stîng al bazinului superior al Oltului, urmărindu-se continuu sub forma unei fișii

¹ Comunicare în ședința din 6 mai 1969.

² Întreprinderea de Prospeccțiuni și Laboratoare. B-dul. N. Titulescu nr. 85—87, București.

³ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



cu lățimi variabile de-a lungul întregii zone cristalino-mezozoice. Seria este alcătuită în principal din roci terigene, reprezentate mai ales prin micașturi muscovito-biotitice — granat și paragnaise și din roci migmatice cu largă dezvoltare. În afara acestora mai apar intercalații sporadice de amfibolite ce reprezintă tufuri și roci eruptive bazice metamorfozate regional.

Seria de Bistrița-Barnar apare în partea de W a zonei cristalino-mezozoice și este reprezentată printr-o alternanță de calcare (uneori cu tremolit), șisturi biotitice-cuarțitice și cuarțite negre grafitoase, în bază, în timp ce spre partea superioară a seriei predomină rocile terigene, șisturi biotitice cuarțitice și micașturi biotitice uneori cu clorit.

Formațiunile seriei de Tulgheș, reprezentate prin roci epimetamorfice, se situează între seria de Bistrița-Barnar la vest și seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) la est. Ele au fost atribuite de către Dessila-Codareea și Baicalianului, fiind cunoscute și sub numele de seria sedimentogen-vulcanogenă acidă (Bercia et al., 1967), sau seria de Fundul Moldovei (Mureșan, 1967). Caracteristica acestei serii este dată de alternanța rocilor terigene cu metatufuri acide; în cadrul rocilor terigene se deosebesc șisturi sericitoase, sericito-cloritoase, sericito-grafitoase, cuarțite negre grafitoase, în timp ce metatufurile acide sînt reprezentate prin roci cuarțo-feldspatice, deseori cu sericit, rezultate din metamorfozarea unui material tufogen legat de magmatismul acid premetamorfic, care a dat naștere și rocilor metaeruptive acide.

După cum am arătat mai sus, formațiunile cristaline ale zonei cristalino-mezozoice se reduc treptat de la nord spre sud, începînd de la Sindomic, unde se oprește seria de Bistrița-Barnar și pînă la Mihăileni, unde dispare și cealaltă serie mezozonală, seria gnaiselor de Rarău-Hăghimaș; seria epizonală de Tulgheș se reduce treptat între cele două localități, afundîndu-se sub seria gnaiselor de Rarău și împreună cu aceasta sub flișul cretacic și depozitele recente ale bazinului Ciuc. De aici spre sud, prezența formațiunilor cristaline a mai fost semnalată numai sub forma a trei petece de dimensiuni reduse, la Delnița, pe rama estică a bazinului și la Racu și Siculeni pe cea vestică.

Apariția de șisturi mezozonale de la Delnița, de dimensiuni mai mari și cu o poziție geografică și structurală ușor de remarcat, a fost identificată de multă vreme dar fără a i se acorda vreo importanță deosebită; este reprezentată prin seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș): micașturi, paragnaise, amfibolite și migmatite, aflate în pînză peste depozite triasice și jurasice și împreună cu acestea peste formațiunile flișului cretacic.



În privința celorlalte două iviri de la Racu și Siculeni, fie că nu au fost observate de cei care au cercetat regiunea anterior -- ceea ce este puțin probabil -- fie că punerea lor în evidență a fost numai neglijată. Ele au fost menționate pentru prima oară de către O. Nițulescu în 1948⁴ și ca urmare au fost cuprinse în foaia 2 b a hărții geologice 1 : 500.000 apărută în 1952.

Ambele apar pe rama vestică a bazinului Ciuc, la limita acestuia cu formațiunea vulcanogen-sedimentară a lanțului eruptiv și sînt reprezentate prin formațiuni epimetamorfice aparținînd seriei de Tulgheș; în cele ce urmează ne vom ocupa exclusiv de una din cele două iviri și anume de cea de la Racu.

