

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXIII
1976

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ş E D I N T E L O R
VOL. LXIII
(1976)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCURESTI
1977



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

OBSERVAȚII ASUPRA CONTACTULUI DINTRE PINTENUL DE VĂLENI ȘI SINCLINALUL DRAJNA, ÎN SECTORUL DINTRE RÂUL TELEAJEN ȘI RÂUL BÎSCA CHIOJDULUI¹

DE

FLORIN ANTONESCU²

Abstract

Remarks on the Contact between the Văleni Spur and Drajna Syncline, in the Area between the Teleajen River and Bîsca Chiojdului Brook. The contact between the Văleni spur and Drajna syncline is done by the Drajna fault. Some of the wells drilled on the Oligocene of the Văleni spur (2 and 3 Ana Valley, 1 MPC Poșești, 21 Screasei Valley and 1 SRP Poiana Vârbilău), has intercepted the Helvetian of the Drajna and Stilpu synclines, proving that the Drajna fault has a southward dipping plane. The 1 MPC Drajna and 1 SRP Văleni wells have pointed out that the Paleogene from the basement of the outer flank of both synclines appears in two facies: Tarcău-Fusaru (under the Miocene of Drajna syncline) and Colți-Kliwa (under the Miocene of Stilpu syncline). It is also admitted the existence of a transitional facies, within the Paleogene, in the axial zone of the Stilpu syncline. The Drajna fault is considered as „a rebour” fault.

Problemele structurale specifice celor doi pinteni din extremitatea sud-vestică a flișului paleogen și a sinclinalelor adiacente lor (Slănic și Drajna) au preocupat pe diversi cercetători încă de la începutul acestui secol.

Ideile exprimate de antecercetători în privința raporturilor existente între cei doi pinteni pot fi grupate în două categorii:

— pintenii reprezintă structuri în pînze de șariaj, cuvetele fiind în acest caz ferestre tectonice;

— pintenii și cuvetele adiacente reprezintă structuri normale.

¹ Predată la 2 februarie 1976, acceptată pentru publicare la 6 februarie 1976, comunicață în ședință din 5 martie 1976.

² Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București, 32.



Dintre cercetătorii care au susținut ideea pintenilor în pînză, menționăm pe Mrazec și Voitești (1911) care, ocupîndu-se de problemele tectonice ale formațiunilor din zona de curbură a Carpaților, arată că flișul încalecă peste depozitele miocene.

În zona pintenilor, Filipescu (1936) separă o pînză mediană, echivalentă cu pintenul de Homoriciu, și o pînză marginală corespunzătoare pintenului de Văleni, considerat autohtonul pînzei mediane. Același autor, în 1937, revine asupra ideii menționate, susținînd că ambii pinteni formează o singură pînză.

Pătrut (1955) admite existența a două pînze și anume: pînza de Homoriciu-Prăjani și pînza de Văleni-Buștenari. Relațiile dintre cele două pînze sunt măscate de Miocenul cuvetei Drajna, cu excepția văii Bughea, unde, susține autorul, încălecarea dintre pintenul de Homoriciu și cel de Văleni se poate observa la zi.

În 1966, C. Dragu și F. Antonescu³ admit posibilitatea unei încălcări de mică ampioare a depozitelor pintenului de Văleni peste un autohton format din Miocenul cuvetei Drajna, al cărei fundament este format din Paleogen în facies de Tarcău-Fusaru.

Dintre cercetătorii care au considerat că pintenii reprezintă structuri normale, amintim pe Preeda (1921) care, deși la contactul pintenilor cu cuvetele trasează falii, le consideră de mică ampioare și importantă.

De asemenea, Popescu (1952), pornind de la lipsa unui contur cartografic sinuos, specific pînzelor și ferestrelor tectonice, consideră că pintenii și cuvetele prezintă o structură normală, lăsînd deschisă și posibilitatea unor încălecări de mică ampioare.

Ilie și Botezatu (1962) susțin ideea unei structuri normale a pintenului de Văleni, considerînd că ipoteza unei structuri în pînză nu își găsește confirmare geofizică. Elementelor structurale din cadrul pintenului, cute anticlinale și sinclinale, le corespund maxime, respectiv minime gravimetriche.

M. Stănescu et al. (1963)⁴ consideră că pintenul de Văleni ia contact cu cuveta de Drajna prin intermediul unei falii cu caracter „a rebour”, cu planul înclinat în zona superficială spre sud, care apoi se redreseză spre nord.

Observațiile cuprinse în nota de față se vor referi la contactul dintre cele două elemente structurale externe — sinclinalul Drajna și pintenul de Văleni.

Contactul dintre depozitele pintenului de Văleni și cele ale sinclinalului Drajna se face prin intermediul bine cunoscutei falii Drajna.

Lucrările executate de noi în anii 1966⁵ și 1975 (F. Antonescu, N. Năstase)⁶, ne-au permis urmărirea acestei falii la un grad de mare

³ Arh. I.P.G.G.H. București.

⁴ Arh. I.G.G. București.

⁵ Op. cit. pet. 3.

⁶ Arh. I.P.G.G.H. București.



detaliu, în regiunea cuprinsă între pîriul Bîsca Chiojdului, în est și rîul Teleajen, în vest.

Astfel, pe sectorul dintre pîriul Bîsca Chiojdului și valea Screezei (spre vest), falia Drajna se urmărește la zi, la contactul dintre Tortonianul marnos din flancul nordic al sinclinalului Drajna și Oligocenul în faciesul gresiei de Kliwa din partea internă a pintenului de Väleni. De aici spre vest, pînă în valea Stupinei, falia Drajna nu se mai poate urmări la zi. Prin intermediul unei falii transversale, paralelă cu valea Screezei, falia Drajna este decroșată spre sud, traseul ei fiind mascat de depozitele pliocene din sinclinalul Posești. Prezența faliei este confirmată de forajul Craelius 21 valea Screezei (vezi secțiunea III) și sonda 1 MPC Posești (vezi secțiunea II). Pe acest sector (valea Screezei-valea Stupinei), falia Drajna se situează la exteriorul flancului sudic al sinclinalului Drajna.

Prezența unui petec de eroziune, care face să afloreze depozitele Helvețianului roșu, între valea Stupinei și vîrful Mesteacân, ne oferă posibilitatea urmăririi la zi a faliei Drajna, situată și în acest sector în exteriorul flancului sudic al sinclinalului Drajna.

Din vîrful Mesteacân spre vest, pînă în versantul drept al pîriului Cătunu (în zona satului Ogretin), falia este din nou mascată (pe circa 1,5 km) de Pliocenul sinclinalului Posești, dispus transgresiv pe depozitele pintenului de Väleni și ale sinclinalului Drajna. Între valea Cătunului și confluența dintre pîriul Drajna și rîul Teleajen, falia Drajna reapare la zi, păstrîndu-și direcția vest-sud vest. Ea se situează, de asemenea, la exteriorul flancului sudic al sinclinalului Drajna, punind în relații anormale Helvețianul cuvetei cu Paleogenul pintenului.

În zona localității Drajna de Jos, falia Drajna prezintă o inflexiune spre sud. În această zonă, pe planul ei stau în relații anormale depozitele helvețian-tortoniene ale sinclinalului Stîlpu cu Paleogenul pintenului de Väleni.

Datele de cartare ne-au permis o foarte riguroasă urmărire a traseului acestei falii (la suprafață), însă ele ne dău mai puține elemente în privința aprecierii caracterului faliei.

Cîteva din forajele executate în cadrul sectorului discutat (sonde adânci și Craelius) ne aduc elemente interesante în această privință. Astfel, sondele 2 și 3 Valea Anei, amplasate pe Oligocenul pintenului, au pătruns în Helvețianul cuvetei Drajna la 338 m și respectiv 1234 m (vezi secțiunea IV). Sondele au rămas în Helvețian la 2202 m (sonda 2), respectiv 2301 m (sonda 3).

Sonda 1 MPC Posești, amplasată pe Pliocenul sinclinalului cu același nume, a interceptat Oligocenul la 292 m și Helvețianul cuvetei la 505 m (vezi secțiunea II).

Rezultatele acestor foraje arată că, cel puțin pe sectorul Valea Anei-Posești, falia Drajna are planul înclinat spre sud, depozitele paleogene ale pintenului dispunîndu-se pe planul acestei falii, peste Helvețianul flancului sudic al cuvetei Drajna.

În sectorul dintre pîriul Cătunul (Ogretin) și pînă la vest de confluența dintre rîul Teleajen cu pîriul Drajna, nu există informații din foraje asupra faliei Drajna. Singura sondă săpată pe acest sector (1 MPC Drajna), amplasată la nord de falie pe Tortonianul flancului nordic al sinclinalului Stîlpu, a intrat la 310 m în Oligocen, iar la 1324 m a trecut din Oligocen în Eocen. La 2210 m, sondă a pătruns din Eocen, din nou în Oligocen, rămînind la 2500 m în această din urmă formațiune. Eocenul și Oligocenul traversate de sondă se dezvoltă în faciesul stratelor de Tarcău-Fusaru, specific pintenului de Homorîciu. Acest foraj, fără a ne da indicații asupra faliei Drajna, în spătă asupra contactului dintre pintenul de Văleni și cuveta Drajna, îl considerăm important pentru că ne demonstrează că și Paleogenul din fundamentul flancului extern al sinclinalului Drajna este dezvoltat în facies de Tarcău-Fusaru.

Sonda 1 SRP Văleni, amplasată pe flancul sudic al sinclinalului Stîlpu, a intrat din Helvețian, în Oligocen în facies de Kliwa la 460 m, iar din acesta în Eocen (foarte probabil în facies de Colți), la 804 m (vezi secțiunea I).

Prezența Oligocenului în facies de Kliwa și a Eocenului în facies de Colți, dovedesc faptul că în fundamentul flancului sudic al sinclinalului Stîlpu se dezvoltă un Paleogen în facies extern (Kliwa-Colți), tranziția dintre cele două faciesuri (Kliwa-Colți și Tarcău-Fusaru) plasându-se în zona axială a acestui sinclinal.

În sfîrșit, la vest de rîul Teleajen (în afara zonei noastre), sonda 1 SRP Poiana Vărbilău, amplasată de pinten, a intrat la 500 m în brecia tortoniană din sinclinalul Stîlpu, dovedind că și în acest sector falia Drajna prezintă planul inclinat spre sud, depozitele paleogene ale pintenului dispunindu-se peste Miocenul sinclinalului Stîlpu.

Datele seismice furnizate de seismosondajele spațiale de masă executate de C. Barbu, P. Georgeescu și H. Opris (1964)⁷ prin două coridoare (unul de la Bătrîni spre sud, prin Cărbunești, celălalt pe valea Teleajenului) nu aduc elemente concluante în privința relațiilor dintre pinteni și cuvete. Materialul corespunzător zonei de contact dintre pintenul de Văleni și cuveta Drajna, ca și cel corespunzător zonei pintenului, este de proastă calitate, și în consecință, neconcludent.

Elementele prezentate mai sus ne duc la concluzia că dislocația Drajna se prezintă ca o falie cu inclinare sudică, pe planul căreia depozitele pintenului de Văleni se dispun (avansează?) peste Miocenul cuvetei Drajna. Amploarea acestei avansări este cu totul redusă (maximum 3 km) și în cea mai mare parte superficială.

În adîncime falia Drajna își redreseză planul spre nord, ea prezintă caracterul unei falii „a rebour”.

⁷ Arh. I.P.G.G.H. București.



Aceeași idee este susținută, cum s-a arătat, de M. Ştefănescu et al. (1963)⁸ și o găsim reprezentată în secțiunile care însotesc proiectul geologic pentru săparea sondelor 5 și 6 Curmătura și 7 Nehoiu, întocmit de O. Dica (1967)⁹.

În privința mecanismului de formare, considerăm că falia Drajna a luat naștere ca urmare a unei subsidențe puternice datorată depunerii molasei miocene din actualul sinclinal al Drajnei, subsidență compensată simultan de o ridicare continuă a depozitelor flișului de la sud. Ca un efect al tensiunii create în urma acestor mișcări de sens contrar, la contactul dintre depozitele miocene și cele paleogene, s-a produs o importantă fractură — actuala falie Drajna — pe planul căreia flișul „a avansat” gravitațional, de la sud către nord, peste molasa miocenă, mult mai coborită morfologic. Deversarea spre nord-vest a depozitelor pintenului (cute anticlinale și sinclinale cu flancurile răsturnate în această direcție) ni se pare a fi un argument pentru ideea exprimată.

Falia Drajna este, în mod cert, de vîrstă post-Tortonian superior (după depunerea marnelor cu *Spirialis*) — ante-Meoțian, punerea ei în loc datorindu-se mișcărilor din faza attică.

BIBLIOGRAFIE

- Filipescu M. G. (1936) Recherches géologique entre la valée du Teleajen et la valée de la Doftana. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVII, București.
- (1937) Étude géologique dans la region comprise entre la valée du Slănic et du Bisca Mică. *Bul. Lab. Min. Geo. Univ. Buc.*, II, București.
- Ilie M., Botезату R. (1962) Metoda complexă aplicată în geologie. I Contribuții la cunoașterea structurii geologice a pintenului de Văleni. *D.S. Com. Geol.*, XLVII, București.
- Mrazec L., Voitești I. P. (1911) Contributions à la connaissance des nappes du flysch carpathique de la Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.*, V, București.
- Pătruț I. (1955) Geologia regiunii Văleni de Munte-Buștenari-Cosminele. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Popescu Gr. (1952) Zona flișului paleogen dintre valea Buzăului și valea Vărbilăului. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- Preda D. M. (1921) Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol.*, X, București.

⁸ Op. cit. pct. 4.

⁹ Arh. I.P.G.G.H. București.



OBSERVATIONS SUR LE CONTACT ENTRE L'ÉPERON DE VÄLENI ET LE SYNCLINAL DE DRAJNA, DANS LE SECTEUR SITUÉ ENTRE LES RUISSSEAUX TELEAJEN ET BÎSCA CHIOJDULUI

(Résumé)

Dans cet article sont présentées les conclusions de l'auteur sur les rapports existant entre l'éperon de Väleni et le synclinal de Drajna, dans le secteur placé entre Bisca Chiojdului et le ruisseau Teleajen, à partir de ses propres observations sur affleurements et des données offertes par les forages exécutés dans cette zone.

Les données de surface permettent une observation rigoureuse du contact entre les deux éléments structuraux au jour, contact qui s'est fait, selon ce qu'on connaît à présent, par l'intermédiaire de la faille Drajna.

Quelques forages de cette zone (2 et 3 Valea Anei, 1 MPC Poștei, 21 Valea Screezei, sonde Craelius, 1 SRP Poiana Vărbilău), emplacés sur l'Oligocène de l'éperon, ont pénétré jusqu'à diverses profondeurs (entre 338—1324 m) dans l'Helvétien des cuvettes Drajna et Stilpu, ce qui prouve — pour les secteurs en question — que la faille Drajna présente le plan incliné vers le sud.

Deux des forages placés au nord de la faille Drajna (1 MPC Drajna emplacé sur le Tortonien du flanc septentrional du synclinal Stilpu et 1 SRP Väleni, situé sur le flanc méridional du même synclinal) ont traversé des dépôts paléogènes en faciès de Tarcău-Fusaru (1 MPC Drajna), notamment en faciès de Kliva-Colți (sonde 1 SRP Väleni). Le passage entre les deux faciès est placé dans la zone axiale du synclinal Stilpu.

On est d'avis que la faille Drajna aurait le caractère d'une faille „à rebours” (hypothèse avancée déjà par d'autres chercheurs antérieurs). Nous avons expliqué sa formation comme l'effet d'une subsidence active pendant la déposition de la molasse miocène, compensée par un mouvement d'exhaussement simultané des dépôts du flysch situés au sud. Cette faille s'est formée comme effet de la tension créée par ces mouvements de sens contraire. Sur son plan, le flysch paléogène a „avancé” vers le nord, recouvrant superficiellement la molasse miocène des cuvettes Drajna et Stilpu. En profondeur, le plan de la faille va en se redressant vers le nord.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte et coupes géologiques dans la région des ruisseaux Teleajen et Bisca Chiojdului.

1, Quaternaire : a, alluvions; b, terrasses; 2, Pontien; 3, Méotien; 4, Tortonien : a, horizon marneux; b, horizon de la brèche du sel; c, horizon marneux à gypses; d, horizon du tuf à globigérines; 5, Helvétien; 6, Aquitanien-Burdigalien. I. L'éperon de Homoriciu. 7, Oligocène : a, Oligocène en faciès des Couches de Pucioasa-Fusaru; b, horizon des marnes brunes bitumineuses; 8, Eocène : a, horizon des Couches de Plopou; b, horizon du grès de Tarcău. II. L'éperon de Väleni. 9, Oligocène : a, Oligocène en faciès du grès de Kliwa; b, horizon des marnes brunes bitumineuses; 10, Eocène : a, horizon des Couches de Colți; 11,



Oligocène : a, horizon supérieur du grès de Kliwa ; b, horizon des Couches de Podu Morii (niveau des Couches de Podu Morii str. s) ; c, horizon des Couches de Podu Morii (niveau des Couches de type Pucioasa) ; d, horizon inférieur du grès de Kliwa ; e, horizon des schistes disodiliques ; f, horizon des marnes brunes bitumineuses ; g, Oligocène non-divisé ; 12, Eocène : a, horizon des Couches de Colți ; 13, Sénonien ; 14, limite géologique ; 15, limite de transgression ; 16, axe d'anticlinal ; 17, axe d'anticlinal faillé avec un flanc renversé ; 18, axe de synclinal ; 19, faille Drajna ; 20, failles ; 21, sondes forées (par coupes sections) ; 22, sondes profondes ; 23, sondes Craelius ; 24, tracé des coupes.



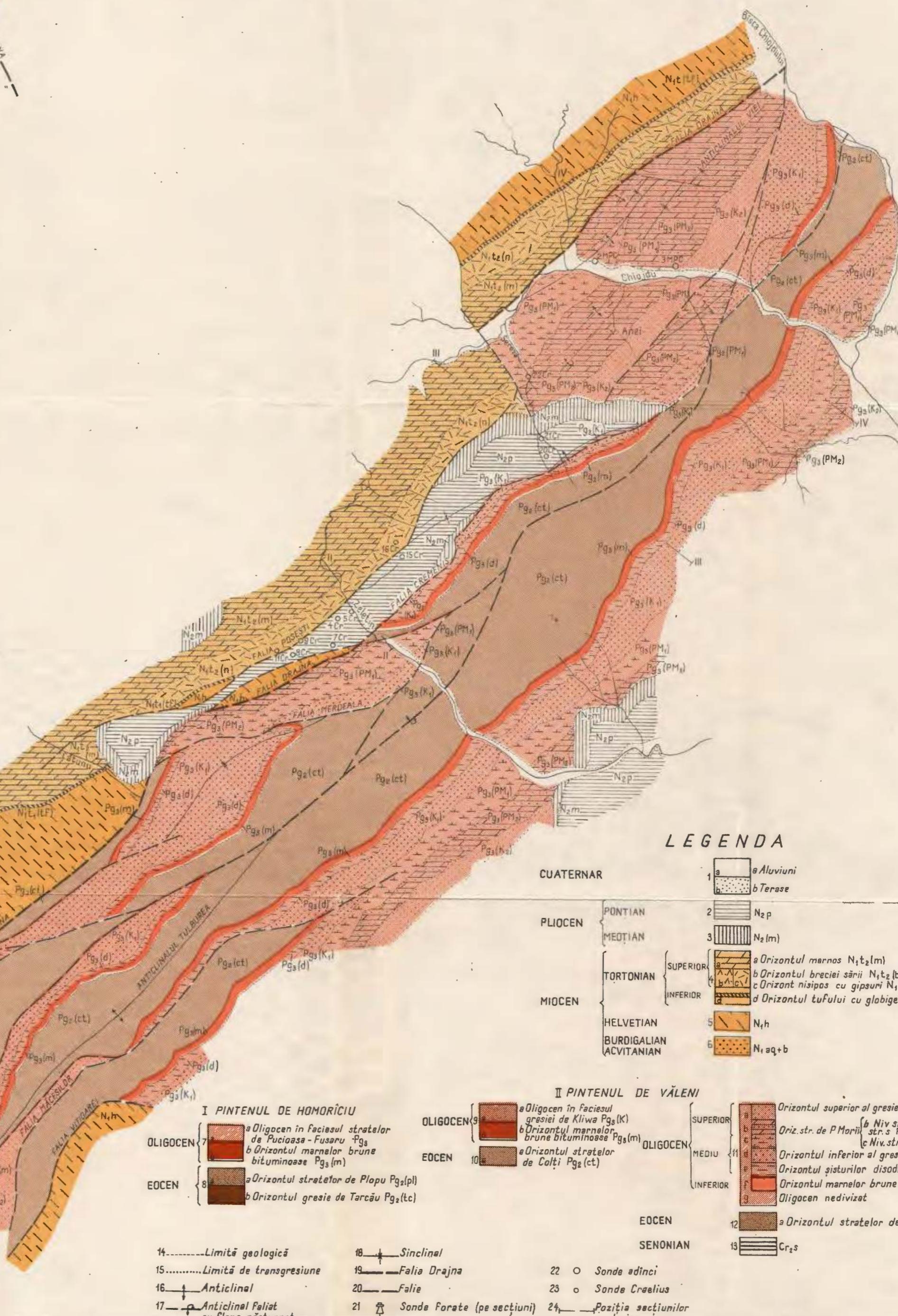
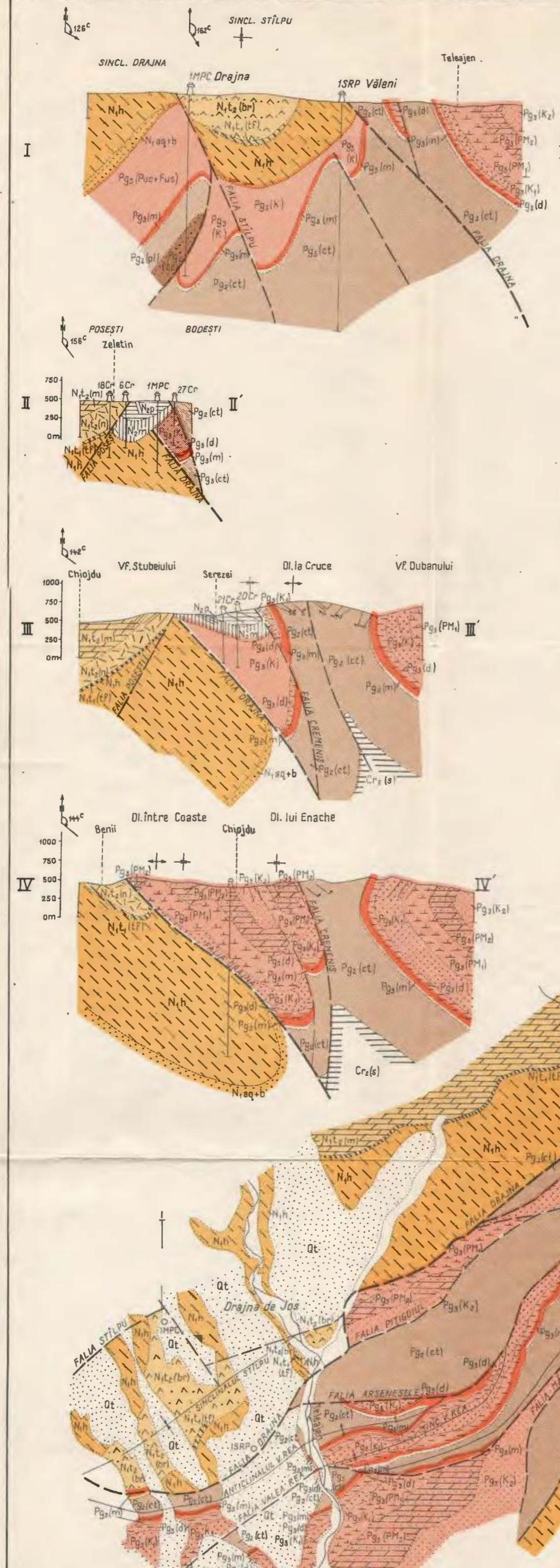


Institutul Geologic al României

F. ANTONESCU

HARTĂ ȘI SECTIUNI GEOLOGICE IN REGIUNE RÎUL TELEAJEN - PÎRUL BÎRSA CHIOJDULUI

0 1 2 km



LEGENDA

CUATERNAR

1	a Aluviumi b Terase
2	N ₂ p
3	N ₂ l(m)
4	a Orizontul marnos N ₁ t ₂ (m) b Orizontul breciei sării N ₁ t ₂ (br) c Orizont nisipos cu gipsuri N ₁ t ₂ (n) d Orizontul tufului cu globigerine N ₁ t ₁ (tf)
5	N ₁ h
6	N ₁ aq+b

I PINTENUL DE VĂLENI

7	a Oligocen în faciesul gresiei de Kliwa Pg ₃ (K) b Orizontul marnelor brune bituminoase Pg ₃ (m)	
8	a Orizontul stratelor de Poplu Pg ₂ (pl) b Orizontul gresiei de Tarcău Pg ₂ (tc)	
9	Orizontul superior al gresiei de Kliwa Pg ₃ (K)	
10	a Niv.str. de P.Morii str.s Pg ₃ (Pl) b Niv.str. de Puciossa Pg ₃ (PM)	
11	Orizontul inferior al gresiei de Kliwa Pg ₃ (K)	
12	Orizontul gisituriilor disodilice Pg ₃ (d)	
13	Orizontul marnelor brune bituminoase Pg ₃ (m)	
14	Oligocen nedivizat	
15	a Orizontul stratelor de Colți Pg ₂ (ct)	
16	17	Limită geologică
18	19	Sinclinal
20	21	Falia Drajna
22	23	Sonde edinci
24	Pozitia sectiunilor geologice	

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

METAMORFISM PROGRESIV, METAMORFISM REGRESIV ȘI TECTONICĂ, ÎN REGIUNEUA ZUGRENI–BARNAR (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ION BALINTONI, ION GHEUCA²

Abstract

Progressive Metamorphism, Regressive Metamorphism and Tectonics within the Zugreni-Barnar Region (East Carpathians). The central part of the Mesozoic crystalline zone of the East Carpathians is made up of five superimposed tectonic units: from bottom to top these are: the Maramureş Unit, Iacobeni Unit (=Rodna?), Pietrosu Bistriţei Unit, Mestecăniş Unit and Bucovina Unit. The Iacobeni (=Rodna?) and Pietrosu Bistriţei units are made up of the Rebra series rocks; those of Mestecăniş and Bucovina are made up of Tulgheş series rocks; it is not known to which series the crystalline of the Maramureş series does belong. Within the Rebra series there have been distinguished three successive mineral parageneses, presumed to be generated during three stages of metamorphism: early Assynthian, late Assynthian (Baikalian) and Hercynian. The early Assynthian metamorphism was of Barrovian type, the late Assynthian one (Baikalian) of Abukuma type in some places (it was noticed the staurolite \pm quartz = cordierite + andalusite reaction), and the Hercynian one of low P-T. The Tulgheş series was initially metamorphosed during the late Assynthian orogenesis (Baikalian), then affected by the Hercynian retrograde metamorphism. The Hercynian metamorphism had a strong retrograde character within the pre-Hercynian crystalline series. In the Rebra series five foliations were distinguished, among which three synmetamorphic and two post-metamorphic. In the Tulgheş series three foliations were distinguished, among which two are synmetamorphic and one post-metamorphic. The main plicative structure of the region, Zugreni-Barnar anticline, was noticed to be of Alpine age as it folds the overthrusts.

Sub titlul anunțat facem cunoscute rezultatele activității desfășurate în anii 1974 și 1975, în cadrul foilor 1 : 50.000 Rărău și Broșteni. Cartarea geologică a fost realizată astfel: de la Zugreni pînă în bazinul Bârnărelului inclusiv de I. Balintoni; în bazinul Barnarului de I. Gheuca. Triasicul din fereastră Arșița Barnarului a fost descoperit de I. Gheuca. La delimitarea gnaiselor porfiroide de Pietrosu din flancul estic al anticinalului Zugreni-Barnar a contribuit în vara anului 1974 C. Căruntu, drept care îl considerăm coautor la hartă.

¹ Predată la 10 aprilie 1976, acceptată pentru publicare la 29 aprilie 1976, comunicată în ședința din 7 mai 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



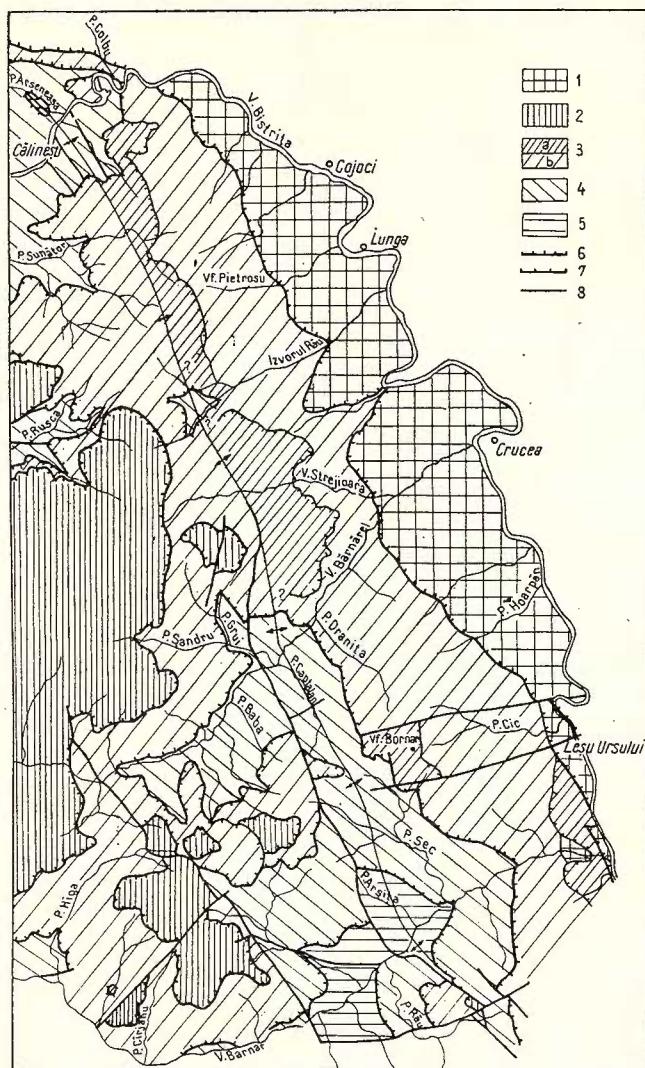


Fig. 1. — Schița tectonică a regiunii Zugreni-Barnar.

1, unitatea bucovinică; 2, unitatea de Mestecăniș; 3b, unitatea de Pietrosul Bistriței; 3a, digitația de Izvoru Rău-Bărănel; 4, unitatea de Iacobeni (= Rodna?); 5, unitatea maramureșană; 6, șariaj; 7, digitație; 8, falie.

Esquisse tectonique de la région de Zugreni-Barnar.

1, Unité bucovinienne; 2, Unité de Mestecăniș; 3b, Unité de Pietrosu Bistriței; 3a, digitation de Izvoru Rău-Bărănel; 4, Unité de Iacobeni (= Rodna?); 5, Unité de Maramureș; 6, charriage; 7, digitation; 8, faille.

1. Unitățile tectonice ; descrierea lor petrografică

1.1. *Unitatea maramureșană.* Ocupă poziția inferioară în eșafodajul structural al regiunii studiate și apare în două ferestre tectonice pe cursul mijlociu al râului Barnar și în pîriul Arseneasa, affluent de stînga al rîului Bistrița amonte de Zugreni. Denumim prima fereastră Arșița Barnarului după numele unui affluent mai important de stînga al rîului Barnar din această arie, iar cea de a doua Arseneasa.

Unitatea maramureșană este alcătuită din trei etaje structurale : primul reprezentat prin roci metamorfozate asemănătoare cu cele ale seriei de Tulgheș ; al doilea reprezentat prin brecii cu elemente de cristalin puternic cimentate (probabil formatiunea permiană a breciilor de Hăghimaș, descrisă de M ureș an, 1970) ; al treilea reprezentat prin sedimente mezozoice. Breciile se întâlnesc în versantul drept al pîriului Tomnatic, affluent mare de stînga al rîului Barnar, iar sedimentele mezozoice în versantul drept al aceluiași rîu, în partea de sus a unei viroage vis-a-vis de gura pîriului Arșița.

Din cauza teritoriului restrins pe care aflorează și a acoperirii terenului, metamorfitele unității maramureșene n-au putut fi orizontate și nici eșantionate corespunzător. Ca urmare, caracterul eventual polimetamorf al rocilor în discuție și intensitatea metamorfismului (metamorfismelor ?) rămîn sub semnul întrebării.

1.1.1. Pe baza asociațiilor de minerale (tab. 1) în metamorfitele unității maramureșene s-au separat următoarele grupe de roci : metapelite ; roci cuarțo-feldspatice (porfiogene) ; sisturi cuarțitice. Metapelitele se remarcă în teren prin culoarea cenușie și sistozitatea bine exprimată ; porfiogenele au o culoare albicioasă și prezintă lamine foarte fine ; sisturile cuarțitice posedă o tentă ușor ruginie pe un fond cu luciu satinat. Metamorfitele unității maramureșene sunt alterate, sfărîmicioase, cu greu se poate preleva un eșantion nefisurat.

1.1.2. Breciile cimentate permiene din versantul drept al pîriului Tomnatic sunt formate din elemente angulare cu mărimi variabile, de porfiogene și sisturi cuarțitice, prinse într-un ciment detritic de aceeași natură.

1.1.3. Suitea mezozoică începe cu conglomerate cuarțitice albe, peste care urmează gresii roșii micacee cu elemente de cuarț centimetrice, apoi gresii roșii-vineții mai cuarțoase decît precedentele, gresii cuarțoase albe cu bobul fin, și în sfîrșit, calcare cenușii compacte nefosilifere. Succesiunea dată a fost dedusă din ordinea dispariției fragmentelor, versantul fiind acoperit. Este greu de făcut o paralelizare cu Mezozoicul din alte puncte ale Carpaților Orientali.

1.2. *Unitatea de Iacobeni (=Rodna?).* În regiunea cercetată aceasta este unitatea cea mai de jos dintre pînzele bistrițene. Apare în ferestrele Barnar, Bărnărel, Izvoru Rău, precum și în semiferestrele Rusca și Sunători care sunt niște intrînduri ale ferestrei Zugreni. Unitatea de Iacobeni (=Rodna ?) este constituită din două etaje structurale : unul inferior re-



TABELUL 1
Asociațiile minerale caracteristice unor din metamorfitele zonei centrale a Carpaților Orientali

Unități tectonice.	Serii metamorfice	Metapelite	Roci cuarțo-feldspatice	Quarțite	Amfibolite
Unitatea maramureșană	?	Q-M-Ab-Cl/T-Leuc-Zr-Ap Q-M-Ab/T-Leuc-Ap-Cal-Ep	Q-Ab-M/Hem Q-Ab-M-Bi/Zr-Cal-Cl-Leuc	Q-M/T-Zr- Ap-Op-Hem-Cal	
Unitatea de Iacobeni (= Rodna ?)	Seria de Rebra	Q-Pi-Bi-M-St-Alm/Hem-Op-T-Zr-Ap- -Rad-Ser Pi-Bi-M-Q-Ep/Magf-Ad-Ort-Ti-Cl-Ca Q-Pi-Bi-M-St-And-Cord-Alm/Hem- -Op-T-Ap-Zr-Rad-Ep-CI Q-Pi-Bi-M-Cl-Alm/Hem-Op-T-Ap- -Rad-Zr-Ep-Ort-Cal-Zo		Q-Gf/M-Bi- Op	Ho-Bi-Pi/Pp-Ap-Cal Ho-Bi-Pi-Ep/Op-Cl-Ti- Ap-Zr-Cal Ho-Bi-Ep/Cl-Q-Op-Ap
Unitatea de Pietrosu Bistriței	Seria de Rebra	Q-Pi(An 25-45)-Bi-M-Cl-Alm/Hem- -Op-T-Ap-Zr-Rad-Ort-Ep-Cal	Q-Ab-Micr-M-Bi/Hem-Zr-Ep-Ort-Ap Q-Pi(pină la And 45)-Ab-Micr-Bi-M- -Cl-Ep/Ti(Iln)-Hem-Zr-Ort-Rad- -Cal-Pi-Ser		Q-Pi(An 30-35)-Ho-Bi- -Ep-Cl/Ti-Op-Ap-Cl
Unitatea de Mestecăniș	Seria de Tulgheș	Q-Ab-M-Cl/R-T-Zr-Ap-Hem-Cal	Q-Ab-M-Cl(Bi)-Ep/Ti-Ap-Hem Q-Ab-C(Bi)-M/Op-Ap-Cal		
Unitatea Bucovinăcă	Seria de Tulgheș	Q-Ab-M-Cl/R-T-Zr-AP-Op	Q-Pi-Bi-Cl-Ep/Ti-Ap-Zr-Ort-Hem- -Op-Gr Q-Ab-Cl-Bi-M/Ti-AP-Zr-Rad-Hem-Op Q-Ab-M-Cl(Bi)/Ti-AP-Hem-Op-T		

Abrevieri: Ab = albīt; Alm = almandin; And = andaluzit; Ap = apatit; Bi = biotit;
 Cal = calcit; Cl = clorit; Cord = cordierit; Ep = epidot; Gf = grafit; Gr =
 = granaat; Hem = hematit; Ho = hornblendă; Ilm = ilmenit; Leuc = leucoxen;
 M = muscovit; Micr = microclin; Op = min. opac nedorin. Ort = ortit; Pl =
 = plagioclaz; Q = quart; R = rutil; Rad = min. radioact.-nedorin. Ser =
 = sericit; St = staurolit; Ti = turmalină; Zo = zoizit; Zr = zircon;
 Pi = pirită; Magt = magnetit.



prezentat prin roci ale seriei de Rebra (K r à u t n e r, 1968); altul superior, reprezentat printr-o formațiune cu aspect de conglomerat, vizibilă în mai multe puncte din valea Bârnărelului și într-un loc în valea Barnarului.

1.2.1. Seria de Rebra din etajul structural inferior al unității de Iacobeni (= Rodna?), în regiunea Zugreni-Barnar se poate diviza de jos în sus în trei orizonturi: 1 — al calcarelor cu silicati; 2 — al amfibolitelor; 3 — al micașisturilor retromorfe. Primele două orizonturi fac parte după I. Bercia și Elvira Bercia (1970)³ din complexul median al seriei de Rebra, complexul calcarelor și dolomitelor, iar cel de-al treilea, din complexul superior, cel al micașisturilor, într-o orizontare cu caracter mai general a seriei de Rebra.

Orizontul calcarelor cu silicati este alcătuit din cel puțin două benzi de calcare masive; cu ele se asociază nivele subțiri de amfibolite, paragnaise cu staurolit și cuarțite grafitoase. Orizontul calcarelor cu silicati se vede la Zugreni și în valea Barnarului. Asociațiile de minerale întâlnite în amfibolite, în paragnaisele cu staurolit care sunt roci de origine pelitică, și în cuarțitele grafitoase, sunt înscrise în tabelul 1. Cele trei tipuri de roci se întâlnesc sub formă de benzi subțiri la Zugreni, în versantul drept al riului Bistrița.

Orizontul amfibolitelor cuprinde un nivel mai gros de amfibolite, care la partea superioară trece într-un nivel mai subțire de paragnaise cu magnetit. Acest orizont este vizibil în zona Zugreni-Sunători-Rusca, pe pîrul Captalan, affluent de dreapta al rîului Bârnărel și în ambii versanți ai rîului Barnar. Asociațiile de minerale ale celor două tipuri de roci sunt înscrise în tabelul 1. Paragnaisele cu magnetit sunt bogate uneori în carbonați. Sunt roci compacte de culoare cenușie-neagră în spărtură proaspătă și ruginie cind se oxidează mineralele ferifere.

Orizontul micașisturilor retromorfe este un orizont predominant metapelitic, în care se intercalează nivele de amfibolite și de calcare fără silicati. Asociațiile de minerale ale amfibolitelor, ale micașisturilor cu staurolit-andaluzit-cordierit care se întâlnesc nu departe de orizontul amfibolitelor în văile Bârnărelului și Barnarului, precum și ale micașisturilor cu două mice care au cea mai mare răspîndire în acest orizont, sunt înscrise în tabelul 1. Asociația de minerale a micașisturilor cu staurolit-andaluzit-cordierit, are o importanță deosebită în înțelegerea evenimentelor metamorfe care au afectat seria de Rebra. În aria Bârnărel-Barnar, Savul (1938) a determinat disten. D. Constantinoff et al. (1960)⁴, în același loc, menționează de asemenea numai disten, dar N. Biră et al. (1961)⁵ descriu andaluzit și disten. I. Bercia și Elvira Bercia (1970)⁶ observă însă în valea Bârnărelului numai andaluzit. În ce privește cordieritul, singura referință asupra lui, cu grad

³ Arh. I.G.G. București.

⁴ Arh. I.G.G. București.

⁵ Arh. I.G.G. București.

⁶ Op. cit. pct. 3.



de bănuială, se găsește la D. Constantinoff et al. (1960)⁷, fiind trecut într-un tabel de analiză modală și pus sub semnul întrebării; în text însă, nu există vreun comentariu asupra lui. Semnalarea sigură a cordieritului se face deci întii în această lucrare. Micașisturile cu staurolit-andaluzit-cordierit sunt roci cu sistozitatea slab exprimată, de culoare închisă, și se remarcă uneori prin abundența granărilor, dispuse pe anumite suprafete. În ce privește micașisturile cu două mice, datorită retromorfismului ele capătă un aspect specific, asemănător filitelor; sunt foarte șistoase, se desfac uneori în foi subțiri, nu sunt microcutate și au un luciu satinat pe suprafetele de foliație, datorită muscovitului de neoformație foarte mărunt.

1.2.2. Formațiunea cu aspect de conglomerat care alcătuiește etajul structural superior al unității de Iacobeni (= Rodna?) apare în două varietăți: una polimictică, alta oligomictică. Cimentul ambelor varietăți este identic. El constă din fragmente foarte mărunte de micașisturi cu două mice, limonitizate, culoarea cimentului fiind roșie din această cauză. La varietatea polimictică, elementele sunt reprezentate prin amfibolite, micașisturi cu două mice, paragnaise cuarțitice cu biotit, gnais porfiroide de Pietrosu, adică roci ale celor două unități tectonice aflate în contact. La varietatea oligomictică, elementele sunt reprezentate numai prin micașisturi cu două mice, retromorfe. Prima varietate se află chiar sub planul de șariaj, a doua varietate pare a sta uneori și la o oarecare distanță dedesubtul planului de șariaj. Este probabil ca varietatea oligomictică să fie generată în legătură cu avansarea unității de Pietrosu Bistriței peste cea de Iacobeni (= Rodna?), în timp ce varietatea polimictică ar putea fi într-adevăr un conglomerat, deși este dificil de înțeles cum de conține elemente reprezentate prin roci ale ambelor unități tectonice în contact. La varietatea polimictică elementele pot atinge zeci de centimetri în diametru; la cea oligomictică sunt mai mărunte. Deocamdată nu putem da un răspuns mulțumitor privitor la geneza acestei formațiuni.

1.3. *Unitatea de Pietrosu Bistriței.* Folosim pentru această unitate numele de „Pietrosu Bistriței și nu „Pietrosu”, deoarece numele de pinza de „Pietros” este întrebuintat de geologii sovietici pentru o subunitate a pinzei de Ceahlău (pentru digitația Bodoc a acesteia, fide Săndulescu, 1972). Superioară unității de Iacobeni (= Rodna?) unitatea de Pietrosu Bistriței este deschisă în valea Bistriței la Zugreni, și pe totuși afluenții de dreapta ai Bistriței pînă la sud de regiunea cartată de noi. Aria ei de aflorare în acest perimetru poate fi numită fereastră Bistriței. Este compusă din roci care, pe criterii de metamorfism și structurale le atribuim seriei de Rebra. Unitatea de Pietrosu Bistriței este constituită dintr-un singur etaj structural cu două orizonturi petrografice: al paragnaiselor cuarțitice cu biotit (inferior); al gnaiselor porfiroide de Pietrosu (superior). Unitatea de Pietrosu Bistriței prezintă o complicație internă, și anume,

⁷ Op. cit. pct. 4.

între valea Bârnărelului și pîriul Izvoru Rău se observă cum paragnaisele cuarțitice cu biotit din flancul vestic al anticinalului Zugreni-Barnar, încalecă peste gnaisele porfiroide de Pietrosu din flancul său estic. Denumim această încalecare digitația Bârnărel-Izvoru Rău, după locul unde se vede mai bine.

Paragnaisele cuarțitice cu biotit care constituie masa principală de roci a orizontului cu acest nume, sunt roci de origine pelitică, uniforme din punct de vedere mineralologic, compacte, dure și cu sistozitatea destul de slab exprimată din cauza microcutării foliașiei celei mai proeminente (S_2).

Paragnaisele cuarțitice cu biotit au culoare cenușie, fără nuanță ruginie caracteristică pentru micașisturile cu două mice ale unității de Iacobeni (= Rodna ?). Spre partea superioară a stivei, biotitul se cloritizează treptat, ajungîndu-se uneori pînă la cloritizarea aproape completă. În acest caz rocile pot fi confundate cu metamorfite din zona cloritului. Totuși la o examinare atentă se observă lamele de biotit singulare sau în îngrămădiri, în poziții oblice față de foliașia cea mai proeminentă. În paragnaisele cuarțitice cu biotit se intercalează nivele subțiri de roci cuarțo-feldspatice și amfibolite. Rocile cuarțo-feldspatice au structură porfiroblastică și culoare deschisă, care se detasează pe fondul cenușiu închis al paragnaiselor cuarțitice cu biotit. Asociațiile de minerale ale rocilor menționate sunt înscrise în tabelul 1. Cu totul sporadic s-au mai întlnit cîteva lentile mici de calcar cristaline.

Gnaisele porfiroide de Pietrosu, a căror asociație de minerale este de asemenea înscrisa în tabelul 1, reprezintă o formațiune foarte caracteristică din punct de vedere petrografic. În corpul masiv din flancul estic al anticinalului Zugreni-Barnar sunt foarte compacte, cu sistozitatea greu observabilă. Corpurile mai subțiri din flancul vestic al aceluiași anticinal, sunt sistoase, chiar microcutate, aproape complet cloritizate, ceea ce ridică probleme de recunoaștere în teren. Gnaiselor porfiroide de Pietrosu le este caracteristică structura porfiroclastică, dată de granule de cuarț albăstrui, alungite și aplatizate în foliașia S_0 . De asemenea, sunt singurele roci din aria cartată în care feldspatul se dezvoltă ocular. Aspectele oculare se limitează la porțiunile cloritizate ale corpurilor de gnaise porfiroide.

1.4. Unitatea de Mestecăniș. Repauzează pe unitatea de Pietrosu Bistriței în flancul vestic al anticinalului Zugreni-Barnar. Este constituită din roci ale seriei de Tulgheș cu acumulări de minerale manganifere (oxizi superiori de mangan sub formă de fragmente au fost găsiți de noi spre izvoarele pîriului Rusca). Unicul etaj structural al acestei unități este compus din roci ale complexului Tg_2 , reprezentate prin: cuarțite negre, cuarțite albe, metapelite, roci cuarțo-feldspatice (porfirogene), calcar cristaline. Asociațiile de minerale întlnite în rocile cuarțo-feldspatice și în metapelite sunt înscrise în tabelul 1.

1.5. Unitatea Bucovinică (Sandulescu, 1967, 1968). În aria cercetată, unitatea Bucovinică este constituită din roci ale seriei de Tulgheş, cu acumulări de sulfuri. Seria de Tulgheş este reprezentată prin roci ale complexelor Tg_1 și Tg_2 . Complexul Tg_2 fiind în general bine cunoscut în regiune din punct de vedere petrografic, în tabelul 1 au fost inserse numai asociațiile de minerale ale rocilor cuarțo-feldspatice și ale metapelitelor întâlnite în complexul Tg_1 . Acest complex se dezvoltă între gnaisele porfiroide de Pietrosu ale unității de Pietrosu Bistriței, și prima bandă de cuarțite negre a complexului Tg_2 , de la sud de Zugreni și pînă în apropiere de gura rîului Barnar. Complexul Tg_1 este alcătuit din șisturi cuarțoase, muscovito-cloritoase, uneori cuartitice (metapelite) între care se intercalează în poziție mediană un orizont de roci cuarțo-feldspatice. Rocile cuarțo-feldspatice au aspecte variabile, de la varietăți cu granulație fină și culoare cenușiu-verzui, pînă la varietăți cu structură porfiroblastică și culoare cenușie-albicioasă. În metapelite proporțiile mineralelor componente variază în limite largi. Rocile sunt întotdeauna bogate în cuarț, sunt șistoase, iar nuanțele lor de culoare merg de la argintiu pentru varietățile cu mult muscovit, pînă la verzui pentru varietățile cloritoase.

2. Probleme de metamorfism

2.1. Metamorfismul unității maramureșene. Asociația de minerale metamorfe din rocile unității maramureșene nu permite emiterea unei judecăți sigure asupra evenimentelor metamorfe care le-au afectat. Într-o singură secțiune s-a întîlnit biotit, plagioclazul este albitic, cloritul are aspect de mineral inițial în șisturile de origine pelitică. Pe baza acestor informații putem concluziona că, gradul inițial de metamorfism al rocilor în discuție n-a depășit zona biotitului, și este comparabil deci, cu cel al seriei de Tulgheş. Totuși, argumentația de mai sus nu este suficientă spre a susține că metamorfitele unității maramureșene aparțin într-adevăr seriei de Tulgheş.

2.2. Seria de Rebra în unitatea de Iacobeni (= Rodna?). Faptu că seria de Rebra este polimetamorfă se cunoaște deja (Kräutner, 1968). În orizontul micașisturilor retromorfe, și în special în nivelul micașisturilor cu staurolit-andaluzit-cordierit sub microscop se constată relații de succesiune între minerale, care conduc la concluzia că există mai multe parageneze în cadrul aceleiași asociații de minerale. În ordinea generării aceste parageneze sunt: a-staurolit-almandin-biotit-muscovit I; b-cordierit-andaluzit, formate pe seama staurolitului; c-clorit-muscovit II, formate pe seama biotitului. Spre partea superioară a orizontului micașisturilor retromorfe, ultima parageneză înlocuiește aproape total biotitul. Substituirea staurolitului prin cordierit și andaluzit, se poate deduce din raporturile structurale. Staurolitul de obicei este inclus în andaluzit și cordierit; cristalele de staurolit sunt fie scheletice, fie îmbucătățite și rămîn adesea ca fragmente izolate în masa mineralului de neoformărie;



aceste fragmente izolate au extincție simultană. Totodată, andaluzitul și cordieritul cresc ulterior evenimentului tectonic care produce o microcutare decimetrică de tip alunecare, însotită de o foliație incipientă de tip plan axial. În ce privește apariția paragenezei muscovit II-clorit pe seama biotitului, se remarcă faptul că, mineralele de neoformare cresc într-o nouă foliație, care spre partea superioară a micașisturilor retromorfe devine unică vizibilă, și care afectează toate mineralele preexistente, inclusiv cordieritul și andaluzitul. Considerăm că toate cele trei parageneze aparțin unor condiții termodinamice de metamorfism regional. De aceea vom încerca în continuare să discutăm, în măsura în care există date experimentale, parametrii fizici ai celor trei evenimente metamorfe menționate. Relațiile termodinamice care caracterizează paragenezele sunt redate grafic în figura 2. Parageneza staurolit-almandin-biotit-muscovit se înscrie probabil în zona notată cu A, deasupra spațiului punctat, deoarece în interiorul spațiului respectiv staurolitul și cordieritul pot coexista la echilibru, și de asemenea împreună cu andaluzitul. Or, relațiile structurale nu indică prezența unui andaluzit sau cordierit contemporane cu staurolitul. În orice caz, prima parageneză trebuia să fie deasupra reacției IX, care indică instabilitatea staurolitului în prezența cuarțului și almandinului (parageneza inițială are almandin). În concluzie, parageneza staurolit-almandin-biotit-muscovit I, corespunde la ceea ce a fost numit metamorfism de tip Barrowian (Winkler, 1967).

Parageneza cu cordierit-andaluzit formată pe seama staurolitului se înscrie în cimpul B dacă se acceptă diagrama lui Richardson et al. (1969) pentru stabilitățile silicatiilor de aluminiu, sau în cimpul B', dacă se acceptă diagrama lui Holdaway (1971), pentru stabilitățile acelorași minerale. După părerea noastră, prima diagramă este mai în acord cu datele petrografice și în general aceasta este folosită (spre exemplu Winkler et al., 1974). Cimpul B este mărginit la partea superioară de reacția VI, adică limita de stabilitate a staurolitului în prezența cuarțului și la partea inferioară de reacția VII, care indică instabilitatea muscovitului în prezența cuarțului. Deci parageneza cu cordierit-andaluzit corespunde la ceea ce a fost numit metamorfism de tip Abukuma (Winkler, 1967).