În marginea de W a comunei Racu, în imediata apropiere a Oltului, un afloriment de șisturi cristaline epizonale de dimensiuni relativ reduse -- cca 250 m lungime și o înălțime de cca 20 m -- determină crearea unei forme de relief proeminente -- Dealul Bogat -- într-o zonă cu relief domol caracteristic formațiunii vulcanogen-sedimentare de sub care apare. Este constituit din roci tipice faciesului epimetamorfic: șisturi sericitoase-cloritoase-cuarțitice, șisturi filitoase-grafitoase, toate străbătute de filoane de cuarț. De remarcat că întreaga deschidere, cu toată dezvoltarea sa modestă, este străbătută de 5 filoane de roci bazice, dintre care 3 cu dimensiuni de cîte 3 m și două cu grosimi de 6 m (vezi figura) puternic fisurate și alterate.

Șisturile sericito-cloritoase sînt constituite din cuarț, sericit, biotit, feldspați, sfen, apatit și limonil.

Cuarțul se prezintă sub două aspecte: cuarț metamorfic, indințat, care formează benzi alternante cu cele de sericit și cuarț sub formă de porfiroblaste corodate și cataclazate.

Sericitul sub formă de paiete fine alcătuiește aglomerări adeseori orientate.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele fine dispuse printre aglomerările de sericit; adeseori el este limonitizat.

Feldspații sînt reprezentați de regulă prin albit în porfiroblaste la care se mai observă uneori maclele polisintetice, precum și incluziuni fine de sericit.

Ca minerale accesorii, sfenul și apatitul, în cristale prismatice ușor rotunjite.

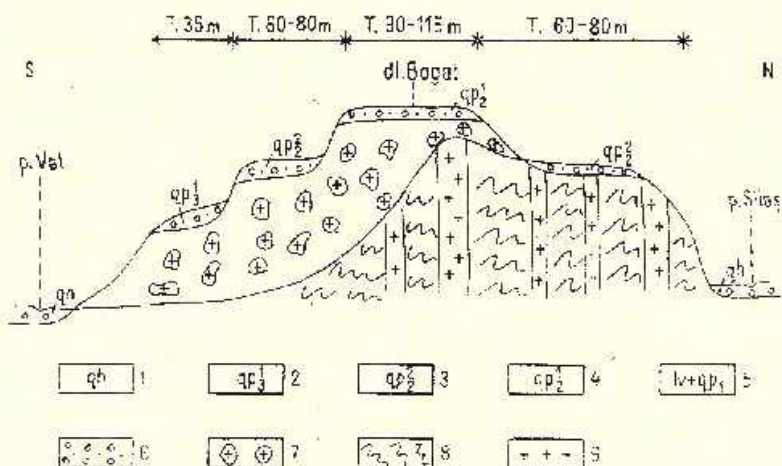
Ca mineral secundar, limonitul impurifică parțial masa rocii.

Structura rocii este porfiroblastică, textura șistoasă.

⁴ Raportul întocmit în cadrul A.C.E.X. nu se mai află în arhiva C.S.G., astfel că ne-am limitat la informația verbală a autorului.

Diabaz porfirele sînt constituite din feldspați plagioclazi (55%), piroxeni (35%), amfiboli (3%), ca minerale primare, limonit (5%) și minerale opace (2%).

Feldspații plagioclazi se prezintă în cristale prismatice alungite, cu



Ivircă de cristalini din Dealul Hogat.

1. Holocen; 2. Pleistocen superior; 3, 4. Pleistocen mijlociu; 5. Levantin + Pleistocen inferior; 6. nisipuri, pietrișuri de terasă; 7. formațiune vulcanogen-sedimentară; 8. șisturi cristaline epimetamorfice (seria de Tugheș); 9. filonuri de roci bazice.

Affleurement de cristalini sur la colline Hogat.

1. Holocène; 2. Pléistocène supérieur; 3, 4. Pléistocène moyen; 5. Levantin + Pléistocène inférieur; 6. sables, graviers de terrasses; 7. formation volcanogène-sédimentaire; 8. schistes cristallins épimétamorphiques (série de Tugheș); 9. filons de roches basiques.

orientare divergentă; ei sînt aproape în întregime transformați în sericit și minerale argiloase, impurificate cu limonit.