Parageneza cu clorit-muscovit II formată prin înlocuirea biotitului, se înscrie în cimpul C din figura 2, întrucât se cunoaște din observațiile petrografice de ansamblu, că această reacție are loc în afara domeniului de stabilitate a staurolitului și/sau cordieritului (spre exemplu Winkler, 1970). Restrîngerea cimpului de presiune spre portiunea cu valori mici a diagramei, o facem bazați pe lucrarea lui Kräutner et al. (1975), care au dedus din studiul muscovitului prin metoda geobarometrică (determinarea parametrului b_0) că în Carpații Orientali metamorfismul hercinic a fost de presiune joasă și temperatură coborită. În ce privește încadrarea în timp a celor trei evenimente metamorfe putem judeca sprijindu-ne pe informațiile generale existente asupra evoluției terenurilor cristaline carpatiche. Pentru Carpații Orientali, Kräutner (1972) și Kräutner et al. (1975) recunosc trei cicluri orogenetice prealpine, cărora li se asociază trei evenimente metamorfe: Dalslandian,



Assyntic (Baicalian) și Hercinic. Autorii cități plasează seria de Rebra în Dalslandian, cea de Tulgheș în Assyntic (Baicalian), și seriile de Repedea și Tibău în Hercinic. În ce ne privește acceptăm schema de mai sus cu o modificare, și anume credem că seria de Rebra a fost metamorfozată

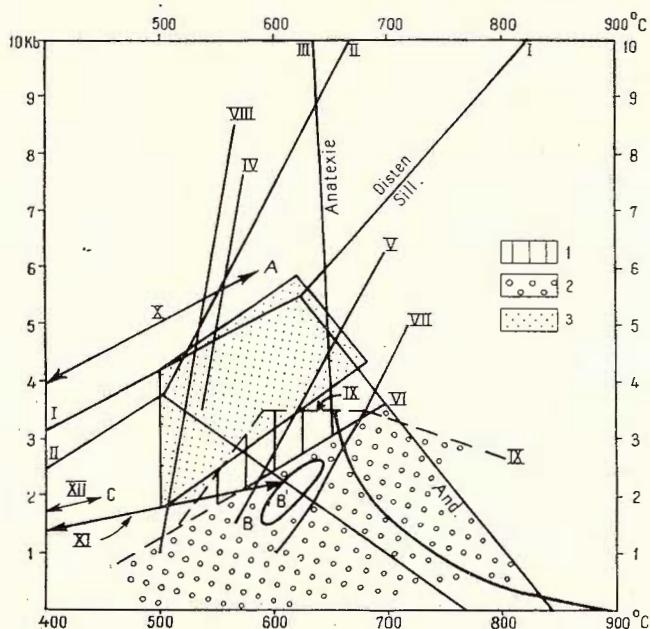


Fig. 2. — Evoluția în cimpul P-T a serici de Rebra.

I — echilibrele între silicătii de aluminiu după Richardson et al. (1969); II — echilibrele între silicătii de aluminiu după Holdaway (1971); III — curba începerii anatexiei (fide Richardson et al., 1969); IV — reacția $\text{Cl} + \text{M} = \text{St} + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$, după Hoschek (1969); V — reacția $\text{St} + \text{M} + \text{Q} = \text{silicat de aluminiu} + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$, după Hoschek (1969); VI — reacția $\text{St} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{silicat de aluminiu}$, după Hoschek (1969) și Ganguly (1972); VII — reacția $\text{M} + \text{Q} = \text{K} - \text{Fd} + \text{silicat de aluminiu}$ (fide Hoschek, 1969); VIII — reacția $\text{Fe} - \text{cloritoid} \rightarrow \text{Fe} - \text{St} + \text{M} + \text{Q}$ după Wenk (1974); IX — reacția $\text{St} + \text{Alm} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{H}_2\text{O}$ după Richardson (1968); 1 — cimp în care St nu mai este stabil în prezența Alm și Q, dar e încă stabil în prezența numai a Q (Richardson, 1968); 2 — cimp în care e stabil Cord ferifer în prezența And, dar nu mai e stabil St (Richardson, 1968); 3 — cimp în care sint stabile St + Cord în prezența unui silicat de aluminiu (Ganguly, 1972); A — cimp de P-T în care presupunem că s-a format parageneza $\text{St} - \text{Bi} - \text{M} - \text{Alm}$; B — cimp de P-T în care presupunem că s-a produs reacția $\text{St} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{And}$ dacă admitem diagrama de echilibru a silicătilor de aluminiu după Richardson et al. (1969); B' — limitarea cimpului B dacă se admite diagrama de echilibru a silicătilor de aluminiu după Holdaway (1971); X — creșterea și descreșterea gradientului geotermic presupusă în timpul metamorfismului assyntic timpuriu; XI — creșterea și descreșterea gradientului geotermic presupusă în

123187

într-o fază timpurie a orogenezei assyntice și nu în Dalslandian. Motivul pentru care judecăm astfel este că, dacă admitem seria de Rebra ca metamorfozată în Dalslandian, atunci din Dalslandian și pînă în baza Vendianului sau chiar a Cambrianului (cele mai recente determinări de vîrstă izotopice G. Popescu, 1975⁸ pentru seria de Tulgheș — vîrstă Pb—Pb, model Holmes-Houtermans, pe galene din zăcăminte stratiforme de sulfuri Burloaia și Gura Băii — dău cea mai mare cifră 545 m.a.) trebuie să presupunem denudarea teritoriului care a avut în fundamente seria de Rebra. Această ipoteză nu se pare mai puțin probabilă pentru un domeniu mobil al scoarței, cînd știm că și în multe arii precam briene de platformă, a existat în acest interval o sedimentare notabilă, iar pentru domeniile mobile s-a pus în evidență în baza Vendianului (vorbind temporal), un metamorfism denumit Katangan (Salop, 1972).

Parageneza cu andaluzit-cordierit, formată prin înlocuirea staurolitului, posibil să reflecte metamorfismul assyntic tirziu (Baicalian), care a metamorfozat seria de Tulgheș în Carpații Orientali. Kräutner et al. (1975), cred că ar fi tot un metamorfism de tip Barrowian, deși există și indicii de presiune mai joasă. Trebuie să menționăm că parage-

timpul metamorfismului assyntic tirziu (Baicalian); XII — creșterea și descreșterea gradien-
tului geotermic presupusă în timpul metamorfismului Hercinic.

Evolution de la Série de Rebra dans le champ P—T. I — les équilibres entre les silicates d'aluminium, d'après Richardson et al. (1969); II — les équilibres entre les silicates d'aluminium d'après Holdaway (1971); III — la courbe du début de l'anatexie (fide Richardson et al., 1969); IV — la réaction $\text{Cl} + \text{M} = \text{St} + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$, d'après Hoschek (1969); V — la réaction $\text{St} + \text{M} + \text{Q} = \text{silicate d'aluminium} + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$, d'après Hoschek (1969); VI — la réaction $\text{St} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{silicate d'aluminium}$, d'après Hoschek (1969) et Ganguly (1972); VII — la réaction $\text{M} + \text{Q} = \text{K} - \text{Fd} + \text{silicate d'aluminium}$ (fide Hoschek, 1969); VIII — la réaction Fe-chloritoïde $\rightarrow \text{Fe} - \text{St} + \text{M} + \text{Q}$, d'après Wenk (1974); IX — la réaction $\text{St} + \text{Alm} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{H}_2\text{O}$ d'après Richardson (1968); 1 — champ dans lequel St n'est plus stable en présence de l'Alm et Q, mais il est encore stable seulement en présence du Q (Richardson, 1968); 2 — champ dans lequel est stable le Cord ferrifère en présence de l'And, mais le St n'est plus stable (Richardson, 1968); 3 — champ dans lequel sont stables St + Cord en présence d'un silicate d'aluminium (Ganguly, 1972); A — le champ de P—T dans lequel s'est formée, selon notre supposition, la paragénèse $\text{St} - \text{Bi} - \text{M} - \text{Alm}$; B — le champ de P—T dans lequel nous supposons que se soit produite la réaction $\text{St} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{And}$, si l'on admet le diagramme d'équilibre des silicates d'aluminium d'après Richardson et al. (1969); B' — la limitation du champ B, si l'on admet le diagramme d'équilibre des silicates d'aluminium d'après Holdaway (1971); X — l'augmentation et la diminution du gradient géothermique supposées avoir eu lieu pendant le métamorphisme assyntique précoce; XI — l'augmentation et la diminution du gradient géothermique supposées avoir eu lieu pendant le métamorphisme assyntique tardif (Baikalien); XII — l'augmentation et la diminution du gradient géothermique supposées avoir eu lieu pendant le métamorphisme hercynien.

⁸ Arh. I.P.E.G. „Maramureș” Baia Mare.



nezele cu andaluzit și cordierit sunt specifice teritoriilor străbătute de un flux termic foarte ridicat, corelat în general cu pătrunderea la nivele superioare a unor mari mase de topituri granitice. Or mulți cercetători admit că vîrstă granitizării autohtonului danubian se poatea probabil undeva la limita dintre Precambrian și Paleozoic. Într-o lucrare anterioară, B a l i n t o n i (1975) ajunge la concluzia că migmatizarea metasomatică din cristalinul getic, posibil să fie sincronă cu granitizarea din domeniul danubian. B e r c i a (1975) descrie o parageneză de presiune scăzută în petecul de cristalin getic din munții Godeanu, avansind ipoteza că ar putea apartine unui eveniment metamorf ulterior celui ce a afectat inițial seria de Sebeș-Lotru, iar H i r t o p a n u (1975), tot în domeniul getic, la est și sud de regiunea descrisă de B e r c i a, menționează parageneze cu andaluzit, sillimanit, cordierit, ulterior paragenezelor cu staurolit și probabil disten.

Coroborînd toate aceste informații, ni se pare probabilă ipoteza că evenimentul metamorf de la finele Precambrianului sau începutul Paleozoicului care a afectat și cristalinul carpatic precambrian, s-a manifestat în unele locuri ca un „dom termic”, dînd parageneze de temperatură ridicată și presiune scăzută. Pentru teritoriul situat la interior față de cel danubian, aceste creșteri locale ale temperaturii au putut fi provocate de intruziuni granitice rămase în profunzime. Nu întrevedem posibilitatea de a putea fi localizate, deoarece metamorfitele în care sunt descrise paragenezele respective stau în pînze de şariaj.

Referitor la această problemă mai semnalăm că în perimetrul Zugreni, staurolitul este stabil și nu se observă reacția de formare a andaluzitului și cordieritului. Acest lucru sprijină ideea că parageneza cu andaluzit și cordierit din zona descrisă de noi nu are extensie regională, situație asemănătoare cu cea din cristalinul getic al Carpaților Meridionali. Este important de subliniat că acest al doilea eveniment metamorf decelabil în seria de Rebra, nu poate fi observat decât în cazul unor parageneze favorabile, care permit fie reacții de deshidratare, fie de transformare polimorfă. Prin urmare, o parageneză de tipul cuart-plagioclaz-biotit-muscovit-almandin, va rămîne neschimbătă după trecerea prin cîmpul de P-T care a determinat reacția de înlocuire a staurolitului, și nu vom putea afirma pe baze mineralogice că rocile sunt polimetamorfe. Cel de-al treilea eveniment metamorf sesizabil în rocile seriei de Rebra a avut un caracter retrograd și crește în intensitate cu apropierea de partea superioară a orizontului micașisturilor retromorfe. Cloritizarea biotitului devine observabilă de la nivelul la care începe să se dezvolte o nouă foliație, care foarte rapid ajunge să șteargă aproape complet foliațile preexistente. Admitem fără reticențe că retromorfismul seriei de Rebra a fost provocat de metamorfismul hercinic, care, după K r ä u t n e r et al. (1975) a generat în sedimentele de vîrstă paleozoică medie-superioară, parageneze de presiune și temperatură cobarite. Intensitatea crescătoare a transformărilor mineralogice retromorfe spre partea superioară a infrastructurii, în timpul metamorfismului hercinic, a fost cauzată evident de faptul că, reacția de

cloritizare a biotitului fiind o reacție de hidratare, ea s-a manifestat numai pînă unde a pătruns apa în infrastructură.

2.3. Seria de Rebra în unitatea de Pietrosu Bistriței. Am spus anterior că după părerea noastră, metamorfitele unității de Pietrosu Bistriței se atașează seriei de Rebra. Evident polimetamorfe, rocile acestei unități etalează totuși numai două parageneze succesive și nu trei ca micașurile cu staurolit-cordierit-andaluzit ale unității de Iacobeni(= Rodna ?). Cauza, credem, rezidă parțial în absența unor asociații mineralogice care să permită distingerea unor transformări de tipul staurolit \rightarrow cordierit + andaluzit. Metamorfismul inițial al rocilor unității de Pietrosu Bistriței poate fi apreciat după următoarele parageneze :

- Pl (An 25–45)⁹— Bi—Alm în paragnaisele cuarțitice cu biotit ;
- Pl (pînă la An 45)—Bi în gnaisele porfiroide de Pietrosu ;
- Ho—Pl (An 30–35) în amfibolite.

Judecînd pe baza diagramei lui Winkler din 1970 (fig. 8, p. 227), aceste parageneze se înscriu dincolo de izogradele „staurolit-in” și „clorit-out”, deducție în concordanță cu gradul de intensitate presupus pentru primul metamorfism ce a operat în seria de Rebra din unitatea de Iacobeni(=Rodna ?).

Paragenezele care indică influența puternică a retromorfismului hercnic sint : clorit-muscovit în paragnaisele cuarțitice cu biotit ; clorit-muscovit-albit-epidot în gnaisele porfiroide de Pietrosu. Prima parageneză se formează prin înlăuirea biotituui ; cea de a doua prin înlăuirea biotitului și a plagioclazului. Ambele reacții devin treptat mai intense spre partea superioară a unității de Pietrosu Bistriței și însotesc o foliație extrem de penetrativă (S_2) ; în flancul vestic al anticinalului Zugreni-Barnar această foliație ajunge singura observabilă macroscopic chiar și în corpurile de gnaisă porfiroide de Pietrosu. Începînd de la partea lor superioară, retromorfismul hercnic a pătruns inegal în rocile unității de Pietrosu Bistriței. Gnaisele porfiroide din flancul estic al anticinalului Zugreni-Barnar, care sint groase, au fost retromorfozate numai superficial, pe cînd cele din flancul vestic sint diaforizate pe toată grosimea împreună cu o bună parte din paragnaisele cuarțitice cu biotit de dedesupt.

2.4. Seria de Tulgheș în unitățile de Mestecăniș și Bucovinică. În 1973, Bălintoni și Chițim uș au prezentat date privind metamorfismul seriei de Tulgheș, rezultate din analiza paramorfozei de rutil după brookit, omniprezentă în metapelite. Două observații le considerăm esențiale în acest sens :

a) Într-un prim eveniment, brookitul s-a transformat total în rutil în condiții de metamorfism static :

b) Ulterior, rutilul din paramorfoze a recristalizat parțial, concomitant cu generarea unei foliații de crenulație care a afectat mecanic para-

⁹ Conținutul în An al plagioclazilor a fost determinat prin metoda extincțiilor în zona perpendiculară la (010), combinată cu compararea indicilor de refracție ai plagioclazilor cu cei ai cuarțului.



morfozele ; în același moment s-a produs și o cloritizare a biotitului. Întrucât rocile seriei de Tulgheș, după cele mai recente vîrste izotopice Pb—Pb¹⁰, sănt cel puțin parțial cambriene, interpretăm cele două evenimente astfel :

Transformarea brookitului în rutil a fost determinată de metamorfismul progresiv al seriei de Tulgheș (Assyntic tîrziu-Baicalian), deci de același eveniment care presupunem că a amorsat reacția de înlocuire a staurolitului prin cordierit și andaluzit în rocile seriei de Rebra. Intensitatea metamorfismului assyntic tîrziu (Baicalian) s-a ridicat în rocile seriei de Tulgheș, în aria cercetată, pînă la nivelul zonei biotitului. Deoarece după studiile experimentale ale lui Dachille et al. (1968) tranziția brookit→rutil are loc cu creșterea de P—T, trebuie să admitem că brookitul a fost de origine sedimentară.

În ce privește cel de-al doilea eveniment metamorf, aspectele mineralogice menționate și cunoașterea faptului că, în regiunea Cîrlibaba seria de Tîbău repauzează transgresiv peste cea de Tulgheș, permit după părerea noastră o singură interpretare : se datorește orogenezei hercincice.

În concluzie la acest capitol, subliniem caracterul foarte complex al evoluției metamorfe a seriilor de Rebra și Tulgheș ; tendința majoră de modificare a principaliilor factori care controlează metamorfismul (temperatura și presiunea) este aceea de scădere a gradului lor de intensitate, cu deosebire clar exprimată în evenimentul metamorf hercinic. Succesiunea evenimentelor metamorfe în seria de Rebra și cea de Tulgheș, este redată sintetic în tabelul 2.

TABELUL 2

Evenimentele metamorfice care au afectat seriile de Rebra și de Tulgheș în partea centrală a Carpaților Orientali: parageneze și tipuri de metamorfism

Vîrstă metamorfismului	Parageneze			Tip de metamorfism
	Seria de Rebra în unitatea de Iacobeni (=Roldna ?)	Seria de Rebra în unitatea de Pietrosu-Bistriței	Seria de Tulgheș	
Assyntic timpuriu ?	St-Bi-MI-Alm	Pl(An 25–45)-Bi-MI-Alm Ho-Pl(An 30–35)	—	Barrowian
Assyntic tîrziu (Baicalian)	And-Cord	?	Bi-Cl-M-RI	Local Abukuma
Hercinic	MII-Cl	MII-Cl Ab-Ep	Cl RII	De T și P coborite

Abrevieri : St = staurolit ; Bi = biotit ; MI = muscovit generația I-a ; Alm = almandin ; And = andaluzit ; Cord = cordierit ; MII = inuscovit generația a II-a ; Cl = clorit ; P = plagioclaz ; Ho = hornblendă ; Ab = albă ; Ep = epidot ; RI = rutil generația I-a ; RII = rutil generația a II-a.

¹⁰ Op. cit. pct. 8.



3. Foliații

Foliațiile se înscriu într-un domeniu bine delimitat de proprietăți structurale ale rocilor metamorfe. Întrucât analiza microtectonică necesită un studiu special, depășind deci obiectul lucrării de față, vom prezenta cîteva date cu caracter preliminar din care să reiasă aspectul general al problemei și modul în care am abordat-o. În esență este vorba de enunțul noțiunilor și ilustrarea lor prin exemple concrete. De asemenea, avînd în vedere importanța cunoașterii elementelor structurale în înțelegerea evoluției geologice a formațiunilor, încercăm o corelare între diferențele grupuri de foliații și evenimentele metamorfe și tectonice recunoscute în zona studiată. Succesiunea foliațiilor a fost dedusă din relațiile de intersectare între seturile de plane S , și din observarea microscopică a raporturilor între minerale și planele S . În perimetru studiat, linia modernă de analiză, microtectonică se datorește lui I. Bercia și Elvira Bercia (1970 - raport¹¹, 1970 comunicare), ce deosebesc o foliație de stratificație și un clivaj de strain și alunecare (clivaj de forfecare), ce trece în sistozitate de laminare datorită șariajului alpin.

Întrucât autorii citați descriu numai o parte din foliațiile existente în regiune a apărut necesitatea lărgirii și precizării vocabularului. În acest scop s-a pornit de la tratatul de tectonică a lui Whitten (1966), ținind cont de recomandarea ca termenii să aibă sens descriptiv. Noțiunile propuse de Whitten sunt însă insuficiente spre a acoperi nevoie impuse de teren, pe de o parte, iar pe de alta, autorul limitează noțiunea de grup de plane S penetrative, la cazurile în care planele S sunt însotite de neoblasteză. Noi opinem pentru extinderea termenului de foliație spre a denumi orice set penetrativ de plane S , fie că sunt sau nu metamorfe, însotite sau nu de neoblasteză. Termenii adoptați de noi sunt următorii : 1. Foliație paralelă cu stratificație ; 2. Foliație plan-axială ; 3. Foliație de crenulație ; 4. Foliație de flexionare ; 5. Foliație de laminare ; 6. Foliație de fracturare ; 7. Foliație mineralologică.

Prinii trei termeni sunt preluăți ca atare din Whitten ; cel de-al patrulea este adaptarea noțiunii de „kinked cleavage” a lui Whitten ; cel de-al cincilea se află în lucrarea lui Turner și Weiss, (1963), iar cel de-al șaselea este un termen întrebuită de mulți autori, de fiecare dată însă cu alt sens ; cel de-al saptelea îl propunem spre a descrie o situație pentru care nu am aflat un termen adecvat în literatură. Termenul de foliație de laminare l-am adoptat pentru : a-cazurile cînd foliația anteroară se mai recunoaște numai prin mineralele relicte dispuse discordant față de noua foliație ; b-cazul în spateal gnaiselor porfiroide de Pietrosu, care, nu par să fi posedat o stratificație inițială și nici nu au fost microcuteate în evenimentele metamorfe (ne referim în special la corpul masiv din flancul estic al anticinalului Zugreni-Barnar) ; în ele, cu o singură excepție — foliația $S4$ local — seturile de plane S de diferite vîrstă se întrelapă sub diferite unghiuri fără a se produce deformări ale planelor preexistente ; c-unele împrejurări cînd în apropierea planelor de șariaj

¹¹ Op. cit. pct. 3.

este vizibilă actualmente o singură foliație, generată evident prin laminare. Termenul de foliație de fracturare l-am folosit pentru foliația dezvoltată post-metamorf, la care distanțele între planele S sint în medie centi-

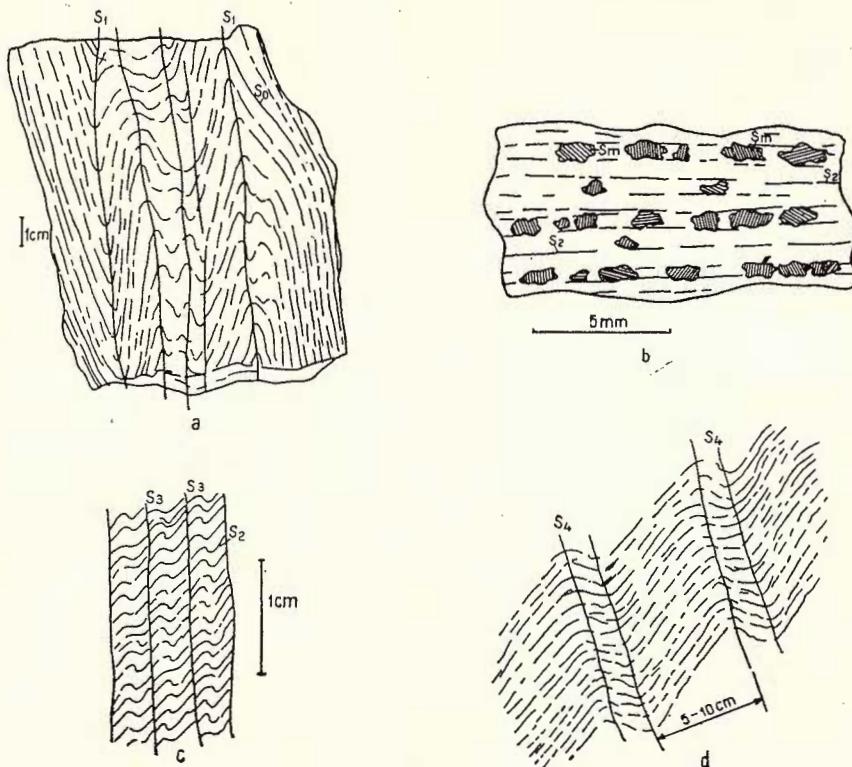


Fig. 3. — Tipuri de foliații. a, So = foliație paralelă cu stratificația ; unitatea de Iacobeni (= Rodna ?), seria de Rebra, orizontul amfibolitelor, pârâul Captalan. S1 = foliație plan-axială ; idem. b, S2 = foliație de laminare ; unitatea de Iacobeni (= Rodna ?), seria de Rebra, orizontul micașisturilor retromorfe, culmea dintre pâraiele Captalan și Dranița. Sm = foliație mineralogică ; idem. c, S3 = foliație de crenulație ; unitatea de Iacobeni (= Rodna ?), orizontul micașisturilor retromorfe, sub planul de șariaj, cursul superior al Bârnărelului, versantul stng. d, S4 = foliație de flexionare ; unitatea de Pietrosu Bistriței, orizontul gneiselor porfiroide de Pietrosu, valea Bârnărelului.

Types de foliations. a, So = foliation parallèle à la stratification ; Unité de Iacobeni (= Rodna ?), Série de Rebra, horizon des amphibolites, ruisseau Captalan. S1 = foliation plan-axiale ; idem. b, S2 = foliation de lamination ; Unité de Iacobeni (= Rodna ?), Série de Rebra, horizon des micaschistes rétromorphes, la cime entre les ruisseaux Captalan et Dranița. Sm = foliation minéralogique ; idem. c, S3 = foliation de crénélation ; Unité de Iacobeni (= Rodna ?), horizon des micaschistes rétromorphes, au-dessous du plan de charriage, cours supérieur du Bârnărel, versant gauche. d, S4 = foliation de flexion ; Unité de Pietrosu Bistriței, horizon des gneiss porphyroïdes de Pietrosu, vallée du Bârnărel.

metrice sau decimetrice. Nu am considerat aceste plane fisuri de tensiune deoarece : au înclinări constante în aceeași direcție, pe mulți kilometri ; în unele locuri au aspect de foliație de flexionare, ceea ce dovedește că s-au format prin forfecare.

Termenul de foliație mineralologică îl propunem spre a desemna foliații relicte care mai pot fi recunoscute astăzi doar prin mineralele deformate, în special mice, rămase între domeniile dintre planele S ale noii foliații, cu poziții în general oblice. Foliația definită astfel nu conferă rocilor șistozitate, iar relațiile mineralelor relicte cu vechile foliații nu pot fi deduse numai prin analiza structurală. De aceea vom folosi pentru această foliație notația Sm . Exemplificăm tipurile de foliații menționate prin figura 3 realizată după eșantioane sau după aspecte vizibile în teren. Succesiunea foliațiilor și corelarea lor cu evenimentele metamorfe și tectonice recunoscute în regiunea cercetată, clasate pe unități tectonice și serii cristaline, sunt înscrise în tabelul 3.

TABELUL 3

Corelarea foliațiilor din seriile de Rebra și Tulgheș cu evenimentele de metamorfism și tectonice care le-au afectat

Vîrstă foliației	Seria de Rebra din unitatea de Iacobeni (=Rodna) ?		Seria de Rebra din unitatea de Pietrosu Bistriței		Seria de Tulgheș
	Pină la partea mediană a oriz. micașisturilor retromore	La partea sup. a oriz. micașisturilor retromore	Orizontul paragnaiselor cuartitice cu biotit	Orizontul gnaieselor porfiroide de Pietrosu	
Assyntică timpurie ?	Foliație paralelă cu stratificația (So)	Foliație mineralologică (Sm)	Foliație mineralologică (Sm)	Foliație de laminare (So)	—
Assyntică tirzie (Baicaliană)	Foliație plan-axială (S1)			Foliație de laminare (S1)	Foliație paralelă cu stratificația (SO)
Hercinică	—	Foliație de laminare (S2)	Foliație de laminare (S2)	Foliație de laminare (S2)	Foliație de crenulație (S1)
Alpină legată de șariaje	—	Foliație de crenulație (S3)	Foliație de crenulație și laminare (S3)	Foliație de laminare (S3)	?
Alpină post-șariaje	Foliație de fracturare (S4)	Foliație de fracturare (S4)	Foliație de fracturare (S4)	Foliație de flexionare (S4)	Foliație de fracturare (S3)



4. Tectonica majoră

Din cele enunțate pînă acum, reiese că zona centrală a munților Bistriței este alcătuită dintr-o stivă de pînze de șariaj deschise de rîul Bistrița și afluenții săi în axul unui mare anticlinal asimetric, urmărit de noi de la Zugreni și pînă în versantul drept al rîului Barnar. Unitatea tectonică inferioară, vizibilă în ferestrele Arșița Barnarului și Arseneasa, o includem la pînzele maramureșene, denumire propusă de Krăutner (1972), iar unitățile suprapuse la pînzele bistrițene, denumire propusă de I. Bercea et al. (1971)¹².

4.1. Unitatea maramureșană. Faptul că de sub calcarale cu silicați ale seriei de Rebra aflorează sedimente mezozoice nemetamorfozate, suporțate la rîndul lor de roci metamorfozate mult mai slab decît cele ale seriei de Rebra, dovedește că unitatea de Iacobeni (=Rodna ?) nu reprezintă o unitate autohtonă, ci, are rang de pînză de șariaj. Sub ea stă o altă unitate, probabil tot cu rang de pînză, lucru ce nu poate fi precizat din datele posibil a se obține în această regiune. Gradul mai scăzut de metamorfism al rocilor de sub calcarale cu silicați din valea Barnarului a fost remarcat de Savul (1938), care le-a interpretat însă ca facies retromorf al rocilor mezozone. Deși metamorfitele acestei unități inferioare se asemănă cu cele ale seriei de Tulgheș, nu afirmăm că aparțin într-adevăr seriei respective, pentru că, la absența argumentelor petrografice și stratigrafice hotărîtoare, se adaugă cunoașterea cu certitudine a seriei de Tulgheș, numai în unitățile tectonice alpine superioare (de Mestecăniș, Bucovinică). Deoarece unitățile tectonice pot fi fragmentare datorită altor cauze decît eroziunea actuală (concept dezvoltat pentru cristalinul Carpaților Orientali de I. Bercea și Elvir Bercea, 1970)¹³ nu știm care anume unitate maramureșană este deschisă în ferestrele Arșița Barnarului și Arseneasa. Putem însă spune că, unitatea maramureșană descrisă de noi stă în aceleasi relații cu unitatea de Iacobeni (=Rodna ?), ca și pînza de Tomești cu pînza de Rodna în accepțiunea dată acestor unități de Mureșan (1976).

4.2. Unitatea de Iacobeni (= Rodna?). În 1976 Mureșan a reunuit o serie de fapte și raționamente care pledează pentru atașarea metamorfitelor seriei de Rebra din unitatea de Voșlobeni (M. Mureșan și Georgea Mureșan în I. Bercea et al. 1971)¹⁴ la unitatea tectonică formată din roci ale seriei de Rebra, care apare în ferestrele Iacobeni, Gheorghieni, Barnar, Neagra, Borsec. Unitatea vizibilă în aceste ferestre a fost denumită de I. Bercea et al. (1971)¹⁵ unitatea de Iaco-

¹² Arh. I.G.G. București.

¹³ Op. cit. pet. 3.

¹⁴ Arh. I. G. G. București.

¹⁵ Op. cit. pet. 14.

beni. Modificarea esențială pe care o operează M u r e s a n (1976) în unitatea de Iacobeni este că, detașează din ea formațiunile vizibile în fereastra Tomești, pe care autorii citați mai sus le considerau ca aparținând de asemenea unității de Iacobeni, și le acordă rang de pînză, cu poziție inferioară celei de Iacobeni. După aceea, paralelizează unitatea de Iacobeni în noua ei definire (adică fără formațiunile din fereastra Tomești, și cu formațiunile din unitatea de Voșlobeni adăugate) cu pînza de Rodna conturată de K r ä u t n e r (1968) în masivul cristalin al Rodnei. Pe baza principiului priorității, denumește apoi această mare unitate tectonică pînza de Rodna. Descoperirea ferestrelor Arșița Barnarului și Arseneasa, prin care se demonstrează poziția în pînză a seriei de Rebra din partea centrală a Carpaților Orientali, sprijină acest punct de vedere. Totuși, dacă includerea metamorfitelor seriei de Rebra în aceeași unitate tectonică, se poate realiza cu aproximare suficientă de la Iacobeni spre sud, spre nord situația este mai complicată și echivalență dintre unitatea de Iacobeni și unitatea de Rodna nu este încă dovedită. Din acest motiv, denumirea de unitatea de Iacobeni (=Rodna ?), pare mai în acord cu stadiul actual de cunoaștere. Limita inferioară a unității de Iacobeni (= Rodna ?) în aria descrisă este clară, formațiunile fiind sătiate la nivelul calcarelor cu silicati. Chestiunea limitei superioare este mult mai complicată, deoarece unitatea de Iacobeni (= Rodna ?) constituie paraautohtonul unei alte unități tectonice, formată din roci cu grad de metamorfism asemănător. Între cele două unități tectonice rocile sedimentare practic lipsesc. Primii care au observat că orizontul micașisturilor retromorfe al seriei de Rebra ia contact tectonic cu rocile de deasupra lui, au fost I. B e r c i a și E l v i r a B e r c i a (1970)¹⁶. Autorii citați reunesc aceste roci pe care le consideră aparținând în totalitate seriei de Tulgheș, în pînza de Bistrița.

4.3. Unitatea de Pietrosu Bistriței. Considerăm că paragnaisele cuarțitice cu biotit, împreună cu gnaisele porfiroide de Pietrosu, care din punct de vedere al metamorfismului apreciem că aparțin la seria de Rebra, formează o unitate tectonică de sine stătătoare. Argumentele în favoarea poziției în pînză de șariaj a unității de Pietrosu Bistriței peste cea de Iacobeni (=Rodna ?) sunt următoarele :

A) În mai multe puncte din bazinul Bârnărelului (pîrul Grui, aproape de confluența cu pîrul Șandru, versantul drept al Bârnărelului aval de pîrul Baba, la gura pîrului Baba etc.) și într-un loc în bazinul Barnarului, sub planul de șariaj repauzează formațiuni reprezentate prin conglomerate și/sau brecii tectonice cu aspect de conglomerate.

B) Paragnaisele cuarțitice cu biotit ale unității de Pietrosu Bistriței stau în discordanță unghiulară peste micașisturile retromorfe ale unității inferioare. Spre exemplu, pe cursul superior al pîrului Bârnărel în

¹⁶ Op. cit. pct. 3.

versantul stîng, benzile de calcare intercalate în micașisturile retromorfe se opresc în planul de șariaj, la cîteva zeci de metri deasupra firului apei.

C) Grosimea micașisturilor retromorfe ale unității de Iacobeni (= Rodna?) variază rapid atît transversal cît și pe direcție, ceea ce are drept consecință apariția sau dispariția unor nivele de la un loc la altul. La Zugreni în flancul estic al anticlinalului, orizontul micașisturilor lipsește cu totul și parțial chiar și cel al amfibolitelor. Pe Barnar, tot în flancul estic, din orizontul micașisturilor retromorfe mai este prezentat doar nivelul micașisturilor cu silicați de aluminiu.

D) Cele arătate la punctul C sunt valabile și pentru orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit al unității de Pietrosu Bistriței. În special pe flancul estic al anticlinalului Zugreni-Barnar acesta se subțiază pînă aproape de dispariție.

E) Stil microtectonic diferă în micașisturile retromorfe față de paragnaisele cuarțitice cu biotit. Astfel în primele, planele S_2 (de vîrstă hercinică) sunt netede la scară metrică, în timp ce în ultimele, planele S_2 (de asemenea de vîrstă hercinică) sunt predominant microcutate centimetric.

F) Înclinările și direcțiile celor mai proeminente foliații sincrone (S_2) măsurate în micașisturile retromorfe și în paragnaisele cuarțitice cu biotit, au valori diferite de o parte și alta a unui plan ce coincide cu planul de șariaj trasat pe baza altor argumente.

G) Anumite foliații neînsoțite de neoblasteză se dezvoltă numai în apropierea planului de șariaj.

H) În fine, un argument hotărîtor și pe care îl credem important în recunoașterea planelor de șariaj care pun în contact stive de roci cristaline este că, partea superioară a micașisturilor retromorfe, diaftorizate în unele locuri aşa de intens încît capătă aspect de sisturi filitice din zona cloritului, suportă paragnaisele cuarțitice cu biotit ale unității de Pietrosu Bistriței retromorfozate abia sesizabil la partea lor inferioară. În teren, rocile celor două unități se recunosc și prin culorile de alterație diferite. Micașisturile retromorfe au o tentă ruginie, cu atît mai pronunțată cu cît alterația este mai intensă, pe cînd paragnaiselor cuarțitice cu biotit le este caracteristică o nuanță cenușie-negricioasă.

În continuare rămîne să discutăm raporturile unității de Pietrosu Bistriței cu rocile seriei de Tulgheș care stau superior geometric. Dezvoltind observațiile comunicate cu alt prilej (Balintoni et al., 1974), actualmente putem afirma că gnaisele porfiroide de Pietrosu constituie un corp tabular cu o poziție controlată stratigrafic; ele stau normal peste orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit și suportă tectonic roci ale seriei de Tulgheș. Modul în care evenimentele metamorfismului hercinic au afectat mineralogic și structural gnaisele porfiroide și paragnaisele cuarțitice cu biotit de sub ele, permit concluzia că, rocile unității de Pietrosu Bistriței au funcționat ca infrastructura unei formațiuni metamorfozate în orogeneza hercinică, ulterior erodată. Admiterea acestui proces implică recunoașterea caracterului tectonic al contactului dintre rocile seriei de Tulgheș și cele subiacente, pe teritoriul la care se referă lucrarea. Alte observații în sprijinul aceleiași idei au fost prezentate de Balin-

toni et al. (1974). Unitatea de Pietrosu Bistriței își reduce rapid grosimea de la est spre vest, chiar în limitele hărții noastre, încit este posibil ca mai la vest ea să se efileze complet. În flancul vestic al anticlinalului Zugreni-Barnar, orizontul gnaiselor porfiroide se dezvoltă capricios, devine fragmentar și chiar dispără pe alocuri. O altă caracteristică importantă a unității de Pietrosu Bistriței este că, porțiunea ei vestică încalcă pe un plan a cărui importanță este dificil de întrevăzut, peste porțiunea estică (ceea ce am denumit digitația Bârnărel-Izvoru Rău). Ca urmare, corpul de gnaise porfiroide din flancul estic al anticlinalului — „dyk-ul porfiroidelor de Pietrosu” — suportă la nivelul culmilor, după o suprafață cu înclinare locală vestică, orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit. Pe direcție, unitatea de Pietrosu Bistriței pare a avea o întindere comparabilă cu a altor unități, deoarece gnaise porfiroide de tip Pietrosu în aceeași poziție, se cunosc spre nord pînă la Cîrlibaba, iar spre sud pînă dincolo de valea Borca. Posibilitatea ca gnaisele porfiroide de Pietrosu să facă parte dintr-o unitate structurală aparte, ne-a fost sugerată de M. Săndulescu¹⁷. Menționăm ca o idee nouă, și părerea lui H. Krăutner et al. (1975)¹⁸ că gnaisele porfiroide de Pietrosu ar apartine unității de Mestecăniș. Cu grad de ipoteză ne permitem să semnalăm că în conformitate cu descrierea seriei de Rebra din partea estică a munților Rodnei (I. Berecina et al., 1971)¹⁹ nivelul metatufurilor de Nichitaș pare identic petrografic și situat în aceeași poziție ca și gnaisele porfiroide de Pietrosu în regiunea descrisă de noi. În această situație, rocile dintre cuarțitele de Pleșcuța și metatufurile de Nichitaș ar fi echivalente cu paragnaisele cuarțitice cu biotit ale unității de Pietrosu Bistriței, iar secvența dintre metatufurile de Nichitaș și seria de Tibău, cu un orizont aparținând seriei de Tulgheș din unitatea de Mestecăniș. În cazul că supozitia noastră este corectă, dispără principalul impediment în corelarea unității de Iacobeni cu cea de Rodna, acela că, în zona de racordare a munților Rodnei cu cei ai Suhardului, seria de Tibău stă transgresiv atât pe seria de Tulgheș cît și pe cea de Rebra. Pînza de Rodna (Krăutner, 1968) s-ar ridica deci cel mult pînă la nivelul cuarțitelor de Pleșcuța, unitatea de Pietrosu Bistriței pînă la nivelul metatufurilor de Nichitaș (= gnaise porfiroide de Pietrosu) inclusiv, iar în continuare ar urma pînza de Mestecăniș, formată din roci ale seriilor de Tulgheș și Tibău.

4.4. Unitatea de Mestecăniș. Motivele pentru care afirmăm că rocile seriei de Tulgheș din flancul vestic al anticlinalului Zugreni-Barnar aparțin pînzei de Mestecăniș sunt: unitatea de Mestecăniș fiind inferioară celei Bucovinice, este de așteptat ca prima pînză formată din roci ale seriei de Tulgheș să fie cea de Mestecăniș; cu cuarțitele negre ale seriei de Tulgheș din flancul vestic al anticlinalului Zugreni-Barnar se asociază con-

¹⁷ Convorbire Balintoni-Săndulescu, noiembrie 1974.

¹⁸ Arh. I. G. G. București.

¹⁹ Op. cit. pct. 14.



centrații de minerale manganifere, ceea ce după cunoștințele de pînă acum, reprezintă o trăsătură distinctivă a seriei de Tulgheș din unitatea de Mestecăniș; succesiunea stratigrafică a seriei de Tulgheș din flancul vestic al anticinalului Zugreni-Barnar diferă de cea din flancul estic.

4.5 Unitatea Bucovinică. Argumentele că rocile seriei de Tulgheș de al est de rîul Bistrița aparțin pînzei Bucovinice sunt prezentate pe larg de Bercia et al. (1971)²⁰. Întrebarea la care nu putem da un răspuns mulțumitor la ora actuală este însă, ce se întimplă cu unitatea de Mestecăniș în flancul estic al anticinalului Zugreni-Barnar. I. Bercia și Elviria Bercia (1970)²¹ și I. Bercia et al. (1971)²² pun un plan de șariaj sub complexul cuartitelor negre al seriei de Tulgheș din unitatea Bucovinică, de la sud de Zugreni și pînă la gura pîrîului Cic (nord de gura Barnarului). Cercetările noastre nu l-au confirmat la nivelul culmilor din versantul drept al Bistriței. La nivelul văilor însă, există indicii după care unitatea de Mestecăniș ar aflora în unele puncte. Nu am figurat acest lucru pe hartă, deoarece complicațiile petrografice sunt încă prea puțin elucidate spre a putea trasa o limită tectonică suficient justificată.

Incheind comentariul asupra unităților tectonice vom spune în continuare cîteva cuvinte despre tectonica plicativă și disjunctivă. Principala structură plicativă din regiune este anticinalul Zugreni-Barnar. Are vîrstă alpină deoarece cîtează planele de șariaj. Se remarcă prin inclinarea foarte puternică a flancului său estic. Asupra existenței unor structuri plicative anterioare șariajelor nu ne putem pronunța. Perpendicular pe axa anticinalului, adică pe direcția est-vest, se observă niște flexurări asemănătoare unor sinclinali, în care se păstrează resturi ale unității de Mestecăniș. O structură de acest fel este cea dintre rîurile Bărnărel și Izvoru Rău. Există fapte care sugerează că fiecare unitate posedă și structuri disjunctive proprii. La nivelul unităților de Pietrosu Bistriței și Mestecăniș s-au format solzi cu vergență estică. Nu s-au pus în evidență faili transversale importante, în schimb cele direcționale par să joace un rol esențial în arhitectonica vizibilă actualmente a întregului teritoriu. O idee asupra căreia dorim să insistăm este că, unele unități tectonice au caracter fragmentar, ceea ce poate îngreuna descifrarea structurilor; se pare că în special unitatea de Pietrosu Bistriței suferă mari variații de grosime, laminări și efilări. Plonjările nord-vestice ale elementelor lineare semnificative (axe de microcute în unitățile de Iacobeni (=Rodna?) și Pietrosu Bistriței) au o valoare cu totul locală și nu sunt în relație genetică cu unele din structurile plicative alpine cele mai importante (spre exemplu cu anticinalul Zugreni-Barnar, format în orogeneza alpină).

²⁰ Op. cit., pct. 14.

²¹ Op. cit. pct. 3.

²² Op. cit. pct. 14.

5. Concluzii

Ajunsî în finalul lucrării, reamintim pe scurt că am reușit :

A) *În domeniul mineralologic și petrografic* : să determinăm sigur pentru prima dată în această regiune cordieritul și să arătăm că mineralele cordierit + andaluzit s-au format pe seama staurolitolui ; să grupăm rocile din fiecare serie metamorfă pe baza asociațiilor mineralogice ; să distingem trei parageneze metamorfe succesive în unele roci ale seriei de Rebra ; să arătăm că prin trăsăturile mineralogice și structurale rocile unității de Pietrosu Bistriței se aseamănă cu cele ale seriei de Rebra.

B) *În domeniul metamorfismului* : să recunoaștem în seria de Rebra, prin studiul paragenezelor, acțiunea a trei metamorfisme regionale : Assytic timpuriu, Assytic tîrziu (Baicalian) și Hercinic ; să descriem metamorfismul Assytic timpuriu ca fiind de tip Barrowian, cel Assytic tîrziu (Baicalian) ca fiind local de tip Abukuma, și cel Hercinic de temperatură și presiune coborîte ; să recunoaștem în seria de Tulgheș amprentele a două metamorfisme regionale : Assytic tîrziu (Baicalian) și Hercinic ; să subliniem caracterul fără excepție regresiv al metamorfismului Hercinic, oriunde a afectat metamorfite prehercincice.

C) *În domeniul microtectonic* : să decelăm cinci foliații în rocile seriei de Rebra și trei în cele ale seriei de Tulgheș ; să corelăm foliațiile cu evenimentele de metamorfism și cu cele tectonice, stabilindu-le succesiunea ; să semnalăm faptul că, în regiunea cartată, în seria de Rebra, foliația paralelă cu stratificația este rareori măsurabilă ;

D) *În domeniul șariajelor* : să separăm o unitate tectonică inferioară celei de Iacobeni (=Rodna ?) ; să individualizăm unitatea de Pietrosu Bistriței, superioară celei de Iacobeni (=Rodna ?) și în cadrul ei să distingem o digitație denumită digitația de Bârnărel-Izvoru Rău ; să aducem argumente despre prezența unității de Mestecăniș în flancul vestic al anticinalului Zugreni-Barnar.

E) *În domeniul stratigrafic* : să descoperim formațiunea Permiană a breeciilor de Hăghimaș și sedimente triasice pe unitatea tectonică inferioară ; să punem în evidență formațiunea cu aspect de conglomerat de pe unitatea de Iacobeni (=Rodna ?) ; să arătăm prin cartare că găisele porfiroide de Pietrosu reprezintă un corp tabular cu control stratigrafic.

F) *În domeniul tectonicii plicative și disjunctive* : să arătăm că anticinalul Zugreni-Barnar este de vîrstă alpină (cutează planele de șariaj) ; să observăm că elementele structurale sinmetamorfe nu pot fi corelate cu unele structuri plicative vizibile astăzi, deoarece formațiunile au fost transportate tectonic în orogeneza alpină și cutate ulterior ; să evidențiem niște flexurări transversale cu aspect de sinclinale ; să recunoaștem că cele mai importante falii care afectează regiunea sunt cele direcționale.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1975) Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. geol. geof.*, XLIV, pp. 133–179, București.
- , Chițim uș V. (1973) Prezența paramorfozelor de rutil după brookit în cristalinul seriei de Tulgheș (Carpații Orientali). *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 18,2, pp. 329–334, București.
 - , Timpău T., Isache C. (1974) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței între Zugreni și Izvoru Rău (Carpații Orientali). *St. cerc. geol., geol., geogr., seria geol.*, 19, pp. 85–92, București.
- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *Inst. geol. geof.*, *St. teh. ec.*, *seria I*, 12, București.
- , Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. geol.*, XXXVIII, pp. 1–49, București.
- Dachille F., Simons P. Y., Roy R. (1968) Pressure-temperature studies of anatase, brookite, rutile and TiO_2 . *Amer. Miner.*, 53, pp. 1929–1939.
- Ganguly J. (1972) Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *Journ. Petrol.*, 13, 2, pp. 335–365.
- Hirtopanu I. (1975) Metamorfismul de presiune coborită din munții Mehedinți (petecul de Bahna). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 1, pp. 217–238, București.
- Holdaway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Journ. Sci.*, 271, 2, pp. 97–131.
- Hoschek G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, 22, pp. 208–232.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 13, 2, pp. 337–355, București.
- (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der kristallinen Zone der nordlichen Ostkarpaten (maramurescher Massiv). *Rev. Roum. Geol., Geophys., Serie de Geol.*, 16, 2, pp. 81–90, București.
 - , Sassi F., Zirpoli G., Zulian N. (1975) The pressure characteristics of the pre-Alpine metamorphisms in the east-Carpathians (Romania). *N. Jb. Miner. Abh.*, 125, 3, pp. 278–296, Stuttgart.
- Mureșan M. (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. geol.*, LVI, 4, pp. 5–17, București.
- (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. geol. geof.*, LXII, 5, București.
- Richardson S. W. (1968) Staurolite stability in a part of system Fe–Al–Si–O–H. *Journ. Petrol.*, 9, pp. 467–488.
- , Bell P. M., Gilbert M. C. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; aluminium silicate triple point. *Am. Journ. Sci.*, 267, 3, pp. 259–272, New Haven, Connecticut.
- Salop L. I. (1972) A unified stratigraphic scale of the Precambrian 24th. *Inter. Geol. Congr., Section 1*, pp. 253–259, Montreal.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La region Dorna-Broșteni (districts Cimpulung et Neamț). *ANN. Scient. l'Univ. Iassy*, Tome XIV, Fasc. 1, Tip. „Presa bună”, Iași.

- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăgimaş—une nouvelle nappe de decollement dans le Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc., VIII-eme Congr.*, Belgrade, Rapp. Geotect., pp. 179—185, Belgrad.
- (1968) Problemele tectonice ale sinclinalului Hăgimaş. *D. S. Inst. geol.*, LIII, 3, pp. 221—244, Bucureşti.
 - (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali *D.S. Inst. geol.*, LVIII, pp. 125—150, Bucureşti.
- Turner J. T., Weiss E. L. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.
- Wenk H. R., Wenk E., Wallace J. H. (1974) Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps Schweiz. *Miner. Petr. Mitt.*, 54, 2/3 pp. 507—554.
- Whitten E. H. T. (1966) Structural geology of folded rocks Rand Mc Nally, Chicago.
- Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- (1970) Abolition of metamorphic facies, introduction of four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isogrades in common rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, pp. 189—248, Stuttgart.

MÉTAMORPHISME PROGRESSIF, MÉTAMORPHISME RÉGRESSIF ET TECTONIQUE DANS LA RÉGION DE ZUGRENI- BARNAR (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Les recherches des dernières années ont démontré que la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales présente une structure très complexe, constituée de nappes de charriages formées de roches cristallines et sédiments mésozoïques. Dans la partie centrale, qui a fait l'objet de notre étude, on a séparé, de bas en haut, les suivantes unités tectoniques : l'unité de Maramureş, l'unité de Iacobeni (=Rodna?), l'unité de Pietrosu Bistriței, l'unité de Mestecăniș, l'unité bucovinienne. Les unités bucovinienne et de Mestecăniș renferment dans leurs étages structuraux des formations de la Série de Tulgheş ; celles de Pietrosu Bistriței et de Iacobeni (=Rodna?) — des roches de la Série de Rebra ; celle de Maramureş — des roches d'une série cristalline non-précisée. Sur l'unité de Maramureş reposent des sédiments triasiques et la formation permienne des brèches de Hăgimaş ; dans l'aire étudiée, on n'a pas trouvé jusqu'à présent, sur les autres unités, de roches sédimentaires.

Métamorphisme. Les séries de Rebra et Tulgheş sont polymétamorphiques. Dans la Série de Rebra on peut distinguer trois paragenèses successives et dans la Série de Tulgheş seulement deux. Nous sommes d'avis que la première paragenèse de la Série de Rebra (biotite-muscovite I — staurolite-almandin) s'est formée dans une phase précoce de l'orogenèse assyntique, placée probablement avant le Vendien. La deuxième paragenèse de la Série de Rebra, avec andalousite et cordiérite, formée par le remplacement du staurolite, appartiendrait, selon notre supposition, à une phase tardive de l'orogenèse assyntique (Baikalien), manifestée après le Cambrien inférieur. La troisième paragenèse des roches de la Série de Rebra est apparue dans l'orogenèse hercynienne et elle est représentée par muscovite II + chlorite — formées par la substitution par-



tielle de la biotite — et albite + epidote, qui remplacent la plagioclase. La Série de Tulgheş a été métamorphisée premièrement dans l'orogenèse assyntique tardive (Baikalien) et affectée par le rétromorphisme hercynien. Le métamorphisme assyntique précoce a été de type barrowien, celui assyntique tardif local de type Abukuma et celui hercynien — de basse température et pression. Le métamorphisme hercynien est fortement régressif, dans les séries cristallines plus anciennes, partout là où il peut être décelé.

Foliations. Dans la Série de Rebra ont été mises en évidence cinq foliations, dont trois synmétamorphiques et deux postmétamorphiques, liées à l'orogenèse alpine. Dans la Série de Tulgheş ont été observées trois foliations, dont deux synmétamorphiques. La foliation hercynienne ne pénètre pas plus de quelques centaines de mètres dans l'infrastructure. D'une manière similaire se comportent les foliations développées en liaison avec les charriages. Ces foliations pénètrent autour du plan de charriage très inégalement et sur de minces profondeurs, dans les unités en contact.