Piroxenii sînt reprezentați de regulă prin augit sub formă de cristale prismatice scurte, parțial cloritizate.

Amfibolii fibroși, foarte probabil antofilit, în cristale prismatice, formați pe seama piroxenilor.

Limonitul sub formă de pelicule fine, impurifică aproape în întregime masa rocii.

Structura rocii este subofitică, textura masivă.

Din examinarea pozițiilor măsurate în șisturile cristaline, se poate constata cu ușurință că ele par a avea o orientare preferențială cuprinsă între 15°-30° E cu căderi mari spre W și NW; ele se leagă pe direcție spre E cu capătul sudic al insulei cristalino-mezozoice Bălan-Nădejdea, iar spre W, se afundă foarte repede sub placa de materiale vulcanice.

Importanța paleogeografică

Pentru a putea înțelege importanța paleogeografică a ivirii de cristalin de la Racu, considerăm necesar a face în prealabil o scurtă prezentare a condițiilor de formare a depresiunii Ciucului în care se încadrează ivirea respectivă.

Originea tectonică a acestei depresiuni este împărtășită de majoritatea autorilor; cercetările geologice prin foraje cit și cele geofizice vin să confirme originea menționată (A i r i n e i et al., 1965). Potrivit acestor cercetări, depresiunea Ciucului a luat naștere în urma ruperii și prăbușirii unui sector longitudinal al fundamentului carpatic, compartimentat prin intermediul a două praguri transversale mai ridicate — cel de la Racu și cel de la Jigodin — în trei zone afundate corespunzătoare celor trei bazine ale Ciucului: inferior, mediu și superior.

Depozitele de colmatare a depresiunii Ciucului constau din materiale provenite fie din activitatea explozivă a craterelor din apropiere, fie din acțiunea de eroziune a lanțului vulcanic, în care se intercalează sedimente cu caracter lacustru. Întreaga stivă, cu o grosime ce ajunge uneori până la 700 m repauzează pe roci aparținând cristalinelui (în N), sau Cretacielui (în S).

Ca și în cazul depresiunii Brașovului, se pare că acțiunea de colmatare a depresiunii Ciucului a început de asemenea în Levantinul superior, continuând apoi în tot timpul Pleistocenului inferior (Villafranchian + St. Prestian). În sprijinul acestei afirmații aducem rezultatele analizelor palinologice potrivit cărora întreaga succesiune a depozitelor de colmatare se caracterizează printr-o vegetație alcătuită dominant din conifere și foioase (*Pinus* tip *diploxyton*, *Picea excelsa*, *Abies*, *Alnus*, *Betula*) de climă mai rece la care mai participă în procente neînsemnate și elemente termofile (*Carya*, *Zelcova*, *Castanea*, *Liquidambar*) (B a n d r a b u r, R o m a n, 1969).

La sfârșitul Pleistocenului inferior depresiunea a fost complet colmatată, suprafața ei găsindu-se la cote mai mari celei de 800 m.

Cu Pleistocenul mediu începe evoluția rețelei hidrografice a Oltului, pe care putem să o descifrăm în zona Racu.

La finele Pleistocenului inferior, Dealul Bogat de la W de localitatea Racu, care pune la zi pragul cristalin dintre bazinele Ciucului superior și mediu, făcea corp comun cu extremitatea nord-estică a dealului Racu, iar spre W această zonă se întindea dincolo de curba de nivel de 825 m. În prima parte a Pleistocenului mediu, valca Oltului își taie prima terasă situată între cotele de 780-800 m, prezentând o altitudine relativă cuprinsă



între 90-115 m. Această terasă se recunoaște în dealul Racului, în virful Dealul Bogat și la NW de acesta (vezi planșa).

În a doua parte a Pleistocenului mediu, Oltul își formează o altă terasă cu altitudinea relativă de 60-80 m; din acest moment terasa veche de 90-115 m, formind Dealul Bogat, devine un martor de eroziune care va juca un rol important în distribuția apelor Oltului, cînd pe o parte, cînd pe alta, fie pe ambele părți ale acestuia (martorului).