La structure plicative majeure observable dans la région étudiée, l'anticlinal Zugreni-Barnar, est d'âge alpin, étant donnée qu'elle rendent plissées les nappes de charriage. Afin de reconnaître les plans de charriage qui mettent en contact des piles de métamorphites dépourvues de sédiments, deux éléments sont particulièrement utiles : le style tectonique qui, d'habitude, diffère dans les deux unités, de même que la probabilité qu'entre la partie supérieure de l'autochtone (para-autochtone) et celle inférieure de la nappe existent des différences d'ordre minéralogique (y compris d'évolution métamorphique) qu'on peut expliquer seulement du point de vue tectonique.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Zugreni-Barnar.

Quaternaire. 1, glissement de terrain ; 2, dépôts de terrasse. I. Unité bucovinienne. Série de Tulgheş. Cambrien inférieur-Vendien ? Complexe Tg₂ ; 3, quartzites noirs, schistes graphiteux, calcaires, schistes quartzeux muscovito-chloriteux. Complexe Tg₁ ; 4, porphyrogènes ; 5, schistes quartzeux muscovito-chloriteux. II. Unité de Mestecăniş. Série de Tulgheş. Cambrien inférieur-Vendien ? Complexe Tg₂ ; 6, quartzites noirs, calcaires, quartzites blancs, porphyrogènes ; 7, brèche tectonique. III. Unité de Pietrosu Bistriței. Pré-vendien. 8, horizon des gneiss porphyroïdes de Pietrosu ; 9, horizon des paragneiss quartzitiques à biotite. Paragneiss quartzitiques à biotite, porphyrogènes, amphibolites, calcaires. IV. Unité de Iacobeni (= Rodna ?). Crétacé ? 10, conglomérats polygènes. Série de Rebra. Pré-vendien. 11, non-dévisée. Horizon des micaschistes ; 12, quartzites noirs ; 13, micaschistes rétromorphes à deux micas, micaschistes à staurotide-andalusite-cordierite, amphibolite ; c, calcaires sans silicates. Horizon des amphibolites ; 14, amphibolites, paragneiss à magnétite ; c, calcaires. Horizon des calcaires à silicates. 15, paragneiss à staurotide ; 16, calcaires à silicates, amphibolites, micaschistes. V. Unité de Maramureş. Trias. 17, conglomérats quartzitiques, grès rouges micacés, grès blancs quartzeux, calcaires gris. Permien ? 18, brèche soudée, à éléments de cristallin. Série mét-



morphique non-précisée. 19, schistes quartzitiques à muscovite, porphyrogènes, métapéllite ; 20, ligne de charriage ; 21, digitation, lambeau de rabotage, écaille ; 22, faille.

Planche II

Bloc-diagrammes successifs de la région de Zugreni-Barnar.

Voir la légende de la carte géologique.

ÎNTREBĂRI

I. Hartopanu : 1. Care sunt condițiile restrictivității de apariție a distenului alături de staurolit?

2. Există amfibolite proaspete, intim asociate cu seria metapelitică? Ce chimism are plagioclazul lor?

3. În ce sens ați folosit termenii „asociație mineralologică” și „parageneză”?

Răspuns : 1. Credem că prezența sau absența silicatului de aluminiu a fost controlată de chimismul global al rocii în sensul că numai o compoziție foarte aluminoasă ar fi permis formarea distenului.

2. An 30–35.

3. Asociație de minerale = toate mineralele dintr-o anumită rocă; parageneză = mineralele sincrone dintr-o asociație de minerale.

M. Sandulescu : 1. De ce credeți că unitățile cu serie de Tulgheș ce stau peste unitatea de Pietrosu Bistriței nu reprezintă o singură unitate tectonică, și anume cea bucovinică?

2. Se cunosc porfiroide de tip Pietrosu și în seria de Tulgheș. Considerați că sunt aceleași cu cele din unitatea de Pietrosu Bistriței?

3. În ce sens întrebuiuți termenul de etaj structural? În orice caz definiția lui originară nu este deloc conformă cu sensul în care utilizați această noțiune în lucrare.

Răspuns : 1. În formațiunile seriei de Tulgheș, care stau peste unitatea de Pietrosu Bistriței, pe flancul vestic al anticlinalului Zugreni-Barnar, se găsesc acumulații de minereu de mangan, ceea ce, după cunoștințele noastre, caracterizează seria de Tulgheș din unitatea de Mestecăniș și nu din pînza bucovinică care se dispune în estul anticlinalului amintit peste unitatea de Pietrosu Bistriței.

2. În seria de Tulgheș se găsesc roci cuarțo-feldspatice asemănătoare macroscopic cu gnaisele porfiroide de Pietrosu, dar considerăm că această asemănare se datorează doar unui chimism asemănător și originii magmatice a ambelor tipuri de roci. Gradul de metamorfism diferă în gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și în rocile cuarțo-feldspatice similare din seria de Tulgheș. De asemenea, diferă numărul și tipul foliațiilor, care în gnaisele porfiroide de Pietrosu corespund cu cele cunoscute în rocile seriei de Rebra, în timp ce în rocile cuarțo-feldspatice din seria de Tulgheș apar foliații corespunzătoare elementelor plane cunoscute în rocile seriei de Tulgheș.

3. Folosim termenul de etaj structural în sensul unui ciclu de sedimentare.



D. Mercus: Ce vîrstă atribuiți șariajelor?

Răspuns: Mezocretacică.

Doina Russo-Sandulescu: Ce considerați că au fost gnaisele porfiroide de Pietroșu înainte de metamorfism?

Răspuns: Probabil că reprezentau o pinză intrusivă de compoziție granodioritică.

DISCUTII

A. C. Schuster: Rocile porfiroide, dacă sunt considerate de origine magmatică intrusivă, ar putea fi, din punctul de vedere al formei de zăcămînt (harpolite), descrise de Cloos în Pădurea Bavareză și de Asghiri în Caucaz. Problema aceasta ar trebui cercetată în mod amănunțit în toată aria de afiorare a porfiroidelor de Pietroșu.

I. Hărtopanu: Credeam că foarte importantă este modalitatea prin care s-a ajuns la asociația mineralologică andaluzit-cordierit. Indicii în acest sens (și anume dacă această asociație a fost realizată prin scădere de presiune sau prin creștere de temperatură) pot fi: zona-litatea mineralologică implicind asociația citată, precum și compoziția plagioclazului din amfibolitele asociate, cunoșcindu-se receptivitatea acestuia la creșterea temperaturii.

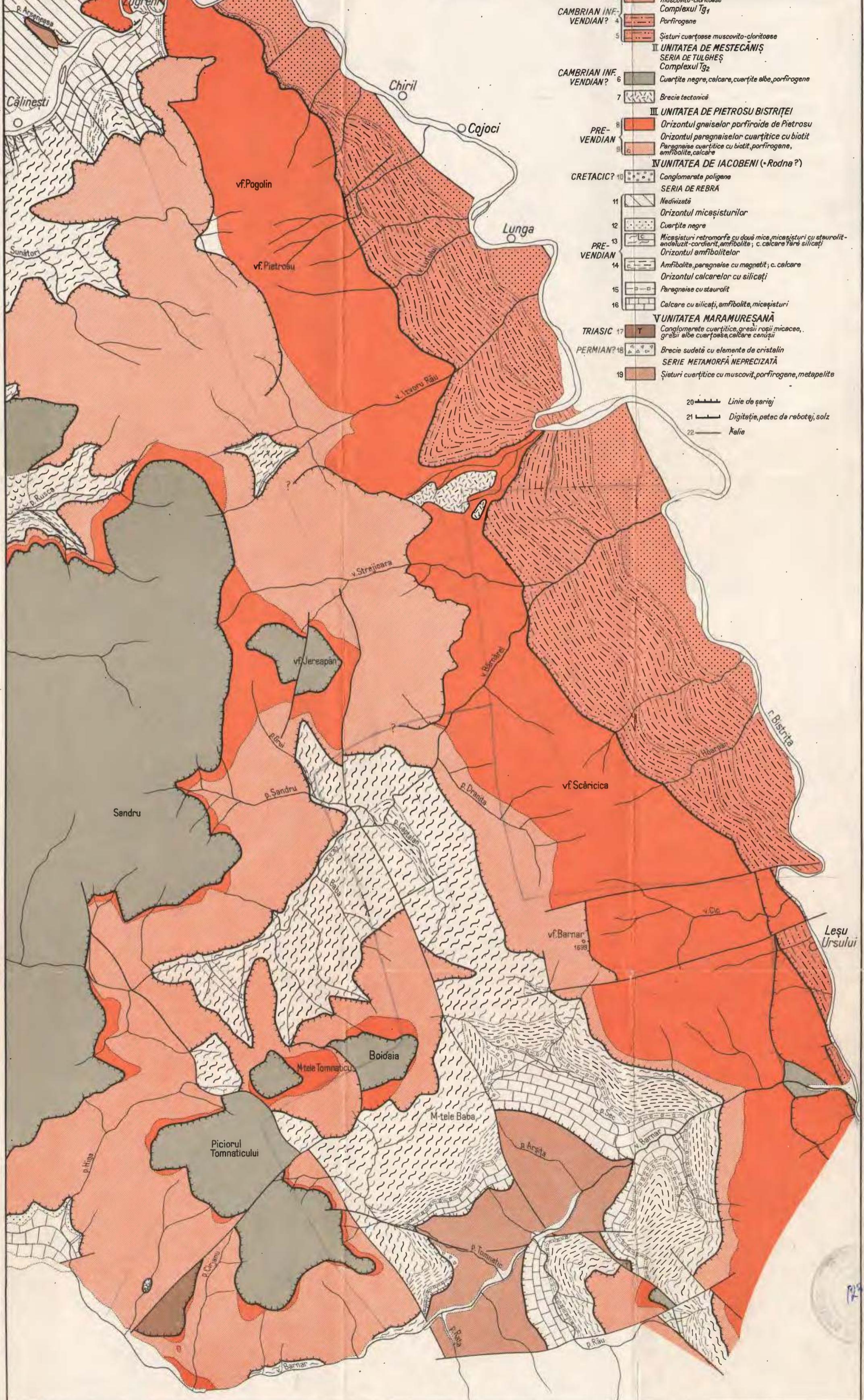


I. BALINTONI, I.GHEUCA HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ZUGRENI-BARNAR

I. BALINTONI, I.GHEUCĂ

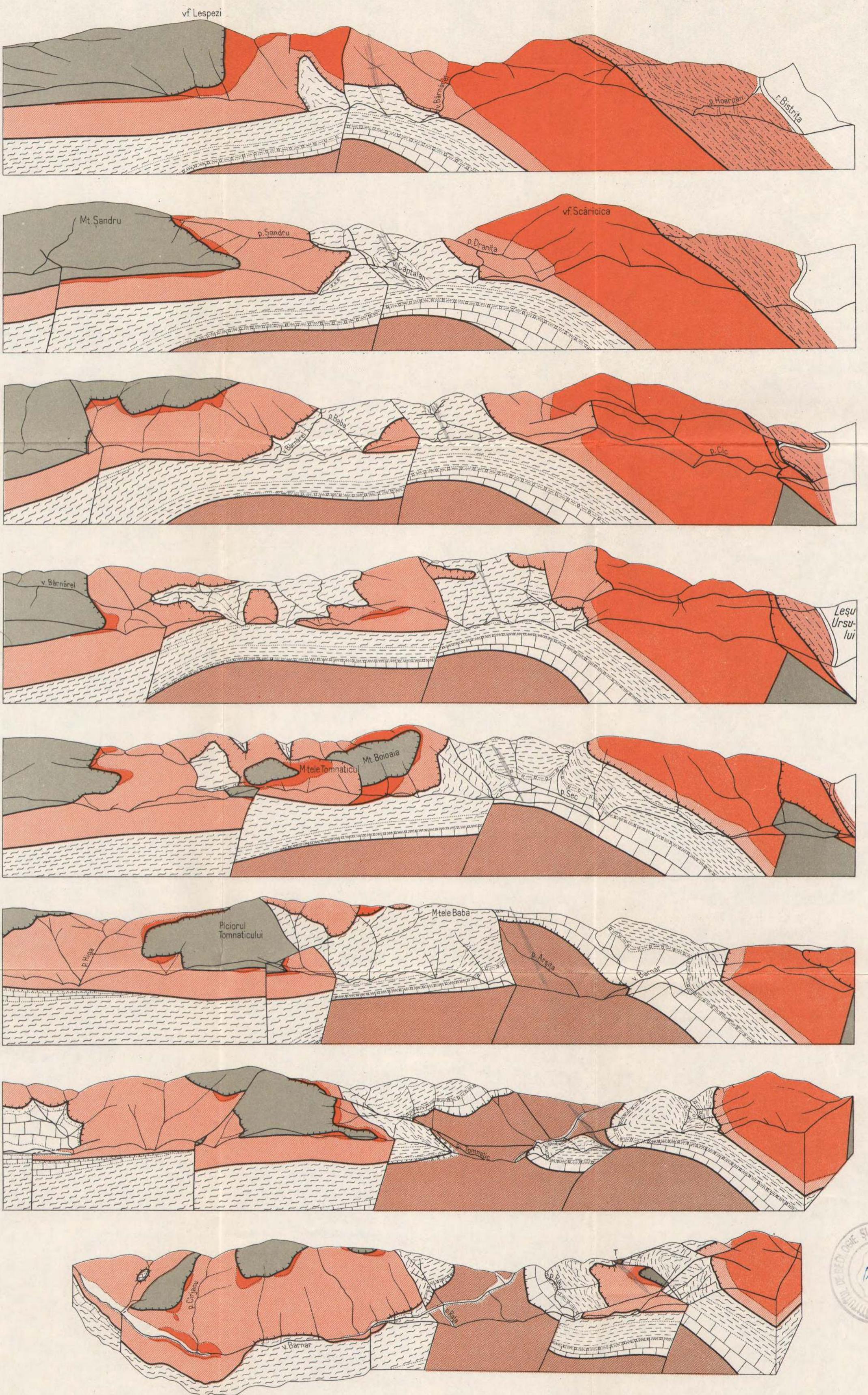
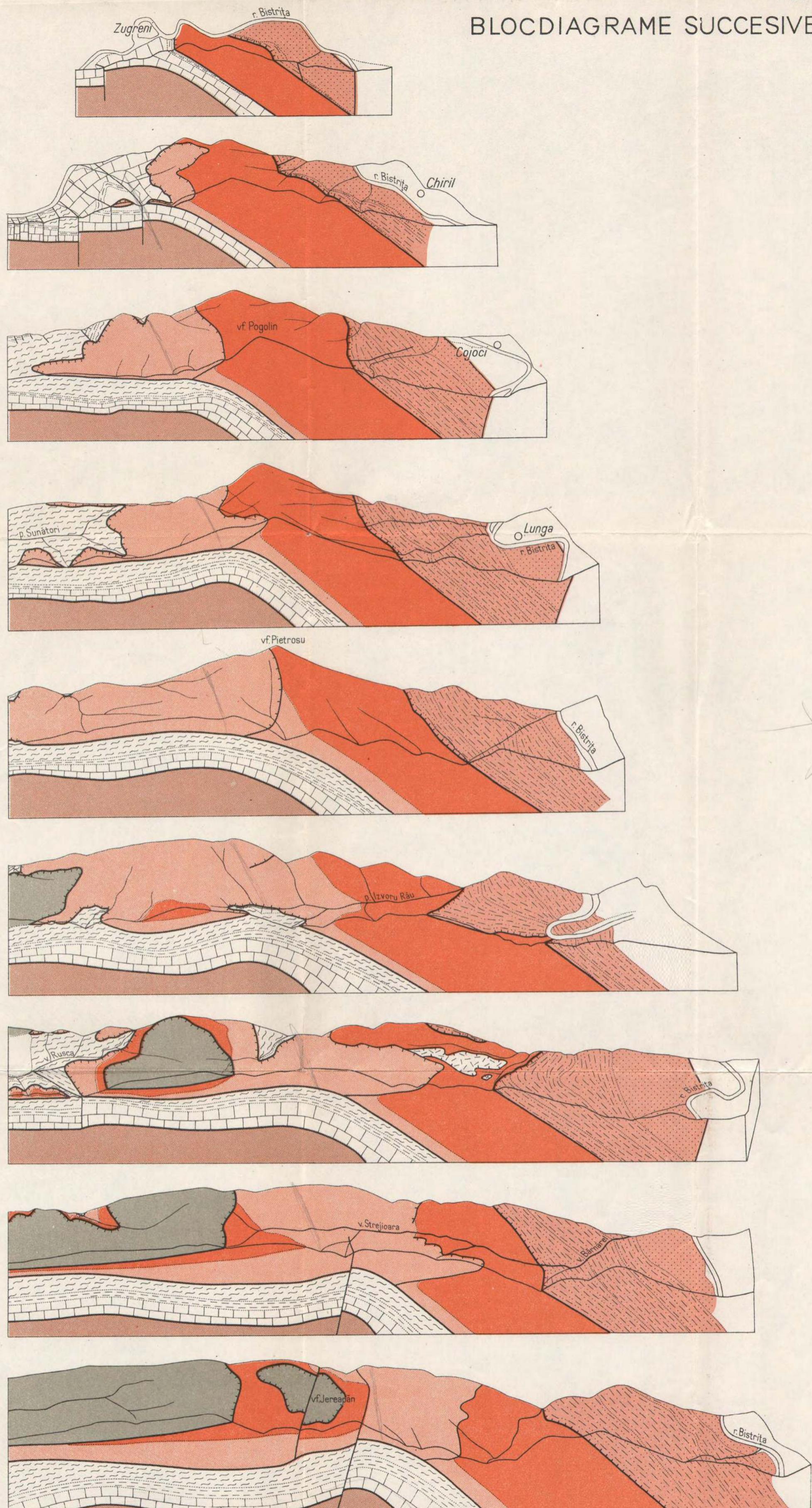
1

0 250 500 750m



I. BALINTONI - I. GHEUCA
BLOCDIAGRAME SUCCESIVE DIN REGIUNEA ZUGRENI-BARNAR

0 250 500 750m



Legenda că la harta geologică



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

OBSERVAȚII ASUPRA RELAȚIILOR STRUCTURALE ALE FORMATIUNILOR DE PE CURSUL MIJLOCIU AL VĂII CERNA (JUDEȚUL CARAŞ-SEVERIN)¹

DE

VIORICA IANCU²

Abstract

Remarks on the Structural Relationships of the Formations from the Cerna Valley Middle Watercourse (Caras-Severin District). The present paper with a preliminary character, presents new elements regarding the geological structure and tectonics of a zone located on the Cerna Valley middle watercourse. To the geological structure there participate : a) formations of the Danubian Autochthon belonging both to the crystalline basement (Cerna granitoids, and the Drăgășani Series which constitutes the „Culmea Cernei” ante-Paleozoic anticline ; the Lainici-Păiuș Series and Arsasca granodiorites-diorites ; Paleozoic formations very weakly metamorphosed) ; as well as to the Mesozoic sedimentary cover, constituting together the „Virful lui Stan” Alpine anticline ; b) metamorphic formations of the Getic Domain (the Godeanu patch). The present structure was given by a fall from east to west, probably in two stages : pre-overthrusting and subsequently to the Getic overthrust, along two tectonic lines : „Arsasca-Ivanului Brook fault”, at the contact of the Autochthonous sedimentary-crystalline and „Cerna fault” westward, which crosscuts the overthrusting line of the Godeanu patch.

INTRODUCERE

Lucrarea de față prezintă noi elemente privind structura geologică și tectonica unei zone situate pe cursul mijlociu al văii Cerna (jud. Caraș-Severin), între valea Arsasca și valea Ivanului, pe o lungime de cca 20 km.

Datorită necesității precizării vîrstei unor formațiuni sedimentare și implicațiilor interpretative ce decurg din aceasta, lucrarea are un caracter preliminar.

¹ Predată la 15 mai 1976, acceptată pentru publicare la 28 mai 1976, comunicată în ședința din 1 iunie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Lucrările de cartare geologică efectuate în vara anului 1975 pentru foaia Obîrșia Cloșani (scara 1 : 50.000) au permis efectuarea de observații geologice în deschiderile oferite de drumurile nou construite în bazinul văii Cerna și în cariera de la Cheile Corcoaia.

Această zonă se află pe un aliniament NE-SW, la contactul dintre cristalinul getic al petecului de Godeanu și autohtonul danubian, reprezentat prin granitoide de Cerna, formațiuni metamorfice ale seriilor de Drăgășan și Lainici-Păiuș și formațiuni sedimentare mezozoice.

Studiile regionale care au stat la baza interpretării structurii Carpaților Meridionali ca reprezentând un eșafodaj constituind dintr-un domeniu autohton și un domeniu getic, săriat peste primul, aparțin lui Murgoc-I-Munteanu (1905, 1910), studiile ulterioare elaborate de Streckerisen (1934), Codarcăea (1940) completind și precizind această imagine.

Formațiunile metamorfice ale petecului de Godeanu au constituit subiectul tezei de doctorat a lui Bercia (1975) care a figurat cartografic și contactul cu formațiunile domeniului autohton. Autorul consacră un capitol fenomenelor tectonice disjunctive, separând un sistem de falii prealpine, un sistem de fracturi orientate NE-SW, ce cuprinde „aliniamentul tectonic al Cernei” cu falii paralele asociate (fracturi „post-alpine”) și un sistem de falii orientate WNW-ESE, adiacente sistemului NE-SW. Din reprezentările cartografice prezentate de autor reiese poziția tectonică a sedimentarului mezozoic din partea de NE a petecului de Godeanu, mărginit de două fracturi apropiate de verticală, considerate „post-alpine”.

Cristalinul autohtonului danubian a constituit obiectul unor rapoarte de prospecție: I. Bercia și Elvira Bercia (1963)³, Lidia Bîrlea, Viorica Iancu (1969)⁴ și al unor lucrări publicate de Iancu (1974), Berza, Seghedi (1975 a, b). Lidia Bîrlea și Viorica Iancu⁵ menționează existența unui contact tectonic între cristalinul autohton și sedimentarul mezozoic în zona menționată, contact materializat printr-o falie cu înclinare variabilă în plan vertical.

Formațiunile sedimentare mezozoice (de vîrstă cretacică) ce apar pe o lățime redusă (maximum 750-800 m), de-a lungul văii Cerna, nu au constituit obiectul unui studiu special, pe hărțile geologice regionale acestea fiind separate prin paraleлизare cu formațiunile din sudul și estul zonei, studiate de Năstaseanu (în perioada 1965-1975) și Stanoiu (1973). Formațiunile paleozoice din sud-estul zonei au fost studiate de Drăghici (1966) și Stanoiu (1972, 1973).

Deși valea Cernei este grefată pe o „zona tectonică” recunoscută de Codarcăea (1940), numită „zona Cerna-Cazane” și în general acceptată ca reprezentând un graben îngust pe aliniamentul Jieț-Cerna-Cazane (Codarcăea et al., 1961, 1968), hărțile geologice nu au figurat acest traseu

³ Arh. I.G.G. București.

⁴ Arh. M.M.P.G. București.

⁵ Op. cit. pct. 4.

decit pe porțiuni limitate și numai sub forma unei singure linii tectonice intrerupte. Caracterul de graben a fost dedus din apariția petecelor înguste și alungite de cristalin getic ce repauzează pe sedimentarul cretacic superior, în bazinul inferior al văii Cerna (C o d a r c e a, 1940) fiind ulterior extins prin denumirea de „grabenul Cernei”.

Pe harta 1 : 200.000 din 1968, în zona de la N de Vîrful lui Stan este trasată o falie verticală ce delimită pe sedimentarul de cristalinul autohton iar planul de șariaj, pe limita estică, este secționat de o falie.

Intr-o lucrare privind zona Mehedinți-Retezat, S t ă n o i u (1973) prelungește falia, figurată pe harta 1 : 200.000, pînă la Orșova, numind-o „falia Cerna-Petroșani”; de asemenea figurează principalele structuri alpine, remarcînd continuarea anticlinalului Vîrful lui Stan spre sud, prin anticlinalul Miroč.

În anul 1974, I. B e r c i a îm S. V e l i c i u et al.⁶, comparînd datele de teledetectie obținute prin satelitul ERTS-1, privind zona Carpațiilor Meridionali, cu harta geologică scara 1 : 1.000.000, remarcă continuitatea unei fracturi majore pe traseul valea Cernei-Porțile de Fier-Iuți pînă la sud de Dunăre; B e r c i a în 1975, consideră acest element tectonic „post-alpin” — falia Cernei — ca reprezentînd o importantă decroșare laterală de dreapta ce se continuă și în Balcani.

S ă n d u l e s c u (1975) prezintă o divizare a Mezozoicului danubian în Danubian intern și extern, subdomenii separate de „aliniamentul tectonic al Cernei”.

Lucrarea de față constituie o încercare de a prezenta o serie de elemente structural-tectonice caracteristice autohtonului danubian din această zonă și de a clarifica prin ce este reprezentat „aliniamentul tectonic al Cernei” pe zona din cursul său mijlociu.

DATE GEOLOGICE ȘI STRUCTURAL-TECTONICE

La alcătuirea acestei zone participă formațiuni aparținînd celor două domenii: getic și danubian.

1. Metamorfitele

Metamorfitele aparținînd domeniului getic (petecul de Godeanu) sunt reprezentate — la nivelul văii Cerna — de paragnaise micacee și micașisturi cu granat ± sillimanit — andaluțit — cordierit, gnais amfibolice, gnais cuartit-biotitice ale complexului inferior al seriei de Sebeș-Lotru, a căror structură majoră este evidențiată de foliația de stratificare (B e r c i a, 1975).

Începînd de la N de pîriul Naiba, pe o zonă de cca 250 m lățime, se remarcă existența unei foliații de laminare a cărei direcție (NE-SW) o intersectează pe cea a stratificării de foliație sub un unghi de 30-40°. În general, această foliație șterge foliația de stratificare prin laminări și recristalizări și este afectată de o cutare paralelă cu aliniamentul Cernei

⁶ Arh. I.G.G. București.

exprimată prin cufe strânse de ordinul metrilor (fig. 1b). Tot pe această zonă se pot observa foliații de fracturare suborizontale (fig. 1c) ce intersectează foliația de laminare amintită, ele putând reprezenta discontinuități paralele cu planul de sariaj. Ambele foliații menționate: de laminare și de fracturare, reprezintă efecte ale orogenezei alpine, fiind probabil asociate sariajului getic. De-a lungul văii Cerna, formațiunile petecului de Godeanu prezintă efecte ale tectonizării post-sariaj (Paleogen-Neogen) ca: milionitări, brecificieri, etc. adesea însotite de caolinizări, cuiburi și filonașe de pirită.

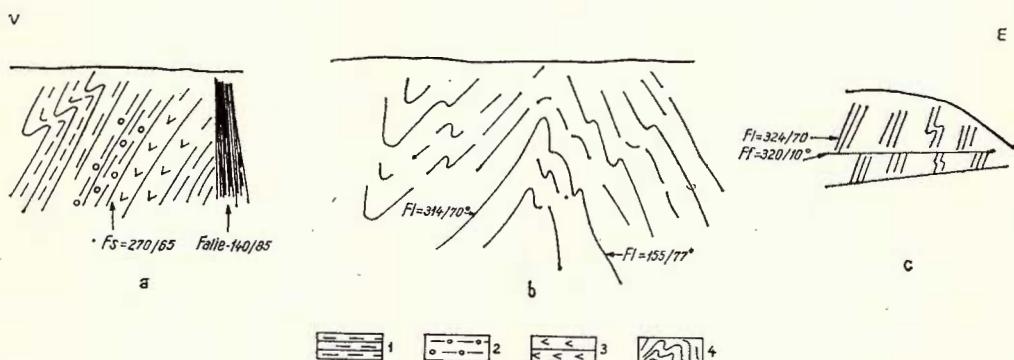


Fig. 1. — Schițe de afioriment (localizare pe harta geologică).

1, micașisturi; 2, paragnaise; 3, amfibolite; 4, milonite. Fs — foliație de stratificație; Fl — foliație de laminare; Ff — foliație de fracturare.

Esquisses d'affleurement (localisation sur la carte géologique).

1, micaschistes; 2, paragneiss; 3, amphibolites; 4, mylonites. Fs — foliation de stratification; Fl — foliation de lamination; Ff — foliation de fracture.

2. Autohtonul danubian

a) Fundamentul autohton este reprezentat de formațiuni precambrian-superioare: granitoide de Cerna, asociate seriei metamorfice de Drăgășan.

Spre est, seria de Drăgășan vine în contact (prin intermediul „falici Virful lui Stan-Curmătura Oltețului”, definită astfel de T. Berza și A. C. Schuster, 1975)⁷ cu seria de Lainici-Păiuș căreia î se asociază și granodiorit-diorite metamorfozate în faciesul șisturilor verzi (epigranodiorit-diorite), care la nord de zona studiată au fost separate de Berza și Segedi (1975b) ca un dyke în cadrul complexului filonian presilurian, asociat contactului tectonic dintre cele două serii.

Discordant pe seria de Lainici-Păiuș se dispun formațiuni paleozoice (Ordovician-Silurian și Silurian-Devonian) slab metamorfozate (Stănoiu, 1972).

⁷ Arh. I.G.G. București.

Din punct de vedere structural se remarcă următoarele :

— În versantul stîng al văii Cerna, la est de aliniamentul de depozite mezozoice, se evidențiază o structură anticinală în axul căreia apar granitoidele de Culmea Cernei, flancul estic fiind constituit din formațiuni metamorfice ale seriei de Drăgșan : gnais amfibolice, amfibolite, paragnaise, micașisturi cu staurolit (Iancu, 1974) sau staurolit și disten (Berez, Seghedi, 1975 a). Către partea superioară a complexului amfibolitic apar intercalații mai frecvente de paragnaise și micașisturi care spre est se individualizează într-un complex ce a fost separat ca atare de T. Berez (sub tipar).

Granitoidele de Cerna⁸ (granite, granodiorite) prezintă o textură masivă, în zona axială a structurii, pînă la gnaisică în zonele externe, unde este evidențiată de orientarea cristalelor de biotit și hornblendă după plane relativ constante ; trecerea la seria metamorfică de Drăgșan, față de care prezintă o concordanță regională, se realizează prin intermediul unei zone migmatice cu texturi predominant stromatice.

Structura anticinală este evidențiată de dispoziția foliațiilor primare din granitoide și de foliația de stratificare a formațiunilor seriei de Drăgșan din flancul estic (flancul vestic al structurii anticinale dispără de-a lungul aliniamentului tectonic de pe valea Cernei). Punerea în loc a granitoidelor de Cerna și metamorfismul seriei de Drăgșan, probabil de vîrstă Proterozoic superior, (metamorfism de tip Barrovian în condițiile stadiului mediu) sunt considerate a fi avut loc în timpul orogenezei assintice (Iancu, 1974) sau cadomiene (T. Berez, sub tipar), așa încît structura anticinală figurată pe schița geologică — pe baza foliației primare — reprezintă o structură antepaleozoică ; datorită acestui fapt, o vom menționa sub numele de „anticinalul Culmea Cernei”, pentru a o diferenția de structura majoră suprapusă, cu extindere regională, conturată în timpul orogenezei alpine și denumită „Anticinalul Virful lui Stan” (Codarcea, 1940 ; Stanoiu 1973).

— În flancul estic al anticinalului Culmea Cernei se suprapune o foliație de laminare ce intersectează foliația primară din granitoide și metamorfitice prezintind aceeași direcție generală NE-SW și inclinări variabile dar apropiate de verticală. Această foliație este evidențiată de procesele mecanice (ruperi, alunecări și îndoiri ale planelor de macă din plagioclazi, etc.) și este însoțită de o nouă parageneză cu albă, clorit, epidot, fiind mai accentuată în apropierea contactului cu seria de Lainici-Păiuș.

O foliație similară se remarcă și în rocile granodiorit-dioritice asociate seriei de Lainici-Păiuș. În extremitatea sudică a zonei, la limita vestică a seriei de Lainici-Păiuș, se individualizează un corp pseudoconcordant de granodiorit-diorite cuartifere cu o lățime de cca 2 km în bazinul pîriului Arsasca (pe 4–5 km lungime) ; spre nord acest corp se îngustează treptat și este însoțit de numeroase corpuși de mici dimensiuni, laminate.

⁸ Denumirea de granite de Cerna a fost inițial utilizată pentru granitele de la N de Hercejane (Codarcea, 1940) fiind ulterior extinsă pentru granitele de Culmea Cernei de I. Bercia, Elvira Bercia (1963); Lidia Birlea, Viorica Iancu (1969).

Acest corp, pe care îl vom menționa sub numele de granodiorit-dioritul de Arsasca, prezintă o evidentă foliație de laminare, mai accentuată în zonele marginale, unde prezintă aspectul unor „șisturi verzi”; în zona centrală, foarte rar, se remarcă o orientare a mineralelor primare.

Dezvoltarea acestei foliații de laminare în partea vestică a seriei de Lainici-Păiuș și în zona estică a seriei de Drăgșan și lipsa unor foliații similare în formațiunile paleozoice (Ordovician-Devonian) discordante din culmea Poiana Mică-Obârșia Cloșani, ne determină să considerăm această foliație paleozoic-inferioară, asociată unei faze de metamorfism dinamotermic ce a afectat seria de Lainici-Păiuș (pe aria sa vestică) la nivelul faciesului de șisturi verzi. Această afirmație este susținută de existența unei parageneze cu clorit, epidot-clinozoizit, albit, stilpnomenan, actinolit, în rocile granodiorit-dioritice menționate, parageneză care se dezvoltă în planul de laminare — adesea cutat în zonele marginale — ce afectează rocile menționate. Parageneza menționată (tipică faciesului șisturilor verzi) pare a fi subsecventă unei parageneze metamorfice prograde de temperatură ridicată și presiune scăzută evidențiată de T. Berza (sub tipar) în rocile din această zonă. Savu (1970, 1975) a definit metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș ca metamorfism de tip danubian, de presiune scăzută, a căruia intensitate seade cu depărtarea de corpurile granitoide. Menționăm că „falia Virful lui Stan-Curmătura Oltețului”, considerată a delimita cele două serii: de Drăgșan și Lainici-Păiuș, este marcată de o „zonă” de milonitzare și filonitzare ce atinge cca 100 m lățime, fiind dificil de reprezentat cartografic (acest contact tectonic a fost figurat pe schița geologică sub forma unei „linii” însoțite de milonitzări).

— Existența unei foliații hercinice în fundalul cristalin pre-paleozoic din această zonă este greu de individualizat întrucât imediat sub formațiunile paleozoice din culmea Poiana Mică considerată de Stănoiu, Iliescu (1976) silurian-devoniene, nu se observă o foliație penetrativă în relație cu acestea iar formațiunile paleozoice prezintă minerale metamorfice (clorit, sericit) cu o cristalinitate foarte scăzută, crescute în condiții predominant statice și au texturi sedimentare bine prezervate. Ele prezintă o discordanță unghiulară și de metamorfism evidentă față de formațiunile seriei de Lainici-Păiuș subjacente și sunt pseudoconcordante cu formațiunile mezozoice de pe rama sudică a danubianului extern, din flancul vestic al sinclinalului alpin Baia de Aramă. Formațiunile paleozoice apar sub forma unui monoclin cu înclinări de 30-40° spre SE.

Toate aceste observații conduc la ideea că metamorfismul hercinic a avut, pe rama sud-estică a autohtonului danubian extern, un caracter relativ static, cu o intensitate foarte scăzută și care deci a afectat mai puțin formațiunile subjacente sub aspect dinamic (cf. Giuşcă et al., 1969). Desigur acest subiect necesită studii speciale de mineralogie și petrologie structurală.

— Pe flancul vestic al anticlinalului Culmea Cernei, pe o lățime de cca 200-250 m, în apropierea „aliniamentului Cernei”, apare o zonă cu foliații de laminare bine dezvoltate, sub contactul cu formațiunile mezozoice, a căror densitate seade spre est. Aceste foliații prezintă direcții și



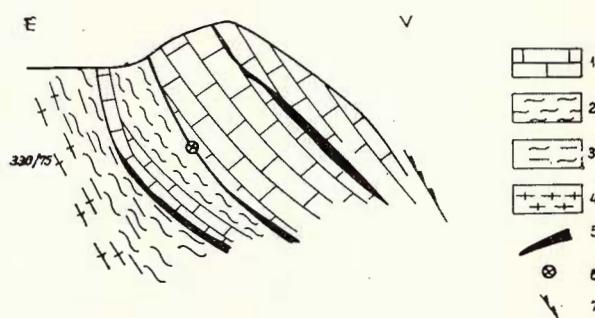
inclinări relativ constante, de N 30–50°E/75–85°NW, similare poziției planului tectonic din baza calcarelor (fig. 2,3). Considerăm că aceste foliații, generate de procesele care au dus la desprinderea și alunecarea formațiunilor sedimentare de pe fundamentul cristalin (a se vedea la descrierea contactului acestor formațiuni) reprezintă foliații de laminare alpine.

Fig. 2. — Schiță de afloriment (localizare pe harta geologică).

1, calcare mezozoice; 2, șisturi argiloase; 3, granite laminate; 4, granite gneissice; 5, ultramylonite; 6, plan de alunecare; 7, striuri de alunecare în planul din baza calcarelor.

Esquisse d'affleurement (localisation sur la carte géologique).

1, calcaires mésozoïques; 2, schistes argileux; 3, granites laminés; 4, granites gneissiques; 5, ultra-mylonites; 6, plan de glissement; 7, stries de glissements dans le plan situé à la base des calcaires.



Atât fundamentalul autohtonului danubian cît și cuvertura sedimentară sînt afectate de procese de tectonizare (fisurare, faliere) însotită de procese de alterare foarte avansată, urmare a comportării rigide a acestui edificiu relativ stabil în mai multe faze orogenice.

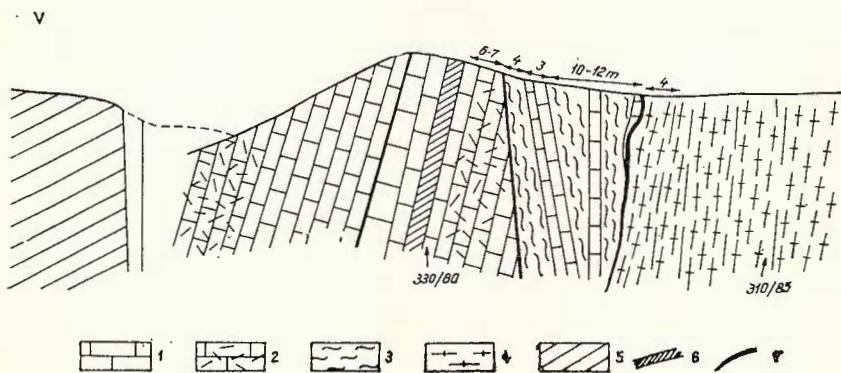


Fig. 3. — Cariera Corcoaia (localizare pe harta geologică).

1, calcare mezozoice; 2, calcare brecciate; 3, șisturi argiloase; 4, granite laminate, milonitizate; 5, cristalin getic; 6, umplutură de falie; 7, plan de falie.

Carrière Corcoaia (localisation sur la carte géologique).

1, calcaires mésozoïques; 2, calcaires bréchifiés; 3, schistes argileux; 4, granites laminés, mylonitisés; 5, cristallin gétique; 6, remplissage de faille; 7, plan de faille.

Pe schița geologică anexată se constată existența unor fracturi ce au afectat fie fundumentul cristalin, fie întregul edificiu autohton, din zona Vîrful lui Stan (I. Stanovi, sub tipar) și de pe valea Cernei, în Cretacic-Paleogen sau chiar Neogen.

b) Cuvertura sedimentară — pe traseul văii Cerna — este reprezentată prin formațiunile mezozoice de pe flancul vestic al anticlinalului Vîrful lui Stan și apare sub forma unei benzi cu o lățime maximă de 750 m în partea de sud a zonei, lățime ce se reduce treptat spre nord astfel încit în amonte de Lunca Largă cristalinul celor două unități (getic și autohton) vine în contact tectonic nemijlocit.

În general, peste granitoidele de Cerna se dispun calcare masive, cenușii-albicioase și calcare albe, zaharoide (cariera Corcoaia) care, în extremitatea sudică a zonei au fost atribuite Barremian-Aptianului (Năstaseanu, I. Stanovi, sub tipar). Spre valea Cernei calcarele formează un perete abrupt ce nu poate fi traversat decât în cîteva puncte, limita estică — cu granitoidele — fiind marcată de o schimbare bruscă de relief, evidențiată de șei la nivelul culmilor. În special în fața peretului vestic al calcarelор (spre valea Cernei) sunt prezente imense perdele de grohotiș de pantă cu blocuri de calcare de zeci de metri.

În unele deschideri recente, la nord de Cheile Corcoaia (fig. 2 și 3) sub calcarele masive se constată prezența unui pachet de roci pelitice (cca 20-25 m grosime) foarte laminate, strivite și alterate în care se păstrează benzi decimetrice pînă la metrice de calcare cenușii care sunt îndoite sau fragmentate.

Semnalăm prezența acestor roci sub calcarele masive, atribuite Barremian-Aptianului fără a putea face alte precizări.

În aval de Ogașul Sec, în baza calcarelор masive se remarcă prezența unor calcare grezoase grafitoase sau gresii cu o dezvoltare discontinuă, uneori evidențiate de fenomene de eroziune, care ar putea reprezenta formațiuni jurasice.

Într-o poziție superioară calcarelelor, ce aparțin ciclului de sedimentare Jurasic superior-Eocretacic, la nivelul văii Cerna, apare o fișie îngustă de formațiuni sedimentare reprezentate prin : sisturi argiloase gălbui-roșcate laminate, în poziție aproape verticală precum și gresii și conglomerate cu inclinare variabilă care, în extremitatea sudică a zonei, sunt considerate formațiuni de vîrstă Turonian superior-Senonian (Năstaseanu, 1967, 1975). Fișia de formațiuni cretacic-superioare, cu o lățime de maxim 50 m în partea de sud a zonei, se îngustează treptat și dispare începînd de la nord de pîriul Olanu. Într-un singur punct, în versantul drept al văii Cerna, amonte de Cheile Corcoaia, au fost observate fragmente de gresii roșcate cu concrețiuni feruginoase. O parte din gresiile și conglomeratele cu poziții normale, nederanjate, din apropierea contactului cu petecul de Godeanu, pot reprezenta formațiuni senoniene.



3. Contactul dintre cristalinul autohton și formațiunile sedimentare ale domeniului danubian din lungul văii Cerna

Exceptând lentilele discontinui de roci șistoase, laminate, ce s-au păstrat în baza formațiunilor mezozoice, calcarale formează escarpamente după un plan net, cu urme de fricțiune și striuri de alunecare, cu o orientare generală de N-30-50°E, paralel cu valea Cernei. Înclinarea acestui plan (vizibilă și măsurată în mai multe puncte) este de 80–85° NW la nivelul culmilor și de 60-65°NW în zonele mai erodate, la nivelul văilor, dovedind o micșorare a înclinării acestui plan la cote inferioare.

Curbura acestui plan este foarte evidentă în aflorimente ce oferă secțiuni transversale pe contact (fig. 2 și 4) precum și pe culmile lipsite de vegetație și explică V-urile accentuate pe care le fac calcarale pe afluenții din stînga ai văii Cerna, către NW, pe zone cu diferențe de nivel foarte mari și lățimi reduse, contrastând cu pereții aproape verticali de pe culmi. Figura 5a, ilustrează poziția acestui plan care se înscrie în interiorul pozițiilor măsurate.

Fig. 4. — Schiță de afloriment (localizare pe harta geologică).

1, calcare mezozoice; 2, gnais amfibolice și biotitice milonitizate; 3, granite laminate; 4, plan de laminare; 5, ultramylonite; 6, striuri de alunecare în planul din baza calcarelor.

Esquisse d'affleurement (localisation sur la carte géologique).

1. calcaires mésozoïques; 2, gneiss amphiboliques et biotitiques mylonitisés; 3, granites laminés; 4, plan de lamination; 5, ultramylo-nites; 6, stries de glissement dans le plan situés à la base des calcaires.

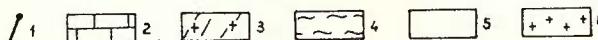
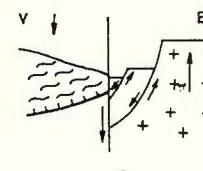
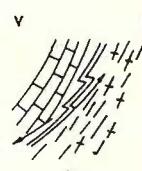
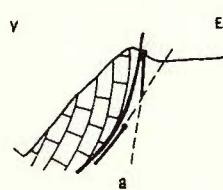
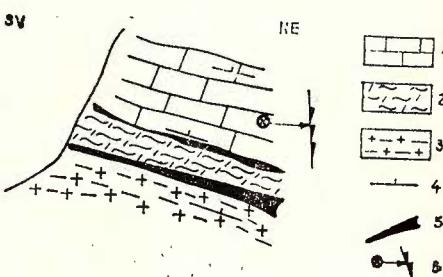


Fig. 5. — Schițe interpretative.

1, plan de failă măsurat; 2, calcare mezozoice; 3, granite laminate; 4, cristalin getic; 5, sedimentar mezozoic; 6, cristalin autohton.

Esquisses interprétatives.

1, plan de faille mesuré; 2, calcaires mésozoïques; 3, granites laminés; 4, cristallin gétique; 5, sédimentaire mésozoïque; 6, cristallin autochtone.

Acet plan prezintă striuri de alunecare (lineații) cu înclinări pînă la 75° spre NW, retezate la partea superioară, treptele de discontinuitate indicind o deplasare descendantă a calcarelor (fig. 5b); uneori se observă cîteva plane similare, dispuse de la est la vest. Aceste observații conduc la ideea desprinderii și alunecării formațiunilor sedimentare de pe soclul cristalin către o zonă mai coborită situată la vest de anticinalul Vîrful lui Stan, afirmație susținută și de următoarele date:

— prezența, în baza calcarelor masive, a unui pachet de roci pelitice cu oglinzi de frictiune, sistozate și alterate, în care sunt intercalate benzi subțiri de calcare, îndoite și rupte și care s-au păstrat numai în unele locuri; acest pachet a înlesnit probabil desprinderea și alunecarea pachetelor de calcare de deasupra;

— prezența unor blocuri de serpentinită alterate, înglobate într-o masă argiloasă precum și a unor lame metrice de paragnaise și amfibolite laminate (probabil resturi din formațiunile seriei de Drăgșan din flancul vestic al anticinalului de Culmea Cernei) sub planul de alunecare al calcarelor, pe o zonă de cca 1 km lungime, la nord de Cheile Corcoaia;

— prezența unei zone de milonitzare și laminare intensă a granitoidelor din autohton imediat sub contactul cu formațiunile sedimentare, zonă ce se menține pe cca 20 km lungime și care uneori este însotită de material argilo-grafitos;

— existența unor falii și fisuri direcționale în calcare, cu înclinări de cca 70° spre SE, opuse sensului de înclinare a planului din baza calcarelor, reprezentând probabil falii și fisuri antitetice față de acest plan.

Din cele expuse rezultă existența unui contact tectonic între fundalul cristalin și cuvertura sedimentară de pe valea Cernei, în zona de la N de Vîrful lui Stan, contact materializat printr-o falie cu alunecare pe înclinare după un plan ușor curbat cu direcția generală NE-SW și care constituie unul din elementele tectonice ale „aliniamentului Cernei”. Pentru a individualiza și diferenția acest contact tectonic de „falia Cernei” situată la vest, vom utiliza denumirea de „falia Arsasca-pîrul Ivanului”.

Spre nord-estul zonei se constată că desprinderea nu se mai realizează în baza calcarelor ci sub acestea, afectând și rocile granitoide.

La nord de Cerna Sat, în versantul drept al văii Cerna (pe cca 2 km lungime) se observă existența unei încălecări a granitoidelor peste formațiunile sedimentare (o posibilă duplicatură) fapt remarcat de Bercia (1975), granitoidele apărind interpuse între calcare și contactul cu cristalinul petecului de Godeanu. Considerăm că această complicație tectonică necesită date de teren suplimentare.

Toate aceste observații privind planul de desprindere a formațiunilor din flancul vestic al anticinalului Vîrful lui Stan, între valea Arsasca și valea Ivanului și care în general s-a realizat în baza cuverturii sedimentare, conduce la ideea unei decolări gravitaționale către o zonă vestică, mai coborită. În ceea ce privește momentul cînd a avut loc această desprindere și alunecare, dată fiind necesitatea precizării vîrstei formațiunilor ce se află deasupra calcarelor masive, dificultății de a stabili dacă acestea sunt alunecate sincron cu calcarele sau ulterior, cît și datorită lipsei



unor relații vizibile cu planul de șariaj al cristalinului getic, putem imagina numai unele posibilități.

— Astfel, se poate presupune o desprindere și alunecare spre NW a flancului vestic al structurii anticlinale alpine, generată de o ridicare accentuată a zonei axiale anterior șariajului, în timpul Turonian-Senonianului perioadă în care, în zona situată la SW, s-au acumulat formațiuni de Wildflysch cu olistolite de mari dimensiuni din formațiuni jurasic-cretacic inferioare.

În formațiunea de Wildflysch din zona Presacina (sud-vestul zonei studiate), Năstăseanu (1967) descrie olistolite din roci tipice faciesului Cerna-Presacina, deci similare celor din flancul vestic al anticlinialului Virful lui Stan, însedimentate la partea superioară a succesiunii, deasupra unei formațiuni ofiolitice. În favoarea acestei afirmații se pot aduce și o serie de argumente litofaciale și stratigrafice privind deosebirea dintre sedimentarul danubian intern și cel extern, aliniamentul Cernei aflindu-se, în intervalul Jurasic-Eocretacic, pe zona de racordare dintre „șanțul danubian intern” (Sandulescu, 1975) și un „rid danubian extern” (numit de Pop, 1973, ridul de Mehedinți). Din relațiile de teren se observă că acest plan este intersectat de fracturile mai recente, posterioare șariajului unității getice iar gresile și conglomeratele asemănătoare celor descrise ca fliș de Mehedinți (Senonian) de către Năstăseanu (1975), nu par fi deranjate într-un mod similar calcarelor și argilelor roșcate.

— Mai poate fi posibilă o desprindere și decolare a flancului vestic, anterior șariajului pînzei getice, după modelul imaginat în figura 5c, sincron cu falia Cernei, cînd a avut loc o ridicare a compartimentului estic cu cristalin autohton (zona de maximă ridicare aflindu-se la N de Virful lui Stan) și o cădere a compartimentului vestic, cu cristalin getic; cveratura sedimentară s-a putut desprinde după fracturi antitetice (cu plan curb) față de falia Cernei.

— Este posibilă și o reactivare în cursul Paleogenului și Neogenului a unei desprinderi inițiate anterior șariajului însă argumentele pentru aceste posibilități sunt mai slab conturate. Codarcea (1940) și Stanoiu (1973), au sugerat poziția în sinclinal (ex. Retezat, Bahna) a formațiunilor din unitatea getică, ceea ce ar însemna o ușoară cutare alpină post-șariaj.

4. Falia Cernei

Pe zona menționată, falia Cernei aduce în contact tectonic cristalinul getic al petecului de Godeanu cu formațiuni ale autohtonului danubian (fie sedimentar, fie granitoide) și este însoțită de falii satelit, subparalele, cu dezvoltare mai restrinsă. Falia Cernei constituie un accident tectonic major, cu extindere regională (de la Petroșani pînă la sud de Dunăre) ce a afectat structura șariată din această parte a autohtonului danubian, fiind activă și în Neogen (afectează și formațiuni neogene ale bazinei Petroșani).

Principalele efecte ale acestei fracturi care intersectează atît falia Arsasca-pîriul Ivanului cît și planul de șariaj sunt: coborîrea comparti-

mentului vestic, cu cristalin getic și probabil o decroșare laterală de dreapta, cu extindere regională (Bercia, 1975).

Pe zona de la nord de pîrîul Arsasca, această falie cu o înclinare apropiată de verticală și marcată de o zonă de brecifieri, milonitizări și însotită de falii și fisuri conjugate, afectează formațiunile petecului de Godeanu, intersectînd planul de șariaj sub cota minimă de eroziune, fapt observat și reprezentat cartografic de Bercia (1975). Pe celelalte hărți această falie, deși denumită „falia Cerna-Jieț-Cazane” (Codarc et al., 1968), „Cerna-Petroșani” (Stanoiu, 1973) și considerată neogenă, este figurată la est de petecul de Godeanu, fiind astfel suprapusă peste contactul sedimentar autohton-granitoide (falia Arsasca-pîrîul Ivanului) care este, așa cum am menționat, un plan înclinat, curb, anterior sau (mai puțin probabil) sincron cu falia Cernei, însă care nu poate fi confundat cu aceasta.

Pe baza celor menționate, pentru a se evita unele confuzii, propunem păstrarea denumirii de „falia Cernei” utilizată de Bercia (1974^a, 1975) întrucât traseul ei real precum și extinderea ei la S de Dunăre (susținute de datele obținute prin satelitul ERTS₁) au fost precizate de acest autor.

Falia Cernei, împreună cu falia Arsasca-pîrîul Ivanului, după care s-a produs desprinderea și alunecarea formațiunilor din flancul vestic al anticlinialului Virful lui Stan (și accidentele tectonice care o însotesc) constituie în această zonă — pe cca 20 km lungime — „aliniamentul Cernei”, denumire utilizată în 1975 de M. Sandulescu, cu un conținut neprecizat: „accident tectonic major de profunzime, materializat de un graben îngust sau de o fractură superficială dedublată de falii sateliți”.

Trebuie să facem precizarea că pe zona de la N de virful lui Stan nu se confirmă existența unui „graben”, structura actuală fiind generată de o cădere de la est către vest, probabil în două etape: pre-șariaj (desprinderea și căderea flancului vestic al structurii anticlinale menționate) și post-șariaj (de-a lungul faliei Cernei). Oricum, chiar în ideea unei singure etape de faliere (în Neogen), nu se poate vorbi de un „graben” deoarece, odată cu desăvîrșirea șariajului getic, cristalinul petecului de Godeanu constituia termenul cel mai nou în superpoziția formațiunilor din zonă și nu sedimentul cretacic. Eventuală existență, între fracturile aproximativ verticale de la nivelul văii Cernei, a unor depozite neogene ar justifica utilizarea termenului de „graben” pentru zone restrînse. O structură în graben, pe aliniamentul Cernei se păstrează în zona Herculane (Codarc et al., 1940; Stanoiu, 1973; Năstaseanu, 1975).

Utilizarea „aliniamentului Cernei” (Sandulescu, 1975) ca limită între danubianul mezozoic intern și cel extern este justificată de suprapunerea elementelor tectonice alpine pre- și post-șariaj cu zona de racordare dintre ridul danubian extern și sănțul danubian intern precum și de rolul important pe care se pare că l-a jucat în diferite etape (chiar și în timpul Paleozoicului) zona mai ridicată de pe aliniamentul Culmea Cernei-Vilcan-Paring.

^a Op. cit. pct. 6.

CONCLUZII

Sintetizînd cele expuse, se constată că structura actuală a zonei dintre pîrîul Arsasca și pîrîul Ivanului, de pe cursul mijlociu al văii Cerna, este definită de următoarele elemente :

— Anticinalul Vîrful lui Stan (C o d a r c e a , 1940 ; S t ă n o i u , 1973) este o structură alpină grefată pe un fundament cristalin cu o structură complexă. Anticinalul „Culmea Cernei” reprezintă o structură conțurată la sfîrșitul orogenezei assyntice, cu granitoide de Cerna în zona axială și formațiuni metamorfice ale seriei de Drăgșan (trecerea realizîndu-se prin intermediul unei zone migmatice) ce se păstrează numai în flancul estic; flancul vestic dispare de-a lungul aliniamentului tectonic al Cernei.

Spre est, seria de Drăgșan vine în contact — prin intermediul unei linii de intensă milonitizare — cu „granodiorit-diorite epimetamorfice de Arsasca” asociate seriei de Lainici-Păiuș, serie polimetamorfă cu o cutare proprie. Metamorfismul inițial al acestei serii a fost considerat sincinematic de contact de presiune joasă de către S a v u (1970, 1975) și metamorfism de presiune joasă în stadiul mediu (cf.- W i n k l e r , 1970) de către T. B e r z a (sub tipar). Partea vestică a seriei de Lainici-Păiuș a fost afectată în Paleozoicul inferior (Cambrian-Ordovician ?) de un metamorfism de intensitate mai scăzută, considerat în faciesul șisturilor verzi (I a n c u , 1974) pe baza paragenezei cu : albit, epidot-clinozoizit, stilpnomelan, actinolit, minerale orientate în planul unei noi foliații care nu se regăsește în formațiunile paleozoice silurian-devoniene de deasupra.

Pe rama estică a danubianului extern din această zonă apar formațiuni paleozoice, Ordovician-Silurian, Silurian-Devonian (S t ă n o i u V i s a r i o n , 1975), discordante și transgresive, afectate de un metamorfism (hercinic) predominant static, de intensitate foarte scăzută.

— Formațiunile mezozoice (Jurasic-Cretacic), bine reprezentate în flancul estic și zona axială a anticinalului Vîrful lui Stan, începînd de la N de pîrîul Arsasca, în flancul vestic al structurii, se păstrează numai ca o fișie îngustă, formată din depozite cretacice.

— În zona ridicată de la N de Vîrful lui Stan formațiunile sedimentare din flancul vestic al structurii se află în contact tectonic cu cristalul autohton, după un plan a cărui înclinare scade pe adîncime (falia pîrîul Arsasca-pîrîul Ivanului) și care pe direcție este intersectat de falia Cernei. După acest plan a avut loc o desprindere, în general în baza cuverturii sedimentare și o decolare spre o zonă mai coborîtă, situată la vest, probabil ante-șariaj.

— Spre vest, formațiunile sedimentare și granitoidele de Cerna vin în contact tectonic cu cristalul petecului de Godeanu prin intermediul faliei Cernei, fractură majoră, cu extindere regională ce a avut ca efect — pe cca 20-25 km lungime — o coborîre a compartimentului vestic cu cristal getic și o tectonizare intensă a ambelor domenii. Este posibil ca frac-



turarea post-șariaj, de-a lungul văii Cerna, să se fi produs în mai multe etape în timpul Paleogen-Neogenului.

— Această structură implică utilizarea termenului de „aliniamentul Cernei”, pentru a denumi „zona tectonica” de pe traseul văii Cerna și care, la N de Virful lui Stan, este reprezentat prin : „falia Arsasca-pîriul Ivanului” (ce constituie contactul dintre sedimentarul și cristalinul autohton) și „falia Cernei”, fractură majoră, post-șariaj, ce se extinde de la Petroșani pînă la S de Dunăre și care reprezintă de fapt un sistem de fracturi orientate NE-SW.

Efectul combinat al acestor fracturi este o coborîre în trepte de la est către vest, cu o zonă de maximă ridicare în Culmea Cernei, la N de Virful lui Stan. Această imagine structurală infirmă, pentru zona de la N de Virful lui Stan, existența „grabenului Cernei”.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ.* I, nr. 12, București.
- Berza T., Seghedi A. (1975a) Asupra prezenței distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan din bazinul Motrului. *D.S. Inst. geol. geof.* LXI/1, București.
- , Seghedi A. (1975b) Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geof.*, LXI/1, București.
- (1977) Studiul mineralologic și petrografic al masivului granitoid de Tismana (Carpații Meridionali). *An. Inst. geol. geof.* LIII, București.
- Codarcă A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, București.
- , Bercia I., Boldur C., Năstăseanu S., Constantinoff D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D. (1968) Geological structure of the South-western Carpathians. *Guide to Excursion 49 AC Roumanie, Intern. Geol. Carp.* XXIII, Sess. Praga, 1968.
- Drăghici C. (1966) Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obîrșia Godeanu (Pod. Meliedinți). *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bul. Soc. St. Geol. Rom.*, XI, București.
- Iancu Viorica (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Virful lui Stan-pîriul Paltinului (Munții Cernei) *D.S. Inst. Geol.* LX/1, București.
- Mănolescu G. (1937) Étude géologique et petrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Meridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Murgoci-Munteanu G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, VII, 31.
- Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și noi observații tectonice privind munții Cernei (Banat). *D.S. Inst. Geol.* LIII, 1. București.



- (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (Form. de Oslea) din Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LIX, 4, București.
 - (1975) Aperçu synthétique sur la géologie des Carpathes Méridionales entre le Danube et le Jiu. *Bull. de la société Géol. de France*; 7e série, tom. XVII, no. 3.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-Muntele Oslea. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XLVIII, București.
- Pop G. (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vilcan. Acad. R.S.R., édit. 155, București.
- Rădulescu D., Sănduleșcu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological-structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 155–161.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/5, București.
- (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Geofiz.* vol. XLVI, București.
- Sănduleșcu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. de la società géol. de France*; 7e série, tome XVII, no. 3, Paris.
- Sitter L. M. (1969) Geologie structurală. Ed. tehnică, București.
- Stănoiu I. (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian cu privire specială asupra regiunii de la Obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4, București.
- (1973) Zona Mehedinți-Retezat: o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
 - , Iliescu Violeta (1976) Stratigrafia formațiunilor paleozoice de la Obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geof.*, LXII/4, București.
- Winkler M. G. F. (1967) Die Genese der Metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies. London.
- Whitten E. H. T. (1966) Structural geology of folded rocks. Rand Mc Nally & Company, Chicago.

OBSERVATIONS SUR LES RELATIONS STRUCTURALES DES FORMATIONS SITUÉES SUR LE COURS MOYEN DE LA VALLÉE DE LA CERNA (DISTRICT CARAŞ-SEVERIN)

(Résumé)

La zone étudiée est placée sur le cours de la vallée de la Cerna (district Caraș-Severin). À la constitution géologique de cette zone participent des formations qui appartiennent à deux domaines: gétiques et danubiens.

1. Les métamorphites appartenant au domaine gétique (le lambeau de Godeanu) sont représentés par des paragneiss micacés et micaschistes à grenat \pm sillimanite-andalousite — cordiérite, gneiss amphiboliques, gneiss quartzite-biotitiques, dont la structure majeure est contournée en base des foliations de stratification (Bercia, 1975).

Dans la zone placée au sud de Pârâul Ivanului, sur environ 250 m de largeur, a été mise en évidence une foliation de lamination probablement alpine, entraînée en plis métriques.



2. L'autochtone danubien est formé d'un soubassement cristallin représenté par : granitoïdes de Cerna, formations métamorphiques des Séries de Drăgăsan et Lainici-Păiuș, granodiorite-diorites de Arsasca, formations paléozoïques faiblement métamorphisées et dépôts mésozoïques (Jurassique-Crétacé).

a) Les granitoïdes de Cerna participent à la constitution de l'anticlinal de Culmea Cernei avec des granitoïdes massifs, équigranulaires dans la zone axiale et foliés jusqu'à gneissiques dans les zones marginales, le contact avec la Série de Drăgăsan étant réalisé par l'intermédiaire d'une zone migmatique.

— On est d'avis que la mise en place des granitoïdes de Cerna et le métamorphisme de la Série de Drăgăsan (métamorphisme de pression moyenne de type barrovien, dans les conditions du stade moyen) ont eu lieu à la fin de l'orogenèse assyntique, dans le Précambrien supérieur (Iancu, 1974; Berza, 1977). Ainsi, „l'anticlinal de Culmea Cernei”, tracé à partir des foliations primaires, représente une structure antépaléozoïque.

— Vers l'est, près du contact avec la Série de Lainici-Păiuș, cette foliation est surmontée par une foliation de lamination ayant affecté mécaniquement certains minéraux et qui est accompagnée d'une nouvelle paragenèse de minéraux du groupe de la chlorite et de l'épidote. Une foliation similaire, relevée par l'orientation des minéraux de néoformation de : chlorite, epidote-clinozoïlite, albite, stilpnomélane, actinolite, est à remarquer également dans les roches granodiorite-dioritiques de Arsasca, associées à la Série de Lainici-Păiuș, série dont le métamorphisme initial a été réalisé sous conditions de basse pression et de température élevée.

Nous considérons cette foliation d'âge paléozoïque inférieur, associée à une phase de métamorphisme dynamo-thermique, au niveau du faciès des schistes verts.

— Bien que les formations paléozoïques de Poiana Mică — Silurien-Dévonien — surmontent (en transgression et en discordance) la Série de Lainici-Păiuș, on n'y remarque pas une foliation pénétrative commune. Nos observations suggèrent, pour le bord sud-est du Danubien externe, un métamorphisme hercynien à dominance statique, d'intensité très réduite.

— Sur le flanc occidental de l'anticlinal Culmea Cernei, près de „l'alignement de la Cerna”, apparaît une zone à foliation de lamination alpine orientée N 40—50°E.

b) La couverture sédimentaire est représentée par des dépôts jurassique-crétacés (grès, conglomérats, calcaires), disposés en discordance et en transgression sur le soubassement cristallin, dans la partie est et sud de la zone présentée, où ils occupent le flanc oriental et, notamment, la zone axiale de l'anticlinal alpin Virful lui Stan. Le long de la vallée de la Cerna, au nord de la vallée de Arsasca, les formations mésozoïques sont représentées par des calcaires sombres, massives, qui sont en contact tectonique avec le soubassement cristallin. A la base de ces calcaires, avec un développement sporadique, discontinu, apparaissent des schistes argileux avec des bancs sous-métriques de calcaires, grès calcaires et grès.

Au-dessus des calcaires (probablement Barrémien-Aptien), au niveau de la vallée de la Cerna, on rencontre des argiles rougeâtres, des grès et des conglomérats appartenant au Crétacé supérieur.

3. Le contact entre le cristallin autochtone et les formations sédimentaires situées sur la vallée de la Cerna suit un plan avec un pendage qui diminue avec la profondeur (de 80-85° à 60°), orienté NE-SW, le long duquel a eu lieu un décollement et un glissement des formations du flanc occidental de l'anticlinal Virful lui Stan, probablement durant le Turonien-Sénonien, à la fois qu'un exhaussement de la zone axiale. Nous avons individualisé ce contact tectonique sous le nom de la „faille Arsasca-Piriul Ivanului”.



4. A l'ouest de cette faille, on peut poursuivre une fracture majeure, étendue jusqu'au Bassin de Petroșani au nord et jusqu'en Yougoslavie au sud, qui a affecté autant l'autochtone danubien qu'aussi bien le lambeau de Godeanu. Par suite de cette fracture (accompagnée de failles secondaires), nommée la „faille de la Cerna” par Bercia (1975) a eu lieu un affaissement du compartiment occidental, avec cristallin gétique, probablement pendant le Paléogène-Néogène. L'effet combiné de ces fractures a été un affaissement en gradins de l'est vers l'ouest, ce qui exclut — pour la zone du nord de la vallée de Arsasca — l'existence du „grabben de la Cerna”.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique et structurale de la zone du ruisseau Arsasca — ruisseau Ivanului (Vallée de la Cerna).

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, terrasses. I. Domaine danubien : 2 : a, schistes argileux, grès, conglomérats (Crétacé supérieur); b, calcaires massifs ; c, schistes argileux, grès (Crétacé moyen); d, calcaires en plaques (Jurassique supérieur — Crétacé inférieur); e, conglomérats, grès, calcaires gréseux (Jurassique inférieur + moyen); 3, lames de paragneiss, de micaschistes, de serpentinites; 4, quartzites, phyllites, métapséphites, métapsammites (Paléozoïque); 5 : a, granodiorites-diorites de Arsasca ; b, Série de Lainici-Păiuș : gneiss biotitiques à grenat ± biotite, calcaires et dolomies cristallines (Précambrien supérieur — Paléozoïque inférieur?); 6 : a, granitoïdes de Cerna ; b, Série de Drăgășan : gneiss amphiboliques, amphibolites, paragneiss biotitiques, micaschistes ± staurotide ± disthène, migmatites stromatiques (Précambrien supérieur B). II. Domaine gétique — le lambeau de Godeanu : 7, Série de Sebeș-Lotru : amphibolites, gneiss amphiboliques ; paragneiss, micaschistes à grenat, gneiss quartzitique-biotitiques (Précambrien supérieur A) ; 8, limite géologique ; 9, limite de transgression ; 10, faille inverse ; 11, faille majeure (contact tectonique entre les formations) ; 12, faille ; 13, axe d'anticlinal ; 14, axe d'anticlinal tracé sur la base de la foliation de lamination ; 15, axe de synclinal ; 16, plan de stratification dans les formations sédimentaires, foliation de stratification dans les formations métamorphiques ; 17, foliation primaire en granitoïdes ; 18, foliation de lamination ; 19, linéation ; 20, zone de mylonitisation ; 21, matériel de faille argilo-graphiteux ; 22, plan de faille mesuré ; 23, affleurement décrit ; 24, carrière ; 25, position des coupes géologiques. Les signes lithologiques figurés sur les coupes géologiques : 26, cristallin gétique ; 27, formations sédimentaires : a, Crétacé supérieur ; b, Crétacé moyen ; 28, cristallin danubien ; 29, foliation primaire ; 30, foliation de lamination.

ÎNTREBĂRI

V. P a p i u : 1. Între calcare și granitoide au fost întâlnite arcoze liasice?

2. La juncțiunea dintre falia Cernei și faliile transversale s-au găsit izvoare mai mult sau mai puțin termale?

Răspuns: 1. În aval de Ogașul Sec, cu o apariție discontinuă, sunt prezente calcare grezoase grafitoase și gresii arcoziene care ar putea reprezenta formațiuni liasice.



2. Nu s-au semnalat izvoare termale în lungul faliei Cernei, la intersecțiile cu faliile transversale.

M. Săndulescu : 1. Ați menționat prezența, la contactul între formațiunile sedimentare și socul cristalin, a unor serpentinite. Sunt acestea metamorfozate sau nu?

2. Se poate determina cu precizie sensul mișcării pe planele cu striuri de alunecare?

Răspuns : 1. Serpentinitetele menționate par a fi nemetamorfozate regional și apar ca lame sau blocuri prinse într-o masă pământoasă, friabilă.

2. Planele de alunecare din baza calcarelor, cu inclinare nord-vestică, prezintă striuri de alunecare cu inclinări de 60-70° spre NV, intrerupte la partea superioară, indicând o mișcare relativ descendentală față de fundimentul cristalin.



VIORICA IANCU

SCHIȚA GEOLOGICĂ ȘI STRUCTURALĂ A ZONEI PÎRÎUL ARSASCA-PÎRÎUL IVANULUI(VALEA CERNEI)

0 250 500m

LEGENDA

CUATERNAR

1 a: Nuviumi, b: Terase

I DOMENIU DANUBIAN

- 2 a: Sisturi argiloase, gresii, conglomerate (Cretacic superior)
- b: Călcare masive, c: Sisturi argiloase, gresii (Cretacic mediu)
- d: Călcare în plăci (Jurasic superior-Cretacic inferior)
- e: Conglomerate, gresii, călcare grezoase (Jurasic inferior + mediu)

3 Lame de paragneise, micașisturi, serpentinită

4 Quarțite, filite metapsefite, metapsomite

PALEOZOIC

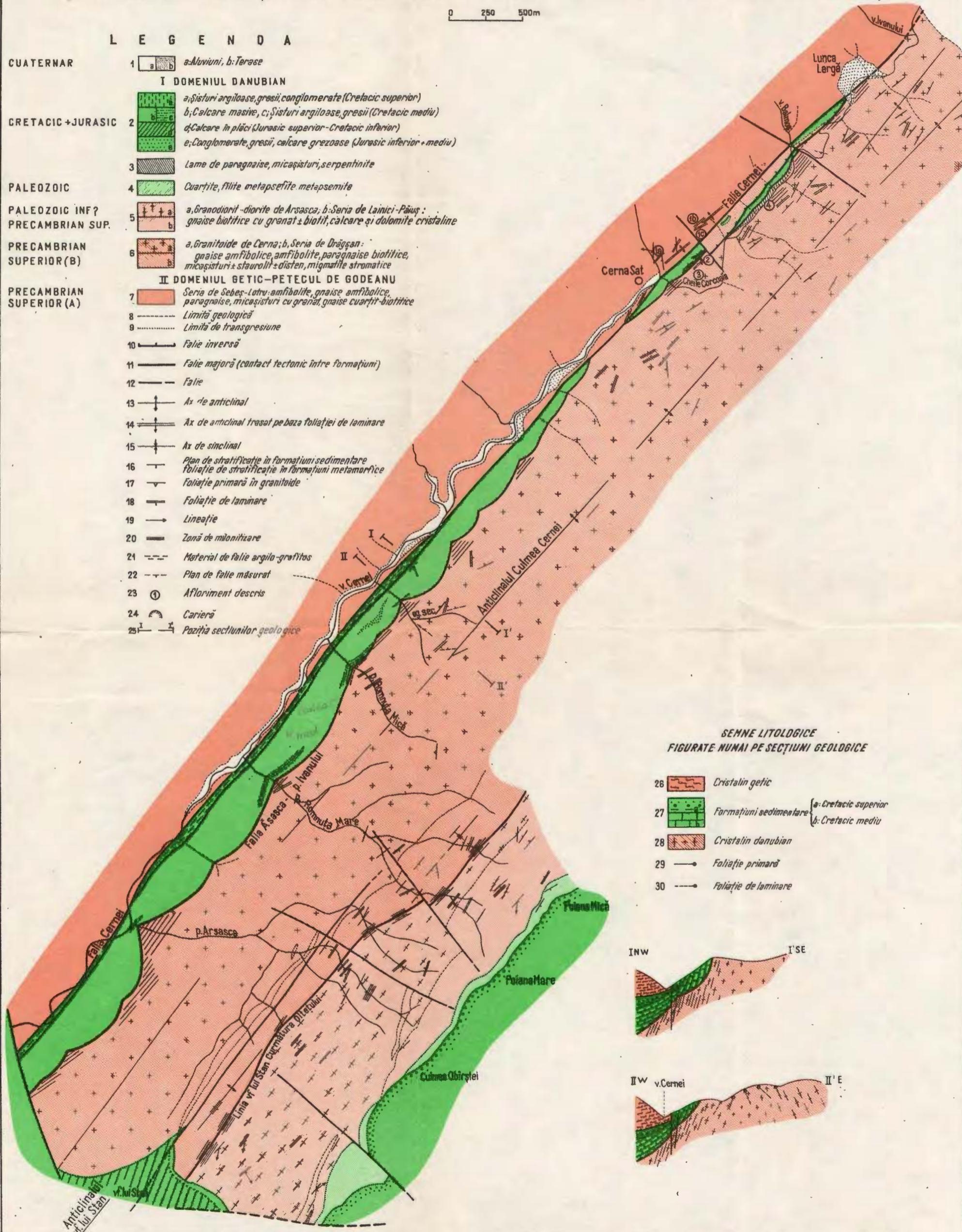
5 a: Granodiorit - diorite de Arsasca; b: Seria de Lainici-Pâus: gnaise biotitice cu granat ± biotit, călcare și dolomite cristaline

PRECAMBRIAN SUPERIOR (B)

6 a: Granitoide de Cerna; b: Seria de Drăgășan: gnaise amfibolice amfibolite, paragneise amfibolice, micașisturi și staurolit, cidden, migmatite stromatice

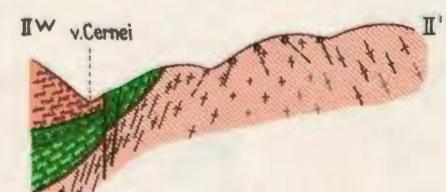
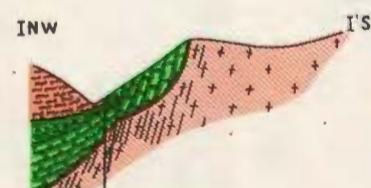
II DOMENIU GETIC-PETECUL DE GODEANU

- 7 Seria de Sebeș-Lotru: amfibolite, gnaise amfibolice, paragneise, micașisturi cu granat, gnaise cuarț-biotitice
- 8 - - - - Limită geologică
- 9 - - - - Limită de transgresiune
- 10 - - - Falie inversă
- 11 - - - Falie majoră (contact tectonic între formații)
- 12 - - - Falie
- 13 - - Ax de anticlinal
- 14 - - Ax de anticlinial trăsăt pe baza foliației de laminare
- 15 - - Ax de sinclinál
- 16 - - Plan de stratificare în formațiuni sedimentare
- foliație de stratificare în formațiuni metamorfice
- 17 - - Foliație primară în granitoide
- 18 - - Foliație de laminare
- 19 - - Lineație
- 20 - - Zonă de milonizare
- 21 - - - Material de falie argila-grafit
- 22 - - - Plan de falie măsurat
- 23 ① Afloriment descris
- 24 - - Carieră
- 25 I - - Pozitia secțiunilor geologice



SEMNE LITOLOGICE FIGURATE NUMAI PE SECȚIUNI GEOLOGICE

- 26 Cristalin getic
- 27 Formațiuni sedimentare a: Cretacic superior
b: Cretacic mediu
- 28 Cristalin danubian
- 29 - - Faliație primară
- 30 - - Faliație de laminare



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

OROGENESIS AND FLYSCH SEDIMENTATION. CRITICAL REMARKS ON THE ALPINE MODEL¹

BY

DAN C. JIPA²

Sommaire

Flysch et orogénese. Remarques critiques sur le modèle alpin. La conception du flysch comme facies orogénique ne peut être appliquée sans discrimination à tous les dépôts de type flysch. Le milieu tectonique du flysch des Alpes ne représente un modèle unique. La définition du flysch doit accentuer ses caractères sédimentaires concrets, sans implications génétiques.

Flysch deposits display well defined sedimentary features, which have been extensively described by many workers (Tercier, 1947; Vassoevich, 1948; Sujkowski, 1957; Dzulynski and Smith, 1964; Dzulynski and Walton, 1965). However, the genetic implications of this particular facies are not yet universally accepted.

Why is the flysch concept still ambiguous? In my opinion this is due mostly to the implication that flysch should always reflect orogenic conditions attributed to the Alpine flysch. Since Bertrand's study (1897) flysch sediments have been regarded as an orogenic facies characteristic of a certain moment of the geosynclinal evolution.

Due to this orogenic concept the directly observable sedimentary features of the flysch facies have become completely subordinated by hypothetical connotations. An important consequence is represented by the fact that at present we are unable to clearly identify flysch sediments within the modern sedimentary frame work. Consequently it is difficult to apply informations provided by recent sedimentation to the interpretation of ancient flysch.

¹ Received December 9 1975, accepted for publication February 10 1976, presented at the Meeting of May 7 1976.

² Institute of Geology and Geophysics, 1 Caransebeş str., Bucarest.



Bertrand's orogenic-flysch concept

The concept of flysch as an orogenic facies was introduced by Bertrand (1897) at the 6th International Geological Congress in Zurich (1894). Basically unchanged, this concept is still intensively used today.

Based on investigations first carried out in the Savoyard Alps, Bertrand (1897) points to the existence of the following geosynclinal sequence: (1) gneisses — (2) schistous flysch (fine flysch, „schistes lustrés”) — (3) coarse flysch (proper flysch) and finally (4) molassic conglomerates and sandstones. The schistous flysch is regarded as deposits of an early period, when the geosyncline consisted of a single, large trough. Bertrand (1897) considered that later on, a cordillera emerged in the central part of the basin, creating two lateral troughs. These two troughs became, through the erosion of the central cordillera, the accumulation sites of the coarse, proper flysch. The final term, molassic conglomerates and sandstones, appears to Bertrand (1897) as accumulations on the flank of the uplifted mountains at the geosyncline belt.

Considering that they are directly controlled by orogenic movements³, Bertrand (1897) has named the terms of this geosynclinal sequence „mountainous facies or formation” (p. 170); this denomination was later replaced by „ogenetic facies”.

Concluding his famous paper, Bertrand (1897) indicates that his orogenic facies theory is simply an attempt to outline the ordered interrelationships between several important phenomena. To him the details of the picture remained questionable. Indeed the major fact presented is the sequence of the geosynclinal facies. All the interpretive part relative to this sequence was not supported in Bertrand's study.

Evolution of Bertrand's orogenic-flysch concept

The success met by Bertrand's (1897) theory may be envied by any scientist putting forward a new idea. The greatest geological personalities of that time supported this new theory and Bertrand's idea had no opponents for a long period of time. As attested by the geological literature, no doubt was expressed for more than half a century on its validity and none reviewed its grounds critically. It was adopted as an incontestable reality.

Have any significant changes of the orogenic flysch theory occurred since Bertrand (1897) proposed it? The answer is negative. The modern aspect of this theory is admirably summarized by van der Graft as far back as 1931 (p. 998): „The Alpine Flysch is a sequence of sediments deposited during the later stages ... of the geosyncline, directly previous to the major paroxism, when initial diastrophism had already developed interior ridges exposed to erosion”. In 1960 Trümpy out-

³ For the purpose of his paper Bertrand (1897) considers orogenesis from the viewpoint of mountain-building. I believe this is quite reasonable, because only the morphologic effect of the orogenic movements („morphogenesis”) can influence sedimentation.



lined flysch genesis in a similar way. He pictured tectonic cordilleras rising above sea level which supplied large quantities of clastics to the adjacent furrows. Raaf (1958, p. 2—3) clearly indicates the present influence of Bertrand's ideas: „Orogenic movements were considered responsible for the exceptional character of this (flysch) sedimentation process. This opinion is still vigorous today”.

Opponents of the orogenic-flysch theory

Since several decades divergent opinions have been expressed in connection with the orogenic character and the Alpine model of flysch deposits.

Eardley and White (1947) appear to be the first to evaluate critically the terms flysch and molasse. These authors are disconcerted by the lack of arguments supporting the commonly assumed pre-paroxysmal position of all flysch deposits. They also pointed out a series of inconsistencies concerning the practical use of the flysch orogenic significance. For example a flysch status is sometime conferred to a formation on lithologic grounds only, the orogenic significance being automatically implied; at other times only the orogenic connotations are taken into account, the sedimentary aspects being neglected. Eardley and White (1947) conclude that the terms flysch and molasse are not useful and their use merely leads to conclusions by way of analogy.

Based on a very documented study, the distinguished expert in flysch problems Ksiazkiewicz (1960, p. 29) states that „flysch may appear very soon in the geosynclinal cycle, or appear toward its end, and possibly do not appear at all... Its relations to the orogenic movements does not justify the view that it is necessarily pre-orogenic or synorogenic”. Unfortunately, this complex analysis of flysch position in the geosynclinal history, has not been sufficiently considered.

Ten years later, using another line of reasoning Debella (1970) reached similar conclusions. This author points out that in Mediterranean chains flysch deposits occur at various times of the geosynclinal development, and not only prior to the orogenic paroxysm. Sometime the flysch occurrence is not related to folding stages, or is even located outside the geosynclinal realm (e.g., the Pyrenees chain).

Recently Dott (1974, p. 3), criticising the generalisation of the geosynclinal cycle, warns that „to insist upon fitting each belt into one simplistic, man-constructed cycle obscures the element of uniqueness of such belts and thus impedes understanding more than it helps”.

Analysis of flysch orogenic theory

Premises of flysch orogenic concept. Analysing Bertrand's (1897) paper along with scattered arguments of some modern authors (Antanasiu, 1958a, 1958b, ; Abouin, 1965 ; Raaf, 1968 ; etc.) the following main assumptions of the flysch orogenic theory can be inferred :



(1) Flysch sedimentation depends on the appearance of intrageosynclinal uplifts. These cordilleras are regarded as the unique source-areas of the flysch clastic material.

(2) Nothing else but orogenesis is mentioned as the cause of the uplift of the cordilleras (B e r t r a n d, 1897; A u b o u i n, 1965; R a a f, 1968). On this basis it appears that in fact orogenesis directly controls flysch occurrence; consequently flysch sediments represent an orogenic facies.

(3) According to the orogenic theory, flysch accumulation is determined only by orogenic movements acting within the geosynclinal basin, synchronously with flysch sedimentation. It is considered that the moment of flysch initiation is invariably placed just before the main orogenic paroxysm.

Let us analyse these three main ideas which constitute the basis of the concept of flysch as an orogenic facies.

Intrageosynclinal source-areas and flysch sedimentation. For a long time, as a result of the influence of the paleogeographic scheme of the Alps, cordilleras have been regarded as the unique source-areas of the flysch clastics. The development of mapping paleocurrent has shed new facts and ideas on this matter.

Reviewing the modern data concerning the flysch source-areas K u e n e n (1958) indicated that the exclusive provenance of flysch clastics from local, intrageosynclinal sources is presently not a viable idea. In many cases current systems flowing along the geosynclinal axis have been proved. Without eliminating the probability of local sources, K u e n e n (1958) suggests that distant sources, possibly located outside the geosynclinal area, have played a prominent role in flysch accumulation.

To date, the paleocurrent data from flysch deposits of the Alps are rather incomplete (K u e n e n et al., 1957; H s ü, 1960; R a d o m s k i, 1974). However the similar data from northern Appenines (A b b a t e et al. 1970; B o r t o l o t t i et al., 1970) converge in realizing a regionally broader paleocurrent picture. It appears that during the flysch sedimentation the present zone of the western and central Alps delineated an important intrageosynclinal source-area with a very complex configuration. But even in this area, where the exclusively cordilleran source concept originated there is evidence of more than one type of source-area: the Corsica-Sardinia massif (P a r e a, 1965; A b b a t e et al., 1970; B o r t o l o t t i et al., 1970) and the formerly emerged Ligurian area (K u e n e n et al., 1957; S t a n l e y and M u t t i, 1968) as well as the area north-east of the Bavarian trough (H e s s e, 1964; v o n R a d, 1968).

The Carpathian flysch, perphas better known from the view-point of the paleocurrent systems (K s i a z k i e w i c z, 1963; K o r a b et al., 1962; D u r k o v i č, 1966; C o n t e s c u et al., 1966; D u m i t r i u and D u m i t r i u, 1968) presents an exemple of the variety of source-areas. Numerous supply terrains, located inside as well as outside the geosynclinal trough, acted along the whole length of the flysch basin



(Contescu and Mihailescu, 1970, fig. 2; Contescu, 1974, fig. 9). Cordilleras are believed to represent important source-areas in the Polish Carpathians. On the contrary, it has been demonstrated that, at least in the Paleogene time, the crystalline core of the Eastern Carpathians, formerly considered a cordillera, played a minor part as source-area (Jipa, 1966). Within other flysch zones (for example the Ouachita basin, cf. Biggs and Clinne, 1967) the clastic material was supplied from outside the geosynclinal trough.

The above cited data show that the flysch detrital material may have been supplied by any elevated zone situated within the drainage system of the flysch accumulation zone, inside or outside the flysch trough.

Flysch cordilleras and orogenesis. Most geologists do not discuss the uplift genesis when referring to flysch cordilleras. The common opinion, however, is that the dominant genetic factor is the orogenesis (Bertrand, 1897; Atanassiu, 1958a; Aubouin, 1965).

Ksiakiewicz (1960) is probably the only geologist who examined the relationships between orogenesis and source-areas of flysch deposits. This author indicates that in the Polish Carpathian geosyncline the source-area location show important variations in time and space. This mobility usually would be regarded as a manifestation of orogenic geosynclinal activity. However, Ksiazkiewicz (1960) does not find any coincidence between the cordillera movements and the orogenic stages known in the neighbouring regions. Consequently he considers that the mobility of cordilleras is not due to orogenic movements, but to subcrustal subsidence and isostatic readjustments. Thus, here it is an example (the only one known to me) where the relationship between cordilleras and orogenesis has been examined and where it proves to be negative.

Investigating the Alpine preparoxysmal evolution of the Eastern Carpathians, Sandulescu (1973) concludes that the so-called „central Carpathian cordillera” was essentially a large ridge. This ridge existed as a morphological element long before the beginning of Carpathian flysch sedimentation; it was only affected by moderate vertical movements. Such a ridge would certainly not determine the very existence of the flysch accumulation. I believe this example illustrates an intrageosynclinal source-area whose possible connections with orogenesis cannot justify a supposed orogenic character of the flysch sediments accumulated around this source.

Intra- and extra- geosynclinal orogenesis. As mentioned earlier, the orogenic flysch concept implies that flysch genesis is conditioned only by those orogenic processes developing within the geosynclinal trough and synchronously with flysch deposition. This opinion is based on the hypothesis that flysch deposits originate only through the erosion of orogenic intrageosynclinal cordilleras. Presently we are aware that flysch clastics have also been supplied by extrageosynclinal source-areas. The example of Ganges and Indus abyssal cones is quite significant in this respect. These deposits display evident flysch features. Their source-area, represented by



the Himalayan mountains, is located distant from the Indo-Gangetic geo-synclinal zone (M o o r e et al., 1971).

The Himalayan orogenic uplift is at least partly synchronous with the accumulation of the Indo-Gangetic cones. However, the extrageo-synclinal source-area also may be the product of an orogenic phase antedating flysch deposition.

According to the orogenic concept flysch sedimentation is chronologically correlated with orogenic movements. This correlation should involve orogenic stages which directly influenced the flysch accumulation. Terms like „synorogenic flysch sediments” are equivocal and even misleading when the flysch source-area is extrageosynclinal and the flysch event is correlated with intrageosynclinal orogenic movements.

A critical evaluation of the orogenic flysch concept

According to the logical construction of the orogenic theory the accumulation of flysch sediments is determined by synsedimentary orogenic processes, through the orogenic control of the source-area (intrageosynclinal cordilleras).

Considering the present sedimentological knowledges one can demonstrate that flysch source-areas are rather diverse. Important source-areas may be located outside geosynclinal troughs serving as flysch accumulation sites.

It also have been suggested that the evolution of the intrageosynclinal source-areas may be controlled by non-orogenic processes (K s i a z k i e -w i c z , 1960). Flysch deposits may accumulate at different times during the geosynclinal evolution and need not only develop in strict relation with orogenic paroxysms (D e b e l m a s , 1970).

The extrageosynclinal flysch sources may be generated by orogenic movements antedating the flysch accumulation. In such a case the association between flysch and orogenesis only reflects the general tectonic-sedimentation relationship.

The sum of these observations indicate that the orogenic concept cannot be applied to any flysch formation. Not every flysch accumulation need represent an orogenic facies. Due to the particular attributes of the various flysch deposits, the orogenic theory appears too narrow to include all flysch varieties.

Can the orogenic alpine flysch be applied as a universal model?

The Alpine model of flysch is closely related to the concept of an orogenic facies. Because its extensive application it is worth discussing this model.

Flysch as a sedimentary facies was initially studied and named in the Alps. In this area the orogenic control of flysch sedimentation was first pointed out. This probably explains why many scientists consider that flysch deposits occurring in different regions must reflect the same orogenic framework as that of the Alpine flysch (H s u , 1970).



Presently the orogenic flysch of the Alps is generally regarded as the primary model to be followed by all other similar lithofacies seeking the flysch title. The following passages quoted from papers of two well-known contemporary geologists illustrate this :

„The Appalachian turbidites have been formed during the culminating stages of the orogenic movements preceding the regional morphogenesis ; they may be very well compared with the Alpine flysch and consequently I believe that they may be considered flysch deposits” (R a a f, 1968, p. 15).

„Sediments forming this wedge, lithologically are flyschlike but accumulate under conditions considerably different from those postulated settings in which well known flysch sequences were deposited in the Alps, Carpathians and other mobile belts” (S t a n l e y, 1974, p. 242).

Investigations carried out by Alpine geologists indicate that the geosynclinal troughs of the Alps were quite different from the theoretical, classical geosyncline. It appears that during the period of flysch accumulation, the geosyncline of the western and central Alps was not a permanent basin, but an unstable association of furrows and uplifts (T r ü m p y, 1960). Consequently, the sedimentary history of the Alps geosyncline is not characterized by subsidence — a basic geosynclinal feature — but by crustal unrest (T r ü m p y, 1960).

As discussed in a previous section, unlike the Alpine flysch the orogenic control of sedimentation is less evident or even missing in case of other flysch deposits. Therefore it cannot be maintained that all flysch deposits need reflect the orogenic model of the Alpine flysch. The markedly tectonic framework of the Alpine flysch is not to be assigned indiscriminately to every accumulation of flysch sediments.

Some comments on flysch definition

This paper attempts to present arguments against the use of orogenic criteria in defining flysch accumulations. If the orogenic criteria are dismissed, then what are the defining features of a flysch facies ?

It is suggested here that the flysch definition should emphasize concrete sedimentary features, directly observable or obtained through basic geological or geophysical investigations. Accordingly, the following groups of criteria can be distinguished :

(1) Small-scale features of flysch deposits which can be observed at the outcrop (or in a core). This assemblage of sedimentary characters (including rhythmicity, internal and external structures, textures of coarser-grained interbeds, biogenic content, etc.) is well defined by V a s s o e v i c h (1948), S u j k o w s k i (1957), D z u l y n s k i and S m i t h (1964), D z u l y n s k i and W a l t o n (1965).

(2) Features resulting from the areal extent of flysch sedimentation ;
(a) extensive distribution of flysch formations and (b) their longitudinal facial uniformity over long distances.



(3) Features reflecting the extent in time of flysch sedimentation :
 (a) the marked thickness of flysch facies and (b) their vertical uniformity.

Using these criteria one may designate as flysch a deposit showing not only the characteristic flysch aspect. It should conserve this facies over a large area and display a rather important sediment thickness. This would have in mind that flysch accumulation is characteristically due to sedimentary processes relatively extensive and constant in time and space.

The use of the second and third groups of criteria would be helpful in discriminating between typical flysch and flysch-like deposits. However such criteria are rather subjective. Another approach would be to use only the first group of criteria and call flysch all deposits which look like flysch.

Conclusions

Our present sedimentological knowledges of flysch indicates that the genetic environment manifests a much larger diversity than the framework considered by the orogenic flysch concept. There are flysch accumulations which are not the result of synsedimentary, intrageosynclinal orogenesis. Consequently, the concept regarding flysch deposits as orogenic facies should not be applied to all flysch lithofacies.

The markedly tectonic framework characterising flysch accumulations in the central and western Alps does not represent a unique model of flysch environment. Flysch deposition developed under various conditions, depending upon particular aspects of their provenance and accumulation areas.

A definition of flysch should emphasize its concrete sedimentary features, excluding any abstract, genetic conditions.

REFERENCES

- Atanasiu I. (1958a) Orogénèse et sédimentation dans les Carpates orientales. *Ann. Comité Géol.*, XXIV—XXV, Bucarest.
- (1958b) Les faciès du Flysch dans les Carpates orientales. *Ann. Comité Géol.*, XXIV—XXV, Bucarest.
- Abubouin J. (1965) Geosynclines. Developments in geotectonics, 1. Elsevier, 335 pg. Amsterdam.
- Abbate E., Sagri M. (1970) The eugeosynclinal sequences. In Sestini G. (editor) „Development of the northern Appenines geosyncline”. *Sedimentary Geology*, 4, Amsterdam.
- Bertrand M. (1897) Structure des Alpes francaises et récurrence de certain faciès sédimentaires. *Congr. Géol. Int.*, VI sess., 1894, Zurich.
- Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G. (1970) The miogeosynclinal sequences. In Sestini G. (editor) „Development of the northern Appenines geosyncline”. *Sedimentary Geology*, 4, Amsterdam.



- Briggs G., Cline L. M. (1967) Paleocurrents and source areas of Late Paleozoic sediments of the Ouachita Mountains, Southeastern Oklahoma. *Jour. Sedimentary Petrology*, 37/4, New York.
- Contescu R., Lipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1966) The internal Paleogene flysch of the Eastern Carpathians: paleocurrents source-areas and facies significance. *Sedimentology*, 7 Amsterdam.
- , Mihăilescu N. G. (1970) Les massifs médians, importante source de clastiques pour les sillons à flysch adjacente. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 14, Budapest.
 - (1974) Geologic history and paleogeography of Eastern Carpathians: example of Alpine geosynclinal evolution. *Bull. Amm. Ass. Petrol. Geol.*, 58/12, Tulsa.
- Debelmas J. (1970) La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXII/4, Paris.
- De Raaf J. F. M. (1968) Turbidites et associations sédimentaires apparentées. *Proc. Koncl. Nederl. Akad. Wetensch.*, 71/4, Amsterdam.
- Dott R. H. Jr. (1974) The geosynclinal concept. In Dott R. H. Jr. și Shaver R. H. (editori) „Modern and ancient geosynclinal sedimentation”, *Soc. Econ. Paleont. Min., Spécial publ.* 19.
- Dumitriu M., Dumitriu C. (1968) Quelques aspects paleogéographiques des Carpates Orientales roumaines d'après l'étude des paleocurants. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique*, 10, Paris.
- Dúrkovič T. (1966) East Slovakian flysch sediments. *Sbornik Geol. Vied.*, Rad. ZK, 6, Bratislava.
- Dzulynski S., Smith A. J. (1974) Flysch facies. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, 34, Cracovia.
- , Walton E. K. (1965) Sedimentary features of flysch and greywackes. *Devel. in sedimentology*, 7, Elsevier, Amsterdam.
- Eardley A. J., White M. G. (1947) Flysch and molasse. *Bull. Geol. Soc. America*, 58/11, Baltimore.
- Hesse R. (1964) Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog. *Zeit. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 116/2, München,
- (1974) Long-distance continuity of turbidites: possible evidence for an Early Cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. *Bull. Geol. Soc. America*, 85/6, Baltimore.
- Hüsü J. K. (1960) Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. America*, 71, Baltimore.
- (1970) The meaning of the word Flysch, — a short historical search. *Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper* 7, Toronto.
 - (1972) Alpine flysch in a Mediterranean setting, 24th. Int. Geol. Congr., section 6, Montreal.
- Jipa D. (1966) Relationship between longitudinal and transversal currents in the Paleogene of Tarcău Valley (Eastern Carpathians). *Sedimentology*, 7, Amsterdam.
- Khvorova I. V. (1958) Upper carboniferous flysch and Lower Permian molasse in the Urals. *Eclogae Geol. Helv.*, 51/3, Basel.
- Koráb T., Nemčok J., Durkovič T., Marschalko R. (1962). General investigation of oriented sedimentary structures in East Slovakian flysch. *Geol. Sbor.*, 13, Bratislava.



- Ksiazkiewicz M. (1960) Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline *Geol. Rundschau*, 50, Stuttgart.
- (editor) (1962) Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facies problems. Fascicle 13-Cretaceous and Early Tertiary in the Polish external Carpathians. Ass. *Géol. Karpato-Balk.*, VI Congr., 1963, Varsovie-Cracovie.
- Kuennen Ph. H., Faure-Muret A., Lanteaume M., Fallot P. (1957) Observations sur les flysch des Alpes maritimes francaises et italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 6e sér., VII, Paris.
- (1958) Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Gcol. en Mjrb.*, 20.
 - (1966) Geosynclinal sedimentation, *Geol. Rundschau*, 56/1, Stuttgart.
- Moore D. G., Curran J. R., Raitt R. W. (1971) Structure and history of the Bengal deep-sea fan and geosyncline, Indian Ocean. VII Int. Sedim. Congr., Abstracts, Heidelberg.
- Parea G. C. (1965) Evoluzione della parte settentrionale della geosinclinale appenninica dall'Albiano all'Eocene superiore. *Atti e Memorie della Accademia Nazionale da Scienze, Lettere e Arti di Modena*, ser. VII, 8. Modena.
- Rad U. von (1968) Comparison of sedimentation in the Bavarian flysch (Cretaceous) and Recent San Diego trough (California). *Journ. Sedim. Petrology*, 38/4, New York.
- Radoski A. (1961) On some sedimentological problems of the Swiss flysch series. *Eclogae Geol. Helv.*, 54/2, Basel.
- Săndulescu M. (1973) Essai de reconstitution des éléments préparoxismaux alpins des Dacides (internides) orientales. *Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr. — Série de Géologie*, 17/1, Bucarest.
- Stanley D. J., Mutti Emilianio (1968) Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleocene, *Nature*. 218/5136.
- (1974) Modern flysch sedimentation in a Mediterranean island arc setting. In Dott R. H. Jr. și Shaver R. H. (editori), „Modern and ancient geosynclinal sedimentation”. *Soc. Econ. Paleont. Min., Special publ.* 19.
- Sukowski Z. L. (1957) Flysch sedimentation. *Bull. Geol. Soc. America*, 68, Baltimore.
- Trümpy R. (1960) Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Geol. Soc. America*, 71, Baltimore.
- Van der Gracht W. A. J. M. van Waterschoot (1931) Permo-Carboniferous orogeny in south central United States. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 15/9, Tulsa.

QUESTIONS

D. Marcus: 1. Following your criteria how could flysch deposits be defined? 2. Flysch deposits are to be considered as a facies or a formation 3. Could flysch include continental deposits? 4. Is flysch characteristic only for the Alpine orogenesis?

Answers: 1. Flysch is a detrital sedimentary accumulation displaying a certain assemblage of sedimentary features (rhythmicity, sedimentary structures and textures) and an impor-



tant and constant development in time and space (large thickness and areal extension facies uniformity).

2. Flysch is a facies which might also be a formation. Flysch facies represents a formation if its accumulation was determined by certain orogenic conditions and events (which are to be proved).

3. In my opinion flysch might also be a continental deposit. In a large lacustrine basin the marine flysch morphogenetic conditions might be reproduced at a different scale.

4. Flysch is a recurrent deposit (Bertrand, 1897). It may occur in different times of the geologic history.

M. Micu. What is the minimal thickness and areal extension of a deposit which may be considered flysch?

Answer: There are no precise data to discriminate between flysch deposits and turbiditic sequences from the viewpoint of thickness and extension. Typical flysch deposits display thickness of thousands of meters and lateral extension of hundreds of kilometers. I believe that one could call flysch even thinner deposits (hundreds of meters in thickness), if they show an important lateral extention (minimum 100 km?).

I. C. Motăș: Could we consider the Milcov beds as a flysch facies?

Answer: In spite of having a rhythmical character, Milcov beds display some internal and external structures not observed in a flysch facies

M. Sandulescu: 1. Considering that orogenesis is a complex process which includes both tectogenesis and morphogenesis (events appearing several times during a orogenic cycle), is flysch an orogenic facies or not?

2. Do you believe that in the Carpathians there are only one flysch facies or several ones?

Answers: 1. Flysch accumulations represent orogenic facies only if their sedimentation process have been directly conditioned by orogenesis. In order to determine the occurrence of a facies orogenesis should act directly on the source-area and/or the accumulation site, producing important relief changes (morphogenesis). Without being accompanied by morphogenesis, tectogenesis cannot influence the sedimentation.

2. In my opinion there is only one flysch facies occurring several times in the geological history of the Carpathians (with a certain degree of variation of the sedimentary features).

DISCUSSIONS

M. Sandulescu. The subject of the present paper is far of being a simple one and have to be analysed carefully. The complexity of the subject derives mostly from the fact that some concepts we have to deal with, e.g. flysch, orogenesis, geosyncline, are themselves under discussion. For students of this field it is evident that no common understanding have been reached on these concepts. Consequently some degree of confusion in argumentation is inevitable.

In my opinion, accepting the hypothesis that the orogenic mountain chains derives from geosynclinal mobile zones, there exist a practically exclusive connection between flysch and orogenesis. Flysch formations are not known from the undeformed sedimentary cover of the platforms. This conclusion could represent a departure point in a more extensive discussion of the presented paper.



The criticism of Bertrand's model should have in mind the fact that at that time (XIXth century) the orogenesis concept was very broad, including all processes ending in the rising of a folded mountain chain. This concept was taken up, in a general sense, by some modern authors.

In the general framework of the present discussions, my opinion is that there are „flysch formations” which includes more than one „flysch facies”, the formation representing a higher rank term as compared to the facies.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA APARATULUI VULCANIC HEGHEŞ (RACOŞU DE JOS — MUNTII PERŞANI)¹

DE

NICOLAE MIHĂILĂ², SERGIU PELTZ²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Hegheş Volcano (Racoşu de Jos—the Perşani Mountains). The Hegheş volcano is located westward of the Racoşu de Jos, Perşani (the East Carpathians), within the Racoşu de Jos locality, Braşov district. Two effusive and four explosive moments are distinguished in the activity of this volcano. Among these, the most important as amplexus are : a) the first effusive moment which generated an important basalt flow, which has been exploited for a long time in the Racoşu de Jos quarries; b) the last explosive moment which generated the Hegheş cone, made up of scories, bombs, lava fragments and small quantities of ash, all having a basaltic composition. A characteristic element is represented by bombs of various types (cylindric, globular discoidal, ellipsoidal). From this point of view, the Hegheş cone has represented, up to now, the only volcano from Romania, where so numerous and various volcanic bombs do appear. The final Pliocene-Lower and Middle Pleistocene age of the basaltic volcanism from Racoşu de Jos is satisfactorily specified by the paleontological data (*Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Parelephas trogotheri*, *Equus mosbachiensis*, *Cervus elaphus*) and age determination through paleomagnetic methods (1.1—1.7 M.Y.). The Hegheş volcano together with the Caproş-Măguricea, Bîrca volcanos which are located south of Racoş, within the Bogata and Hoghiz localities, mark a major alignment of the Quaternary basaltic volcanism from the East Carpathians, with SW-NE trend.

1. Introducere

Aparatul vulcanic Hegheş a constituit obiectul studiilor noastre în cadrul cercetărilor efectuate în regiunea Racoşu de Jos-Bogata-Hoghiz pentru hărțile geologice scara 1 : 50.000, între anii 1972-1974.

¹ Predată la 20 noiembrie 1975, acceptată pentru publicare la 5 februarie 1976, comunicată în ședința din 13 februarie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.