În Pleistocenul superior — nivelul inferior — Oltul își taie terasa de 35-45 m, rămasă astăzi sub forma unor umeri în partea sudică și vestică a Dealului Bogat și cu o dezvoltare mai mare la NW de acesta. Se pare că în perioada amintită, judecînd după lățimea terasei de 35-45 m, Oltul trimitea cea mai mare parte din ape, pe la W de Dealul Bogat.

De asemenea la W de Dealul Bogat, frunțile teraselor de 90, 60 și 35 m nu mai pot fi identificate, fiind erodate de văile torențiale venite de pe versantul estic al lanțului vulcanic, erodînd în spatele Dealului Bogat o mică depresiune. În extremitatea nordică a acestei depresiuni, terasa de 35-45 m prezintă o șa care a fost generată prin procese de eroziune regresivă.

În perioada următoare — nivelul mediu al Pleistocenului superior — evoluția riului Olt este pusă în evidență prin terasa de 20-25 m, prezentă numai pe partea dreaptă a Oltului, la NW de Dealul Bogat și probabil pe o mică fâșie la E de Dealul Bogat.

În partea finală a Pleistocenului superior și în Holocen, bariera de cristalin din nordul Dealului Bogat a opus o puternică rezistență apelor Oltului, obligîndu-le s-o ocolească pe la E.

Din scurta prezentare geologică și geomorfologică a zonei Racu reiese clar rolul paleogeografic important al pragului de cristalin vizibil în partea inferioară a Dealului Bogat : într-o primă etapă, corespunzătoare intervalului Levantin superior, pînă spre sfîrșitul Pleistocenului inferior, acesta a constituit „hotarul” despărțitor între bazinul Ciucului superior și cel mediu. În etapa următoare care începe în Pleistocenul mediu și se sfîrșește în partea mijlocie a Pleistocenului superior, pragul de cristalin menționat a influențat, în diverse stadii, formarea de către Olt a martorului de eroziune (Dealul Bogat) care a determinat devierea apelor riului cînd pe o parte, cînd pe alta, iar uneori pe ambele părți ale acestuia ; la sfîrșitul Pleistocenului superior și începutul Holocenului pragul de cristalin de la Racu canalizează definitiv apele Oltului pe la E de Dealul Bogat.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei Șt., Gheorghiu G., Iancu M., Ilie I. (1965) Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a depresiunii Ciucului. *Soc. Șt. Nat. Geogr. din R.P.R. Comunicări de geologie*, III, București.
- Bandrabur T., Roman Ștefana (1969) Contributions concernant la connaissance du Quaternaire de la dépression intracarpatique du Ciuc. *VIII^e Congrès INQUA*, 1969. Paris.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalină-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1 (1965—1966), București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpathes roumaines. *Rev. Roum. Géol. Acad. R.S.R.* XI/1, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalină-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12/1, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfizat, în facies continental, în zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
- Orghidan N. (1969) Văile transversale din România. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Rădulescu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a munților Harghita. *D. S. Com. Geol.* L/2 (1962—1963), București.
- Vasîlescu Al., Mureșan M., Popescu Ilcana, Săndulescu Jana, Popescu A., Bandrabur T. (1968) Harta geologică a României scara 1 : 200.000 Foaia I. 35—XIV Odorhei (Text explicativ). *Com. Stat. Geol.* București.

AFFLEUREMENT DE CRISTALLIN À RĂCU-CIUC ET SON IMPORTANCE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

(Résumé)

C'est l'affleurement de schistes cristallins de Răcu qui fait l'objet d'étude des auteurs. Ces schistes cristallins appartiennent à la série de Tulgheș, constituée de roches typiques pour le faciès épimétamorphique : schistes séricito-chlorito-quartzitiques, schistes phyllito-graphiteux, tous traversés de filons de quartz ; on y remarque aussi la présence de cinq filons de roches basiques.

C'est la position élevée du seuil cristallin de Răcu — qui n'est plus à présent qu'un témoin d'érosion — qui a joué un rôle important dans la paléogéographie de la dépression de Ciuc.