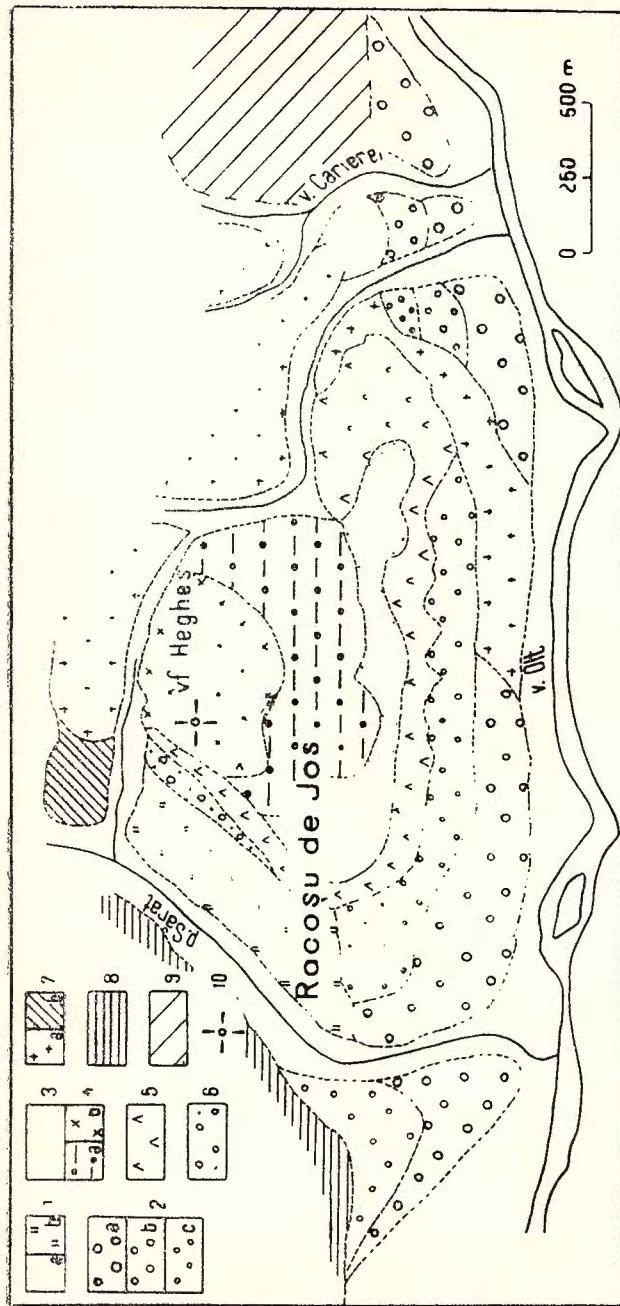


Fig. 1. Harta geologică a zonei Racoșu de Jos (după N. Mihăilă).

1, Holocen : a, depozite de luncă ; b, depozite deluviale ; 2, Pleistocen superior : a, depozitele fluviale ale terasei de 5—10 m ; b, depozitele fluviale ale terasei de 15—20 m ; c, depozitele fluviale ale terasei de 25—35 m ; 3, Pleistocen mediu, depozitele fluviale ale terasei de 60—80 m ; 4, Pleistocen mediu-inferior : a, secvență vulcano-sedimentară superioară ; b, scoriile și bombe ; 5, Pleistocen inferior : bazalte ; 6, Pleistocen inferior-Phiocen superior, secvență vulcano-sedimentară inferioară ; 7, Badenian : a, tuf de Perșani ; b, marne, gresii, nisipuri ; 8, Sarmatian : marne, nisipuri, pietrișuri ; 9, Triasic : calcare ; 10, centru de erupție.

Carte geologică de la zone de Racoșu de Jos (d'après N. Mihăilă).

1, Holocène : a, dépôts de vallée ; b, dépôts défluviaux ; 2, Pleistocène supérieur : a, dépôts fluviales de la terrasse de 5—10 m ; b, dépôts fluviales de la terrasse de 15—20 m ; c, dépôts fluviales de la terrasse de 25—35 m ; 3, Pleistocène moyen, dépôts fluviales de la terrasse de 60—80 m ; 4, Pleistocène moyen-inferieur : a, séquence volcano-sédimentaire supérieure ; b, scories et bombes ; 5, Pleistocène inférieur : basaltes ; 6, Pleistocène inférieur-Phiocène supérieur, séquence volcano-sédimentaire inférieure ; 7, Badénien : a, tuf de Perșani ; b, marnes, grès, sables ; 8, Sarmatiens : marnes, sables, graviers ; 9, Trias ; calcaires ; 10, centre d'éruption.

Vulcanul Hegheş se situează în partea de vest a munților Perșani în raza localității Racoșu de Jos județul Brașov, la nord de rîul Olt și între afluenții acestuia, pîriul Sărăt și pîriul Hegheş (fig. 1).

Existența acestui aparat vulcanic a fost recunoscută în special pe criterii morfologice de către cercetătorii anteriori care nu s-au oprit la studierea sa mai detaliată probabil și datorită lipsei deschiderilor. În legătură cu aceasta, poate fi subliniat faptul că lucrările de descoperă și de exploatare în carieră, întreprinse în ultimii ani, au creat posibilități excelente de cercetare a structurii interne a conului vulcanului.

Lucrarea are drept obiectiv prezentarea principalelor elemente de ordin stratigrafic, vulcanologic și petrografic, care să contribuie la cunoașterea vulcanului Hegheş precum și la încadrarea sa în ansamblul manifestărilor vulcanismului bazaltic cuaternar din munții Perșani.

Cele mai vechi date publicate privind existența conurilor vulcanice bazaltice în munții Perșani aparțin lui Koch (1900). Primul studiu asupra bazaltelor de la Racoș a fost efectuat de Late (1926); autorul recunoaște – ca și Koch – prezența în munții Perșani a centrelor de erupție Racoș, Mateiaș, Hoghiz, Bogata, Lupșa, Comana de Sus, Rupea. Preda (1940) asociază vulcanismul bazaltic din regiunea Racoș-Comana eruptivismului din munții Călimani-Harghita, considerînd bazaltele de la Racoș ultimele manifestări ale vulcanismului din sudul Carpaților Orientali.

De dată mai recentă sunt cercetările efectuate de Ilie (1953), A. Vasilescu³, D. Patrulius et al. (1965)⁴, Macsi Tövisi (1968), I. Tănăsucă⁵, Peltz et al., (1971), Mihăilă et al. (1972), care se referă la stratigrafia și tectonica depozitelor sedimentare, la vulcanologia și petrologia produselor vulcanismului bazaltic.

2. Caracterizare morfologică și geologică

Regiunea Racoșu de Jos se încadrează într-o zonă colinară tipică în care dealurile prezintă culmi teșite cu ușoare pante spre sud-vest sau sud-est.

Din cauza eroziunii foarte active, culmile dealurilor sunt tabulare, cu altitudini aproximativ constante 550–600 m, mai rar 700–750 m.

Platoul grefat pe curgerile de bazalt reprezintă un element morfologic caracteristic. Acesta a rezultat din denudarea reliefului vulcanic în perioada de calm care s-a instaurat către finele Pleistocenului mediu. Rămânind exondat în această perioadă, relieful a fost supus acțiunii erozive a Oltului (în timpul terasei de 60–80 m) și agentilor externi. La aceasta a contribuit și slaba consistență a depozitelor ce acoperă lavele constituîte predominant din scorii și cenușă. Platoul care a rezultat se întinde pe o suprafață de aproximativ 1,5 kmp.

³ Arh. I.G.G. București.

⁴ Arh. I.G.G. București.

⁵ Arh. C.R.R.G. București.



Formele de eroziune — acumulare create de Olt sunt delimitate de zona colinară printr-un contact hipsometric tranșant ce coboară apoi în trepte pînă în luncă.

În regiunea Racoșului, Oltul a săpat 4 nivele de terasă : 65-80 m ; 25-35 m ; 16-20 m ; 5-10 m. (fig. 1).

La alcătuirea geologică a părții occidentale a munților Perșani în care se încadrează și regiunea Racoșu de Jos participă depozite sedimentare mezozoice, miocene, pliocene și cuaternare.

Dintre acestea, cele care aduc informații asupra evoluției vulcanismului bazaltic și a vulcanului Hegheș în special, sunt formațiunile pliocene și cuaternare.

Discordant peste depozitele miocene reprezentate prin tuful dacitic de Perșani se situează o serie de depozite alcătuite din nisipuri, pietrișuri, marne, piroclastite și epiclastite bazaltice.

În sectorul Lupșa-Hoghiz situat la sud de Racoș, această secvență conține forme de *Theodoxus semiplicatus* J e k., *Viviparus sadleri* P a r t., *V. altus* N e u m., *Melanopsis decollata* S t o l., *M. pterochila* B r u s., *Dreissena münsteri* B r u s., *Bulinus labiatus* N e u m., *Gyraulus transilvanicum* N e u m., *Unio* sp. etc., precum și resturi de *Archidiskodon meridionalis* N e s t i (formă arhaică).

Peste acestea repauzează nisipuri, nisipuri argiloase, marne și pietrișuri cu *Dicerorhinus etruscus* F a l c și *Archidiskodon meridionalis* N e s t i, iar la nord de centrul localității Racoșu de Jos, lave bazaltice cu grosimea de 20-30 m. Pe baza elementelor paleontologice citate, rezultă vîrstă pliocen superioară-pleistocen inferioară (N_2^2 -qp₁) a secvenței vulcano-sedimentare inferioare.

Resturile de mamifere descoperite la Hoghiz în baza lavelor bazaltice arată că activitatea efuzivă a avut loc cel mai devreme în Pleistocenul inferior (qp₁).

Vîrstă activității efuzive, care a generat bazaltele, este precizată și prin rezultatele cercetărilor paleomagnetic efectuate pe probe de bazalt recoltate din cariera situată în stînga Oltului (Racoșu de Jos). Aceste determinări plasează erupțiunile aproximativ la jumătatea epocii Matuyama și anume în intervalul Gilsa de magnetism normal (P o s p e l o v a et al.)⁶. În scara paleomagnetică acest interval corespunde vîrstei de 1,6-1,7 mil. ani.

Lavele bazaltice suportă nisipuri, pietrișuri, microconglomerate precum și produse ale activității explosive bazaltice (bombe, scorii, lapili, cerușă, tufuri). Acestea au fost cuprinse într-o secvență vulcano-sedimentară bazaltică superioară. Asociația faunistică *Parelephas trogontheri* P o h l i g, *Equus mosbachensis* R e i c h, *Cervus* sp. (ex. gr. *elaphus*) identificată de M i h ă i l ă în secvența vulcano-sedimentară superioară

⁶ N. Mihăilă, I. Andreescu în Henrieta Pospelova, I. Andreescu (1976). Cercetări paleomagnetic preliminare în unele depozite neogene superioare și cuaternare din România (sub tipar).

(malul stîng al Oltului) permite atribuirea ei unui interval stratigrafic echivalent cu Pleistocenul mediu (qp_2).

Prin metode paleomagnetice au fost studiate și argile din partea inferioară a secvenței vulcano-sedimentare superioare. Rezultatele acestor determinări au indicat magnetizarea inversă a acestor roci, în acest fel ele plasându-se în aceeași epocă Matuyama între intervalele de magnetism normal Gilsa și Jaromillo, deci avînd vîrstă cuprinsă între 1,6-1,1 mil. ani (H. P o s p e l o v a et al.)⁷. De aici rezultă că partea inferioară a secvenței menționate trebuie să fie raportată de asemenea Pleistocenului inferior.

În continuare succesiunea cuprinde nisipuri, pietrișuri care ar putea reprezenta depozite coluviale corespunzătoare Pleistocenului superior (qp_3). În ceea ce privește vîrsta depozitelor de terasă, arătăm că în terasa de 15-20 m, am găsit la NE de Mateiaș resturi de *Mammuthus primigenius* Blum. Tinind cont de resturile menționate precum și de cele găsite în terasele Oltului atât în amonte cât și în aval, precum și de poziția lor geometrică raportăm terasele Oltului următoarelor nivele stratigrafice :

- terasa de 65-80 m, părții superioare a Pleistocenului mediu (Riss) ;
- terasa de 25-35 m, părții inferioare a Pleistocenului superior (Würm I) ;
- terasa de 15-20 m, părții mijlocii a Pleistocenului superior (Würm II) ;
- terasa de 5-10 m, părții terminale a Pleistocenului superior (Würm III).

3. Descrierea aparatului vulcanic Hegheş și a produselor activității sale

3.1. *Morfologia și structura conului.* Aspectele morfologice ale conului vulcanic Hegheş sunt determinate de alcătuirea sa în proporție de 95% din scorii, de formarea ca urmare a unei activități vulcanice recente, precum și de eroziune.

Conul Hegheş cu înălțimea de 609 m, domină cu circa 100 m platoul de bazalte și cu circa 150 m lunca Oltului. Dimensiunile caracteristice ale conului sunt : circumferință=1250 m ; diametrul bazei=500 m ; unghiul de pantă = 15-20°.

În prezent conul este excavat în cea mai mare parte ca urmare a exploatarii scoriilor. Cariera se localizează în partea centrală a conului ; ea are lungimea de 500-600 m și lățimea de 350-400 m. Lucrările de excavare au menajat peretii de la baza conului pe o înălțime de 25 m. Acești pereti oferă deschideri foarte bune pentru examinarea alcăturii conului. De asemenea, în partea centrală au rămas doi pilieri (înălțime 8-12 m, diametru 12-50 m) care conservă elemente prețioase privind localizarea

⁷ Op. cit. pct. 6.



coșului și cunoașterea proceselor de fumarolizare asociate (fig. 2, pl.I, fig. 1 și 2; pl. II, fig. 1).

Conul este alcătuit din scorii, subordonat bombe și fragmente de lavă. În scorii se intercalează o curgere de lavă cu grosimea de 2-5 m. Toate aceste vulcanite sunt de compoziție bazaltică.

Scorile prezintă culorile: maronie, maronie-vișinie sau neagră. În pereții carierei și pilieri se disting pînă la 15 nivele care se separă pe baza dimensiunilor diferite ale scoriilor⁸.

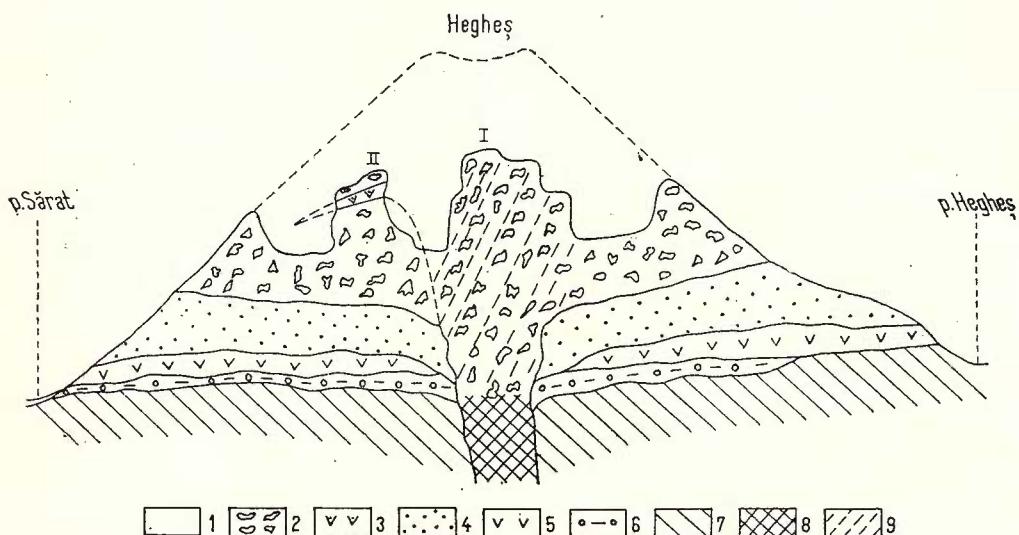


Fig. 2. — Structura conului vulcanic Hegheș.

1, aluviuni ; 2, scoria ; 3, bazalte superioare ; 4, scoria, lapilli, cenușă, tufuri ; 5, bazalte inferioare ; 6, secvență vulcano-sedimentară inferioară ; 7, fundamentul prevulcanic ; 8, magma bazaltică ; 9, fumarolizări.

Structure du cône volcanique Hegheș.

1, alluvions ; 2, scories ; 3, basaltes supérieurs ; 4, scories, lapilli, cendre, tufs ; 5, basaltes inférieurs ; 6, séquence volcano-sédimentaire inférieure ; 7, soubassement prévolcanique ; 8, magma basaltique, 9, fumerollisations.

Dacă se ia în considerare faptul că exploatarea a înlăturat cel puțin 2/3 din înălțimea conului, rezultă că la edificarea acestuia au participat numeroase ritmuri explosive.

Scorile apar ca scoria de lavă și scoria poncioasă în depozit mobil sau slab cimentat (pl. II, fig. 2; pl. III, pl. VIII, fig. 2; pl. X, fig. 4).

Din examinarea tabelului 1 se observă predominarea netă — 93% — a scoriilor cu diametrul mai mare de 2 mm, în nivelele grozile. Nivelele

⁸ Pe baza \varnothing maxim se separă: scoria ($\varnothing > 20$ mm) și scoriile ($\varnothing 2-20$ mm).

fine sănt mai omogene din punctul de vedere al dimensiunilor : predomină compoñenții cu diametrul mai mare de 2 mm — 32% — și compoñenții cu diametrul cuprins între 1-0,5 mm — 24% — aceștia corespund la scoriete, lapilli și cenușă grosieră (tab. 1).

TABELUL 1

Date granulometrice (%) privind produsele activității explozive bazaltice de la Heghes

Nr. crt.	Produsele activității explozive și localizarea lor	Clase granulometrice					
		2 mm Δ	2,00–1,25 mm	1,25–1,00 mm	1–0,50 mm	0,50–0,20 mm	< 0,20 mm
1	Scorii, scoriete, cenușă Cariera Heghes peretele sudic	93	6	0,5	0,13	0,04	0,33
2	Scorii, scoriete, cenușă Cariera Heghes peretele estic	78	16	2	2	0,12	0,88
3	Scorii, scoriete, cenușă Cariera Heghes peretele estic	32	13	5	23	17	10
4	Scorii, scoriete, cenușă Cariera Nouă	82	7	2	4	2	3
5	Scorii, scoriete, cenușă Cariera Nouă	15	19	9	28	14	15
6	Tuf lapillic Cariera nouă	46	11	6	26	6	5
7	Tuf grosier Cariera Nouă	15	6	3	12	33	31

Bombele au fost identificate în nivelele de scorii, ce constituie pereții carierei și cei doi pilieri. De asemenea, am identificat bombe sau fragmente de bombe pe clinele exterioare ale conului.

Studiul materialului recoltat și compararea cu formele descrise în literatură (Lacroix, 1930; Wolf, 1931; Rittmann, 1963; Maleev, 1963; Lucițki, 1971) evidențiază marea varietate a tipurilor de bombe. Astfel, au fost identificate bombe: cilindrice, globulare, discoidale, elipsoidale (indoite, răscuite, cu strangulări) (pl. V, pl. VIII, fig. 1; pl. IX, pl. X, fig. 1 și 2).

Au fost observate de asemenea cîteva bombe acoperite de o crustă sticloasă cu numeroase crăpături de contracție care pot fi încadrate la



TABELUL 2

Clasificarea produselor activității explozive bazaltice de la Hegheș

Granulometrie mm	Material neconsolidat	Material consolidat
—	Bombe	—
200	Scorii	—
20	Scoriete, lapilli	Tuf lapillic
2,0	Cenușă grosieră	Tuf grosier
0,2	Cenușă fină	Tuf fin
0,02	Praf	Tuf prăfos

tipul „coajă de pîine” (pl. VII). Dar acest tip de bombă nu este characteristic pentru vulcanismul bazaltic de la Racoș.

Diametrul mare al bombelor este cuprins între 200-1500 mm. De cele mai multe ori bombele mari sunt de tipul unipolar cu coadă. Dar ele au fost distruse în procesul exploatarii.

O bombă de mari dimensiuni bine conservată se află în colecția Laboratorului de mineralogie-petrografie a Universității București. De asemenea, în colecția Institutului de geologie și geofizică se află numeroase exemplare aparținând tuturor tipurilor de bombe identificate la Hegheș.

Bombe vulcanice de compoziție bazaltică au fost identificate și în regiunea conurilor vulcanice Bîrcu-Măguricea, la sud de Racoș (Mihăile et al., 1972). Studiul microscopic arată că în partea lor centrală bombele sunt alcătuite dintr-o sticlă bazaltică vacuolară. La periferie se observă o crustă sticloasă scoriatee. Sticla este pigmentată de limonit.

Din punctul de vedere al încadrării în procesul exploziv se disting : a) bombe consolidate în adincime ; b) bombe formate din lava plastică care capătă formă finală ca rezultat al rotirii în atmosferă. Asemenea bombe sunt cele mai răspîndite în aria conului Hegheș.

Fragmente de lavă. Printre scorii se află pe lîngă bombe și fragmente de lavă bazaltică care prezintă îndoiri sau torsionări (pl. VI). Studiul microscopic al acestor fragmente, pune în evidență o sticlă vacuolară, fenocristale de labrador și olivină. Aceste fragmente reprezintă lava bazaltică expulzată, care spre deosebire de bombe au suferit o mișcare aeriană redusă.

Curgere de lavă. La partea superioară a pilierului vestic (II) se intercalează în depozitul de scorii o curgere de bazalt cu grosimea de 2-5 m (pl. I, fig. 2 ; pl. III). Poziția contactului inferior cu înclinare spre vest indică proveniența lavei din zona pilierului estic (I), pe care-l presupunem a circumscrie canalul de alimentare al vulcanului. În sprijinul



acestui punct de vedere se află : a) larga dezvoltare a proceselor de fumarolizare în perimetru pilierului I (spre deosebire de pilierul II sau alte secțoare ale conului unde fumarolizările lipsesc sau sănt sporadice); b) poziția E-W/15—25°S sau E-W/20°N a nivelerelor de scorii ce constituie peretii conului, ceea ce indică proveniența lor din zona pilierului I.

Lava este poroasă la partea superioară pe circa 0,5 m și prezintă fisuri neregulate, verticale (pl. I, fig. 2 ; pl. II, fig. 2 ; pl. III, pl. IV, pl. X, fig. 3)⁹.

Magascopic bazaltul din pilierul II apare ca o rocă fină de culoare cenușie-negricioasă cu textură alveolară pînă la scoriacee.

La microscop se evidențiază structura porfirică determinată de fenocristalele de plagioclaz (5—7 %), olivină (3—5 %) augit (4—6 %). Masa fundamentală cuprinde multă sticlă, microlite de olivină și magnetit; prezintă structura intersertală sau pilotaxitică.

3.2. Produsele activității explozive situate la exteriorul conului. La sud — sud-est de Hegheș, între baza conului și curgerea de bazalt se situează un depozit constituit din scorii, scoriete, lapilli, litoclaste, cristale și cenușă. Aceste produse ale activității explozive sunt mobile sau consolidate. Grosimea depozitului este cuprinsă între 6-10 m.

Potibilitatea de a efectua un studiu detaliat granulometric și litologic al acestor produse a fost oferit de „cariera nouă” situată pe flancul sud-estic al conului Hegheș. Prin descoperță apare contactul între curgerea de bazalt și produsele de explozie. Între lavă și acestea din urmă se interpuze un nivel de paleosol parțial erodat (0,5-2 m), ceea ce semnifică instaurarea unui moment de calm vulcanic în condiții de exondare a teritoriului, subsecvent manifestărilor efusive.

Predomină scorietele bazaltice negre cu diametrul cuprins între 2-8 mm (tab. 2). Nivelerile de scorii alternează cu cele constituite din scoriete, litoclaste de bazalt, cristale (olivină, magnetit, piroxeni), cenușă, sau cu niveler de tuf (alb-verzui, poros, cărămiziu compact și cu litoclaste albe).

Alternanța ritmică a nivelerelor constituite din produsele mai sus menționate determină o stratificație evidentă.

Printre compoziții cu diametrul 2-0,5 mm se află și litoclaste accidentale nevulcanice aparținând fundației prevulcanice, calcar și tuf de Perșani.

Prezența acestor litoclaste printre scoriete și cenușă conduce la separarea tufurilor grosiere sau fine, mixte. Apartenența produselor bazaltice descrise mai sus la vulcanul Hegheș este indicată de : a) poziția stratelor cu înclinare estică ceea ce indică proveniența dintr-un centru eruptiv situat în zona Hegheșului ; b) identitatea compoziției scoriilor ; c) cu cît ne îndepărțăm de coșul vulcanului Hegheș (zona pilierului estic) spre sud-est dispar bombele, scade dimensiunea scoriilor, crește cantitatea de cenușă.

⁹ Mulțumim prof. Gh. Nadie Cîrco pentru amabilitatea cu care a pus la dispoziție spre a fi fotografiat materialul din Muzeul Casei pionierilor, Brașov.

Studiul detaliat al vulcanitelor bazaltice din sectorul Racoșu de Jos cu privire specială asupra produselor activității explozive care alcătuiesc conul Hegheș (zona carierei) și flancurile sale (cariera nouă) oferă elementele de cunoaștere care conduc la localizarea în perimetru Hegheș a unui stratovulcan bazaltic (fig. 2). În activitatea acestui aparat se disting 2 momente efuzive și patru momente explosive. Succesiunea produselor și vîrsta eruptiilor precum și detalii privind litologia sunt cuprinse în coloana litologică (fig. 3).

VÂRSTA	CONSTITUȚIA PETROGRAFICĂ	GRAD SUSINA	CARACTERE LITOLOGICE
PLEISTOCEN SUPERIOR qp_3	• • • • • • • •	5-7	Pietrișuri, nisipuri (depozite de terase)
PLEISTOCEN MEDIU qp_2	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ △ △ △ △ △ △ △ △ □ □ □ □ □ □ □ □ △ △ △ △ △ △ △ △	15-20	Scorii, bombe, lave
PLEISTOCEN INFERIOR qp_1	+++ + + + + + + + ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ++ + + + + + + + ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	10-20	Alternanță de nivele constituite din scorii + fragmente de bazalt; scorii-litoaste + cenușă + fragmente de calcar și tuș dacitic
	Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ	15-20	Bazalte columnare
	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	2-2.5	Scorii, lapilli, cenușă
	Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ Λ	5-10	Bazalte masive
PLIOCEN SUP. PLEISTOCEN INF. $N_2 qp$	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	4-5	Piroclastite, epiclastite, nisipuri
BADENIAN bn	++++ + + + + + + + + + + + + + + +++ + + + + + +		Tușul de Persani

Fig. 3. — Coloană litologică sintetică în regiunea Racoșu de Jos (dreapta Oltului).
Colonne lithologique synthétique dans la région de Racoșu de Jos (sur la droite de l'Olt).



Primul moment efuziv a fost de amploare mai mare și a generat lava care este astăzi foarte bine deschisă de carierele Racoș (la nord și sud de Olt). Al doilea moment efuziv de amploare redusă este marcat de curgerea care s-a prelins numai pe lingă buza vestică a coșului (fig. 2). Produsele aparținind primului moment exploziv intră în compoziția secvenței vulcano-sedimentare inferioare (fig. 3). Aceasta este bine deschisă de afluenții sudici ai Oltului (fig. 4). La nord de Olt sunt vizibile produsele celorlalte trei momente explosive astfel: momentul 2 în Cariera Centrală, momentul 3

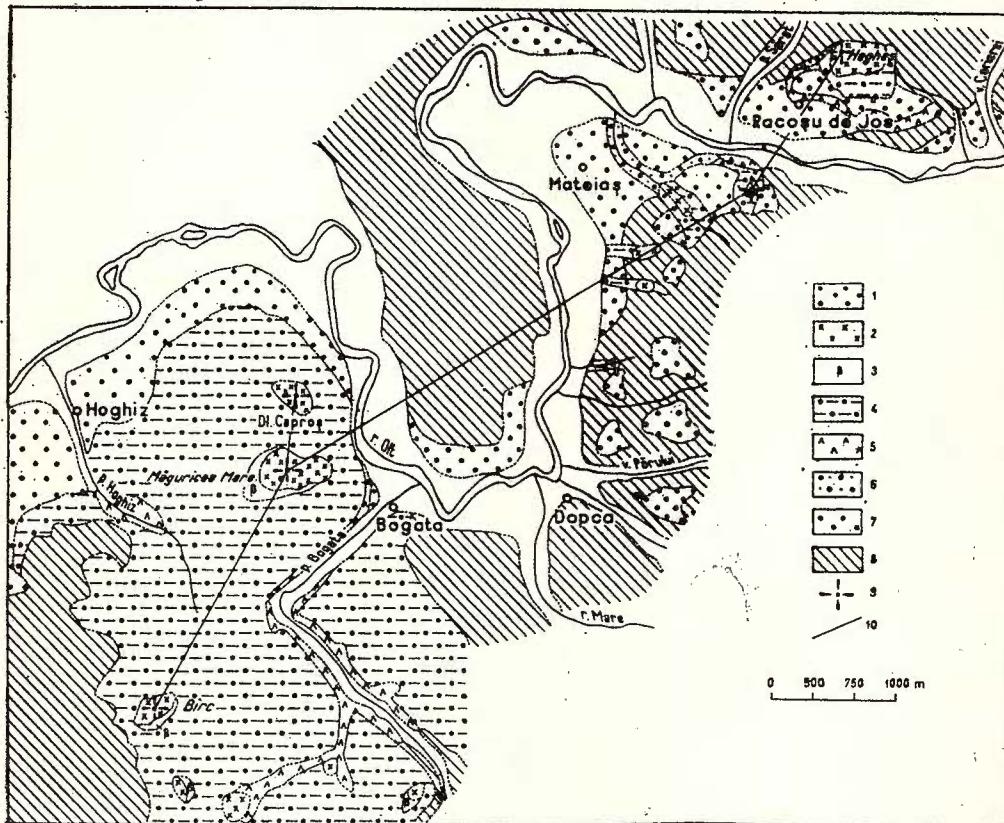


Fig. 4. — Răspindirea produselor vulcanismului bazaltic în regiunea Racoșu de Jos-Bogata, 1, Pleistocen superior-mediu, terase; Pleistocen mediu-inferior; 2, scorii; 3, bazalte superioare; 4, secvență vulcano-sedimentară superioară; 5, Pleistocen inferior, bazalte inferioare. Pliocen superior; 6, secvență vulcano-sedimentară inferioară; 7, aglomerate andezitice; 8, Mezoziq-Miocen, fundament prevulcanic; 9, centru de erupție; 10, aliniament vulcano-tectonic. Répartition des produits du volcanisme basaltique dans la région de Racoșu de Jos-Bogata. 1, Pleistocène supérieur-moyen, terrasses ; Pleistocène moyen-inférieur ; 2, scories ; 3, basaltes supérieurs ; 4, séquence volcano-sédimentaire supérieure ; 5, Pleistocène inférieur, basaltes inférieurs. Pliocène supérieur : 6, séquence volcano-sédimentaire inférieure ; 7, agglomérats andésitiques ; 8, Mésozoïque-Miocène, soubassement prévolcanique ; 9, centre d'éruption ; 10, alignement volcano-tectonique.

în Cariera Nouă și pe versanții dealului Hegheș (pîrîul Sărăt și pîrîul Hegheș), momentul 4 în Cariera Hegheș.

În acord cu datele paleontologice și paleomagnetice rezultă că activitatea vulcanului Hegheș a început în Pliocenul terminal și s-a desfășurat cu amploare în Pleistocenul inferior și mediu.

4. Poziția aparatului vulcanic Hegheș în ansamblul manifestărilor vulcanismului bazaltic plio-euaternar din Carpații Orientali

Vulcanitele bazaltice din munții Perșani se localizează pe rama nord-vestică între localitățile Racoș de Jos și Comana, avind o dezvoltare mai importantă între Racoș-Bogata-Hoghiz.

Cercetătorii care au studiat bazaltele timere din Perșani au fost unaniți în a recunoaște caracterul mixt al vulcanismului; totodată au considerat prezența centrelor de erupție la Racoș, Mateiaș, Hoghiz, Bogata, Lupșa, Comana și Rupea, pe criterii de ordin morfologic și mai puțin pe criterii de ordin vulcanologic și geopolrografic.

Datorită condițiilor favorabile pentru cercetarea structurii vulcanice oferite de carierele deschise recent la Racoș și Bogata au putut fi acumulate importante date de cunoaștere de ordin vulcanologic care au condus la reconstituirea activității vulcanice. Concomitent, descoperirile paleontologice și determinările paleomagnetice au condus la precizarea vîrstei pliocen terminal-pleistocen medie a acestei activități. Pe baza datelor de cunoaștere se conturează un centru de erupție în dealul Hegheș, căruia i se raportează totalitatea vulcanitelor bazaltice — lave și produse ale activității explozive — de la Racoș de Jos.

Stratovulcani de tipul Hegheș se individualizează și la sud de Olt, prin conurile de scorii Dealul Capros, Măguricea Mare, Bîrc precum și prin piroclastitele și curgerile de lavă de la baza conurilor care acoperă teritoriul dintre Bogata-Hoghiz-Dealul Trestia (Mihailă et al., 1972). Vulcanii Bîrc, Măguricea, Capros și Hegheș marchează un aliniament major cu direcție sud-vest — nord-est; vulcanul Hegheș se situează în extremitatea nordică a aliniamentului deci în apropierea zonei unde probabil a avut loc cicatrizarea fracturii.

În continuare, reapar vulcanitele bazaltice la circa 100 km spre nord pe teritoriul munților Giurgeu și Călimani la Sărmaș și Toplița.

În acord cu punctul de vedere exprimat de Radulescu (1969) amorsarea magmatismului care a generat vulcanitele bazaltice din aceste regiuni ale Carpaților Orientali a fost favorizată de o fractură crustală cu direcție N-S care se extinde la sud de Carpați, depășind teritoriul României.

BIBLIOGRAFIE

- Günther D. (1972) Proposition d'une classification de matériaux vulcanoclastiques. *Der Karinthin* no. 67. Tübingen.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a Munților Perșani. *An. Com. Geol.* XXVI, București.
- Lacroix A. (1930) Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. Livre jubilaire de la Soc. Geol. de France. Paris.



- Lătiu V. (1926) Contribuții la studiul petrografic al bazaltului cu incluzuni exogene de la Racoșu de Jos. *An. Inst. Geol.* XIII, București.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului. *St. cerc. geol. Acad. RSR* VII/34, București.
- Lucițki I. V. (1971) *Osnovi paleovulkanologhi*. vol. I, II. *Izd. Nauka*. Moskva.
- Mac I., Tovissi I. (1968) Observații geomorfologice în regiunea de confluență a Homorodului cu Oltul. *St. Univ. „Babeș Bolyai”*, seria geol.-geogr., Cluj.
- Maleev E. F. (1963) Vulkanoklasticskie gornie porodi. *Gosgheoltehizdat*, Moskva.
- Mihăilă N., Peltz S., Wönnert F. (1972) Date noi privind depozitele cuaternare și vulcanismul bazaltic din regiunea Hoghiz — Veneția (muntii Perșani), *Inst. Geol., Stud. tehn. econ.*, seria H 4, București.
- Peltz S. (1971) Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul Bazinului Baraolt. *D.S. Inst. Geol.* LVII/5 (1969—1970), București.
- , Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1971) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- Preda M. (1942) Les basaltes du versant ouest des Monts Perșani. *C.R. Inst. Geol.* XXIV, București.
- Rădulescu D. (1969) Über die Anwesenheit einer Tiefenbruchzone entlang dem $25^{\circ}20'$ östlichen Meridian zwischen 42° und 37° nördlicher Breite, Rumänien. *Geol. Rundschau* 59/1, Stuttgart.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Török Z. (1938) A Homorodok torkolati vidikenek geológia olkotása. Dr. Szadeczky — Kar-doss Gyulo Emlikkönyu. Edit. Minerva Cluj.
- Wächner H. (1909) Einige Bemerkungen über die Golter Baraolt breccie und das Alter der Basaltvulkane am Oltenie. *Verhand. v. Mitt. d. Sieben. ver f. Natur. Wissensch.* Sibiu.
- Wolff F. (1929, 1931) Der Vulkanismus. Bd. II, T1, T2, Stuttgart.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE L'APPAREIL VOLCANIQUE HEGHEŞ (RACOŞU DE JOS — MONTS PERŞANI)

(Résumé)

Le volcan Hegheş est situé dans la partie occidentale des Monts Perşani, dans le périmètre de la localité de Racoșu de Jos, district de Brașov.

L'existence de cet appareil volcanique a été établie sur des critères morphologiques par les chercheurs antérieurs, qui n'ont pas effectué une étude plus détaillée, faute d'affleurements.

Par suite des travaux de découverte et d'exploitation en carrière exécutés les dernières années dans le périmètre de la colline Hegheş, ont été créées d'excellentes possibilités de recherche sur la structure interne du cône volcanique.

Ce qui fait l'objet de cet article c'est la présentation des principaux éléments d'ordre stratigraphique, volcanologique et pétrographique destinés à contribuer à la connaissance du volcan

Hegheş, de même qu'à son encadrement dans l'ensemble des manifestations du volcanisme basaltique quaternaire des Monts Perşani.

A la constitution géologique de la partie occidentale des Monts Perşani, dans laquelle est encadrée aussi la région de Raçuşu de Jos, participent des dépôts sédimentaires mésozoïques, mio-cènes, pliocènes et quaternaires. Le soubassement prévolcanique est formé de calcaires mésozoïques et du tuf dacite de Perşani, d'âge miocène.

Sur ces dépôts se place en discordance une séquence volcano-sédimentaire constituée de sables, graviers, marnes, pyroclastites et épiclastites basaltiques. Cette séquence renferme des formes de *Teodoxus semiplicatus* Jeek., *Viviparus sadleri* Part., *Melanopsis decollata* Stol., *Melanopsis pterochila* Brus., *Dreissena münsteri* Brus., débris de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Dicerorhinus etruscus* Falc.

A partir de ces éléments paléontologiques, on a attribué à cette séquence volcano-sédimentaire inférieure l'âge pliocène supérieur-pleistocène inférieur ($N_2^2 - qp_1$). Les débris de mammifères découverts dans les sables et graviers situés à la base des laves (*Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*) prouvent que l'activité effusive a eu lieu le plus tôt au Pleistocène inférieur. Les recherches paléomagnétiques effectuées sur des échantillons de basalte ont placé les éruptions à la moitié de l'époque Matuyama, notamment dans l'intervalle Gilsa de magnétisme normal (1,6—1,7 m. a).

Les laves basaltiques supportent une séquence volcano-sédimentaire supérieure, constituée de sables, graviers, microconglomérats, scories, bombes, lapilli et cendre basaltiques. Cette séquence renferme des formes de *Parelephas trogontheri* Pohl, *Equus mosbachensis* Reich, *Cervus* sp. (ex. gr. *elaphus*). En base de ces éléments paléontologiques on a attribué la séquence volcano-sédimentaire supérieure à un intervalle stratigraphique équivalant le Pleistocène moyen.

Les déterminations paléomagnétiques effectuées sur des échantillons d'argiles de la partie inférieure de la séquence ont indiqué une magnétisation inverse de ces roches, ce qui les place dans la même époque Matuyama, entre les intervalles de magnétisme normal Gilsa et Jaromillo, ayant donc un âge compris entre 1,6—1,1 m. a.

Il en résulte que l'âge pliocène terminal-pleistocène inférieur et moyen du volcanisme basaltique du secteur Racoşu de Jos est précisé d'une manière satisfaisante, à l'aide des données d'ordre paléontologique et de quelques déterminations d'âge exécutées par des moyens paléomagnétiques.

Le cône volcanique haut de 609 m domine d'environ 150 m la vallée de l'Olt. Les dimensions caractéristiques du cône sont : circonférence de 1250 m, diamètre de la base — 500 m, angle de pente — 15—20°. De nos jours, le cône est excavé en majeure partie par suite de l'exploitation des scories (pl. I, pl. II).

Le cône est constitué de scories, ensuite de bombes et de fragments de laves ; dans les scories est intercalé un écoulement de basalte épais de 2—5 m.

Un élément caractéristique sont les bombes de divers types : cylindriques, globulaires, discoïdales, ellipsoïdales (pl. V, VIII, IX, X). Du point de vue de l'encadrement dans le processus explosif, on distingue : a) bombes consolidées en profondeur ; b), bombes formées de lave plastique, dont la forme finale est le résultat de la rotation en atmosphère ; telles bombes sont les plus fréquentes dans l'aire du cône Hegheş. Le cône Hegheş représente jusqu'à présent l'unique objectif volcanologique de Roumanie où apparaissent des bombes volcaniques tellement diverses et en si grand nombre.



A la partie centrale de la carrière sont restés deux piliers qui conservent des éléments précieux pour la localisation de la cheminée et la connaissance des processus de fumerollisation associés, dans le pilier oriental (fig. 2, pl. I).

Vers l'est et sud-est de Hegheş entre l'écoulement de basalte et la base du cône est placé un dépôt constitué de scories, scoriettes, lapilli, lithoclastes, cristaux et cendre. L'appartenance des produits basaltiques décrits au volcan Hegheş est indiquée par : a) la position à pendage vers l'est des couches de scories et tufs ; b) l'identité de la composition des scories ; c) au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la cheminée du volcan (la zone du pilier central vers le sud-est, les bombes disparaissent, les dimensions des scories diminuent et croît la quantité de cendre.

L'étude de détail des volcanites basaltiques du secteur Racoşu de Jos et particulièrement des explosites qui constituent le cône Hegheş offre des éléments de connaissance qui mènent à la localisation d'un stratovolcan basaltique dans le périmètre Hegheş. Dans l'activité de cet appareil on distingue deux moments effusifs et quatre moments explosifs (fig. 1 et 2).

Des stratovolcans pareils sont individualisés au sud de l'Olt aussi, par les cônes de scories de la colline Caproş, Măguricea Mare, Birc. Ces volcans marquent un alignement majeur du volcanisme basaltique jeune des Carpates Orientales, de direction sud ouest-nord est. L'appareil Hegheş se place à l'extrême septentrionale de l'alignement, près de la zone où a eu probablement lieu la cicatrisation de la fracture.

Plus loin, sur le territoire des Carpates Orientales reapparaissent les volcanites basaltiques à environ 100 km vers le nord dans les Monts Giurgeu et Călimani (Sărmaş et Topliţa).





Institutul Geologic al României

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. -- Vedere panoramică asupra părții centrale (zona pilierilor, I și II) și sudice (a) a carierei Hegheș.

Vue panoramique sur la partie centrale (zone des piliers I et II) et sud (a) de la carrière Hegheş.

Fig. 2. -- Pilierul vestic (I). Se observă contactul între curgerea de lavă bazaltică (a) și scorii(b).
Pilierul estic (II) alcătuit din scorii.

Pilier occidental (I). On observe le contact entre l'écoulement de lave basaltique (a)
et les scories (b). Le pilier oriental (II), constitué de scories.



N. MIHĂILĂ, S. PELTZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos). Pl. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Detaliu privind alcătuirea peretelui estic al carierei Hegheş.
a, scorii și bombe; b, fumarolizări.

Détail sur la constitution de la parois orientale de la carrière Hegheş.
a, scories et bombes; b, fumerollisations.

Fig. 2. — Blocuri de lavă și scorii în partea centrală a carierei Hegheş.
Blocs de lave et scories dans la partie centrale de la carrière Hegheş.



N. MIHĂILĂ, S. PELTZ. Aparatul vulcanic Hegheș (Racoșu de Jos). Pl. II

123/57



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Curgerea de lavă bazaltică (a) și contactul cu scorile (b și c). Pilierul I, cariera Hegheș.
Écoulement de lave basaltique (a) et le contact avec les scories (b et c). Pilier I, carrière Hegheş.



Institutul Geologic al României

N. MIHĂILĂ, S. PEŁTZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos).

Pl. III.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de scană ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Blocuri de lavă. Detaliu, cariera Hegheş.
Blocs de lave. Détail, carrière Hegheş.



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. I.XII/5.

129157

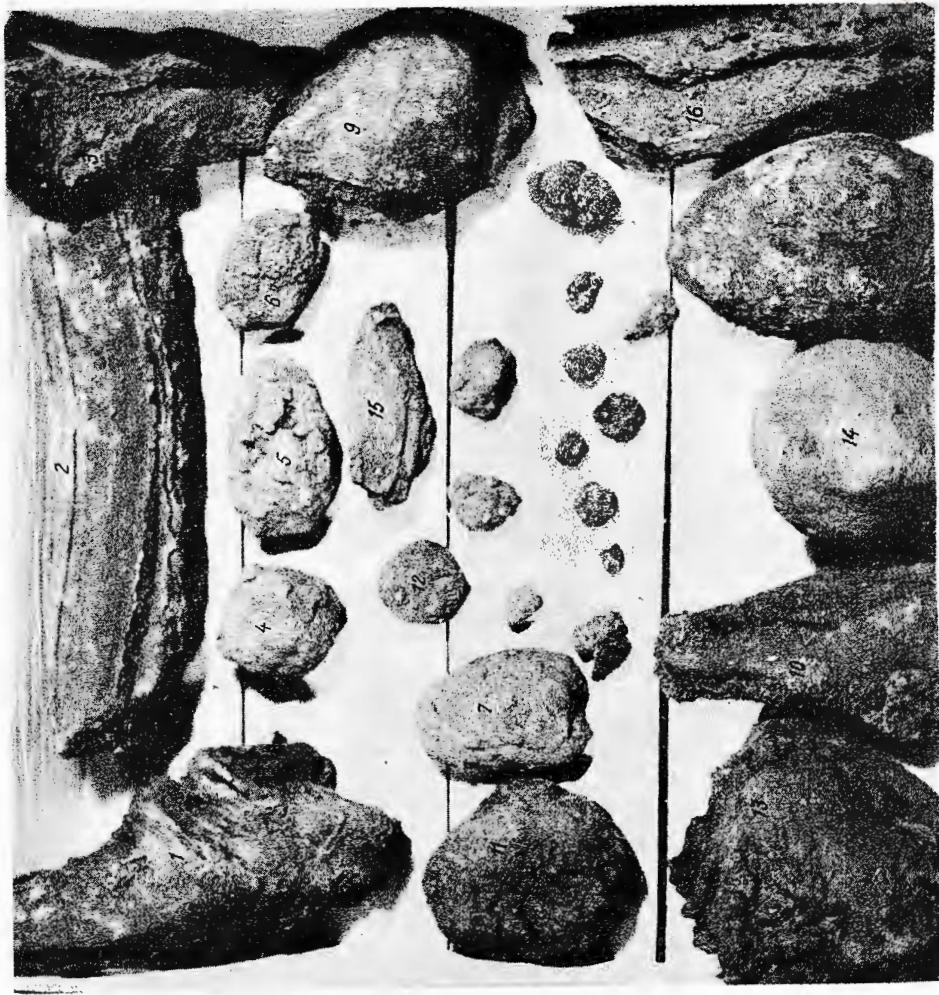
PLANŞA V

Diferitele tipuri de bombe identificate în conul Hegheş : elipsoidală-răsucită (1) ; cilindrică (2, 15, 16) ; cilindrică-îndoită (3) ; globulară (4–8) ; unipolară în formă de pară (9 și 10) ; discoidală (11–14).

Différents types de bombes identifiés dans le cône Hegheş : ellipsoïdal-tordue (1) ; cylindrique (2, 15, 16) ; cylindrique-courbée (3) ; globulaire (4–8) ; unipolaire en forme de poire (9 et 10) ; discoïdale (11–14).



N. MIHĂILĂ, S. PELTZ. Aparatul vulcanic Hăgheș (Racoșu de Jos). Pl. V.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seismă ale sedintelor, vol. LXXXI/5.

PLANŞA VI

Fragment de lavă bazaltică vacuolară, răsucită și îndoită. Cariera Hegheș.
Fragment de lave basaltique vacuolaire, tordue et courbée. Carrière Hegheş.



Institutul Geologic al României

N. MIHĂILĂ, S. PEITZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos).

Pl. VI.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



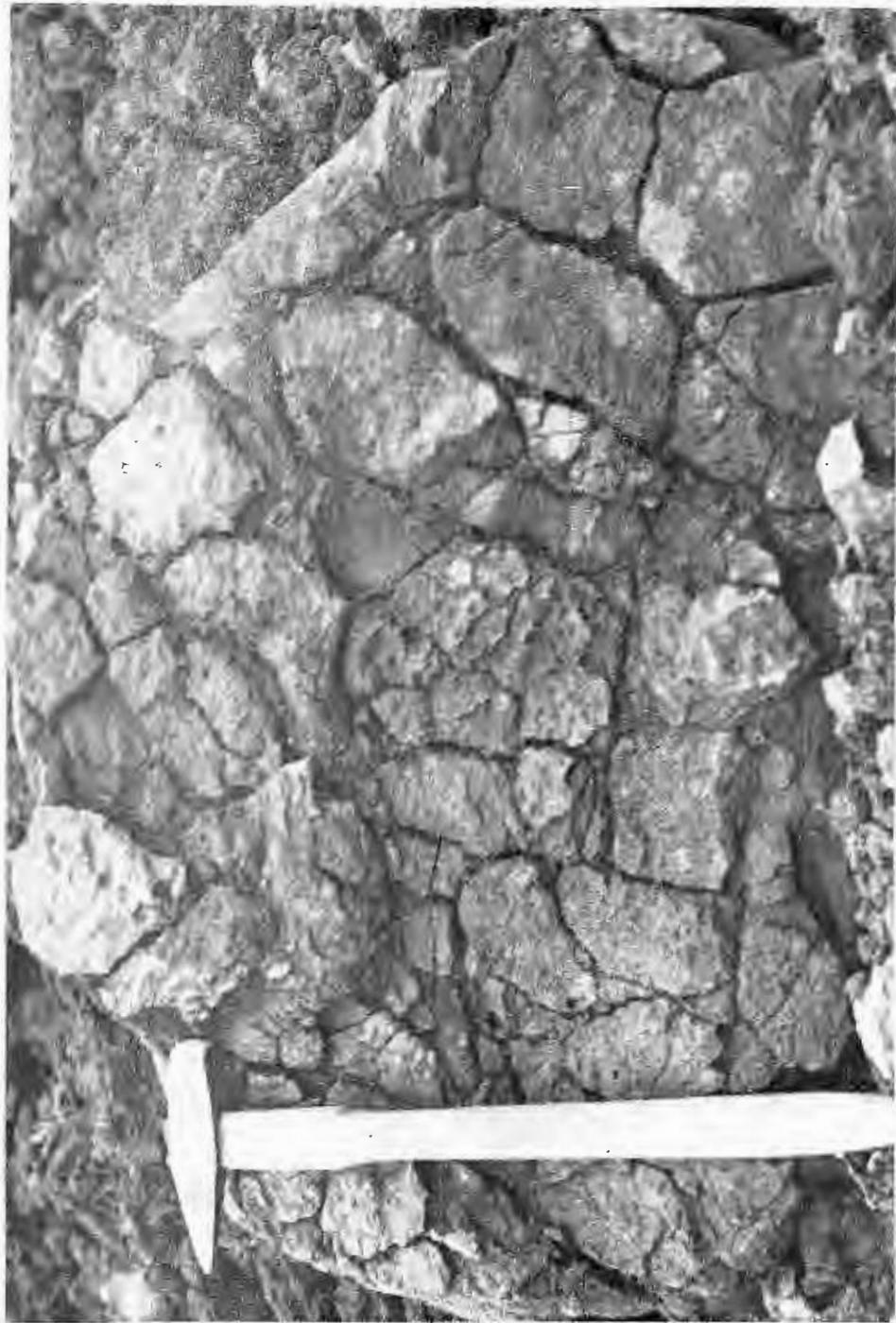
Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Bombă cu crăpături de conrație de tipul „coajă de pîine”. Cariera Hegheş.
Bombe à fissures de contraction du type „croûte de pain”. Carrière Hegheş.



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seismă ale ședințelor, vol. LXIII/5

12/152

PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Bombă în formă de pară, detaliu. Cariera Hegheş.
Bombe en forme de poire, détail. Carrière Hegheş.
- Fig. 2. — Bloc de scorii, detaliu. Cariera Hegheş.
Bloc de scories, détail. Carrière Hegheş.



Institutul Geologic al României

N. MIHĂILĂ, S. PELTZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos). Pl. VIII.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



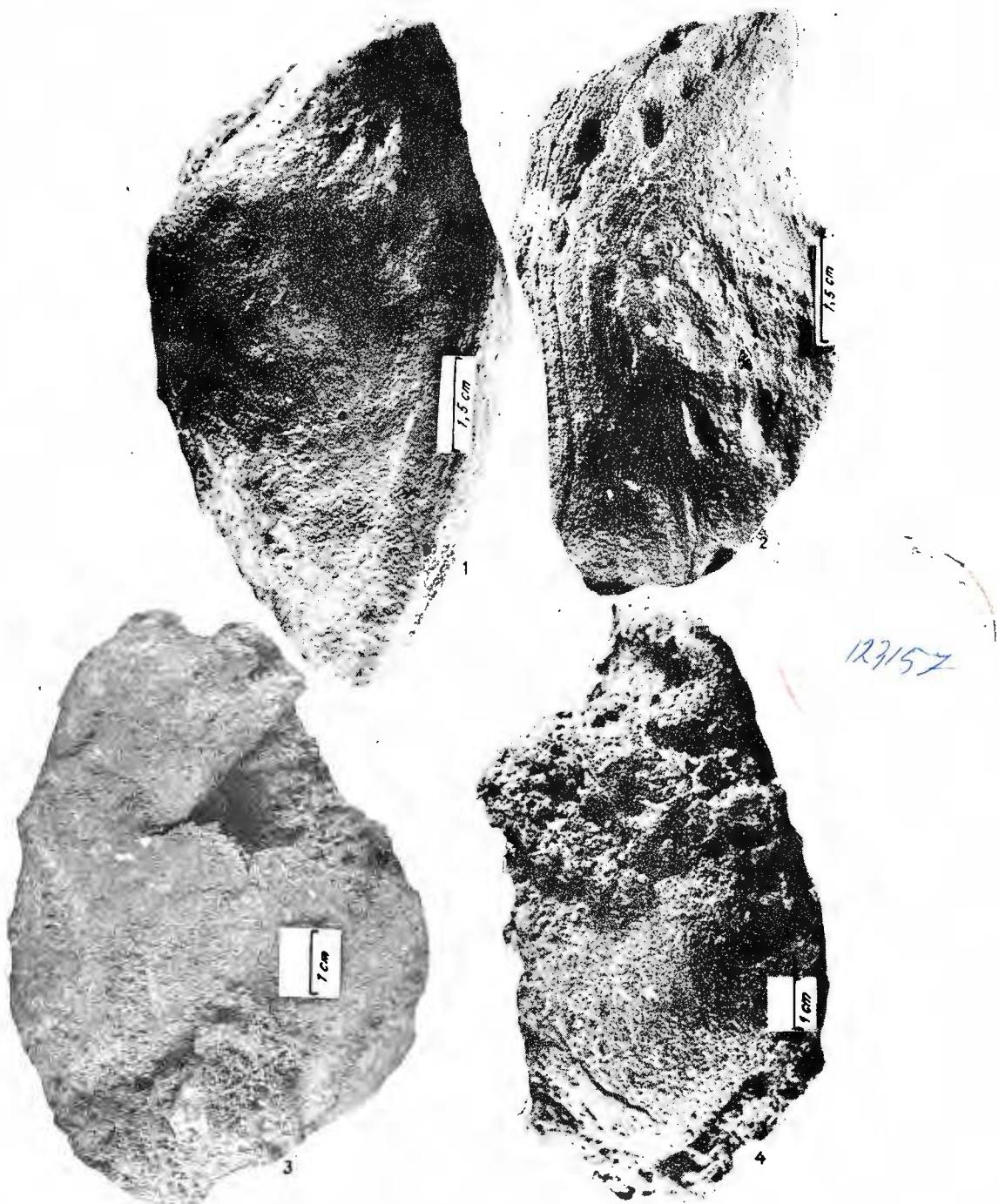
Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

- Fig. 1. — Bombă elipsoidală, versantul vestic al conului Hegheş.
Bombe ellipsoïdale, versant occidental du cône Hegheş.
- Fig. 2. — Bombă elipsoidală-răsucită, versantul vestic al conului Hegheş.
Bombe ellipsoïdal-tordue, versant occidental du cône Hegheş.
- Fig. 3. — Bombă în formă de pară, cariera Hegheş.
Bombe en forme de poire, carrière Hegheş.
- Fig. 4. — Bombă bipolară cu suprafaţă scoriacee, versantul nordic al conului Hegheş.
Bombe bipolaire à surface scoriacée, versant septentrional du cône Hegheş.



N. MIHĂILĂ, S. PELTZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos). Pl. IX.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de scamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



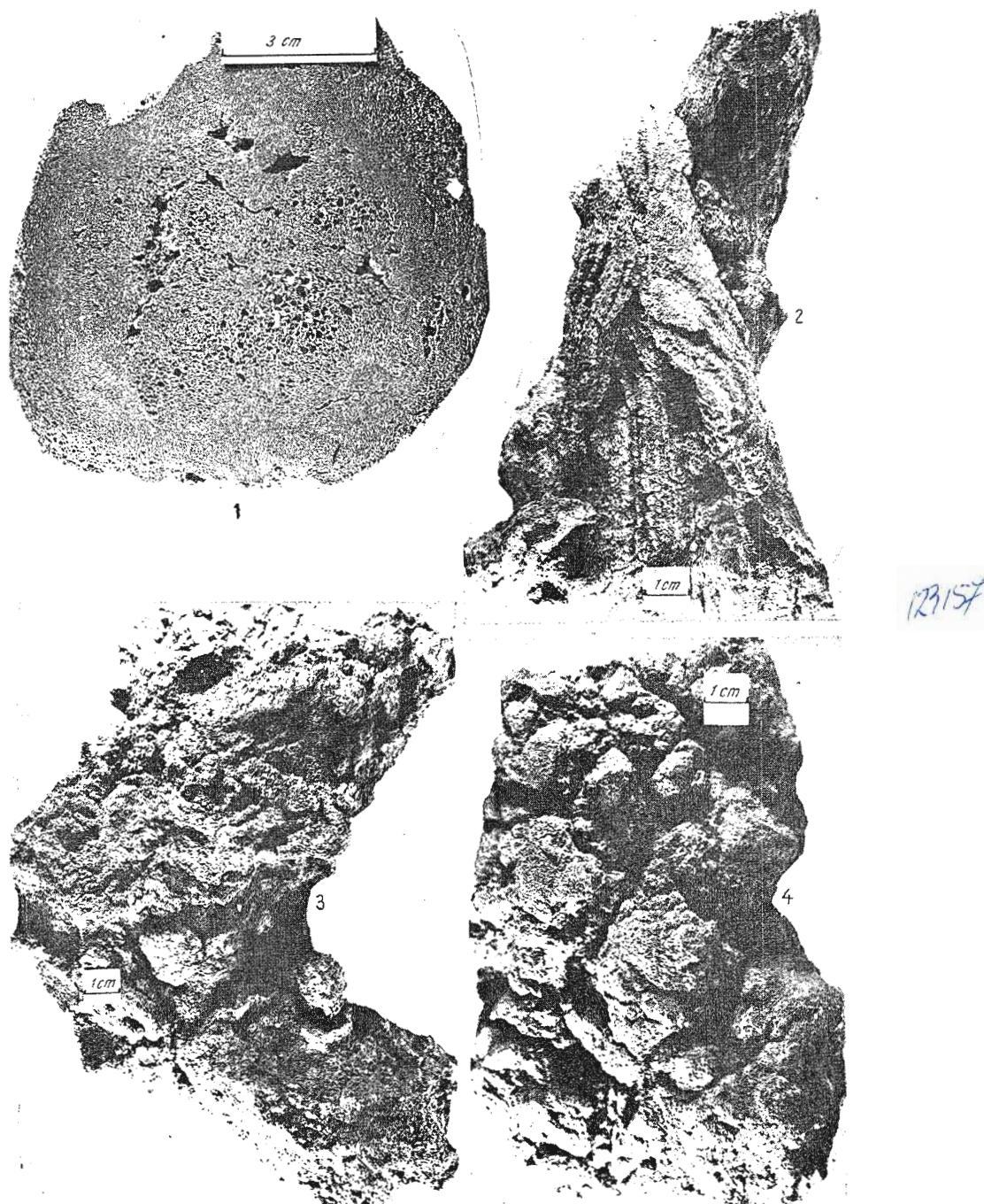
Institutul Geologic al României

PLANŞA X

- Fig. 1. — Bombă discoidală, secțiune. Versantul nordic al conului Hegheș.
Bombe discoïdale, section. Versant septentrional du cône Hegheș.
- Fig. 2. — Bombă elipsoidală-răsucită. Cariera Hegheș.
Bombe ellipsoïdal-tordue. Carrière Hegheş.
- Fig. 3. — Fragmente de lavă scoriacee și de scorii slab cimentate. Cariera Hegheș.
Fragments de lave scoriaée et de scories faiblement cimentées. Carrière Hegheş.
- Fig. 4. — Fragmente de scorii slab cimentate. Cariera Hegheș.
Fragments de scories faiblement cimentées. Carrière Hegheş.



N. MIHĂILĂ, S. PEŁTZ. Aparatul vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos). Pl. X.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI UNOR FILOANE DE GRANITOIDE GNAISICE ÎN SERIA DE LĂPUŞNIC (MASIVUL ȚARCU-DOMENIUL AUTOHTON AL CARPAȚILOR MERIDIONALI)¹

DE

DAN MORARIU²

Abstract

Regarding the Presence of Some Gneissic Granitoid Veins in the Lăpuşnic Series (Tarcu Massif—the Autochthonous Domain of the South Carpathians). In this paper there are pointed out, within the phyllites of the Lăpuşnic Series, the gneissic granitoid veins, belonging to the Pietrii granite and Petreanu gneissic granitoid. Thus, the Jurassic age of the Lăpuşnic series can no longer be supported; we consider its age as being post-Cambrian—pre-Devonian (Ordovician?), depending on the better investigated age of the Pietrii granite (post-Cambrian—ante-Devonian). At the same time, it is admitted the intrusion synchronism of the Petreanu and Pietrii granite (with a certain spacing in favour of the first). Probably the intrusion took place during the taconic phase which metamorphosed the Lăpuşnic Series, too.

INTRODUCERE

Această lucrare semnalează prezența unor filoane de granitoide gnaisice în filite aparținând seriei de Lăpuşnic, în sectoarele Tomeasa și pe interfluviul Coreciova-Zeicu (bazinele Râului Mare). Filoanele aparțin granitoidelor gnaisice de Petreanu și granitoidului de Pietrii.

Prin studiul relațiilor dintre aceste filoane și filitele seriei de Lăpuşnic, se încearcă precizarea poziției acestei serii și a filoanelor (implicit a corpurilor granitoidice majore) în cadrul evoluției geologice a regiunii.

¹ Predată la 15 mai 1976, acceptată pentru publicare la 20 mai 1976, comunicată în ședința din 25 mai 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



ISTORICUL CERCETĂRILOR

S t r e c k e i s e n (1934) definește ca serie de Rîul Mare, șisturile cristaline care aflorează între masivele Retezat și Petreanu, constituite din filite sericito-grafitoase cu clorit + biotit, cuarțite sericitoase, având uneori în bază metapsamite.

Autorul consideră această serie asemănătoare cu formațiunea de Schela, având însă un grad mai ridicat de metamorfism. Același autor consideră seria de Rîul Mare ca fiind paleozoică sau mezozoică (în text), pe hartă indicând pentru aceeași unitate litostratigrafică vîrstă Silurian-Devonian? - Carbonifer inferior.

Depozitele care apar în valea Lăpușnicului, între Soarbele și Gura Apelor, reprezentate prin filite satinate și cuarțite negre, sunt atribuite de același autor seriei de Lăpușnic de vîrstă Carbonifer superior-Cretacic inferior.

G h e r a s i (1937) consideră cele două serii echivalente, descriind seria de Rîul Mare și o parte din seria de Lăpușnic ca formând o unitate comună: zona de Lăpușnic, căreia îi atribuie vîrstă Liasic-Doger. Litologia, foarte complexă a acestei unități este următoarea: arcoze și gresii masive, conglomerate și brecii, filite negre cloritoase, șisturi cu cloritoid, cuarțite și șisturi negre.

În anul 1973, G h e r a s i et al. citează în calcarenite și calcare din valea Lăpușnicului și valea Branului o associație sporopolinică pe baza căreia atribuie vîrstă Jurasic, depozitelor din Lăpușnic-Branul. Aceste depozite reprezintă aproape în totalitate ceea ce a separat același autor în 1937 ca zona de Lăpușnic.

Într-un raport, G h e r a s i et al. (1974)³ revine asupra vîrstei rocilor slab metamorfozați din muntele Tomeasa, considerată anterior jurasică (G h e r a s i et al., 1973) împreună cu alte roci ale zonei de Lăpușnic, afirmind că aparțin formațiunii de Vidra de vîrstă Devonian-Carbonifer inferior? Mai tîrziu G h e r a s i et al. (1975) atribuie formațiunii de Vidra vîrstă devoniană.

Granitul de Pietrii și gnaisele granitoide de Petreanu au constituit obiect de studiu pentru mai mulți cercetători. G h e r a s i et al.⁴, prezintind sinteza informațiilor despre acest subiect documentează vîrstă postcambriană-antedevoniană a granitului de Pietrii și vîrstă cambriană a gnaiselor granitoide de Petreanu.

În această lucrare menținem conform principiului priorității, denumirea de serie de Lăpușnic (S t r e c k e i s e n, 1934). Spațial această unitate corespunde cu ceea ce a considerat G h e r a s i (1937) ca zonă de Lăpușnic iar litologic reprezintă o succesiune de depozite anchimeta-morfice și metamorfice de grad inferior (filite, calcar șistoase recristalizate cu clorite ± grafit și metapsamite).

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

⁴ Op. cit. pct. 3.

Descriere petrografică

Aspecte evidente care ilustrează caracterul filonian al granitoidelor gnaisice semnalate în filitele din seria de Lăpuşnic, au fost observate în mai multe puncte:

- a) în debleul drumului forestier din perimetru Tomeasa;
- b) pe drumul de acces spre stîna Tomeasa (între cota 1005-1015 m, altitudine);
- c) pe interfluviul Zeicu-Corciova, între cota 1455-1475 m altitudine.

a) În debleul drumului forestier din perimetru Tomeasa, apare un filon de granitoid gnaisic, constituie dintr-un corp central de lățime aproximativ 3 m, înălțime 1-1,20 m, din care la partea superioară, se individualizează trei apofize de dimensiuni decimetrice și acestea concordante cu planul foliației metamorfice S_2 a filitelor gazdă. La contactul cu granitoidele, în filite se conturează o bandă centimetrică de filite slab transformate.

b) Relațiile din acest punct sunt similare, dar litologia rocilor gazdă este mai complexă (filite, metapsamite, calcare șistoase negre ± clorit). Tectonizarea intensă a aflorimentelor nu permite să se afirme cu certitudine dacă filoanele au afectat în afara filitelor și metapsamitele împreună cu calcarele șistoase negre ± clorit.

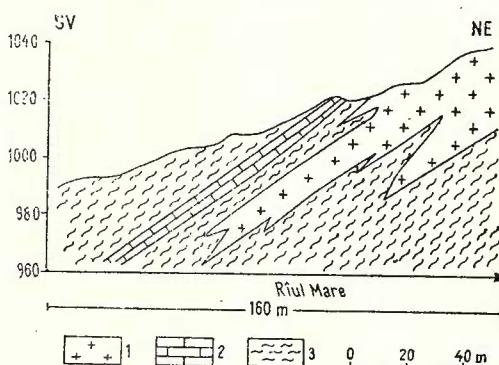
În ambele cazuri a putut fi stabilită apartenența filoanelor granitoid la gnaisele granitoid de Petreanu, fiind situate la circa 200 m de corpul granitoid principal al acestora și având un facies petrografic similar. Deschideri noi apărute datorită lucrărilor pentru barajul Rîul Mare-Retezat, au permis observarea unui profil de ansamblu (vezi fig.).

Profil geologic de ansamblu al versantului stîng al Rîului Mare în perimetru sănzierului Tomeasa.

1, filoane de granitoid gnaisic de Petreanu. Série de Lăpuşnic: 2, calcar șistoase recristalizate ± clorit și grafit; 3, filite.

Coupe géologique d'ensemble sur le versant gauche du Rîul Mare dans le périmètre du chantier Tomeasa.

1, filons de granitoides gneissiques de Petreanu. Série de Lăpuşnic: 2, calcaires schisteux recristallisés ± chlorite et graphite; 3, phyllites.



c) În mai multe aflorimente de filite grafitoase și filite clorito-sericoase, concordant cu foliația S_2 apar filoane de granitoid gnaisic. Subordonat s-au observat și produse de diferențiere magmatică de tipul leucogranitelor. Aceste filoane care au putut fi urmărite pe distanțe variind între 1,5-5 m, au grosimi decimetrice sau centimetrice. Filoanele aparțin unui corp de granitoid de formă lenticulară, cu o lungime de peste 500 m, întreg ansamblul constituind o apofiză a granitului de Pietrii.

În continuare, vom prezenta datele obținute prin studiul petrografic și structural al filitelor din seria de Lăpușnic și al filoanelor de granitoide gnaisice din aceeași serie, din punctele prezentate anterior.

Compoziția mineralogică a filitelor este în general monotonă: cuarț, albit, clorit, sericit, muscovit, grafit, epidot, plaje de oxizi de fier, izolat apar cristale de biotit și stilpnomelan?. Aceste proporții mineralogice nu sunt constante, local apărind variații cantitative. Această asociație mineralologică permite încadrarea filitelor în faciesul șisturilor verzi, sub-faciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.

În aceste filite s-au putut distinge mai multe plane S :

S_1 (S_0) planul de stratificație inițială, care corespunde foliației de stratificație (aproape total distrus, observabil numai în secțiuni subțiri, datorită apariției foliațiilor metamorfice ulterioare care au caracter de foliație de clivaj) apare microscopic ca suprafață relictă, marcată de lamele de muscovit care de regulă au dimensiuni mai mari decât muscovitele ulterioare legate de formarea altor foliații.

Planele S_1 (plane de clivaj axial), puternic penetrante, sunt marcate de orientarea cristalelor de muscovit și clorit din prima generație metamorfică. Cristalele de albit, contemporane foliației S_1 au frecvent conture sigmoidale, indiciu al blastezei sincinematice. De remarcat că apariția planelor S_1 nu înseamnă numai deformare (probabil printr-o mișcare de tip afin), ci și crearea unei rubanări de tip metamorfic, cu aspecte structurale și texturale proprii.

În planele foliației S_2 (care face un unghi de 10-20° cu S_1 și este quasi-tautozonală cu S_1 în zona axului B_1) apare o nouă generație de minerale micacee (muscovit și clorit), o notă particulară oferind prezența oxizilor de fier pe aceste plane. Planele par a fi generate de o deformare prin mișcare de tip neafin. Este foarte interesant că planele S_2 afectează și granitoidele cantonate în filite, lame microscopic de material granitic fiind deplasate pe aceste plane în filite și invers. Acest fapt explică și prezența frecventă a oxizilor de fier în planele S_2 . Observații similare asupra acestor raporturi intime se pot face și la scară macroscopică.

În funcție de cele arătate mai sus, este evident caracterul sincinematic al intruziunilor granitoide, sincronismul punerii în loc a acestora în momentul creării foliației S_2 a filitelor.

Local, intersecția planelor S_1 și S_2 crează microcute de tipul „kink folds”.

Foliația S_3 , oblică sau perpendiculară pe axul B_1 , este preponderent rupturală. Planele S_3 sunt și ele marcate de prezența oxizilor de fier alături de muscovit și clorit din ultima generație metamorfică. De remarcat că și această foliație este comună și granitoidelor, caracterul preponderent ruptural fiind în acestea deosebit de evident. Orientarea planelor S_3 în zona de contact intim granitoide-filite este foarte dificil de urmărit datorită faptului că străbat roci cu competență mecanică diferită.

În zonele de contact cu granitoidele gnaisice (pe o distanță de cîțiva centimetri) se remarcă o slabă transformare a filitelor: ușoară silicifiere și albitizare, formarea unor plaje de muscovit, apariția frecventă a cristalelor de biotite cloritizate și stilpnomelan?.



Este deci evident că dezvoltarea unui facies tipic metamorfismului de contact este redusă atât spațial cît și ca intensitate a transformărilor mineralogice.

Explicația acestei observații o constituie în primul rînd faptul că granitoidele sunt sincinematice unor metamorfite în faciesul de șisturi verzi iar filoanele granitoide au dimensiuni reduse. Mai mult intruziunea este sincinematică foliației S_2 , moment în care filitele erau deja adaptate la condițiile faciesului de șisturi verzi. În condițiile termice presupuse, transformarea mineralogică cea mai probabilă ar fi fost înlocuirea cloritului cu biotit. Cristalele izolate de biotite relicte (în mare parte cloritizate) care apar în zona de contact, indică posibilitatea apariției pentru scurt timp a unei asociații mineralogice indicatoare a unui metamorfism de contact. Menținerea în continuare a filitelor în condițiile fizico-chimice caracteristice faciesului de șisturi verzi a dus la ștergerea aproape totală a efectelor, probabil destul de reduse inițial, ale metamorfismului de contact.

În afara relațiilor structurale și a argumentelor mineralogice, prezența microanclavelor de filite în filoanele granitoide demonstrează indubitatibil că seria de Lăpușnic este anterioară granitoidelor.

Menționăm că în aflorimentele din poteca Tomeasa se observă în contact cu granitoidele gnaisice și metagresii cuarțo-feldspatice cu ciment carbonatic, însotite de calcșisturi grafitoase ± clorit. În stadiul actual al cercetărilor nu putem încă afirma dacă aceste relații sunt un efect al transpunerii foliației de clivaj sau efectul unei tectonici ulterioare etapei în discuție.

Compoziția mineralogică a granitoidelor gnaisice este următoarea: cuarț, feldspat plagioclaz (albit-oligoclaz acid) care predomină net asupra feldspatului potasic (microclin) pertit, biotit, muscovit, calcit, rare cristale de apatit și sfen. De remarcat prezența microanclavelor de filite.

Leucogranitoidele gnaisice sunt compuse din cuarț, albit ± microclin. Mineralele secundare s-au format fie pe seama feldspaților (albit de neoformație, sericit ± zoizit ± clorit ± epidot) fie pe seama biotitelor (cloritizare însotită de migrarea oxizilor de fier).

Aspectul textural major al acestor roci îl constituie prezența unei texturi orientate, gnaisice, de tip metamorfic, apărută prin orientarea însotită de deplasarea mineralelor în lungul unor plane de discontinuitate mecanică — foliația S_2 ⁵. De regulă mineralele salice sunt orientate în funcție de aceste plane, mineralele micacee fiind recristalizate pe planele S_2 .

Apariția foliației S_2 a provocat în același timp deformarea cristalelor de cuarț (materializată prin apariția extincției ondulatorii și a planelor lui B o e h m) și uneori îndoirea planelor de maclă ale feldspaților. Un stadiu mai avansat al laminării a dus la ruperea cristalelor de cuarț și feldspat ale căror conture lenticulare se pot observa între planele S_2 . De remarcat și prezența porfiroblastelor de albit cu conture sigmoidale, dovedă a cristalizării lor sincinematice.

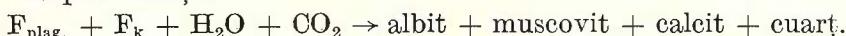
⁵ Deoarece aceste plane care marchează foliația primară a granitoidelor gnaisice sunt comune și filitelor, am admis aceeași notație. În cazul unei discuții separate numai asupra foliaților granitoidelor, aceste plane primeau notația S_1 .

Printre transformările mineralogice legate genetic de momentul deformațional S_2 , albitezarea ocupă un loc foarte important. Aspecte multiple ilustrează blasteza albitalui : cristale de albit inclus în albit nemaclat, tivuri de albit limpede care înconjoară cristale de albit cu incluziuni de sericit, albit cu extincție rulantă inclus în albit cu extincție normală.

Considerăm că blasteza albitalui s-a produs pe două cai :

1. decalcifierea oligoclazului acid ; frecvent se observă la plagioclaz apariția unei envelope albitive, local cu dezvoltare atât de amplă încit plagioclazul cu compoziție mai bazică este limitat la un nucleu de dimensiuni foarte reduse ;

2. prin reacția :



Această reacție aplicată de Şelam și Arsenescu (1976) la studiul granitelor din Paring, explică și proporția mare a cuarțului mobilizat și a calcitului de neoformăție.

Biotitele, frecvent apărând ca varietăți deferizate, sunt laminate în planul foliației S_2 concomitent cu transformarea parțială (sau totală) în clorit + sericit ± epidot. Efectul secundar al acestei transformări îl constituie eliberarea oxizilor de fier rezultați din distrugerea rețelei cristaline a biotitelor. O parte din acești oxizi marchează planele foliației S_2 din granitoidele gnaisice și filite.

Tributare foliației S_2 apar și lamele de muscovit care marchează planele de diferențiere metamorfică a granitoidelor. Comparativ cu muscovitele relicte, de generație magmatică (reprezentate de obicei prin cristale mai largi fără o orientare unitară) acestea sunt de dimensiuni mai reduse, cu o orientare unitară conformă cu planele S_2 din granitoid și filite.

Ca un ultim efect al foliației S_2 în granitoide menționăm prezența în acestea a lamelor microscopice de filite deplasate pe planul acestei foliații comune (reversul acestei observații se poate distinge în filite). Uneori observații de această natură sunt posibile și la scară de afloriment.

Aspectele structurale și transformările mineralogice pe care le considerăm aparținând foliației S_2 , definesc această foliație ca factor activ în procesul de diferențiere metamorfică a granitoidelor.

În granitoidele gnaisice se distinge și o foliație mai nouă S_3 (și aceasta comună filitelor), cu caracter preponderent ruptural : albital de neoformăție format anterior este frecvent deformat sau rupt (± deplasat), are loc o nouă cataclază urmată de blasteza cuarțului care înglobează produși de reacție apărăți pe fondul foliației S_2 (albit, calcit, mice). Apariția planelor S_3 schițează o nouă orientare a micelor și o nouă mobilizare a oxizilor de fier cît și reorganizarea rețelei cristaline a acestora, magnetitul apărând ca ultimul mineral de neoformăție metamorfică.

Rezumind datele studiul petrografic și structural, putem afirma următoarele :

1. Stratificația premetamorfică a filitelor este practic total distrusă, apărând numai în cazuri izolate ca plan relict al foliației de stratificație.



2. Foliații metamorfice S_1 (prezente numai în filite), S_2 și S_3 (comune filitelor și granitoidelor) au caracter de foliații de clivaj axial, element care explică și concluzia prezentată la punctul 1.

3. Foliații bine conturate și la scară mesoscopică sunt foliații S_1 și S_2 care prin diferențiere metamorfică produc și rubanări de același tip.

4. Intruziunile granitoidelor sunt ulterior foliației S_1 din filite și sincinematice foliației S_2 (comună). Foliația S_3 (și aceasta comună) este ulterioară momentului intruziunii.

5. Efectele de laminare din timpul foliației S_3 în unele cazuri au putut distruga total legătura filoanelor de granitoide gnaisice cu corpurile majore.

6. Transpunerea foliațiilor S_2 și S_3 crează complicații structurale și la scară mesoscopică, probabil cu implicații și asupra structurii majore a seriei de Lăpușnic.

Discuții asupra vîrstei filitelor și a granitoidelor gnaisice asociate

Filitele de la Tomeasa, în care am semnalat filoane aparținând granitoidului gnaisic de Petreanu (Gherasim et al., 1974) au fost atribuite zonei de Lăpușnic de vîrstă jurasică (Gherasim, 1937; Gherasim et al., 1973). Soroiu et al. (1972) datează prin metoda K-Ar vîrstă unei anclave din granitoidul gnaisic de Petreanu, obținând pentru trei probe din aceeași anclavă, următoarele vîrste izotopice: 288 mil. ani, 270 mil. ani și 624 mil. ani. În funcție de aceste date, Gherasim et al. (1974) consideră complexul terigen al seriei de Măgura (anclava fiind constituită dintr-o rocă aparținând acestei serii) de vîrstă precambrian-superioară, admitînd pe de altă parte vîrsta cambriană a granitoidului gnaisic de Petreanu.

Filitele din sectorul Zeicu-Corciovă, care constituie rocile gazdă ale filoanelor de granitoide și leucogranitoide gnaisice aparținând granitului de Pietrii, fac parte din zona de Lăpușnic (Gherasim, 1937; Gherasim et al., 1973) sau din seria de Vidra de vîrstă devonian inferior-carboniferă? (Gherasim et al., 1974).

Punerea în loc a granitului de Pietrii a fost admisă pentru intervalul postcambrian-antedevonian, deoarece granitul străbate seria de Zeicani de vîrstă cambriană, iar în baza seriei de Vidra (Devonian-Carbonifer inferior?) sunt remaniate fragmente din același granit (Gherasim et al., 1974).

Datele noastre demonstrează că filitele din cele două sectoare aparțin aceleiași serii de Lăpușnic. Prezența în aceste filite a filoanelor citate arată că vîrsta jurasică a seriei de Lăpușnic nu mai poate fi susținută.

Admitînd vîrsta granitului de Pietrii ca fiind postcambrian-antedevoniană, seria de Lăpușnic poate fi considerată cu certitudine de aceeași vîrstă, în cazul în care formațiunea de Zeicani ocupă tot intervalul Cambrian (Morariu, 1976).



Deoarece vîrstă granitului de Pietrii este mai bine documentată și ținând seamă că și filoanele granitului gnaistic de Petreanu străbat filite din seria de Lăpușnic le considerăm și pe acestea postcambriene. Probabil că momentul intruziunii acestor corperi granitoide (Petreanu, Pietrii) este aproape sincron, cu un oarecare decalaj de timp, în favoarea granitoidului gnaistic de Petreanu, legat de faza taconică a orogenezei caledoniene. În aceeași fază s-a produs probabil în mare parte și metamorfismul filitelor din seria de Lăpușnic (de vîrstă ordoviciană?).

BIBLIOGRAFIE

- Gherasi N. (1937) Etude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu, Carpathes Meridionales. *Ann. Inst. Geol.* XVIII, București.
- , Zimmerman P., Voichita Zimmerman (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de nord a munților Țarcu (Banatul de Est). *D.S. Inst. Geol.* LIV, 1, (1966—1967), București.
- , Adina Visarion, Zimmerman P. (1973) Considerații asupra vîrstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a munților Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. Cerc. Acad. R.S.R. Seria Geol.*, XVIII, București.
- , Adina Visarion, Zimmerman P., Magdalena Iordan (1975) Asupra vîrstei paleozoice (Devonian) a formațiunii de Vidra din partea de nord a munților Țarcu (Carpații Meridionali) *D.S. Inst. geol. geof.* LXI (1973—1974), București.
- Houbec J. (1968) Structural development of the Geosinclinal proterozoic and its relation to the deeper zones of the earth's crust. *Rocznik* 78, sesis 8, Acad. Praha, Praha.
- Morariu D. (1976) Date noi asupra litostratigrafiei seriei epimetamorfice de Zeicani și metaconglomeratelor de Baicu din bazinul superior al Bistrei Mărului (masivul Țarcu). *D.S. Inst. geol. geof.* LXII, 4, București.
- Soroiu M., Popescu Gh., Kasper N., Dimitrescu R. (1972) Notă preliminară asupra geocronologiei cristalinului danubian. *Ann. Univ. Iași* (serie nouă). Sect. II, seria geologie, XVIII, Iași.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XVI, București.
- Secăman N., Arsenescu V. (1976) Asupra albitezării granitoidelor din Parâng. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.* XXI, 1 București.
- Turner F. (1949) Metamorphyc petrology-mineralogical and field aspects. *Min. Surv.*, New York.
- , Weiss L. (1963) Structural analysis of metamorphyc tectonites. *Mc. Graw. -Hill*, New York.



SUR LA PRÉSENCE DE QUELQUES FILONS DE GRANITOÏDES GNEISSIQUES DANS LA SÉRIE DE LĂPUŞNIC (LE MASSIF TARCU-LE DOMAINE AUTOCHTONE DES CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

L'âge des métamorphites du bassin supérieur du Riu Mare et du Bassin de Lăpuşnic est l'un des sujets les plus disputés.

Dans le périmètre Tomeasa et sur l'interfleuve Zeicu-Corciova, dans les phyllites se rattachant à la série de Lăpuşnic considérée par certains auteurs d'âge jurassique, nous avons mis en évidence des filons de granitoïdes et leucogranitoïdes gneissiques appartenant au granitoïde gneissique de Petreanu (dans le premier secteur) et au granite de Pietrii (dans le deuxième).

La composition minéralogique des phyllites est la suivante : quartz, séricite, muscovite, chlorite, albite, graphite, épидote, plages d'oxydes de fer ; apparaissent ici des cristaux isolés de biotite et stilpnomélane ? — ce qui permet leur encadrement dans le faciès des schistes verts, le subsfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

Dans la zone de contact avec les filons mentionnés antérieurement on observe une faible transformation, considérée par nous comme l'effet d'une modification minéralogique provoquée par les intrusions filonniennes.

Les faibles effets du métamorphisme de contact sur les phyllites sont dûs au fait que les granitoïdes sont synchrones avec des métamorphites dans le faciès des schistes verts, et les filons en question ont des dimensions réduites. Ce qui plus est, avant l'intrusion, les phyllites avaient déjà un équilibre minéralogique correspondant au faciès des schistes verts.

Dans ces phyllites on a pu identifier plusieurs plans S : S_0 (le plan de schistosité de stratification, qui est presque entièrement détruite, clairement observable en coupes minces) et les foliations métamorphiques S_1, S_2 et S_3 . Ces foliations ont caractère de foliations de clivage, les foliations S_1 et S_2 provoquant aussi un bariolage métamorphique. La foliation S_3 a montré un caractère à dominance rupturale.

Les granitoïdes gneissiques ont la suivante composition minéralogique : quartz, feldspath plagioclase (albite-oligoclase acide) qui dominent nettement le feldspath potassique (microcline), pertite, biotite, muscovite, calcite, rares cristaux d'apatite et sphène. Il est à remarquer la présence des micro-enclaves de phyllites dans les filons des granitoïdes de Pietrii et Petreanu.

Les leucogranites gneissiques sont constitués de quartz, albite \pm microcline. Dans ces roches nous avons identifié deux foliations qui se rencontrent également dans les phyllites. Vu que la foliation la plus ancienne est commune avec la foliation S_2 des phyllites, nous avons employé cette notation pour les plans qui marquent cette foliation, aussi.

La présence dans les granitoïdes des micro-laines de matériel phyllitique (et vice versa) déplacées sur les plans S_2 démontre que les intrusions sont synchrones avec la formation de ces plans.

La foliation S_2 produit la différenciation métamorphique des granitoïdes, tout en les gneissifiant, et la foliation S_3 a, de même que dans les phyllites, un caractère prépondérant ruptural.

Les résultats de l'étude pétrographique et structural, ensemble avec les données de terrain, démontrent que les phyllites en discussion appartiennent à la Série de Lăpuşnic, dont l'âge jurassique, selon ce qu'on vient de montrer, ne peut pas être soutenu.



Vu que les filons appartenant au granite de Pietrii d'âge postcamgien-prédévonien pénètrent dans les phyllites de la Série de Lăpușnic, l'âge de cette série se place dans le même intervalle.

L'existence dans les mêmes phyllites également des filons appartenant au granitoïde gneissique de Petreanu, considéré par certains auteurs d'âge cambrien, nous porte à attribuer, à celui-ci aussi, l'âge post-cambrien.

Il est probable que l'intrusion des corps granitoïdes gneissiques de Petreanu et celle des corps de Pietrii fussent synchrones, ils étant mis en place pendant la phase taconique, avec un certain décalage dans le temps à la faveur du granitoïde de Petreanu. La même phase a produit, probablement, le métamorphisme de la Série de Lăpușnic (d'âge ordovicien?) aussi.

ÎNTREBĂRI

A. Gurău: Granitele s-au intrus numai pe plane S_2 sau și pe plane S_1 ?

Răspuns: Datele de care dispunem în prezent indică faptul că intruziunea granitică a avut loc numai pe planul S_2 .

A. C. Schuster: Există în regiune filoane discordante cu seria de Lăpușnic?

Răspuns: Filoanele prezentate sunt concordante cu foliația S_2 a filitelor.

DISCUTII

A. Gurău: Din microfotografiile prezentate ar rezulta că fenocristalele de feldspat potasic din granite s-ar putea interpreta și ca o mobilizare (antrenare) de pe suprafete S_1 pe suprafete S_2 .

A. C. Schuster: Pe baza celor prezentate nu se exclude posibilitatea ca aceste roci să fie sedimentare de origine granitică, metamorfozate, și nu granite intrusive. Această problemă trebuie amănunțit cercetată prin diferite metode.



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Filon de granitoid în filite. Filonul este concordant cu foliația S_2 a filitelor; se remarcă aspecte de brecifiere a filonului datorită transpunerii foliației S_3 . Interfluviul Zeicu-Corciova.

Filon de granitoïde en phyllites. Le filon est concordant avec la foliation S_2 des phyllites; on remarque des aspects de bréchification du filon à cause de la transposition de la foliation S_3 . Interfleuve Zeicu-Corciova.

Fig. 2. — Filit. Aspecte ale deformării foliației S_1 datorită foliației S_2 . Druimul de acces spre stîna Tomeasa.

Phyllite. Aspects de la déformation de la foliation S_1 due à la foliation S_2 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.

Fig. 3. — Filit cu foliații metamorfice S_1 și S_2 ; interfluviul Zeicu-Corciova.

Phyllite à foliations métamorphiques S_1 et S_2 ; interfleuve Zeicu-Corciova.

Fig. 4. — Filit; se observă planul relict al stratificației (S_0) și foliațiile metamorfice S_1 și S_2 . Interfluviul Zeicu-Corciovă.

Phyllite; on remarque le plan relictique de la stratification (S_0) et les foliations métamorphiques S_1 et S_2 . Interfleuve Zeicu-Corciova.

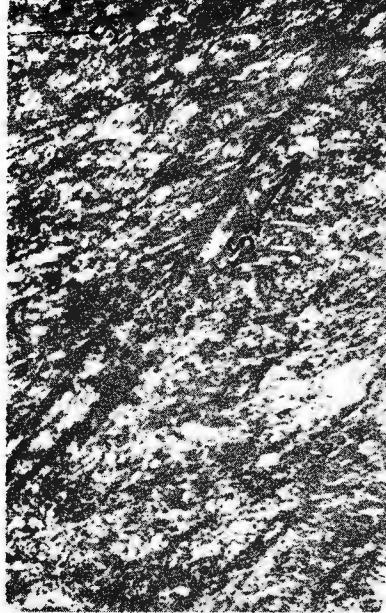


D. MORARU. Granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic.

Pl. I.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geo fizică. Dări de seană ale sedimentelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

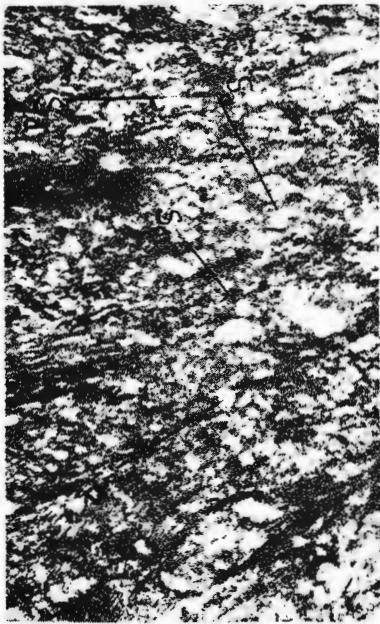
PLANŞA II

- Fig. 1. — Filit ; se observă planul de stratificație relict S_0 , foliația S_1 deformată datorită transpunerii foliației S_2 . Drumul de acces spre stîna Tomeasa.
Phyllite ; on observe le plan de stratification relictique S_0 la foliation S_1 déformée par suite de la transposition de la foliation S_2 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.
- Fig. 2. — Filit la contactul cu intruziunea granitoidului gnaïsice ; se observă fenoclaste de albit și cuarț deplasate în planul foliației metamorfice S_2 și rupte de foliația S_3 . Drumul de acces spre stîna Tomeasa.
Phyllite au contact avec l'intrusion du granitoïde gneissique ; on remarque des phénoclastes d'albite et quartz déplacés dans le plan de la foliation métamorphique S_2 et arrachés la foliation S_3 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.
- Fig. 3. — Filit ; se observă planul de stratificație relict S_0 , foliația S_1 deformată datorită transpunerii foliației S_2 . Drumul de acces spre stîna Tomeasa.
Phyllite ; on observe le plan de stratification relictique S_0 la foliation S_1 déformée par suite de la transposition de la foliation S_2 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.
- Fig. 4. — Contact filit-granitoid gnaïsice ; în filit apar porfiroblaste de albit. În granitoid se observă structura cataclastică apărută datorită intersecției planelor de foliație S_2 (mai evidente) cu planele S_3 . Drumul de acces spre stîna Tomeasa.
Contact phyllite-granitoïde gneissique ; dans la phyllite apparaissent des porphyroblastes d'albite. Dans le granitoïde on remarque la structure cataclastique due à l'intersection des plans de foliation S_2 (plus évidents) avec les plans S_3 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.



D. MORARU. Granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic.

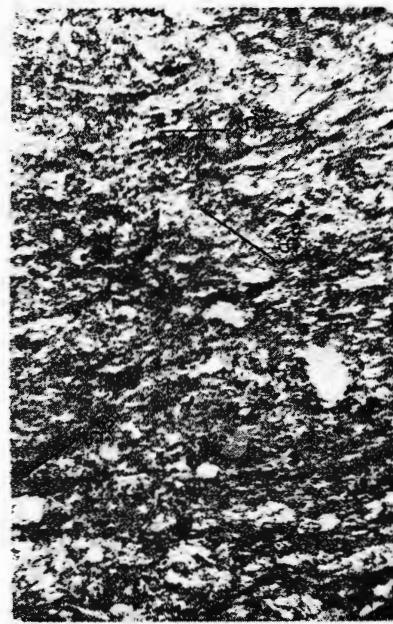
Pl. II.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.

R315,



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Vîg. 1. -- Porfiroblast de albite în filite; albitem este anterior foliajiei S_2 (deviată la contact cu albitem). Drumul de acces spre stina Tomeasa.

Porphyroblaste d'albite dans les phyllites ; l'albite est antérieur à la foliation S_2 (déviée au contact avec l'albite). Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.

Fig. 2. — Contact de întrepătrundere a granitoidului gnaistic cu filitele. Interfluviul Zeicu-Corciova.

Contact d'enchevêtrement du granitoïde gneissique avec les phyllites. Interfleuve Zeicu-Corciova.

Fig. 3. — Relații de contact între granitoidul gnaistic și filite; de remarcat prezența microanelavelor de filite în granitoid. Interfluviul Zeicu-Corciova.

Relations de contact entre le granitoïde gneissique et des phyllites ; à remarquer la présence des micro-enclaves de phyllites dans le granitoïde. Interfleuve Zeicu-Corciova.

Fig. 4. — Anclave de filit în granitoid. Interfluviul Zeicu-Corciova.

Enclaves de phyllites dans le granitoïde. Interfleuve Zeicu-Corciova.

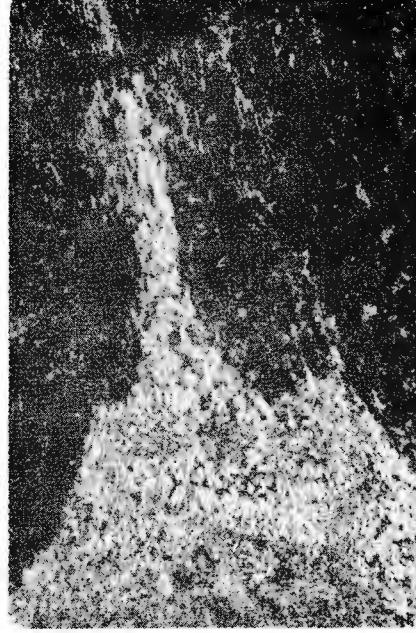


D. MORARU. Granitoide grauisice în seria de Lăpușnic.

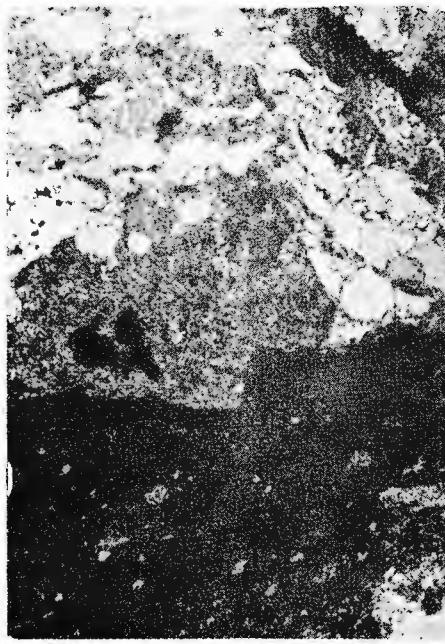
Pl. III.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de secamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1. — Anclave de filit în granitoid gnasic. Interfluviul Zeicu-Corciova.

Enclaves de phyllite dans le granitoïde gneissique. Interfleuve Zeicu-Corciova.

Fig. 2. — Anclave lamelare de filit în granitoid gnaisic ; anclavale în care se poate observa foliația S_1 s-au format sincron cu foliația S_2 . Textura orientată a granitoidului se datorează aceleiași foliații S_2 . Drumul de acces spre stîna Tomeasa.

Enclaves lamellaires de phyllite dans le granitoïde gneissique ; les enclaves dans lesquelles on peut observer la foliation S_1 se sont formées en même temps que la foliation S_2 . La texture orientée du granitoïde est due à la même foliation S_2 . Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.

Fig. 3. — Filite în contact cu granitoide gnaisice ; foliația S_1 (filite) și foliația S_2 comună filitelor și granitoidului. Șantierul Tomeasa.

Phyllites en contact avec granitoïdes gneissiques ; la foliation S_1 (phyllites) et la foliation S_2 commune aux phyllites et au granitoïde. Chantier Tomeasa.

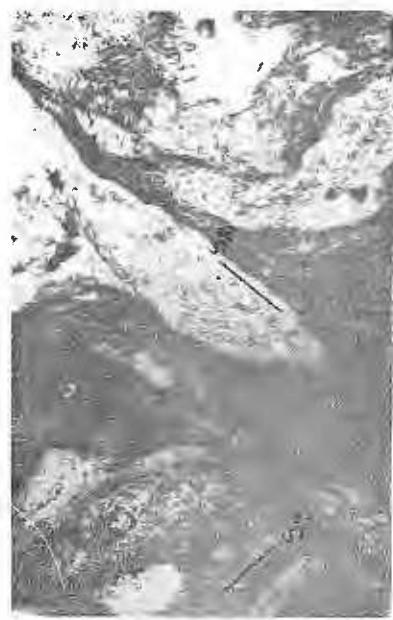
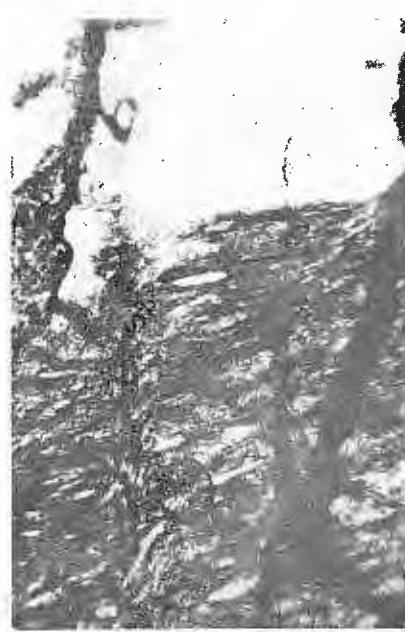
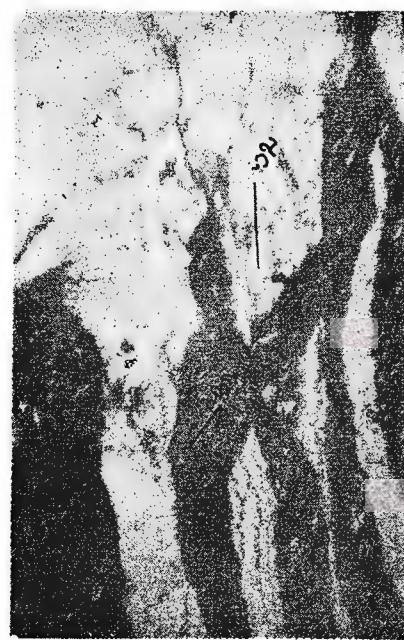
Fig. 4. — Contact între granitoide și filite. Se observă foliațiile S_2 și S_3 comune. Drumul de acces spre stîna Tomeasa.

Contact granitoïdes — phyllites. On observe les foliations S_2 et S_3 communes. Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.



D. MORARU. Granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic.

Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de secamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

- Fig. 1. — Aspecte de întrepătrundere filit-granitoid; materialul granitic a pătruns pe planele S_2 iar foliația S_1 se poate observa atât în filitele gazdă cit și în anclava de filit; planele S_3 sunt înarcate de abundența oxizilor de fier. Drumul de acces spre stîna Tomeasa. Aspects d'enchevêtrement phyllite-granitoïde ; le matériel granitique a pénétré sur les plans S_2 et la foliation S_1 peut être observée autant dans les phyllites encaissantes qu'aussi dans l'enclave de phyllite ; les plans S_3 sont marqués par l'abondance en oxydes de fer. Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.
- Fig. 2. — Granitoid gnaïsic ; se observă conturale lenticulare ale mineralelor salice deformate în planul S_2 ; foliația S_3 are caracter ruptural. Drumul de acces spre stîna Tomeasa. Granitoïde gneissique ; on voit les contours lenticulaires des minéraux saliques déformés dans le plan S_2 ; la foliation S_3 a un caractère ruptural. Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.
- Fig. 3. — Leucogranitoid gnaïsic ; planele de laminare corespund foliației S_2 . Interfluviul Zeicu-Corciova. Leucogranitoïde gneissique ; les plans de lamination correspondent à la foliation S_2 . Interfleuve Zeicu-Corciova.
- Fig. 4. — Granitoid gnaïsic cu structură cataclastică. Drumul de acces spre stîna Tomeasa. Granitoïde gneissique à structure cataclastique. Voie d'accès vers la bergerie Tomeasa.

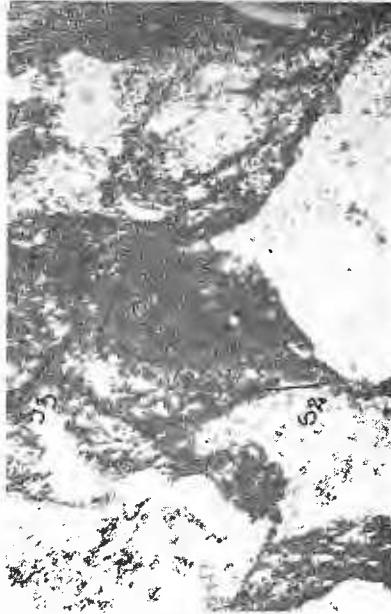


D. MORARU. Granitoide graisice în seria de Lăpușnic.

Pl. V.



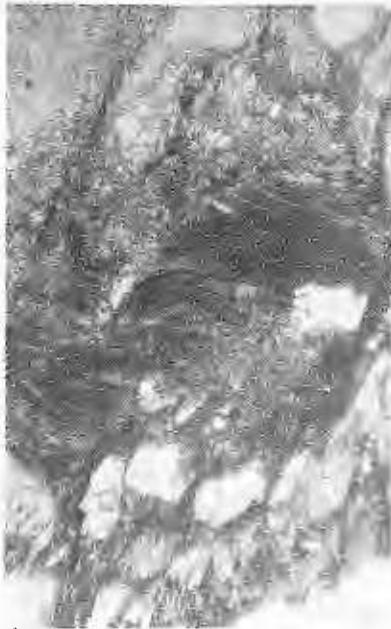
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI ÎN ZONA VĂII PUTNA A UNOR FORMAȚIUNI DETRITICE NEMETAMORFOZATE TRANSGRESIVE PESTE SERIA DE TULGHEȘ (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

GHEORGHE N. POPA², CONSTANTIN CĂRUNTU³

Abstract

On the Presence of Some Nonmetamorphosed Detrital Formations Overthrusting the Tulgheș Series (Putna Valley Zone, East Carpathians). In the Putna Valley zone, at about 5 km SW to the Tulgheș locality, the presence of some nonmetamorphosed detrital formations overthrusting the upper part of the Tulgheș Series has been pointed out. These formations support crystalline schists belonging to the Tulgheș Series, too. As a result of the macro- and microscopic study, breccious conglomerates, conglomerates, microconglomerates and microconglomeratic sandstones have been separated.

În urma cercetărilor efectuate la SW de Tulgheș, în campania 1975 au fost puse în evidență formațiuni detritice transgresive peste sisturile cristaline ale seriei de Tulgheș. Formațiunile detritice suportă tectonic sisturi cristaline aparținând de asemenea seriei de Tulgheș.

Progrese remarcabile în cunoașterea regiunii Tulgheș au fost obținute în urma cercetărilor efectuate de A. Tanasiu (1929). Chelarescu (1937) efectuează cercetări asupra regiunii Tulgheș. Cercetări sistematice asupra regiunii sunt efectuate între 1958—1960 de către E. Marinescu și Elena Marinescu³; M. Arion et al.⁴; Gh. Popa și C. Căruntu⁵ efectuează cercetări litostratigrafice și petrochimice în

¹ Predată la 20 mai 1975, acceptată pentru publicare la 21 mai 1976, comunicată în ședința din 1 iunie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ Arh. I.G.G. București.

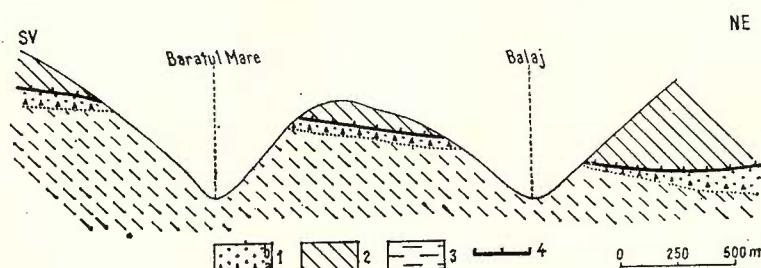
⁴ Arh. I.G.G. București.