Les données géologiques existantes permettent aux auteurs d'affirmer que ce seuil est tectoniquement apparu pendant le Levantin supérieur, et qu'il a joué le rôle d'une barrière entre les bassins supérieur et moyen de Ciuc jusque dans le Pléistocène inférieur. Durant cet intervalle de temps, les bassins de Ciuc ont été colmatés de matériaux provenus soit de l'acti-



tivité explosive des cratères, soit de l'action d'érosion de la chaîne volcanique dans lequel s'intercalaient des sédiments lacustres.

Après le colmatage des bassins, c'est le réseau hydrographique de l'Olt qui a pris naissance et a parachevé son évolution — déduite de ses cinq terrasses — à partir du Pléistocène moyen et jusque dans l'Holocène. Pendant ce temps, le seuil cristallin a déterminé, en divers stades, l'influence de l'Olt sur la formation du témoin d'érosion (la colline Bogat), en déviant les eaux de la rivière tantôt d'un côté, tantôt de l'autre — ou simultanément de deux côtés — de la future colline; à la fin du Pléistocène supérieur et au commencement de l'Holocène, le seuil cristallin de Racu a définitivement canalisé les eaux de l'Olt du côté E de la colline Bogat.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

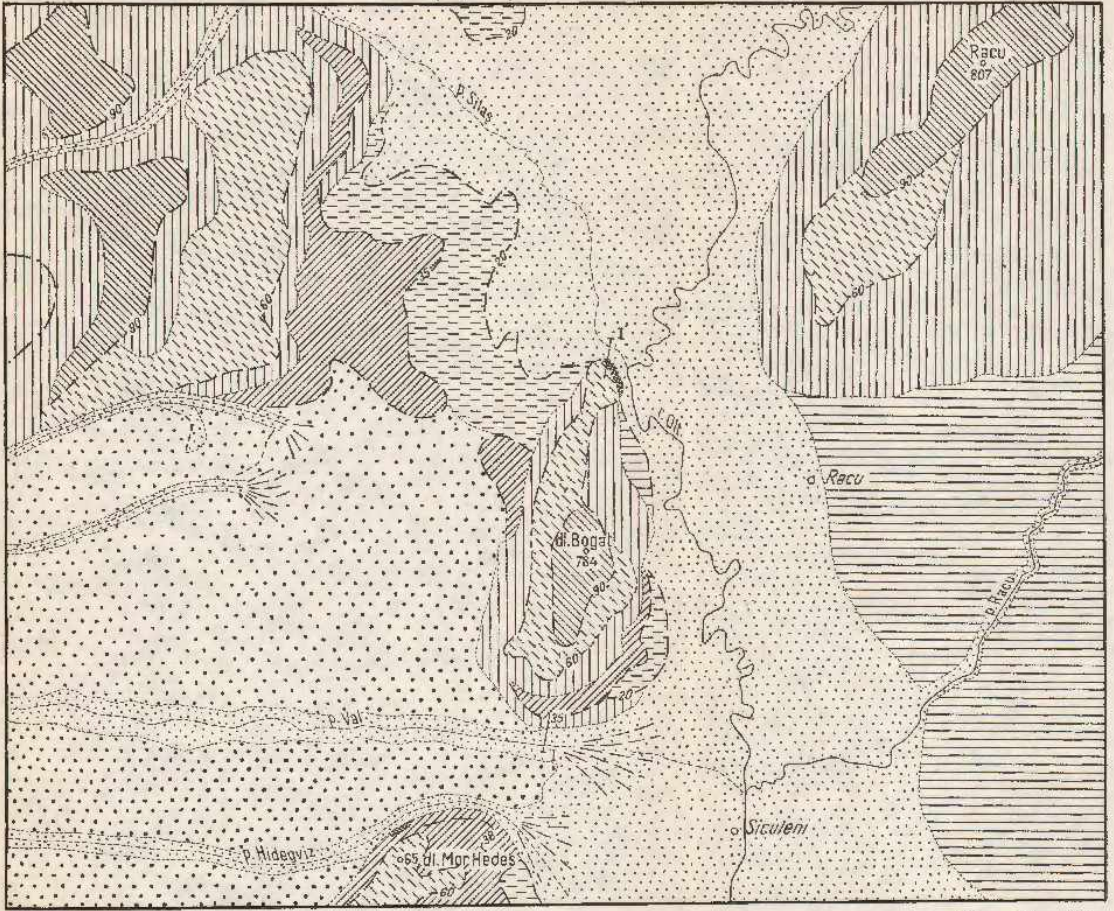
Esquisse géologique et géomorphologique de la zone Racu.