⁵ Arh. I.G.G. București.



regiunea Șumuleu-Rezu. Ansamblul detritic, ce constituie obiectul acestei lucrări, apare deschis cu o grosime de cca 12 m în versantul drept al văii Putna și anume în sectorul cuprins între pîriul Balaj și pîriul Baratul Mare. Sub formă de blocuri, formațiunile detritice menționate s-au întîlnit la 300 m pe coama dealului dintre pîriul Baratul Mare și Putna și pe culmea dintre Putna și Rezu în punctul situat aproximativ în fața pîriului Balaj. Sub formă de blocuri cu o poziție nesigură au fost întîlnite, la izvoarele pîriului Beche (afluent drept al Putnei) și în zona virfului Șumuleu.

Pe baza caracterelor microscopice și macroscopice în cadrul ansamblului detritic de la SW de Tulgheș am separat: conglomerate heterogene brecioase, microconglomerate și gresii microconglomératice.



Profil geologic la SW de Tulgheș (Carpații Orientali). 1, formațiunea detritică: a, conglomerate heterogene brecioase; b, conglomerate, microconglomerate și gresii microconglomératice; 2, complexul superior al seriei de Tulgheș (Tg_3); 3, seria de Tulgheș (nédivizat); 4, plan de sariaj.
Coupe géologique au sud-ouest de Tulgheș (Carpates Orientales).

1, formation détritique : a, conglomérats hétérogenes bréchiques; b, conglomérats, microcomglomérats et grès microconglomératiques; 2, complexe supérieur de la Série de Tulgheș (Tg_3); 3, Série de Tulgheș (non-divisé); 4, plan de charriage.

1. Conglomeratele heterogene brecioase, au fost întîlnite sporadic, sub formă de blocuri în versantul drept al Putnei la cca 500 m de confluența cu pîriul Balaj. În funcție de compoziția materialului component s-au separat două tipuri de conglomerate :

a) *Conglomerate heterogene brecioase* formate predominant din galeți de șisturi cuarțitice cloritoase, șisturi cuarțitice clorito-sericitoase slab grafitoase și cuarț (pl. I, fig. 1, 2). Cimentul este constituit predominant din cuarț, fragmente submilimetrice de șisturi cristaline și cantități foarte reduse de clorit și sericit. Elementele componente au dimensiuni de la submilimetrice pînă la 5-6 cm, cele cu dimensiuni sub un centimetru prezintă forme rotunjite sau aplatizate, în timp ce galeții cu dimensiuni cuprinse între 1 cm și 6 cm prezintă forme colțuroase. În ansamblu aceste conglomerate sunt bine cimentate și fără urme de stratificație.

În secțiune subțire atât galeții cît și elementele submilimetrice de cuarț din matrice, prezintă frecvent extincție ondulatorie. La alcătuirea cimentului mai participă subordonat feldspat potasic, albit, clorit, sericit ± muscovit.

b) *Conglomerate brecioase* formate în mod predominant din galeți de metatufuri și metatufite riolitice sunt alcătuite predominant din galeți cu diametre în jur de 7-8 cm. Cimentul este alcătuit din cuarț, feldspat potasic, albit, fragmente submilimetrice de metatufuri riolitice la care se adăugă cantități foarte reduse de clorit și sericit. Față de tipul de conglomerate descrise anterior galeții compoziții au forme foarte puțin rotunjite acest fapt datorindu-se duritatea mai ridicata a acestora.

2. Conglomerate, microconglomerate (pl. II, fig. 2, 3) și gresii conglomeratice apar bine deschise în versantul drept al văii Putna. Se observă adesea o trecere gradată de la un tip petrografic la celălalt. Aceste roci sunt alcătuite din elemente de cuarț și feldspat prezentând un grad de rulare avansat. Cimentul este constituit din cuarț, feldspat, clorit, sericit ± muscovit. Rar au fost întâlnite și elemente slab rulate constituite din șisturi cuarțoase cloritoase (pl. I, fig. 3) sau cuarț cu dimensiuni în jur de 1 cm precum și elemente constituite din cuarțite negre slab rulate, sau aplatizate (pl. II, fig. 1.). Cu totul accidental au fost întâlnite elemente centimetrice de șisturi grafitoase.

Matricea de bază este subordonată și constituită din fragmente fine de feldspați, cuarț, clorit, sericit, accidental pulbere fină de grafit. La microscop se observă elemente de cuarț cu extincție ondulatorie, albit maclat polisintetic cimentate cu o matrice fină constituită din aceleiași minerale, observabile macroscopic. În ansamblu rocile se prezintă masive, fără o stratificare evidentă.

În urma cercetărilor noastre se conturează în stadiul actual următoarele aspecte referitoare la rocile detritice :

a) Ansamblul detritic pus în evidență de noi, bine deschis în zona văii Putna, are o orientare N 40°W/25°E, este constituit din conglomerate heterogene, microconglomerate și gresii microconglomeratice ce stau transgresiv peste șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș și suportă tectonic la partea superioară șisturi apartinând aceleiași serii.

b) Pachetul de roci întâlnit este constituit din minerale și roci remaniate din seria de Tulgheș.

c) Prezența feldspațiilor, gradul redus de rulare și sortare de unde rezultă și lipsa stratificației, arată un transport nu prea îndepărtat de sursa de proveniență.

d) Formațiunile detritice menționate nu sunt metamorfozate, cu excepția unor blocuri provenite probabil din partea superioară a ansamblului detritic care prezintă un slab metamorfism dinamic la contactul cu seria de Tulgheș.

e) Punerea în evidență a formațiunilor seriei de Tulgheș peste ansamblul detritic, reliefăază existența unui plan tectonic, prin care șisturile seriei de Tulgheș vin în contact cu partea superioară a formațiunii detritice.

Acest plan tectonic prezintă o însemnată importanță practică. În cadrul cercetărilor trebuie urmărită extinderea suprafeței de discontinuitate pusă în evidență de noi. În cazul unor mineralizații întâlnite la suprafață singenetic sau anterioare formării planului de discontinuitate acestea trebuie explorate numai pînă la nivelul planului de discontinuitate deoarece prin acesta vin în contact două unități diferite ale seriei de Tulgheș.

f) Din lipsa de date concluzante este dificil să apreciem vîrstă ansamblului detritic și a fazelor tectonice prin care șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș au fost aduse în contact cu acestea.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I.** (1929) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, p. 166–1373 (1928), București.
- 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, 1–17, București.
- Chelărescu Alex.** (1937) Gisments Métallifères de Tulgheș. *Annal. Scient. l'Univ. Jassy* XXIII, 2, Iași.
- Kräutner H.** (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie*, 13, 2, București.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena** (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LV/1 (1967–1968), 197–215, București.
- Mureșan M.** (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/4, 6–17, București.
- Mureșan Georgeata, Mureșan M.** (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* L VIII/1, 244–256, București.
- Pitulea G.** (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan-Tulgheș). *Rev. roum. géol. geophys. geogr., serie geologie* 11, 2, 109–141, București.
- Popa N. Gh.** (1975) Stratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între valea Putna și valea Belcina-Carpații Orientali. *D.S. Inst. geol. geof.* LXI/5 (1973–1974), 151–177, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila** (1967) Zona anticlinală Rusaia-Bretila; structură și metamorfism (cristalinul Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LIII/1 (1965–1966), 143–159, București.
- (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie*. 12, 1, 321–337, București.



SUR LA PRÉSENCE DANS LA ZONE DE LA VALLÉE DE LA PUTNA DES FORMATIONS DÉTRITIQUES NON-MÉTAMORPHI- SÉES TRANSGRESSIVES AU-DESSUS DE LA SÉRIE DE TULGHEŞ (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans la vallée de la Putna, à 5 km environ, au SW de la localité de Tulgheş, a été mise en évidence la présence des formations détritiques non-métamorphisées qui reposent transgressivement sur la partie supérieure de la Série de Tulgheş (complexe Tg₃). Ces formations sont constituées de galets de roches et minéraux qui appartiennent uniquement à la Série de Tulgheş. Dans la partie supérieure, la formation détritique supporte, en position tectonique, les schistes cristallins de la Série de Tulgheş. On a pu séparer, grâce à l'étude macro- et microscopique, des conglomérats polymictiques brécheux, conglomérats, microconglomérats et grès microconglomératiques. Les conglomérats brécheux sont formés de galets de schistes cristallins cimentés dans une masse de ciment quartzeux et de fragments de dimensions inférieures à un millimètre, de quartz, feldspath, chlorite et séricite. Les éléments ont des dimensions et des formes différentes, à degré réduit de triage. Les conglomérats, les grès et les grès microconglomératiques sont formés d'éléments de quartz et feldspath, rarement d'éléments de quartzites noirs de 6—7 cm d'épaisseur, tout cet ensemble cimenté dans une masse quartzo-feldspathique auquel s'ajoute sporadiquement du chlorite, séricite ± pigment graphiteux. Le degré réduit de triage, la composition minéralogique et pétrographique dénotent que les formations détritiques étudiées se sont formées par sédimentation à une distance pas trop grande de la source des éléments composants.





Institutul Geologic al României

PLANSĂ I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Conglomerate heterogene brecioase cu elemente rulate de șisturi cloritoase (a), șisturi cuarțoase-cloritoase (b), cuarț (c) și elemente subangulare de șisturi cloritoase (d), ciment cuartos (e).

Conglomérats hétérogènes brécheux à éléments roulés de schistes chloriteux (a), schistes quartzo-chloriteux (b), quartz (c) et éléments sous-angulaires de schistes chloriteux (d), ciment quartzeux (e).

Fig. 2. — Conglomerate heterogene brecioase cu elemente rulate de șisturi cloritoase (a), cuarț (b) și elemente subangulare de șisturi cloritoase cuarțoase (c).

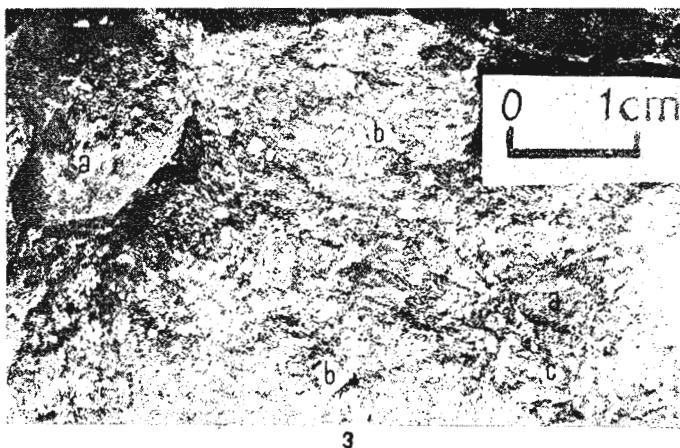
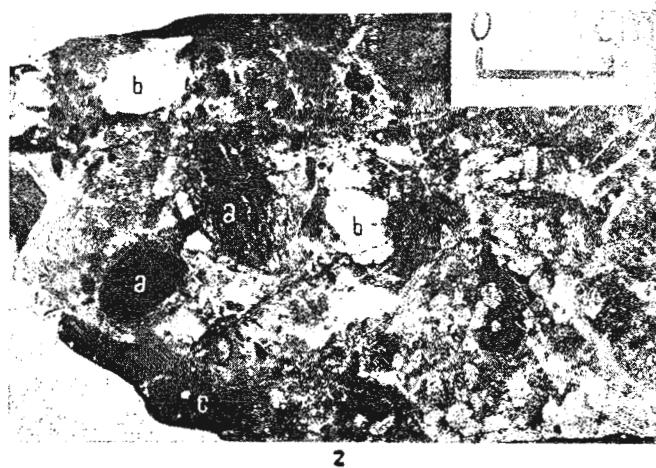
Conglomérats hétérogènes brécheux à éléments roulés de schistes chloriteux (a), quartz (b) et éléments sous-angulaires de schistes chloriteux quartzeux (c).

Fig. 3. — Gresii microconglomeratice cu elemente rulate de șisturi cloritoase-cuarțoase (a), cuarț (b) și feldspați (c).

Grès microconglomératiques à éléments roulés de schistes chloriteux-quartzéux (a), quartz (b) et feldspaths (c).



G.H. N. POPA, C. CĂRUNTU. Formațiuni detritice nemetamorfozate-zona
Tulgheș. Pl. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



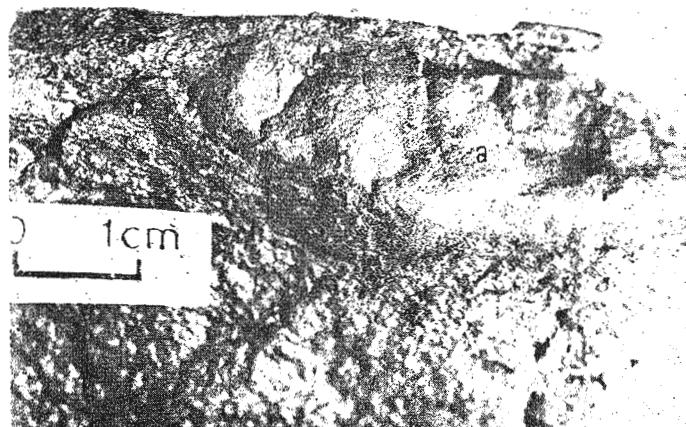
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

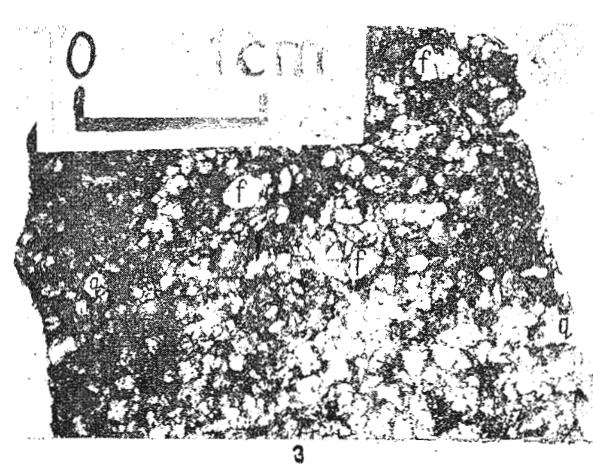
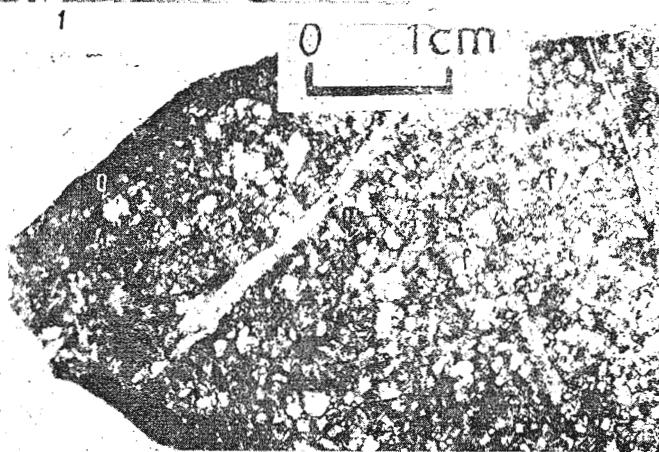
- Fig. 1. — Microconglomerate cu elemente aplatizate de quarțite negre (a).
Microconglomérats à éléments aplatis de quartzites noirs (a).
- Fig. 2. — Microconglomerate cu elemente de cuarț (q) și feldspați (f).
Microconglomérats à éléments de quartz (q) et feldspaths (f).
- Fig. 3. — Microconglomerat cu elemente de cuarț (q) și feldspați (f).
Microconglomérat à éléments de quartz (q) et feldspaths (f).



GH. N. POPA, C. CĂRUNTU. Formațiuni detritice nemetamorfozate-zona
Tulgheș. Pl. II.



12/152



Institutul de geologie și geofizică. Dări de scamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

TECTONICA ȘI METAMORFISMUL ȘISTURILOR CRISTALINE DALSLANDIENE DIN REGIUNEA VOINEASA — LACUL VIDRA (MUNTII LOTRULUI)¹

DE

HARALAMBIE SAVU², ALFRED C. SCHUSTER²

Abstract

Tectonics and Metamorphism of Dalslandian Schists from the Voineasa Region-Vidra Lake (Lotru Mountains). The crystalline schists from this region represent the oldest formations of the Sebeş-Lotru Series from the Getic Nappe. They were folded and metamorphosed during the Dalslandian movements, in which two successive folding phases are distinguished in the plastic state: (1), the B_1 folding phase during which the main structures are formed, being oriented to E—W, with flexures toward north; (2), the B_2 folding phase during which the transversal structures are formed, trending NE—SW. The Dalslandian metamorphism manifested under the conditions of almandine-amphibolite facies, at the level of staurolite \pm kyanite and sillimanite zones (isogrades), at temperatures between 650 and 750°C. Under these metamorphism conditions, the mobilization of some materials from the crystalline schists takes place, thus anatectic migmatic solutions form, from which migmatite and pegmatite rocks resulted. During the B_2 folding phase, the synorogene porphyric granitoids are emplaced.

INTRODUCERE

În timpul cercetărilor efectuate de noi în munții Lotrului, între Voineasa și lacul Vidra, în vederea elaborării hărții geologice la scară 1 : 50.000, foaia Voineasa³, am acordat o atenție deosebită tectonicei primare și metamorfismului șisturilor cristaline dalslandiene, din regiune. O parte din datele obținute au fost deja figurate pe harta amintită. În prezentă lucrare dorim să expunem în detaliu rezultatele acestor cercetări și să subliniem semnificația lor tectonică și petrogenetică.

Formațiunile metamorfice la care ne referim, aparțin seriei de Sebeş-Lotru din pinza getică și se situează între lacul Vidra, Voineasa și Ciungel.

¹ Predată la 14 mai 1976, acceptată pentru publicare la 15 mai 1976, comunicată în ședința din 28 mai 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeş nr. 1, București, 32.

³ H. Savu, A. C. Schuster. Harta geologică a R.S.R. scară 1 : 50.000 foaia Voineasa. I.G.G. București.



Această regiune cuprinde de fapt bazinul median al Lotrului, extinzindu-se de-a lungul planului de încălcare al pînzei getice (pl. I).

Primele observații asupra șisturilor cristaline din regiune datează de la sfîrșitul secolului trecut (Inkey, 1891; Mrazec, 1897; Urgocci, 1905). Cercetări mai detaliate sunt întreprinse mai tîrziu de Ghika-Budești (1934, 1940). După 1955 încep lucrările de prospecție detaliată pentru pegmatite, spodumen și disten efectuate de I.G.P.S.M.S. și T.P.E.D.M.N. Rezultatele acestor lucrări sunt consemnate în rapoarte geologice nepublicate⁴ și într-o lucrare de sinteză asupra rocilor pegmatitice (Dacon et al., 1976).

În vederea construirii sistemului hidroenergetic de pe Lotru, primele cercetări geologice au fost făcute încă din 1947 de St. Ghica-Budești⁵. Aceste lucrări cu caracter geotehnic au fost continuante ulterior de I.S.P.H. și T.C.H. București. M. Trifulescu et al. (1972)⁶ execută cercetări microtectonice în lucrările subterane efectuate de întreprinderile menționate.

Cercetările noastre au început în anii 1962-1964 în partea de est și sud-est a perimetrlului (Savu, 1968) și au continuat în anii 1971-1975, cînd a fost studiat restul regiunii.

Considerații asupra litostratigrafiei regiunii

Prima orizontare litostratigrafică a formațiunilor cristaline din munții Sebeș și Lotru este făcută de Savu (1968), care a separat în seria de Sebeș-Lotru patru complexe cristalofiliene. Cercetările mai recente au condus la concluzia că șisturile cristaline din munții Lotrului ar putea fi repartizate la 3 complexe litostratigrafice: (1) complexul paragnaiselor situat în bază, (2) complexul amfibolitelor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice și (3) complexul micașisturilor. În regiunea cercetată apar numai primele două complexe, reprezentate detaliat pe harta geologică la scara 1 : 50.000 Voineasa și în harta structurală alăturată (pl. I).

(1) Complexul paragnaiselor constă din paragnaise micacee cu almandin, staurolit, disten și sillimanit, cu care se asociază amfibolite și gnais amfibolice, rar micașisturi și cuarțite. Șisturile cristaline din acest complex, situate în partea de vest a regiunii, reprezintă probabil cele mai vechi formațiuni metamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru cunoscute pînă în prezent.

(2) Complexul amfibolitelor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice este format preponderent dintr-o alternanță de paragnaise micacee, asemănătoare celor din complexul inferior, gnais cuarțo-feldspatice și ortoamfibolite, șisturi și gnais amfibolice. Subordonat apar gnais fine biotitice, cuarțite, micașisturi, calcare cristaline și șisturi cu silicati de mangan și fier. În acest complex preponderent vulcanogen apar și cîteva corpuri mici de roci ultrabazice, parțial serpentinizate.

⁴ Rapoartele se găsesc în arhivele M.M.P.G. și I.G.P.S.M.S. București.

⁵ Arh. I.G.G. București.

⁶ Arh. I.G.P.S.M.S. București.



În ambele complexe se dezvoltă diferite tipuri de migmatite și corpuri de pegmatite, acestea fiind mai frecvente în complexul paragnai-selor.

Seria de Sebeș-Lotru, deci și aceste complexe, se consideră că aparține Precambrianului superior A ($\cong 1600 - 850 \pm 50$ m.a.), conform legendei adoptate pentru harta geologică a R.S.R. scara 1 : 50.000.

Tectonica sisturilor cristaline

Sisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru au fost cutate și metamorfozate în timpul manifestării orogenezei dalslandiene, în evoluția căreia noi am pus în evidență două etape succesive de cutare.

1. *Faza de cutări B₁*. Această fază determină formarea structurilor plicative majore, a căror orientare generală este aproximativ est-vest, având din loc în loc flexiuni care deviază direcția generală a cutelor (Savu, 1970; Savu, Schuster, 1971; Dimitrescu, 1974; Balintoni, 1975).

În munții Lotrului se formează un anticlinoriu, ale cărui structuri plicative sunt orientate E-W între Vasilătu și Ciungel (Savu, 1968), după care direcția structurilor se orientează spre NW, pînă în regiunea lacului Vidra. De aici spre vest, structurile se curbează, schimbîndu-și din nou direcția și orientîndu-se spre WSW⁷. Aceste modificări ale direcției structurilor plicative B₁ în zona lacului Vidra și la vest de aceasta sunt determinate de o flexură, care poate fi urmărită spre nord-vest pînă în munții Sebeș (H. Savu et al., 1976)⁸.

Cercetările tectonice și microtectonice detaliante, efectuate în regiune, au scos în evidență o serie de particularități ale structurilor plicative B₁ (pl. I).

Regiunea se caracterizează prin apariția unei succesiuni de cufe anticlinale și sinclinale (pl. I), cu plane axiale paralele sau subparalele, orientate preponderent NW-SE. Aceste structuri sunt intrerupte de un sistem de cufe B₂ și de falii alpine, care complică ansamblul structural al regiunii.

În partea centrală șiestică a perimetrului, structurile se afundă spre sud-est și est, conform cu afundarea axului structurii majore a anticlinoriului. În extremitatea vestică a regiunii direcția de afundare a cutelor este spre NW, datorită celor două structuri anticlinale B₂ orientate pe direcția NNE-SSW (pl. I). Această comportare a structurilor rezultă clar din datele cartografice regionale, care sunt confirmate de elementele structurale lineare și planare redatate în diagramele microtectonice din figurile 1 și 2. Particularitățile structurale regionale sincinematice, tipul de cufe,

⁷ Maria Pavălescu. Harta geologică a R.S.R. scara 1 : 50.000 foaia Mindra. I.G.G. București.

⁸ Arh. I.G.G. București.



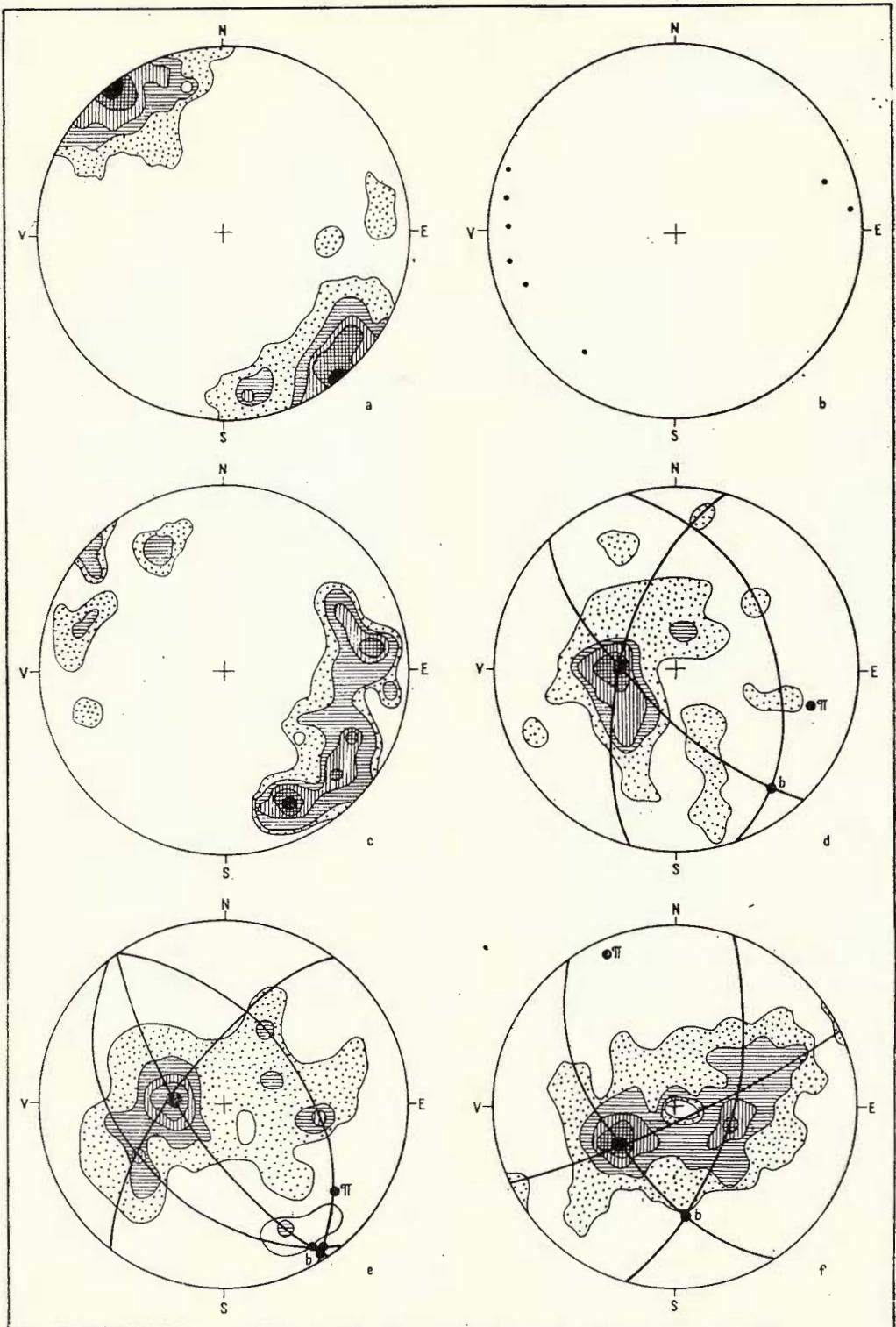


Fig. 1



Institutul Geologic al României

simetria, flexurile, fracturile și clivajele se reflectă în tectonica sistemelor cristaline pînă la nivelul metrîlor și chiar centimetrîlor (fig. 4, 5 ; pl. II).

a) Elemente lineare L_1 . Aceste elemente sunt reprezentate de axe de cufe, crenelații și de orientarea cristalelor de hornblendă.

Elementele lineare din partea centrală a regiunii, proiectate pe diagrama din figura 1a, prezintă o dispersie relativ restrînsă și formează un maxim situat la $140^\circ/0^\circ - 10^\circ$, respectiv la $340^\circ/0^\circ - 10^\circ$. Acest maxim indică oscilația elementelor lineare în jurul orizontalei, fapt determinat de situația sectorului de-o parte și de alta a structurilor B_2 și a bombardamentului pe care acestea îl generează.

În partea sudică a sectorului, situat la vest de structurile B_2 , cele cîteva elemente lineare măsurate, indică tendința de schimbare a orientării structurilor B_1 spre WSW și predominanța plonjării lor în această direcție, aşa cum s-a arătat mai sus (fig. 1b).

În sectorul situat la est de fracturile din zona Voineasa-Poiana Arsă, structurile se afundă cu precădere spre SE (fig. 1c). Dispersia mare a punctelor de proiecție a elementelor lineare și apariția mai multor maxime în cimpul acestora, se datorează faptului că în această zonă are loc curbarea structurilor și revenirea lor la direcția generală E-W. Orientarea structurilor pe această direcție este evidentă în bazinul văii Păscoaia, în afara hărții noastre, unde elementele lineare formează un maxim puternic, ce se suprapune peste punctul π , indicind o afundare a cutelor de 20° spre est (Sa vu, 1968, fig. 2, pag. 89).

Fig. 1. — Diagramme structurale (proiecțiile pe emisferă sudică).

- a) diagrama liniaților l_1 din sectorul central (120 axe de cufe și crenelații). Izolinii : 1,5—4—7—10—13 %. M = $140^\circ/0^\circ - 10^\circ$ și $340^\circ/0^\circ - 10^\circ$; b) diagrama liniaților l_1 din sectorul vestic (9 axe de cufe și crenelații); c) diagrama liniaților l_1 din sectorul estic (60 axe de cufe și crenelații). Izolinii : 1,5—3,3—6,6—10—12 % M = $170^\circ/22^\circ$ ($M_2 = 145^\circ/20^\circ$; $130^\circ/24^\circ$; $93^\circ/20^\circ$). d) diagrama foliațiilor metamorfice s_1 din partea nord-estică a sectorului central — culmea Stricatu-culmea Dilmele (80 măsurători). Izolinii : 1,5—5—8—12—16 %; $\pi = 26^\circ/115^\circ$; $b = \beta = 18^\circ/155^\circ$; e) diagrama foliațiilor metamorfice s_1 din partea sudică a sectorului central — culmea Măneileasa-Runculeț. Izolinii : 1—4—7—10—13%; $\pi = 25^\circ/140^\circ$; $b = \beta = 5—10^\circ/160^\circ$; f) diagrama foliațiilor metamorfice s_1 din nord-vestul sectorului central, regiunea dintre culmea Stricatu și valea Steaja. Izolinii : 0,5—2—5—8—12%; $\pi = 10^\circ/373^\circ$; $b = \beta = 44^\circ/193^\circ$.

Diagrammes structuraux (projections sur l'hémisphère sud). a) diagramme des linéations l_1 du secteur central (120 axes de plis et crénélures). Isolignes : 1,5—4—7—10—13 %. M = $140^\circ/0^\circ - 10^\circ$ et $340^\circ/0^\circ - 10^\circ$; b) diagramme des linéations l_1 du secteur occidental (9 axes de plis et crénélures); c) diagramme des linéations l_1 du secteur oriental (60 axes de plis et crénélures). Isolignes : 1,5—3,3—6,6—10—12 % M = $170^\circ/22^\circ$ ($M_2 = 145^\circ/20^\circ$; $130^\circ/24^\circ$; $93^\circ/20^\circ$). d) diagramme des foliations métamorphiques s_1 de la partie nord-est du secteur central-colline Stricatu-colline Dilmele (80 mesures). Isolignes : 1,5—5—8—12—16 %; $\pi = 26^\circ/115^\circ$; $b = \beta = 18^\circ/155^\circ$; e) diagramme des foliations métamorphiques s_1 de la partie sud du secteur central — colline Măneileasa-Runculeț. Isolignes : 1—4—7—10—13%; $\pi = 25^\circ/140^\circ$; $b = \beta = 5—10^\circ/160^\circ$; f) diagramme des foliations métamorphiques s_1 du nord-ouest du secteur central, la région entre la colline Stricatu et la vallée de Steaja. Isolignes : 0,5—2—5—8—12%; $\pi = 10^\circ/373^\circ$; $b = \beta = 44^\circ/193^\circ$.



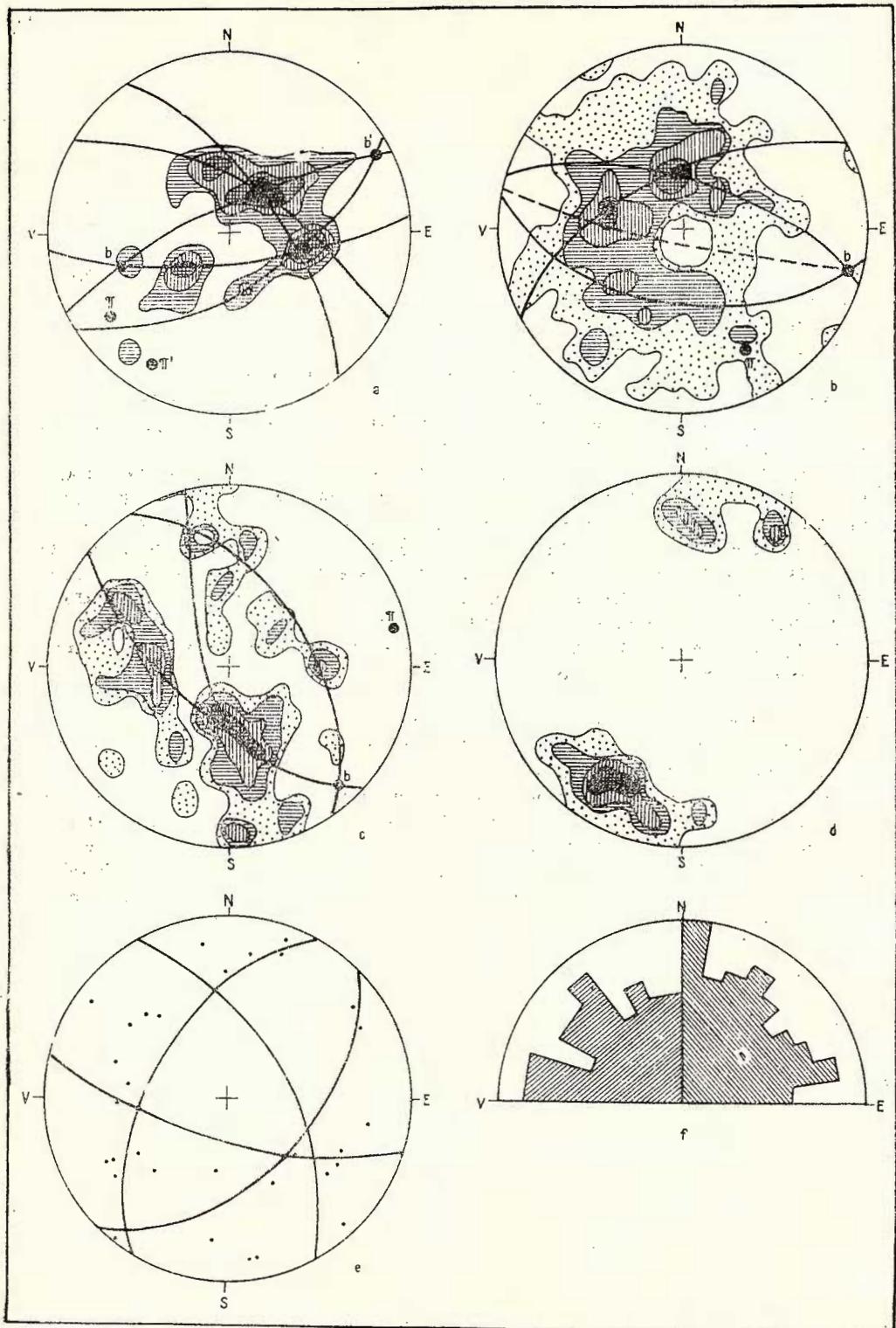


Fig. 2



Institutul Geologic al României

b) Elementele planare. Elementele planare care au fost observate sunt reprezentate prin plane de foliație metamorfică S_1 , care sunt paralele sau subparalele cu planele de stratificație S_0 și planele S_2 ce reprezintă plane de clivaj în general paralele cu planele axiale ale cutelor. Pe hartă și în diagrame (fig. 1d-f și fig. 2a-c) sunt figurate planele S_1 .

În funcție de caracteristicile principale ale structurilor și de segmentarea regiunii prin structurile B_2 și fali, s-au separat 6 sectoare, pentru care s-au construit diagrame planare S_1 . Dintre aceste sectoare, 2 se situăază în partea vestică, 2 în partea centrală și 2 în partea estică și respectiv sud-estică a regiunii.

Pe cele două diagrame din sectoarele centrale (fig. 1d și 1e) se constată o concordanță evidentă între poziția punctelor π și b pe de o parte și direcția structurilor B_1 pe de alta. Proiecția acestor puncte se suprapune pe maximele elementelor lineare din diagrama din figura 1a, care, împreună cu concentrarea proiecției planelor S_1 în cîmpuri restrînse, cum se constată în diagramele din figurile 1d și 1e, subliniază o uniformitate a simetriei cutelor.

În partea vestică a regiunii elementele planare încep să marcheze tendința de schimbare a direcției structurilor. Astfel, în timp ce în sectorul nord-vestic (fig. 1f) proiecția punctelor π și b arată că în cuprinsul lui se menține încă direcția NNW-SSE a structurilor, în sectorul sudic (fig. 2a) din extremitatea vestică a regiunii se observă clar schimbarea direcției structurilor spre WSW, ceea ce confirmă concluzia rezultată din analiza elementelor lineare din figura 1b.

Fig. 2. — Diagramme structurale (proiecțiile pe emisfera sudică).

- a) diagrama foliațiilor metamorfice s_1 din sectorul sud-vestic (40 măsurători). Izolinii : 2,5–5–7,5–10% ; $\pi = 24^\circ/263^\circ$; $\pi' = 17^\circ/235^\circ$; $b = \beta = 42^\circ/282^\circ$; $b' = \beta' = 12^\circ/68^\circ$. b) diagrama foliațiilor s_1 din sectorul estic-bazinul văii Voinășita (170 măsurători). Izolinii : 0,6–1,8–3,5–6–8% ; $\pi = 30^\circ/172^\circ$; $b = \beta = 12^\circ/118^\circ$, c) diagrama foliațiilor metamorfice s_1 , din sectorul estic – zona Ciungel (60 măsurători). Izolinii : 1,6–3, 5–6–8% ; $\pi = 10^\circ/85^\circ$ $b = \beta = 15^\circ/150^\circ$; d) diagrama liniațiilor l_2 din sectorul central și vestic (33 axe de cufe și crenelații). Izolinii : 3–6–9–12–15% ; $M = 275^\circ/28^\circ$; e) diagrama faliilor; proiecția a 32 poli de fali și proiecția direcțiilor principalelor fracturi; f) diagrama fisurilor și fracturilor de clivaj (450 măsurători – în proiecție polară).

Diagrammes structuraux (projections sur l'hémisphère sud).

- a) diagramme des foliations métamorphiques s_1 du secteur sud-ouest (40 mesures). Isolignes : 2,5–5–7,5 – 10 % ; $\pi = 24^\circ/263^\circ$; $\pi' = 17^\circ/235^\circ$; $b = \beta = 42^\circ/282^\circ$; $b' = \beta' = 12^\circ/68^\circ$. b) diagramme des foliations s_1 du secteur est – Bassin de la vallée Voinășita (170 mesures). Isolignes : 0,6 – 1,8 – 3,5 – 6 – 8 % ; $\pi = 30^\circ/172^\circ$; $b = \beta = 12^\circ/118^\circ$, c) diagramme des foliations métamorphiques s_1 , du secteur est-zone de Ciungel (60 mesures), Isolignes : 1,6 – 3, 5 – 6 – 8 % ; $\pi = 10^\circ/85^\circ$ $b = \beta = 15^\circ/150^\circ$; d) diagramme des linéations l_2 du secteur central est occidental (33 axes de plis et crénélures). Isolignes : 3 – 6 – 9 – 12 – 15 % ; $M = 275^\circ/28^\circ$; e) diagramme des failles; projection de 32 pôles de failles et projection des directions des principales fractures; f) diagramme des fissures et fractures de clivage (450 mesures) en projection polaire.

În sectorul din bazinul văii Voinești, situat în extremitatea nord-estică a regiunii (fig. 2b), se observă tendința de schimbare a orientării structurilor pe direcția generală E—W. Aceasta rezultă clar din poziția punctelor π și b și din disperarea mare a proiecției planelor S_1 . Această schimbare a direcției structurilor este scoasă și mai mult în evidență de diagrama din figura 2c, construită pentru sectorul valea Latorița, situat în extremitatea sud-estică a regiunii.

2. Faza de cutări B_2 . Faza de cutări care a determinat formarea structurilor B_2 , presupunem că s-a manifestat în cursul acelorași mișcări orogenice dalslandiene, reprezentind o etapă secundară mai târzie, în care rocile se găseau încă în stare plastică. Aceste condiții au permis realizarea cutării secundare prin indoire (Biegefalten — Sande r, 1948; Karl, 1964) a planelor S_1 (fig. 3).

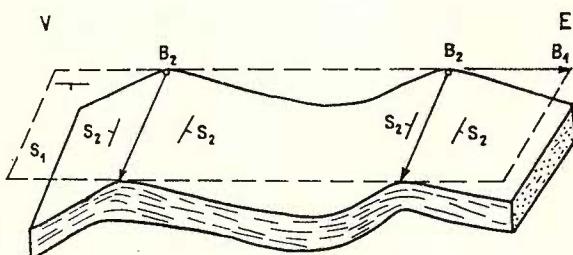


Fig. 3. — Cută B_2 formate pe plane S_1 . Suprafața S_1 reprezintă poziția inițială a planului (valea Jidoaia). Plis B_2 formés sur des plans S_1 . La surface S_1 représente la position initiale du plan (vallée de Jidoaia).

Datorită acestei cutări se formează structuri B_2 , orientate pe direcția NNE-SSW (fig. 2d și pl. I), cu dimensiuni de ordinul metrilor și mai mici. Aceste structuri se concentrează în zona de boltire B_2 din partea vestică a regiunii și devin din ce în ce mai rare la vest și la est de această boltire.

Boltirea B_2 are caracter regional și se menține pe aceeași direcție NNE-SSW. În zona boltirii se remarcă prezența a două anticlinale principale B_2 și a unui sinclinal faliat, care, aşa cum am arătat, schimbă sensul de plonjare a structurilor B_1 . Din cauza intervenției cutării B_2 se complică mult structura și poziția cutelor B_1 , proces care este accentuat de intruziunea corpului granitoid sinorogen de Vidra (gnaisul de Vidra, G h i k a-B u d e s t i, 1934).

3. Forma și dimensiunile cutelor. Din punct de vedere al simetriei, în regiune predomină cutele aproape rombice, caracterul acestora fiind de ordin superior, și cutele monocline. Sunt frecvente cazurile în care cutele au o simetrie triclinică (fig. 4e, pl. III, fig. 1) acestea fiind în general mici, de ordinul metrilor și centimetrelor, foarte rar mai mari.

Majoritatea cutelor, indiferent de simetria lor, sunt cute cilindrice (plan cylindrical folds — Turner și Weiss, 1963; cylindroidal folds — Whitten, 1966), de flexurare (Biegefalten — Sande r, 1948); flexural slip folds — Whitten, 1966) mai mult sau mai puțin paralele, simetrice și asimetrice, cu planul axial drept sau curbat, vertical, inclinat, deversat, orizontal și chiar răsturnat (fig. 4a—d; fig. 5a și 5b).

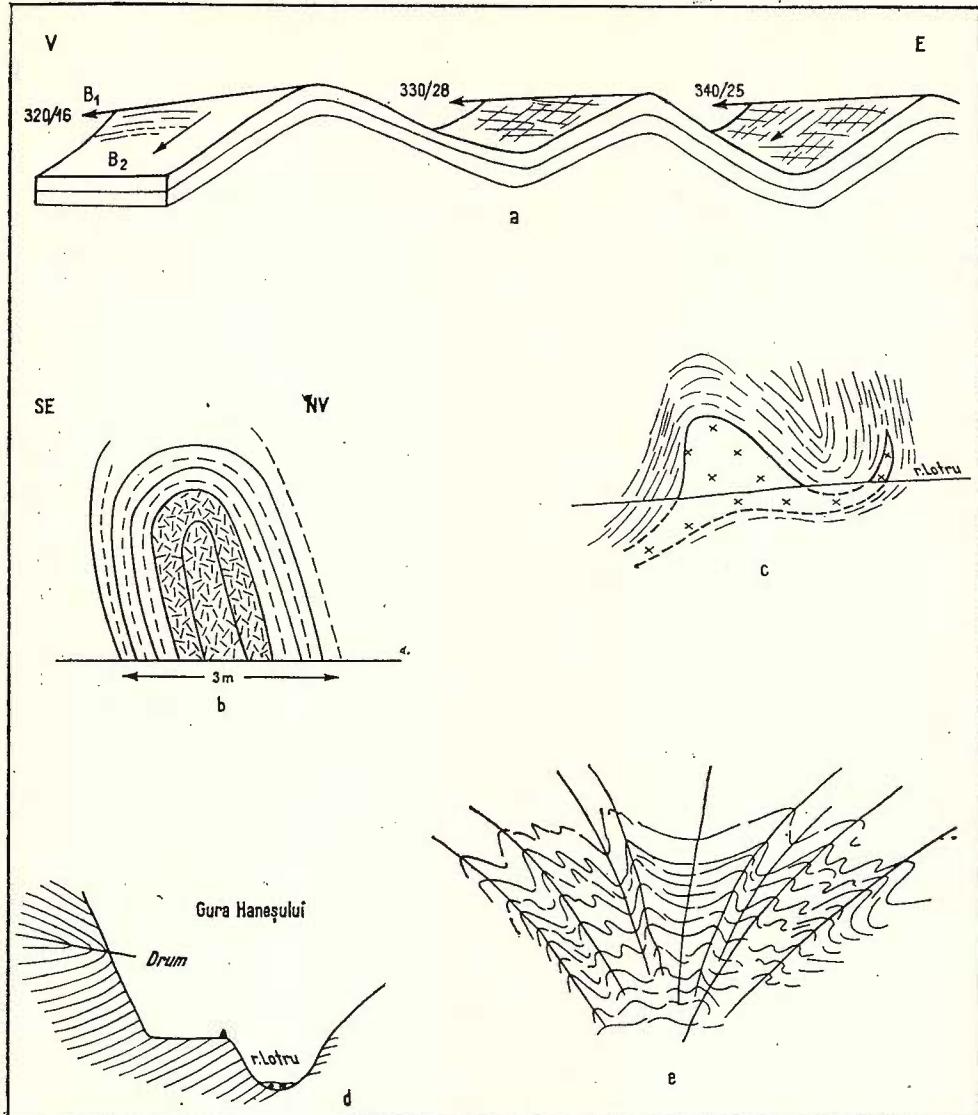


Fig. 4. — Structuri din faza de cutare B_1 .

a) cute paralele, cu simetrie aproape rombică; se observă o ușoară desfacere în eventai a șanțierelor acestor cute (valea Haneș); b) cută paralelă, simetrică monoclină puțin deversată spre SE (valea Lotrului); c) cută asimetrică, monoclină; în axul cutiei apare un nucleu pegmatitic. Poziția și efilarea pegmatitului argumentează că punerea sa în loc este predeformațională sau sindeformațională (valea Lotrului); d) cută simetrică deversată (valea Lotrului); e) cută în evantai cu simetrie triclinică (valea Balindru).

Structures de la phase de plissement B_1 .

a) plis parallèles, à symétrie presque rhombique; on observe un faible déploiement en évantail des charnières de ces plis (vallée Haneş); b) plis parallèle, symétrique monoclinique, peu déversé vers le SE (vallée du Lotru); c) plis asymétrique, monoclinique; dans l'axe du plis apparaît un noyau pegmatitique. La position et l'effilement du pegmatite prouvent que sa mise en place est prédéformationnelle ou syndéformationnelle (vallée du Lotru); d, plis symétrique deversé (vallée du Lotru); e) plis en évantail à symétrie triclinique (vallée Balindru).

Cutele sunt monotrope — adică au aceeași vergență sau politrope, cu vergențe în două sau mai multe direcții (fig. 4), în această categorie încadrindu-se și cutele disarmonice (Sandér, 1948).

Mai rar se întlnesc cute de flexurare, cu alunecare concentrică (fig. 5a, b; slip folds — Whitten, 1966; Biegefalten mit Zerscherung — Sandér, 1948) și cutele de alunecare (Gleitbrett — Sandér, 1948; rheid fold — Whitten, 1966).

Relativ frecvente sunt cutele diapire (fig. 5c), generate de intruziunea sincinematică a corpurilor pegmatitice de dimensiuni foarte variate. În timpul intruziunii pegmatitele fiind mai puțin plastice, au străpuns deseori șarnierele cutelor, acționând asupra planelor S_1 și formând frecvent „pipe” de alunecare. Falile întlnite la contactul dintre pegmatite și rocile cristalofiliene sunt mai noi. În cazul în care pegmatitele n-au străpuns în timpul cutării șarnierele cutelor anticlinale, acestea formează simburele cutelor, pegmatitul fiind în general efilat (fig. 4c).

În zonele de fracturare apar uneori cute de flexurare și alunecare concentrică, forma și dimensiunea lor fiind determinate de dimensiunea zonei de falie, ca și de competența rocilor afectate de fracturare.

Dimensiunile cutelor variază foarte mult, distanțele dintre planele axiale ale cutelor majore depășind uneori 2 km, iar cutele cele mai mici fiind de ordinul milimetrilor, îndeosebi în nivele de origine pelitică. Între aceste două extreme, cutele pot avea dimensiuni metrice pînă la sute de metri. Cu cît cutele sunt mai mici, cu atit mai frecvent apar în structura lor plane de alunecare, *B*-tectonitele devenind local *s*-tectonite.

B-tectonitele, atât prin forma cărora și prin dimensiunile cutelor, sunt caracteristice unor roci cutate în stare plastică, la adâncimi mari, sub o presiune litostatică ridicată, la care se adaugă o presiune tangențială suficient de puternică să poată forma cute de flexurare, cum sunt cele descrise mai sus: cutele de alunecare concentrică sau paralele (Gleitbrett) sunt rare.

Cutarea în stare plastică a șisturilor cristaline sub presiune ridicată a determinat adesea budinarea nivelelor de gnaise fine cuarțoase, biotitice și gnaise amfibolice, roci competente (pl. IV, fig. 1), care în timpul cutării nu s-au adaptat stilului de cutare al celorlalte nivele, ce au fost puternic imbibate cu soluții migmatice anatectice.

4. *Fisuri*. Fisurile și fracturile de clivaj observate în structurile dalslandiene sunt practic orientate în toate direcțiile (fig. 2f), având probabil vîrstă diferite, dar în prezent este dificil să poată fi separate. Căderile lor sunt cuprinse între 60° și 100° . Înclinări mai mici ale fisurilor se întlnesc în partea sud-estică a regiunii, în apropierea planului de șariaj al pinzei getice, care la sud de valea Repedea prezintă și el căderi mici.

Pe diagrama din figura 2f se observă totuși, două maxime ce corespund la două sisteme de fisuri. Unul din sisteme este orientat pe direcția NE-SW și corespunde planelor *ac* ale structurilor B_1 , fiind paralel cu structurile B_2 . Cel de-al doilea sistem este orientat pe direcția NW-SE, pînă la E-W și corespunde planelor *bc* ale structurilor B_1 , respectiv planelor *ac*,

ale structurilor B_2 . Aceste două sisteme principale de fisuri ar reprezenta probabil structuri disjunctive dalslandiene.

5. Faliiile. Faliiile observate în regiune urmăresc în general cele două direcții ale sistemelor de fisuri amintite (fig. 2e). Afără de aceste falii de amploare mică și care ar putea fi și ele vechi, în regiune apar cîteva falii cu caracter regional (pl. I). Acestea afectează atît planul de șariaj al pînzei

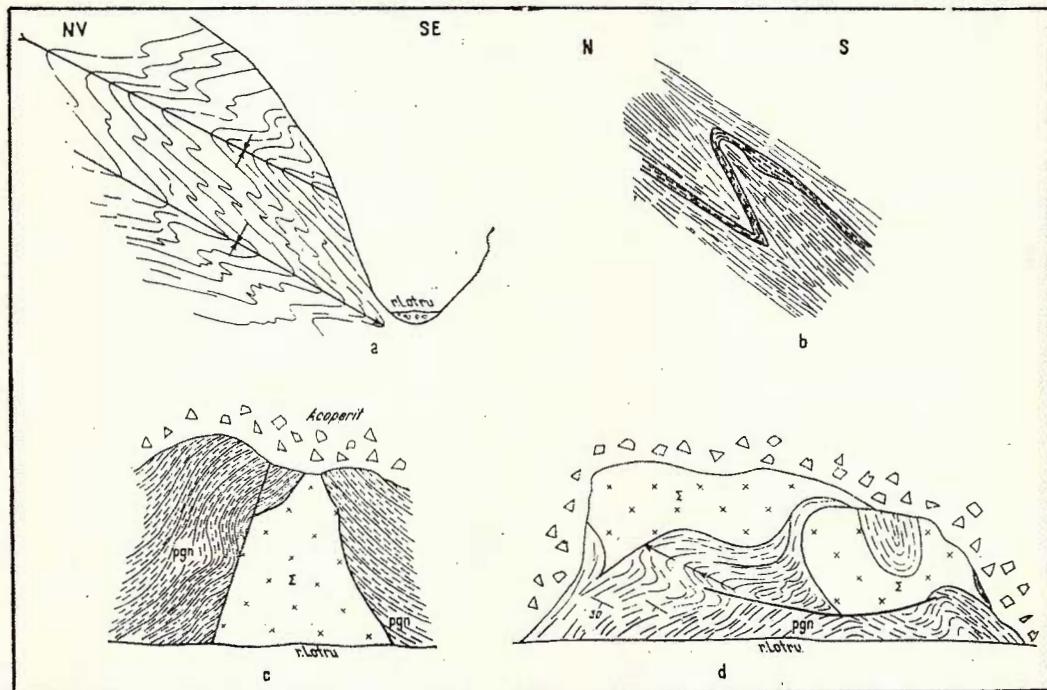


Fig. 5. — Structuri din faza de cutare B_1 .

a) cîte deversate, monotrope; pe flancurile cîtei apar microcute plicative alături de care apar și crenelații fine (valea Lotrului); b) cîută de alunecare (slip fold) într-o zonă de laminare puțernică a unui gneiss micaceu din seria de Sebés-Lotrău (valea Jidoaia); c) cîută diapiră rezultată în urma intruziunii sincinematice a pegmatitului în paragneiss. Contactul tectonic dintre pegmatit și paragneiss este mai nou (valea Lotrului); d) cîute disarmonice fracturate; pegmatitul a fost plastic în timpul cîtării (valea Lotrului).

Structures de la phase de plissement B_1 .

a) plis déversés, monotropiques ; sur les flancs du plis apparaissent des microplis plicatifs, accompagnés de crénélures fines (vallée du Lotru) ; b) plis de glissement (slip fold) dans une zone de forte lamination d'un gneiss micacé de la Série de Sebés-Lotrău (vallée Jidoaia) ; c) plis diapir résulté de l'intrusion syncinématique du pegmatite en paragneiss. Le contact tectonique pegmatite-paragneiss est plus jeune (vallée du Lotru) ; d) plis disharmoniques fracturés ; la pegmatite a été plastique pendant le plissement (vallée du Lotru).

getice, cît și autohtonul danubian, ceea ce arată că ele sunt fracturi alpine. În partea vestică a regiunii apare falia majoră Puru-Oltet (Savu et al., 1976), orientată N-S și însoțită de cîteva falii mai mici, aproximativ paralele cu aceasta. În zona Voineasa se remarcă un sistem de fracturi orientate NNE-SSW, cu caracter regional, care se extind spre nord pînă în munții Cibin⁹.

Planul de șariaj al pînzei getice între crucea legătura dintre structurile din partea nord-vestică și cea sud-estică a regiunii (pl. I). Între lacul Vidra și Voineasa acest plan este orientat pe direcția E-W, iar la sud de Voineasa pînă în valea Repedea, el se orientează aproximativ N-S, delimitind astfel semifereastra tectonică de Parîng. Faptul că structurile dalslandiene ale cristalinului de Sebeș-Lotru din pinza getică, chiar și cele din apropierea planului de șariaj — cu excepția zonei înguste de milonitizare — nu au suferit deformări substanțiale, arată după Metz (1957), că punerea în loc a pînzei s-a realizat la adîncimi mici.

În zona izvoarelor Haneș și Balindru se remarcă o falie de încălcare, al cărui plan are o cădere mică spre nord. Această falie (digație) este paralelă cu planul de șariaj al pînzei getice, dar ampoarea ei nu se poate stabili în prezent.

Metamorfismul șisturilor cristaline

Sub controlul factorilor metamorfismului regional dalslandian, șisturile cristaline din regiune au fost afectate de procese de metamorfism avansat și de ultrametamorfism, la adîncime mare. Din succesiunea de zone (izograde) de metamorfism, caracteristice seriei de Sebeș-Lotru (Savu, 1970), în această regiune nu sunt reprezentate decît două și anume, zona cu sillimanit și zona cu staurolit și disten.

1. *Zona cu sillimanit.* Aceasta zonă este cea mai larg dezvoltată în regiune. Rocile din această zonă prezintă o cristalinitate avansată și frecvențe fenomene de migmatizare anatectică; ele cantonează numeroase corpuri de pegmatite. De obicei constau din paragnaise, cuarțite și amfibolite, rar calcare, fiecare grup de roci avînd paragenezele sale caracteristice.

În paragnaisele cu sillimanit și micacee, ale căror analize chimice și valori ACF sunt redate în tabelele 1 și 2, sunt frecvențe următoarele parageneze:

- (1) Cuarț — plagioclaz — sillimanit — granat — biotit
- (2) Cuarț — plagioclaz — sillimanit — granat — biotit — muscovit
- (3) Cuarț — sillimanit — almandin — biotit — muscovit
- (4) Cuarț — plagioclaz — sillimanit — staurolit — biotit — muscovit.

⁹ Op. cit. pct. 8.



Plagioclazul (An_{32}) din aceste roci apare în cristaloblaste de dimensiuni variabile, uneori cu structură poichilitică și de obicei măclate polisintetic după legile albit sau periclin. Sillimanitul este reprezentat prin varietatea fibrolit, ale cărui cristale aciculare, adesea indoite, se întrepătrund cu lamele de biotit, mineral pe seama căruia se pare că se formează sillimanitul pe măsura creșterii temperaturii, în timpul metamorfismului. Asociate cu lamele de biotit, fibrele de sillimanit se ondulează în jurul cristalelor de almandin. Sillimanitul este inclus uneori în muscovit. Almandinul formează cristaloblaste de dimensiuni variabile, care prezintă adesea o structură poichilitică, ele incluzând granule de cuarț. Granatul este înlocuit de clorit pe fisuri sau pe margini.

În parageneza (4) care se întâlnește în sisturile cristaline de la est de Voineasa, sillimanitul (fibrolit) coexistă cu staurolitul. Acesta din urmă se prezintă în cristaloblaste idiomorfe, incluse în biotitul pe seama căruia se formează sillimanitul sau chiar în masa de fibrolit. Structura rocii indică o creștere a condițiilor de metamorfism, ceea ce a determinat transformarea paragenezei caracteristice pentru zona cu staurolit \pm disten într-o parageneză ambiguă, stabilă în condițiile zonei cu sillimanit (Satu, 1970; 1975).

În amfibolitele și gnaisele amfibolice pentru care se prezintă în tabelele 1 și 2 analiza chimică și valorile ACF, sunt caracteristice paragenezele:

- (7) Hornblendă — plagioclaz — almandin — clinozoit — cuarț
- (8) Hornblendă — plagioclaz — titanit — cuarț
- (9) Hornblendă — plagioclaz — biotit — cuarț
- (10) Hornblendă — biotit — rutil — cuarț
- (11) Plagioclaz — cuarț — hornblendă — almandin — titanit — zoizit.

În amfibolitele din această regiune cu metamorfism avansat este caracteristic un amfibol calcic de culoare verde, având următoarele proprietăți optice: $Ng =$ verde pal; $Nm =$ verde-bruniu; $Np =$ slab verzu; $c : Ng = 24^\circ$. Plagioclazul (An_{32-36}) formează cristaloblaste izometrice sau ușor alungite cu un contur neregulat. El prezintă uneori o slabă structură zonară și macele după legea albitului. Biotitul este o varietate de culoare brună, având următorul pleocroism: Ng și $Nm =$ brun; $Np =$ gălbui. În el se observă separații de sagenit și este uneori substituit de clorit. Celealte minerale apar în cantitate redusă. De remarcat este cantitatea apreciabilă de titanit din rocile amfibolice, ceea ce atestă caracterul lor de roci magmatogene bazice, bogate în TiO_2 .

În regiune apar de asemenea cuarțite, unele cu pirită diseminată în care sunt caracteristice următoarele parageneze:

- (12) Cuarț — biotit (—pirită)
- (13) Cuarț — plagioclaz — biotit — muscovit.

Mineralul predominant din aceste roci este cuarțul, care se prezintă în granule cu dimensiuni variabile, uneori cu conture lobate. Celealte minerale din cuarțite sunt prezente în cantități foarte reduse.

Remarcăm că în zona pegmatitelor de la Cataracte și mai sus pe valea Lotrului, au fost întâlnite calcare cu silicati, între care un clinopiroxen care formează cristaloblaste larg dezvoltate.

2. Zona cu staurolit și disten. Formațiunile acestei zone apar în colțul de NE al regiunii, unde au fost puse în evidență de H. Savu, 1964) și în extremitatea de NW a acesteia, așa cum rezultă din harta la scara 1 : 50.000 Voineasa și planșa I. Aceste formațiuni constau preponderent din paragnaise micacee cu rare intercalații de micașisturi, cuarțite, roci amfibolice și gnaisă cuarțo-feldspatice. În rocile silico-aluminoase (tab. 1 și 2) s-au format următoarele parageneze :

(14) Cuarț – plagioclaz – staurolit – granat – disten – biotit – muscovit

(15) Cuarț – plagioclaz – staurolit – almandin – biotit – muscovit

(16) Staurolit – muscovit (–biotit) – turmalină – magnetit.

Staurolitul și almandinul se prezintă în cristale mari, uneori cu aspect de porfiroblaste. Staurolitul include cuarț, zircon și minerale opace, iar almandinul cuarț, rutil și minerale opace. Pleocroismul staurolitului este : Ng = galben auriu, Nm = galben inchis, Np = incolor. Plagioclazul (An_{26-28}) care este de obicei maclat polisintetic, formează cristale mari cu aspect poichilitic, având numeroase incluzuni de cuarț.

Ca gnaisă cuarțo-feldspatice sunt considerate în această lucrare gnaisele foarte bogate în cuarț și feldpați. Ele sunt roci de culoare albă sau rozie, și au rezultat din metamorfozarea unor vulcanite de geosinclinal, acide sau a unor arcoze. Pentru aceste roci este caracteristică următoarea parageneză :

(17) Cuarț – plagioclaz (An_{18-20}) – microclin – biotit (–muscovit).

Mineralele index și paragenezele din cele două zone (izograde) de metamorfism încadrează rocile metamorfice din regiune la faciesul amfibob-

Compoziția chimică a granitelor de Vidra (%)

Proba Locul	15 Valea Lotrului	83 Valea Lotrului
SiO_2	69,05	66,82
Al_2O_3	15,00	14,60
TiO_2	0,10	0,35
Fe_2O_3	0,94	1,75
FeO	2,63 <i>si</i> = 274,5	3,36 <i>si</i> = 310
MnO	0,77 <i>al</i> = 35,5	0,07 <i>al</i> = 39,7
CaO	2,15 <i>fm</i> = 25,0	2,30 <i>fm</i> = 20,0
MgO	1,00 <i>c</i> = 10,0	1,14 <i>c</i> = 10,3
Na_2O	3,85 <i>alk</i> = 29,5	3,66 <i>alk</i> = 30,0
K_2O	4,56 <i>k</i> = 0,42	0,70 <i>k</i> = 0,44
S	0,05 <i>mg</i> = 0,26	0,06 <i>mg</i> = 0,33
P_2O_5	0,18 <i>ti</i> = 0,98	0,15 <i>ti</i> = 0,27
CO_2	0,20 Magmă granitică	0,20 Magmă granitică spre
H_2O^{-105}	0,11	0,15 granodioritică
H_2O^{+105}	0,57	0,45
Total	100,46	99,76

Analist: Giovanna Zăvoianu



TABELUL 1
Compoziția chimică a unor roci metamorfice

Nr. crt.	Localizare	Tipul rocii		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O +	Total
		probă	%											
1	1 Valea Hoteagului	Paragnais cu sillimanit	59,07	22,19	1,47	6,09	0,10	1,06	0,67	0,79	3,16	0,92	4,50	100,02
2	1345 Creasta Turnurele	Paragnais cu sillimanit	66,20	11,10	1,56	8,12	0,12	2,40	0,64	1,53	4,29	1,02	3,00	99,98
3	1197 Culmea Dîlmele	Paragnais cu sillimanit	77,82	12,60	—	1,74	—	0,27	0,42	1,21	5,62	0,15	0,16	99,99
4	1306 Poiana Arșă	Paragnais micaceu	67,46	14,35	1,16	7,25	0,10	0,77	0,49	1,32	3,91	0,80	2,56	100,17
5	9 Valea Lotrului	Gnais migmatic	70,49	13,86	—	7,25	—	1,01	1,74	2,54	2,12	0,51	0,44	99,96
	Barajul Balindru	Micașist cu staurolit	65,74	14,90	2,05	8,12	0,02	1,11	0,31	0,68	4,36	0,92	1,84	100,05
6	1301 Poiana Dobrun	Gnais amfibolic cu biotit	58,87	16,50	3,37	7,83	0,11	4,23	4,34	1,74	2,14	0,42	0,44	99,99
7	1213 Pritul Jidoaia	Şist cu amfibol și biotit	50,81	25,00	0,61	8,99	0,70	6,12	4,67	0,10	—	0,95	2,32	100,27
8	1359 Culmea Hâncș													

Analist : V. řabliovschi



litelor cu almandin, subfaciesurile staurolit — almandin și sillimanit — — almandin (T u r n e r, 1949; 1968), formate la temperaturi cuprinse între 650° și 720°C (E v a n s și G u i d o t t i, 1966), la adâncime mare.

Rocile migmatice și pegmatitele

După cum rezultă din particularitățile sisturilor cristaline din regiune, condițiile de metamorfism care au afectat formațiunile din cele două complexe metamorfice, se situează pe diagrama metamorfismului dalslandian de tip barrovian (S a v u, 1970, fig. 18), în zona în care curba metamorfismului intersectează curbele de topire anatectică a granitelor și gnaiselor. În aceste condiții puternice de metamorfism are loc mobilierea materialelor ușor fuzibile din roci (cuarț, feldspați alcalini etc.) și concentrarea soluțiilor migmatice rezultate pe planele de foliație S_1 , mai ales în zonele anticlinale, sau pe fisurile care străbat rocile. Se formează astfel migmatitele venitice de origine anatectică și pegmatitele cunoscute în regiune.

1. Rocile migmatice (tab. 1 și 2) aparțin mai ales tipului structural lenticular (pl. III, fig. 2; pl. IV, fig. 2 și pl. V, fig. 2) și celui stratitic (pl. V, fig. 1); mai rar se întâlnesc migmatite oftalmitice sau aparținând altor tipuri structurale.

Paleosoma migmatitelor este reprezentată de obicei prin gnaise micațee, preponderent biotitice, în care se formează neosoma constituuită din material migmatic în benzi paralele, lentile sau oculi cumuloblastici, care constau din cuarț, feldspați și mice. Plagioclazul (An_{12-14}) formează cristale larg dezvoltate, cu structură poichilitică, conferită de numeroase in-

TABELUL 2
Valori $ACF - A'KF$

Nr. crt.	Nr. probei	A	C	F	A'	K	F
1	1	59,21	3,92	36,87	53,59	10,66	35,74
2	1345	20,69	4,88	74,44	14,41	17,74	67,85
3	1197	53,63	9,04	37,33	28,96	46,79	24,25
4	1305	39,57	4,06	56,37	31,95	17,34	50,71
5	9	31,59	13,52	54,89	21,83	11,85	66,32
6	1301	41,01	2,23	56,76	33,96	16,34	49,71
7	1213	31,10	18,21	50,69	18,70	7,76	73,54
8	1359	40,07	13,49	46,44	36,41	—	63,59



cluziuni de cuarț. El prezintă macle după legile albit, albit-Karlsbad și periclin. Feldspatul potasic (microclin) apare mai rar și se prezintă în cristale cu contur neregulat, ce includ plagioclaz tulbure și cu concreșteri mirmechitice. Biotitul, de obicei colorat în brun, trece uneori la o varietate brun-verzuie, cu separare de oxizi de fier și titan.

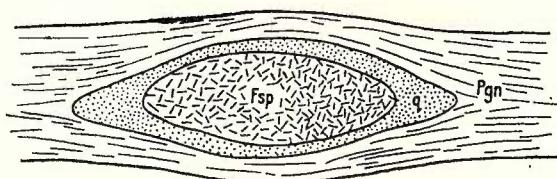


Fig. 6. — Lentilă de feldspat potasic roz (Fsp) cu aureolă de cuarț (q) în gnaise micacee.
Valea Jidoaia.

Lentille de feldspath potassique rose (Fsp) à auréole de quartz (q) en gneiss mieacés.
Vallée de la Jidoaia.

2. Pegmatitele din regiune sunt cunoscute de mult timp, ele fiind exploataate pentru feldspați și mice la Cataracte, pe valea Lotrului (pl. I). Acestea se prezintă mai ales sub formă de lentile (fig. 6) și benzi paralele cu foliația sisturilor cristaline și cu structurile B_1 . Pegmatitele prezintă granulație mare și constau din cuarț, feldspați și mice, la care se asociază minerale accesori ca turmalină, apatit și mai rar beril.

Asupra genezei pegmatitelor s-au emis două ipoteze și anume, (1) că ele au apărut ca rezultat al procesului de anatexie determinat de metamorfismul dalslandian (G h i k a-B u d e s t i , 1940; S a v u , 1968) sau (2) că au provenit dintr-un mare batolit situat în profunzime (D i a c o n u et al., 1976).

Rocile granitoide sinorogene

Rocile granitoide sinorogene alcătuiesc patru corpuri de dimensiuni reduse, situate în partea de vest a regiunii între Barajul Vidra și pîriul Haneș (pl. I). Aceste corpuri sunt alungite pe direcția NE-SW, paralel cu structurile anticlinale B_2 din această zonă. Corpul de pe valea Lotrului, la barajul de la Vidra, a fost cunoscut și de G h i k a-B u d e s t i (1934), care l-a denumit gnais de Vidra.

Acste roci reprezentă de fapt granite porfirice (granite de Vidra), cu megacristale de feldspat potasic, a căror compoziție chimică este ilustrată de cele două analize de mai sus. Granitele acestea se deosebesc de diferitele gnaise din regiune, prin omogenitate și prin enclavele de amfibolite și paragnaise pe care le conțin. Ele constau din cuarț, plagioclaz, microclin, biotit și minerale accesori ca muscovit, apatit și zircon.

Cuarțul prezintă extincție rulantă. Plagioclazul (An_{10}) este hipidiomorf și maclat polisintetic, uneori prezentând o zonă marginală neregulată și mai bogată în sodiu. În plagioclazul albitic situat în contact cu microclinul sau inclus în acesta, apar uneori structuri cu caracter mirmecit. Feldspatul potasic prezintă structura în grătar, caracteristică microclinului și include cuarț. Muscovitul este un mineral accesoriu, ce se formează în lamele fine pe seama biotitului, în etapa deuteritică.

Parametrii Niggli arată că aceste roci se încadrează la magme granitice, uneori cu tendință spre cele granodioritice.

CONCLUZII

Șisturile cristaline din regiune reprezintă formațiunile cele mai vechi ale seriei de Sebeș-Lotru din pînza getică.

Ele au fost cutate și metamorfozate în timpul mișcărilor dalslandiene, în care se deosebesc două faze de cutare succesive: (1) faza cutărilor B_1 , în care se formează structurile principale, orientate aproximativ E-W, cu flexuri spre nord; (2) faza cutărilor B_2 , în care se formează structurile transversale, orientate aproximativ NE-SW.

Metamorfismul dalslandian s-a manifestat în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, la nivelul zonelor (izogradelor) cu staurolit \pm disten și sillimanit, la temperaturi cuprinse între 650° și 720°C .

În aceste condiții de metamorfism are loc mobilizarea materialelor ușor fuzibile din șisturile cristaline, formindu-se soluții migmatice anatectice, din care au rezultat rocile migmatice și pegmatitele.

În faza cutărilor B_2 sînt puse în loc granitele porfirice, sinorogene de Vidra.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1975) Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. geol. geof.*, XLIV pp. 133–179, București.
- Diaconu Floarea, Ghețaru Alexandra, Vulpeșcu D. (1976) Structura geologică a formațiunilor cristalinului getic și geneza pegmatitelor din partea de nord-vest a munților Lotru și partea sudică a munților Cibinului. *D.S. Inst. geol. geof.* LXII/1, pp. 231–242, București.
- Dimitrescu R. (1974) Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale șisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș. *D.S. Inst. geol. geof.* LX/5, pp. 27–32, București.
- Evans B. W., Guidotti C. V. (1966) The sillimanite potash feldspar isograd in Western Maine. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12, pp. 25–62 Berlin.
- Ghikas-Budești Şt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, pp. 419–480, București.
- (1940) Les Carpathes Méridionales Centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, pp. 175–220, București.



- Inkey B. v. (1891) Die Transilvanischen Alpen vom Rotenturmpass bis zum Eisernen Tor. *Math. Naturw. Berichte aus Ungarn.* Bd. IX, pp. 20—54, Berlin.
- Karl F. (1964) Anwendungen der Gefügekunde in der Petrotektonik. *Tektonische Hefte* 5, Vlg. E. Pilger, Clausthal-Zellerfeld.
- Metz K. (1957) Lehrbuch der Tektonischen Geologie. Enke Vlg. Stuttgart
- Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates Roumaines. *Arch. Soc. DSci. Phys. et Natur.* Genève.
- Murgoci G. M. (1905) Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpates Méridionales. *C.R. Ac. Sci Paris* (4.IX, 1905).
- Sähdler B. (1948) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil I, Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Springer Verlag, Wien.
- Sava H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Inst. Geol.* LIII, 3; pp. 79—117, București.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, pp. 223—311, București.
- (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. geol. geof.* XLVI, pp. 219—239, București.
- Schuster A. C. (1971) Structura și petrologia sisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă—Holbav (munții Făgăraș). *D.S. Inst. Geol.* LVII/1, pp. 89—114, București.
- Schuster A. C., Vasiliu Cecilia, Udrăescu Constanța, Mărăntiu M. (1976) Studiul geochemical și petrologic al granitoidelor din zona centrală și nordică a muntilor Parâng. *D.S. Inst. geol. geof.* LXII/1, pp. 300—305, București.
- Turner F. J. (1949) Mineralogical and structural Evolution of the Metamorphic Rocks. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 30, New York.
- (1968) Metamorphic Petrology. Mc Graw-Hill, New York.
- Weiss L. E. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc. Graw-Hill Book Comp. New York.
- Whitten T. (1966) Structural geology of Folded Rocks. Rand Mc Nally and Comp. Chicago.

LA TECTONIQUE ET LE MÉTAMORPHISME DES SCHISTES CRISTALLINS DALSLANDIENS DE LA RÉGION DE VOINEASA-LACUL VIDRA

(Résumé)

Dans le cadre des recherches effectuées dans les Monts Lotru dans le but de rédiger la carte géologique à l'échelle 1 : 50.000, feuille Voineasa, nous avons accordé une attention particulière à la tectonique primaire et au métamorphisme des schistes cristallins dalslandiens ; les résultats obtenus sont présentés dans cet article.

Les roches cristallines auxquelles on fait référence appartiennent à la Série de Sebeș-Lotru de la nappe gétique, elles étant encadrées dans les complexes inférieurs — le complexe des paragneiss et le complexe des amphibolites et des gneiss quartzo-feldspathiques. Le complexe supérieur, des micaschistes, est absent dans la région étudiée.



Les roches du complexe des paragneiss représentent les formations les plus anciennes du cristallin de Sebeş-Lotru. Les deux complexes sont formés de paragneiss micacées à almandin, staurotide, disthène, paragneiss à sillimanite, micaschistes, quartzites, gneiss quartzo-feldspatiques, calcaires cristallins, schistes à silicates de manganèse, orthoamphibolites, gneiss et schistes amphiboliques. De petits corps d'ultrabasites, de même que des granites syncinétiques, sont logés dans les roches cristallophylliennes.

La tectonique des schistes cristallins

Les schistes cristallins de la Série de Sebeş-Lotru ont été plissés et métamorphisés pendant les manifestations de l'orogenèse dalslandienne, de l'évolution de laquelle nous avons mis en évidence deux étapes de plissement.

La phase de plissement B_1 a déterminé la formation des structures plicatives majeures. L'orientation générale de ces structures est est-ouest, avec de petites déviations de la direction générale, à cause d'une flexion dans la structure majeure.

Dans les Monts Lotru s'est formé un anticlinorium dont les structures plicatives sont orientées E—W dans l'extrémité orientale, et dans la zone centrale, jusqu'au lac Vidra — NW; d'ici vers l'ouest, leur direction change de nouveau, à savoir vers le WSW.

Dans la région apparaît une succession de plis anticlinaux et synclinaux (pl. I), avec plans axiaux parallèles et sous-parallèles. Ces plis, orientés à dominance NW-SE, plongent vers le SE, dans la partie orientale et vers le NW et W dans la partie occidentale, à cause du système des plis B_2 . Outre les structures B_2 , les failles alpines ont compliqué également l'ensemble structural de la région.

Les éléments linéaires L_1 et les éléments planaires représentés en plusieurs diagrammes microtectoniques (fig. 1 et 2 a—c) confirment l'aspect structural majeur et soulignent le fait que la structure majeure se reflète jusqu'au niveau d'affleurement et d'échantillon.

La phase de plissement B_2 a déterminé une structure presque perpendiculaire sur les structures primaires B_1 . Cette phase s'est manifestée au cours des mêmes mouvements orogéniques dalslandiens, représentant une étape secondaire plus tardive, durant laquelle les roches se trouvaient encore à l'état plastique, permettant la réalisation d'un plissement secondaire par le courbement des plans S_1 .

Les structures B_2 sont orientées NNE-SSW (fig. 2 d et pl. I), les dimensions des plis étant en général de l'ordre des mètres et moindres; la voûture générale de la structure réalisée dans cette phase est parallèle aux structures plicatives mentionnées.

Dans cette région sont prédominants les plis presque orthorhombiques, à côté desquels apparaissent des plis à symétrie monoclinique et triclinique. La plupart des plis, sans tenir compte de leur symétrie, sont des plis cylindriques (plan cylindrical folds — Turner, Weiss, 1963), de flexuration (Biegefalten, Sandner, 1948; cylindroidal folds — Whitten, 1966) plus ou moins parallèles, symétriques ou asymétriques, avec des plans axiaux droits ou courbés, verticaux, inclinés, déversés, horizontaux et même renversés (fig. 4—5 b), avec la dominance des plis monotropes et rarement polytropes.

Moins souvent apparaissent des plis de flexion, avec glissement concentrique (slip folds — Whitten, 1966, Biegefalten mit Zerscherung — Sandner, 1948) et plis de glissement (Gleitbett — Sandner, 1948; rheid folds — Whitten, 1966). Aussi fréquents sont les plis diapires formés d'un noyau de pegmatites, qui pendant les plissements ont été moins plastiques que les schistes cristallins; le premier traverse fréquemment les schistes dans les charnières des



12152

plis (fig. 5 c). Les dimensions des plis sont très variables, les distances entre les plans axiaux arrivent à dépasser 2 km, les plis les plus petits étant de l'ordre des millimètres. Plus les plis sont moindres, plus fréquemment apparaissent des plans de glissements dans leur structure — les B tectonites devenant localement s — tectonites.

Le plissement à l'état plastique des schistes cristallins sous pression élevée a souvent provoqué le boudinage des différents niveaux de roches (pl. IV, fig. 1), qui pendant le plissement ne se sont pas adaptées au style de plissement des autres types pétrographiques.

Les fissures et les fractures de clivage sont orientées dans toutes les directions (fig. 2 f), elles ayant probablement des âges différents. Du diagramme des fissures résultent deux maxima — un maximum qui correspond aux plans *ac* des structures B_1 , orienté NE—SW, les structures étant parallèles avec les structures B_2 . Le deuxième système orienté NW-SE jusqu'à E—W correspond aux plans *bc* des structures B_1 , notamment aux plans *ac* des structures B_2 . Ces deux systèmes représentent probablement des structures disjonctives dalslandiennes.

Les failles de cette région suivent en général les deux directions des systèmes de fissures mentionnés (fig. 2 e, pl. I). Dans la région, il y a des failles majeures à caractère régional, qui affectent autant le plan de charriage qu'aussi l'autochtone danubien, ce qui montre qu'on a affaire à des fractures alpines.

Le plan de charriage, qui ferme dans la région étudiée la demi-fenêtre tectonique de Parâng, interrompt la liaison entre les structures de la partie nord-ouest et celle sud-est de la région (pl. I). Le fait que les structures dalslandiennes du cristallin de Sebeș-Lotru, même celles du voisinage du plan de charriage, sauf la zone étroite de mylonitisation — n'ont pas subi de fortes déformations, montrerait — d'après Metz (1957) — que la mise en place de la nappe s'est réalisée à de petites profondeurs.

Le métamorphisme des schistes cristallins

Par suite des recherches commencées par Savu (1968) et continuées par nous, nous avons séparé dans cette région deux zones (isogrades) de métamorphisme, notamment la zone avec sillimanite et la zone à staurotide et disthène, les deux étant confirmées par la présence des différentes paragenèses minéralogiques stables dans les conditions de pression et de températures existantes au niveau des isogrades mentionnés.

Dans la zone à sillimanite apparaissent de fréquents phénomènes de migmatisation anatectique et nombre de corps pegmatitiques de dimensions très variées, le corps de Cataractele Lotrului étant le plus grand du cristallin gétique (pl. I).

Vers la zone à disthène et staurotide, les migmatites deviennent toujours plus rares.

Les migmatites (tableaux 1 et 2) sont, du point de vue structural, surtout lenticulaires et stromatitiques ; moins souvent apparaissent des migmatites oftalmitiques ou d'autres types.

En ce qui concerne la genèse de ces roches, de même que celle des pegmatites, on considère que celles-ci sont le résultat du processus d'anatexie déterminé par le métamorphisme dalslandien.

Les roches granitoïdes de la région apparaissent dans l'axe de voussure B_2 de la partie ouest du périmètre étudié (pl. I) les corps sont petits et allongés d'après la direction B_2 . Les granites porphyriques ont été dénommés par Ghikă-Budești (1934) gneiss de Vidra. Deux analyses chimiques, qui ont établi leur composition chimique, nous portent à les ranger aux magmas granitiques à tendances vers des magmas granodioritiques.



ÎNTREBĂRI

A. G u r ă u : 1. Care sunt planele de migrare a axelor B_1 , poziția acestor plane și valoarea unghiului de migrare a lui B_1 ?

2. Cum s-a măsurat planul mediu al cutelor minore?

Răspuns : 1. După cum rezultă din diagramele structurale (fig. 1c) planul de migrare este orientat NE–SV, iar inclinarea lui este de 30° spre est.

2. Acest plan a fost măsurat grafic.

M. T r i f u l e s c u : 1. Structura regiunii reprezintă un anticlinal sau un anticlinoriu?

2. Ce alte studii s-au făcut asupra granitului de Vidra?

3. Ce ati descris drept S_2 nu poate fi interpretat drept un clivaj „ac” al structurii B_1 ?

4. Pegmatite discordante nu apar?

5. Migmatite arteritice sinmetamorfice nu apar în regiune?

Răspuns : 1. Dpă cum arată Savu în 1961 și 1968, tectonica șisturilor cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru este dominată în munții Lotrului de un anticlinoriu, care prezintă un anticlinal major în zona axială, ce se afundă spre est cu cca 20° .

2. Dintre studiile și datele publicate asupra granitului de Vidra gănoaștem pe cele ale lui Ghik a-Budești (1934; 1940) și harta 1 : 50.000 Voineasa, elaborată de noi.

3. Nu poate fi vorba de un clivaj „ac” al structurii B_1 .

4. Există și pegmatite anatectice discordante.

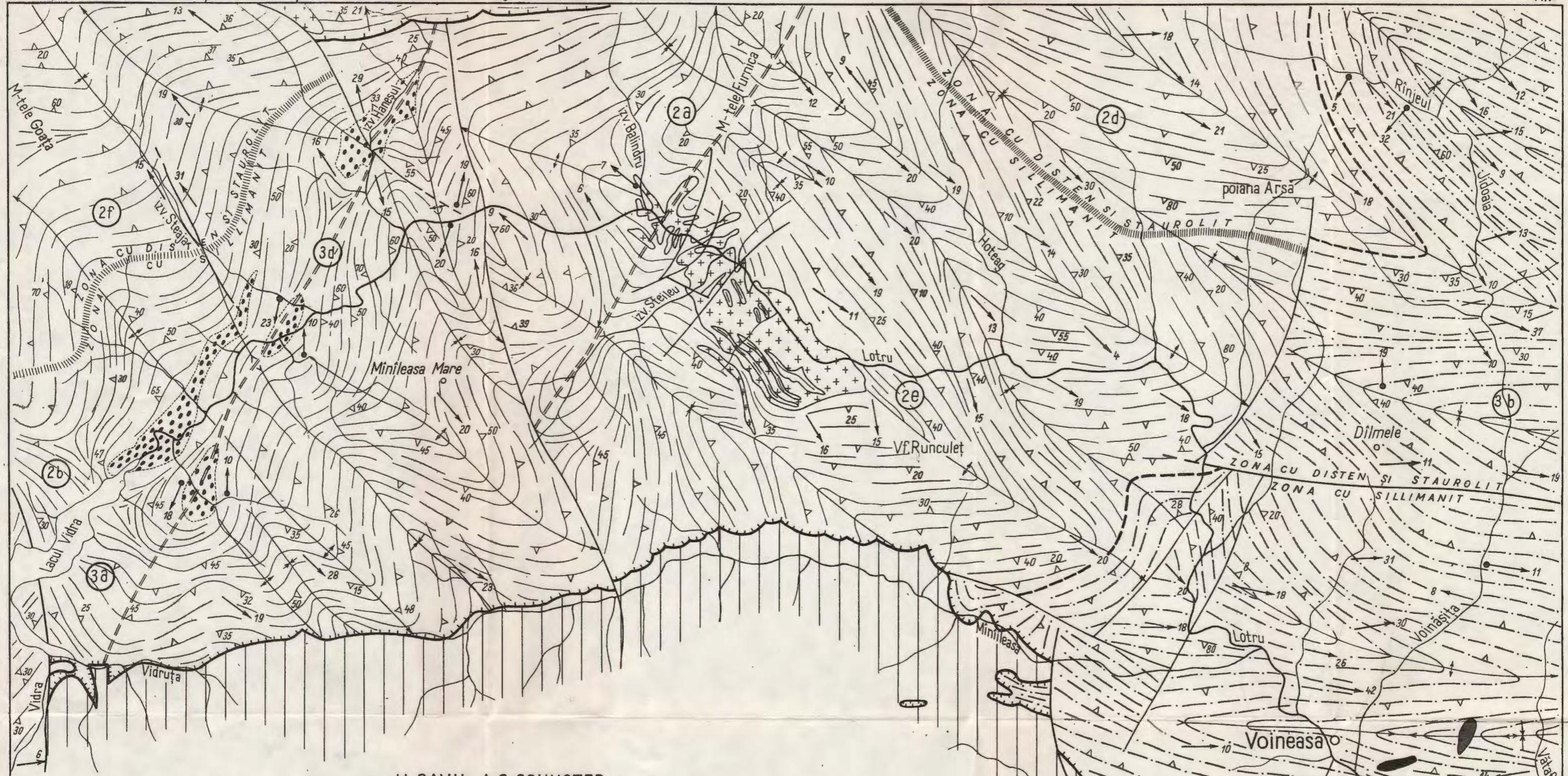
5. Migmatite arteritice sinmetamorfice nu am întîlnit în această regiune.

PLANSA I

Esquisse structurale du Bassin du Lotru entre Voineasa et Vidra. Unité géétique — Série de Sebeș-Lotru.

1, complexe des amphibolites et des gneiss quartzo-feldspathiques ; 2, complexe des paragneiss ; 3, pegmatites ; 4, granites syncinématiques (gneiss de Vidra) ; 5, ultrabasites. Unité danubienne : 6, formations de Latorita et Vidruța. Signes conventionnels. ; 7, direction et pendage de la foliation de stratification S_0 ; 8, linéations B_1 ; 9, linéations B_2 ; 10, anticlinal ; 11, synclinal ; 12, ligne d'inversion du sens d'affaissement des structures plicatives (axe B_2) ; 13, charriage alpin ; 14, digitation ; 15, limite lithologique ; 16, limite de complexe ; 17, faille ; 18, isogrades de métamorphisme régional ; 19, diagrammes microtectoniques (fig. 1 et 2).





H.SAVU , A.C.SCHUSTER

SCHIȚA STRUCTURALĂ A BAZINULUI LOTRU INTRE VOINEASA ȘI VIDRA

0 1 2 km

UNITATEA GETICĂ
Seria de Sebeș-Lotru

- 1 - Complexul amfibolitelor și al gnaiselor cuarto-feldspatice
- 2 - Complexul paragnaiselor
- 3 ++ Pegmatite
- 4 - Granite sincinematice (gnaisele de Vidra)
- 5 - Ultrabazite

UNITATEA DANUBIANĂ

- 6 - Formațiunile de Latorită și Vidră

SEMNE CONVENTIONALE

- 7 - Directia și căderea foliației de stratificatie So
- 8 - Liniații B_1
- 9 - Liniații B_2
- 10 - Anticlinal
- 11 - Sinclinal
- 12 - Linia de inversare a sensului de afundare a structurilor plicative (Axe B_2)
- 13 - řariaj alpin
- 14 - Digităție
- 15 - Limită litologică
- 16 - Limită de complex
- 17 - Falie
- 18 - Izograde de metamorfism regional
- 19 - 2a Diagrame microtectonice (fig 2 și 3)

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Cută asimetrică în șisturile cristaline din seria de Sebeș-Lotru, în cariera de la barajul Vidra.
Plis asymétrique dans les schistes cristallins de la Série de Sebeș-Lotru, dans la carrière du barrage Vidra.



Institutul Geologic al României

H. SAVU, A. C. SCHUSTER. Șisturile cristaline din regiunea Voineasa.

P. II.



Institutul de geologie și geofizică. Dari de secană ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1. — Seria de Sebeş-Lotru, valea Lotrului. Migmatite gnaiseice puternic cutate ; cută monotropă și asimetrică.

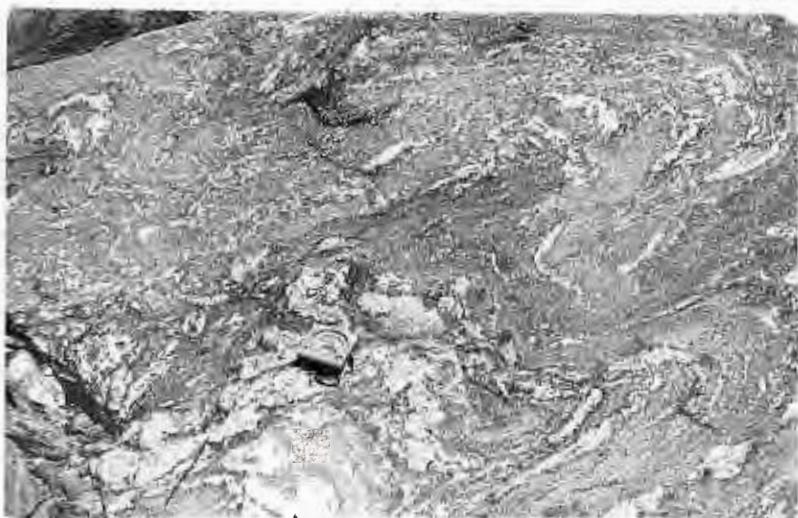
Série de Sebeş-Lotru. Vallée du Lotru. Migmatites gneissiques fortement plissées ; plis monotropique et asymétrique.

Fig. 2. — Seria de Sebeş-Lotru, valea Lotrului. Cariera Vidra. Migmatit. Cută paralelă – politropă, asimetrică.

Série de Sebeş-Lotru, Vallée du Lotru. Carrière Vidra. Migmatite. Plis parallèle – – polytropique, asymétrique.



H. SAVU, A. C. SCHUSTER. Șisturile cristaline din regiunea Voineasa. Pl. III.



1

123157



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1. — Seria de Sebeş-Lotru, valea Lotrului. Budină de gnais euarțitic (în centru) înconjurat de paragnaise în care se observă o migmatizare incipientă.

Série de Sebeş-Lotru, Vallée du Lotru. Boudin de gneiss quartzitique (au centre) entouré par des paragneiss dans lesquels on observe une migmatisation de début.

Fig. 2. — Seria de Sebeş-Lotru, valea Lotrului. Budină de gnais euarțitic în migmatite gnaïsice, plasată în axa unei cufe disarmonice.

Série de Sebeş-Lotru, Vallée du Lotru. Boudin de gneiss quartzitique en migmatites gneissiques, placées dans l'axe d'un plis disharmonique.

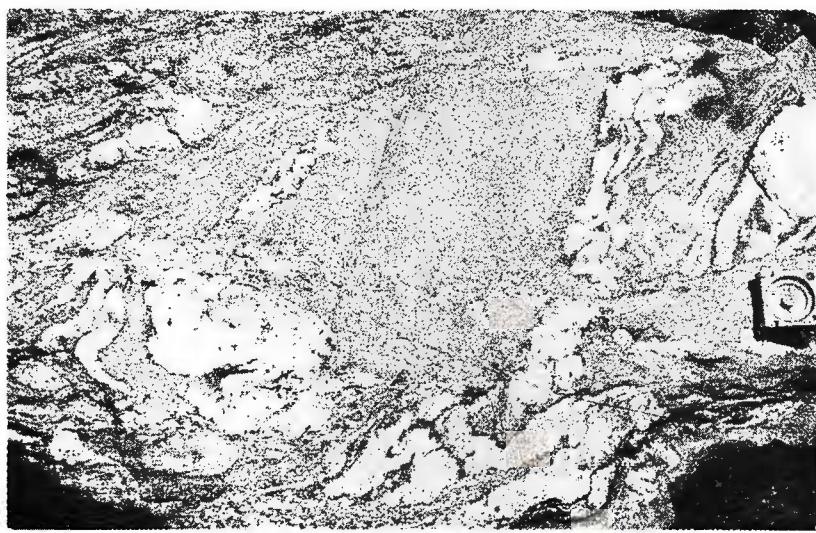


H. SAVU, A. C. SCHUSTER. Șisturile cristaline din regiunea Voineasa Pl. IV.



1

129.52



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.



Institutul Geologic al României

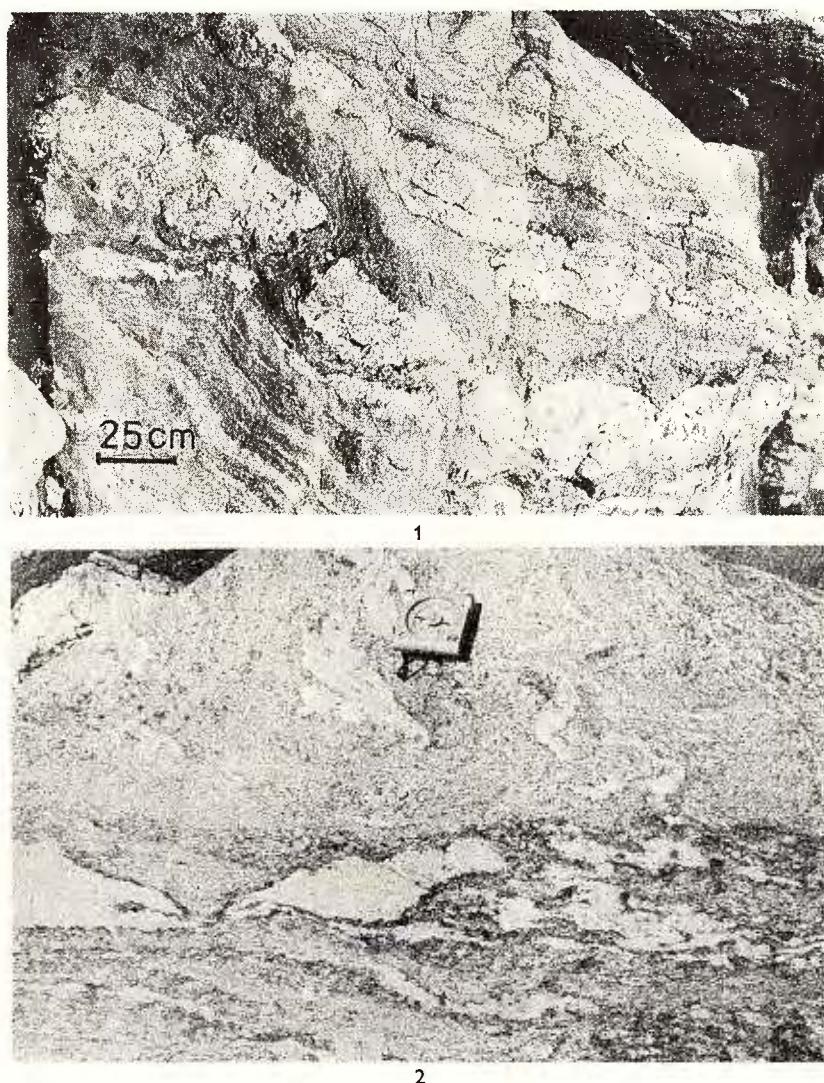


Fig. 1. — Seria de Sebeș-Lotru, valea Lotrului. Migmatit. Se observă o slabă boudinare și fracturare a benzilor de neosom.

Série de Sebeș-Lotru, Vallée du Lotru. Migmatite. On voit un faible boudinage et fracture des bandes de néosome.

Fig. 2. — Seria de Sebeș-Lotru, valea Lotrului. Migmatit. În partea superioară în eare predomină neosomul planele s sint cutate sincinematice, iar în partea inferioară unde se concentrează restitul, cutarea lipsește sau este foarte slabă.

Série de Sebeș-Lotru, Vallée du Lotru. Migmatite. Dans la partie supérieure, où le néosome est prédominant, les plans s sont plissés de façon syncinématique, et à la partie inférieure, où est concentré le restite, le plissement manque ou est très faible.

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/5.

CUPRINS

	Pag.
1. A n t o n e s c u F l. Observații asupra contactului dintre pintenul de Văleni și sinclinalul Drajna, în sectorul dintre râul Teleajen și pîriul Bîrsa Chiojdului	3
2. B a l i n t o n i I., G h e u c a I. Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali)	11
3. I a n c u V i o r i c a. Observații asupra relațiilor structurale ale formațiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cerna (județul Caraș-Severin)	39
4. J i p a C. D. Orogenesis and flysch sedimentation. Critical remarks on the alpine model	57
5. M i h ā i l ă N., P e l t z S. Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Hateg (Racoșu de Jos-munții Perșani)	69
6. M o r a r i u D. Asupra prezenței unor filoane de granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic (masivul Tarcu — domeniul autohton al Carpaților Meridionali)	85
7. P o p a N. G h., C ă r u n t u C. Asupra prezenței în zona văii Putna a unor formațiuni detritice nemetamorfozate transgresive peste seria de Tulgheș (Carpații Orientali)	95
8. S a v u H., S c h u s t e r C. A. Tectonica și metamorfismul șisturilor cristaline dalslandiene din regiunea Voineasa-lacul Vidra (munții Lotrului)	101





Institutul Geologic al României

CONTENU (Résumés)

	<u>Page.</u>
1. A ntonescu F.I. Observations sur le contact entre l'éperon de Văleni et le synclinal de Drajna, dans le secteur situé entre les ruisseaux Teleajen et Bisca Chiojdului	9
2. Balintoni I., Gheuca I. Métamorphisme progressif, métamorphisme régressif et tectonique dans la région de Zugreni-Barnar (Carpates Orientales)	35
3. Ianucu Viorica. Observations sur les relations structurales des formations situées sur le cours moyen de la vallée de la Cerna (district Caraș-Severin).	53
4. Jipa C. D. Orogenesis and flysch sedimentation. Critical remarks on the alpine model	57
5. Mihailă N., Peitz S. Contributions à la connaissance de l'appareil volcanique Hegheş (Racoşu de Jos-Monts Persani)	81
6. Morariu D. Sur la présence de quelques filons de granitoides gneissiques dans la Série de Lăpuşnic (le massif Țarcu- le domaine autochtone des Carpates Méridionales)	93
7. Popa N. Gh., Căruntu C. Sur la présence dans la zone de la vallée de la Putna des formations détritiques non-métamorphisées transgressives au-dessus de la Série de Tulgeş (Carpates Orientales)	99
8. Savu H., Schuster C. A. La tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins dalslandiens de la région de Voineasa-lacul Vidra (Monts Lotru).	119

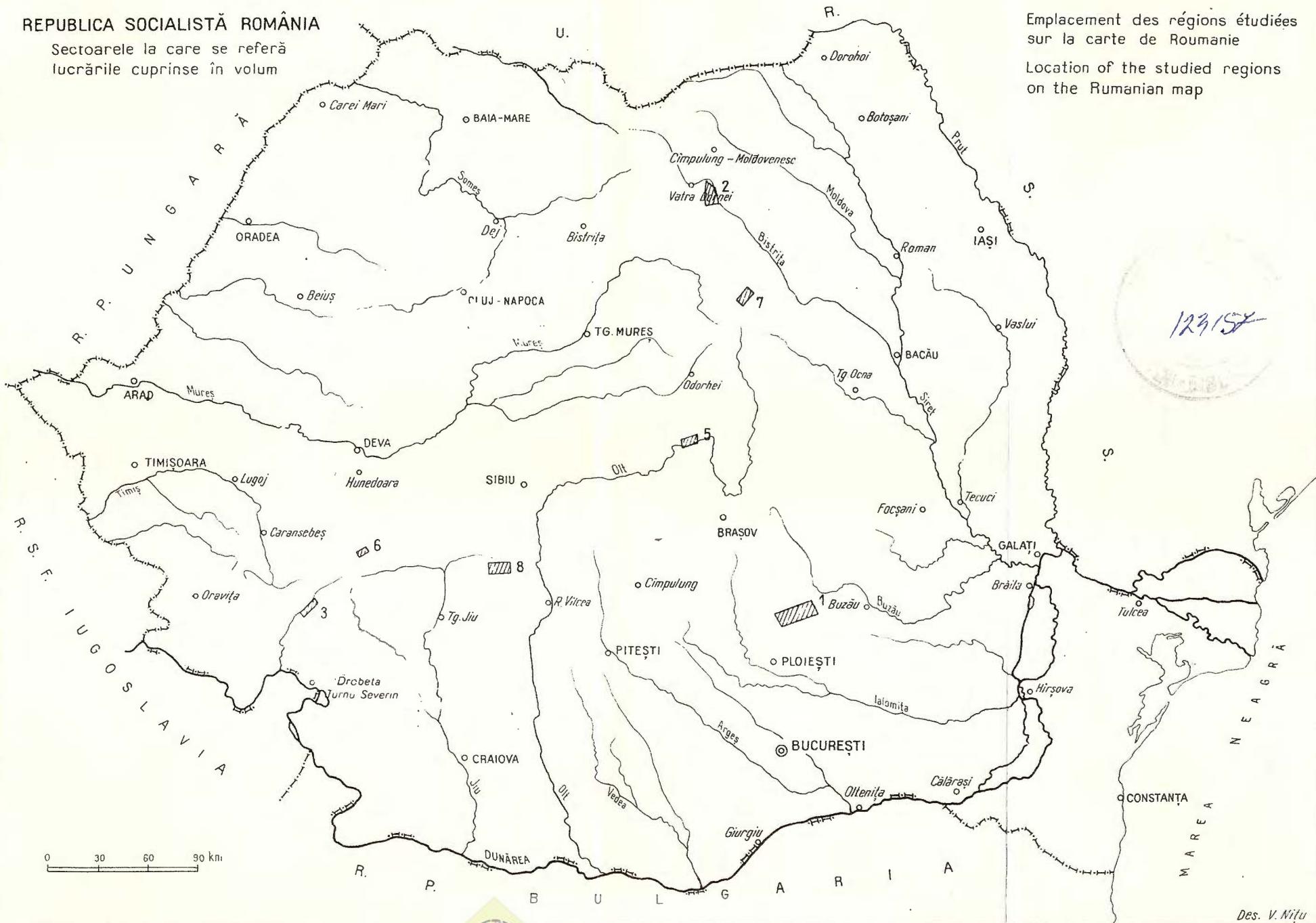




Institutul Geologic al României

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

Des. V. Nițu

Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRABUR
Traducător: MARIANA BORCOS, ANGELA FOLEA
Illustrația: V. NIȚU, CONSTANTĂ BURLACU

Dat la cules: ianuarie 1977. Bun de tipar; aprilie 1977. Tiraj: 900 ex.
Hartie scris I.A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 8. Comanda 43.
Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(085)

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informatia”,
Str. brezojanu nr. 23–25, București – România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / I (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / I (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE
COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIII
1976

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României