1, Holocène; 2, Pléistocène supérieur-Holocène; 3, 4, Pléistocène supérieur; 5, 6, Pléistocène moyen; 7, Pléistocène inférieur; 8, Pléistocène-Holocène; 9, cristallin; 10, 11, terrasse à altitude relative de 90 m et 60 m; 12, limite du piedmont; 13, direction du profil.

AL. VASILESCU, T. BANDRABUR

SCHIȚĂ GEOLOGICĂ ȘI GEOMORFOLOGICĂ A ZONEI RACU

AL. VASILESCU, T. BANDRABUR. Ivirea de cristalin de la Racu-Ciuc și importanța ei paleogeografică.



L E G E N D A

- | | | | | | | | | | |
|---|-----------------------------|---|---------------------|---|------------------|---|---------------------|-------|---------------------------|
| 1 | Holocen | 3 | Pleistocen superior | 5 | Pleistocen mediu | 7 | Pleistocen inferior | 10-90 | Terace cu altitudinea |
| 2 | Pleistocen superior-Holocen | 4 | | 6 | | 8 | | 11-60 | relativa de 90 și 60 m |
| | | | | | | 9 | Cristalin | - - - | Limiza piemontului |
| | | | | | | | | 81 | — I — Direcția profilului |

CUPRINS

TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

Pag.

1. Bucur I. Unele observații privind fișul cretacic și paleogen dintre valea Uzului și Plăceși (Cason)	5
2. Bulgăreanu V., Ionescu Olga. Unele considerații asupra deflației în nisipurile eoliene cu soluri îngropate din regiunea Valea lui Mihai (cîmpia panonică)	15
3. Chivu C. Contribuții la cunoașterea petrografiei și tectonicii părții de nord-est a munților Sebeș (Cărpiniș-Poiana Sibiului-Dobîrca-Tilișca)	41
4. Gurău A. Structura în budine eșalonate a zăcămintului Alții-Tepe — Movila Goală (Dobrogea centrală)	57
5. Ioniță S. Cercetări geologice în Țara Oasului (Turfi-Bătarci-Farna Mare)	75
6. Krăutner Florentina. Relațiile stratigrafice și tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din valea Rusaia (Carpații Orientali)	107
7. Nicolaescu V., Ionescu S. Observații asupra fișului cretacic din partea de sud a munților Ciucului	117
8. Savu H. Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali)	125
9. Vasilescu Al., Băndrabur T. Ivirea de cristalin de la Racu-Ciuc și importanța ei paleogeografică.	157



CONTENU

(Résumés)

TECTONIQUE ET GÉOLOGIE REGIONALE	Page
1. Bucur I. Observations concernant le flysch crétacé et paléogène compris entre la vallée de l'Uzu et la localité Plăceși (Cason)	13
2. Bulgăreanu V., Ionescu Olga. Certaines considérations sur la déflation dans les sables éoliens à sols enterrés de la région Valea lui Mihai (plaine pannonienne)	38
3. Chivu C. Contributions à la connaissance pétrographique et tectonique du NE des monts Sebeș (Cărpiniș-Poiana Sibiului-Dobârlău-Ilișca)	55
4. Gurău A. Structure en boudins échelonnés du gisement d'Altin-Tepe — Movila Goală (Dolrogea centrale)	69
5. Ioniță S. Geological Research in the Țara Oașului (Turți-Bălărci-Tarna Mare Arca)	100
6. Krăntner Florentina. Relations stratigraphiques et tectoniques dans l'anticlinal Bretila d'après les données du forage Rusaia (Carpatés Orientales)	114
7. Nicolaescu V., Ionescu S. Observations concernant le flysch crétacé du S des monts Ciucului	124
8. Savu H. Structure du pluton granitoïde de Șușița et ses rapports avec les formations de l'autochtone danubien (Carpatés Méridionales)	152
9. Vasilescu Al., Băndrașcu T. Affleurement de cristallin à Radu-Ciuc et son importance paléogéographique	161



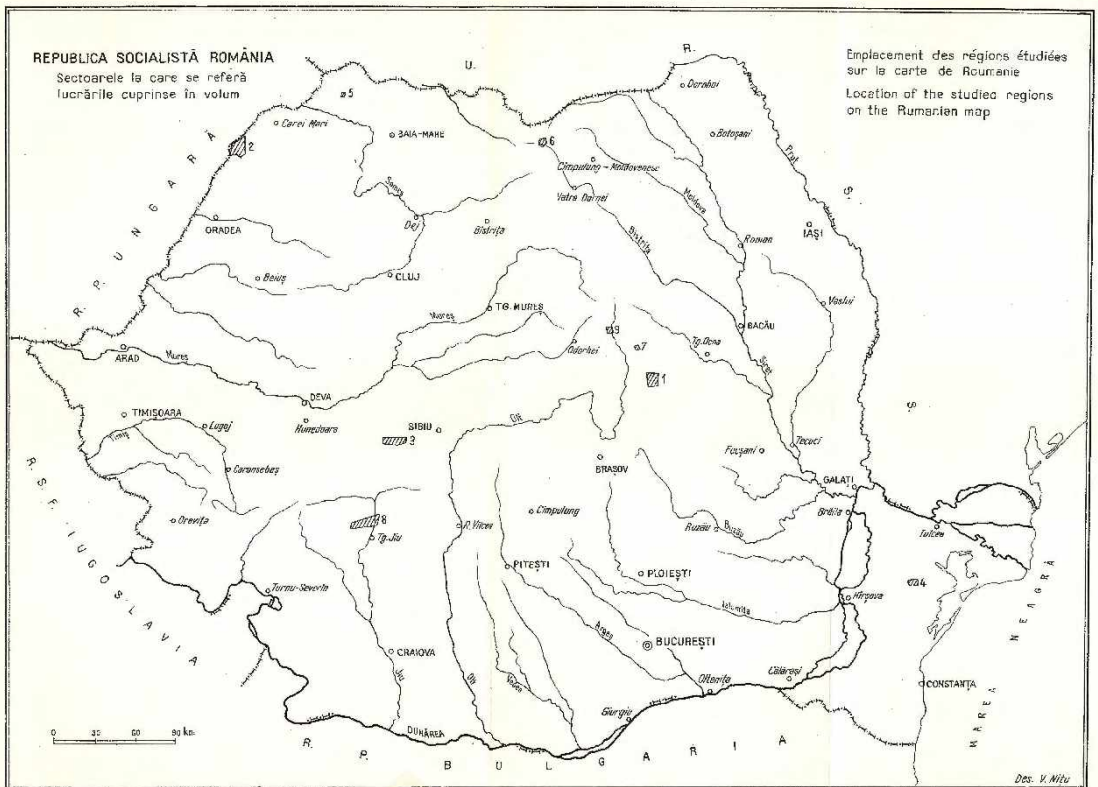
88824



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie
Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA PETRU
Tehnoredactor: GEORGETA BORLEA
Corector: VIOLELA ANASTASIU
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, P. CHIUȚU
Ilustrații: V. NIȚU

*Dai la cules : aug. 1970. Bun de tipar : ianuarie 1977. Tiraj 1.000 ex. Hirtie
scrisă I. A. Format 70 x 100/56. Culi de tipar: 10,5. Comanda 254. Pentru
biblioteca indicie de clasificare: 55 (566).*

Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brucoliana, nr. 23 - 25, București
România.



Institutul Geologic al României



INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SEANCES

TOME VI

1968-1969

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE

