

B.I.G.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXI
1973 - 1974

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELORE

VOL. LXI
(1973—1974)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUTII LA CUNOASTEREA STRATIGRAFIEI ȘI TECTONICII ZONEI POIANA BOTIZEI-FIAD (MARAMUREŞ)¹

DE

FLORIN ANTONESCU², GHEORGHE MITREA², NICOLAE NĂSTASE²

Abstract

Contributions to the Knowledge of Stratigraphy and Tectonics of the Poiana Botizei—Fiad Zone (Maramureş). In this paper the authors provide new stratigraphic and tectonic data on Cretaceous-Paleogene and Miocene formations of the Poiana Botizei-Fiad Region. Relying both on lithofacial features and micropaleontologic content Upper (Middle?) Jurassic-Berriasian, Cenomanian, Senonian, Paleocene, Eocene, Oligocene, Badenian, Sarmatian, Pliocene and Quaternary deposits have been distinguished as well as eruptive formations on less extended areas. For the first time the Cenomanian deposits have been pointed out in the Poiana Botizei area, and the Paleocene has been cartographically separated within the Poiana Botizei and Romuli Zones. The lithologic horizons distinguished within the Eocene may be correlated on the basis of microfaunal assemblages with the Eocene ones, in flysch facies, from the East Carpathians and outer Polish Carpathians. In the framework of the Oligocene (Poiana Botizei, Ieud) lithologic, microfaunally supported separations, and which did not figure on previous maps, have been made. At the upper part of the Badenian deposits from Botiza, the Lower Sarmatian is evidenced relying on the species *Cibicides lobatulus* without, however, that the former has been cartographically separated. Structurally three tectonic units are individualized: Botiza Nappe, Lăpuş Nappe and the authochthonous formations. The Eocene and Oligocene deposits from both overthrust units display different facies. At the level of the Middle-Upper Oligocene a uniformity process took place.

Regiunea Poiana Botizei-Fiad este situată în partea centrală a zonei flișului transcarpatic, fiind delimitată la nord de o linie ce unește vîrfurile Higea-Pleșca Mare-Vărătec cu localitățile Botiza-Cuhea-Dragomî-

¹ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1974.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice pentru Hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București.



rești. Limita estică este formată de valea Bileasa (afluent stîng al rîului Iza) și valea Sălăuța, de la obîrșie pînă la confluența cu pîriul Fiad. Limita sudică urmărește pîriul Fiad de la confluența cu pîriul Sălăuța și se continuă pe pîriul Iscradia (afluent drept al Fiadului) — vîrfurile Tibleș-Tomnatecul-Cîrligătura-Obcina Grindei-Dealul Vinului-vîrful Periciu-valea Poienii-valea Strîmbului-vîrful Zdîrcea Mare-valea Bloaja.

Cercetările foarte detaliate executate pe această suprafață în anii 1971—1973, ne-au permis obținerea unor date care aduc precizări asupra vîrstei unora dintre formațiunile studiate, cît și asupra raporturilor structurale dintre acestea.

SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR

Trecind peste lucrările cu caracter istoric, primele cercetări de detaliu asupra regiunii de care ne ocupăm sunt cele ale lui K r ä u t n e r (1937, 1938), care deși au avut ca obiectiv șisturile cristaline din munții Rodna și Preluca, conțin observații interesante asupra depozitelor cretacice și eocene de pe rama cristalină ca și asupra marnelor de Puchow (1934). A n t o n în 1943 publică o lucrare consacrată klippelor de la Poiana Botizii. Din această perioadă mai menționăm lucrările geologilor V a z n a S t r a u s z, S z e n t e s, care prezintă hărți cu caracter general ce se suprapun parțial cu regiunea noastră. Du că 1950, contribuții de seamă la studiul sedimentarului din bazinul Maramureșului aparțin lui G h e r m a n (1952)³, P a t r u l i u s (1954), P a t r u l i u s et al. (1955), D i m i t r e s c u și B l e a h u (1955), A t a n a s i u (1955, 1956), M u t i h a c (1955, 1956), P a t r u l i u s (1956), M o t a s (1956), D u m i t r e s c u (1957).

Din această perioadă reținem introducerea termenilor „Strate de valea Carelor” (P a t r u l i u s, 1954) respectiv „Strate de Petrova” (A t a n a s i u, 1956). Tot în această etapă G h e r m a n (1952) denuște accidentul tectonic care pune în contact cristalinul cu sedimentarul paleogen de la nord, falia Dragoș Vodă. Raporturile anormale dintre depozitele cretacice și oligocene semnalate de S c h r e t e r (1943) sunt ulterior conturate ca solzi cu vergențe sudice de D i m i t r e s c u și B l e a h u (1955), sau ca pînze de șariaj de A t a n a s i u (1956) și M u t i h a c (1956). Mai tîrziu, unitatea nordică este denumită „pîンza Botizei” (D u m i t r e s c u, 1957), iar cea sudică „pîンza Lăpușului” (P a t r u l i u s et al., 1960 a). Pe lîngă lucrările cu caracter de detaliu, P a t r u l i u s (1960 a) și D u m i t r e s c u (1962) au elaborat separat

³ J. G h e r m a n . Raport geologic asupra regiunii Vișeu-Dragomirești. 1952. Arh. I.P.G.G.H. București.



și lucrări generale de evoluție geologică și sinteze tectonice. Lucrările mai recente, cu un pronunțat caracter de detaliu aparțin lui Bulgaru et al. (1964), 1965^{4,5}, Bulgaru (1966), Bombiță (1966), Iliescu et al. (1965), 1967, 1968, 1972^{6,7,8,9}, Tătarim et al. (1969), Bombiță (1972). Remarcăm contribuțiile aduse de Tătarim et al. (1969) la stratigrafia depozitelor eocene din unele zone de ramă ale bazinului Maramureș ca și studiul stratigrafic-paleontologic foarte amănunțit al depozitelor cretacic-paleogene din munții Lăpușului datorat lui Bombiță (1972).

Cele mai noi luerări, foarte amănunțite, care aduc precizări de ordin stratigrafic, precum și o serie de detalii cartografice și structurale au fost executate de Lungu și Cucu (1973)¹⁰, Grăf și Mitrea (1973)¹¹, Antonescu et al. (1972, 1973, 1974)^{12,13,14}, Botez et al. (1970,

⁴ Bulgaru Gh., D. Socoleanu, A. Radu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi, sare și săruri de K în nordul bazinului Transilvaniei între valea Sălăuța și valea Bistriței, inclusiv munții Bîrgăului. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ G. h. Bulgaru, D. Socoleanu A., Baltres. Prospecțiuni, geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K, în nordul bazinului Transilvaniei, între valea Sălăuța și munții Căliman (sectorul valea Sălăuța-valea Feldrișelului). 1965. Arh. Inst. Geol. Geof. București

⁶ G. h. Iliescu, M. Iliescu, D. Georgescu, L. Georgescu. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K, în bazinul Maramureșului și bazinul Oașului 1965. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ G. h. Iliescu, M. Iliescu, E. Zah, Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în bazinul Maramureș. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁸ G. h. Iliescu, M. Iliescu, E. Zah, D. Tintu. Prospecțiuni pentru hidrocarburi în bazinul Maramureș 1968. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁹ G. h. Iliescu, M. Iliescu, Mariana Iva, Doina Gheorghian. Sinteză lucrărilor de cercetare geologică pentru hidrocarburi în depresiunea Maramureș. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹⁰ V. Lungu, P. Cucu. Cercetări geologice în regiunea Romuli-Salva. 1973. I.P.G.G.H. București.

¹¹ I. Grăf, Gh. Mitrea. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Tg. Lăpuș–Strîmbu–Băiuț. 1972. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹² F. Antonescu, I. Moroșanu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Rodna–Feldru. 1972. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹³ F. Antonescu, V. Fesci. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Fiad–Dragomirești. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹⁴ F. Antonescu, Al. Popescu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Dragomirești–Botiza. 1974. Arh. I.P.G.G.H. București.



1972, 1973)^{15,16,17}, Donos și Georgescu (1973, 1974)^{18,19}, Mitreanu et al. (1974)²⁰.

STRATIGRAFIA

Cadrul geologic al regiunii Poiana Botiza-Fiad este constituit în principal din depozite sedimentare, cărora li se adaugă formațiunile eruptive din lanțul muntos Tibleș și Vărătec. Referirile noastre vor fi făcute cu precădere asupra sedimentarului, eruptivul preocupațindu-ne numai în măsura contactului lor cu depozitele sedimentare.

A) SEDIMENTARUL

Formațiunile sedimentare ocupă 95—98% din suprafețele de care ne ocupăm, fiind dispuse pe un larg interval stratigrafic, corespunzător timpului scurs din Jurasicul superior (mediu?) pînă în Pliocen, inclusiv. Ele aparțin la trei cicluri principale de sedimentare și anume:

- ciclul Jurasic superior (mediu?) — Beriasian, care cuprinde depozite cu caracter batișal-neritic, slab reprezentate în zona Poiana Botizei sub forma unor klippe tectonice;
- ciclul Cretacic superior-Paleogen cu depozite în facies de fliș, larg dezvoltate pe cea mai mare parte a suprafeței cercetate;
- ciclul Mio-Pliocen cu depozite dezvoltate, în general, în facies de molasă și salmastru, deschise în partea nord-vestică a regiunii cercetate.

1. Ciclul Jurassic superior (mediu?) — Beriasian

Cuprinde cele mai vechi sedimente care aflorează în regiune, apariția lor fiind semnalată încă din secolul trecut (Hauer, Stache, 1863). Aceste depozite au fost descrise sub formă de „klippe” de Anton (1943) și figurate pe hărțile a mai multor cercetători (Bleahu, Dimitrescu, 1955; Dumitrescu, 1957; Paucă et al., 1961²¹; Bomiță, 1972). Aflorimentele „klippelor” au o dezvoltare redusă. Ele apar tectonic

¹⁵ R. Botez, Gh. Mitreanu. Cercetări geologice în regiunea Reteag-Breaza—Beclan. 1970. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹⁶ R. Botez, V. Fesciu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Agrieș—Spermezeu—Suplai. 1972. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹⁷ R. Botez, I. Moroșanu. Cercetări geologice în regiunea Groși—Tibleș. 1973. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹⁸ I. Donos, M. Georgescu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Săcel—Telcișor. 1973. Arh. I.P.G.G.H. București.

¹⁹ I. Donos, M. Georgescu. Raport final privind cercetările geologice din regiunea Dragomirești—pasul Prislop. 1974. Arh. I.P.G.G.H. București.

²⁰ Gh. Mitreanu, N. Năstase, C. Duțu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunile pîriul Bloaja—pîriul Botiza. 1974. Arh. I.P.G.G.H. București.

²¹ M. Paucă et al. Raport asupra prospectiunilor geologice pentru cărbuni, în regiunea Baia Mare. 1961. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



sub forma unor lentile prinse sub depozitele senoniene în facies de fliș, la contactul acestora cu Eocenul sau Oligocenul. Cele mai multe dintre „klippe”, au grosimi sub 20-30 m și o alcătuire litologică simplă, calcarile microdetritice și pelitomorfe fiind singurele elemente petrografice constante și caracteristice. Ele apar în dealul Strîmbului, dealul Bisericii de la Poiana Botizei, valea Fagului, punctul Piatra Bulbucului, etc. În bazinul văii Vărăstina (în partea de nord a Poienii Botizei), aceste depozite prezintă o succesiune mai completă, alături de calcare de diferite tipuri (microdetritice, argiloase, bariolate sau pelitomorfe) aflorind și gresii, radiolarite, argilite. Inițial aceste depozite au fost considerate ca o „serie pienină esențialmente caracteristică Malmului în facies batial sau abisal” (Anton, 1943), iar ulterior datorită sevențelor pelitomorfe de la partea superioară, echivalente cu „unul din faciesurile sudice (Pieniny sau Branisco) ale centurii pienine din Polonia și Cehoslovacia” (Bombiță, 1972).

Identificarea nivelului de radiolarite, gresii și argilite la partea inferioară a seriei pienine²², duce la ideea că aceste sedimente s-au depus la limita superioară a zonei batiale, spre zona neritică, fenomen caracteristic și altor regiuni „din compartimentul nordic și de mijloc al unității centrale din Carpații Orientali” (Băncilă, 1958). Macrofosilele, în general rare, acolo unde există formează cuiburi, cum este cazul calcarelor bariolate roșii-vișinii cu specii de *Aptychus*, caracteristice intervalului Kimmeridgian-Beriassian inferior.

Din calcarile pelitomorfe situate la partea superioară, s-a determinat²³ o asociație cu *Calpionella alpina* Lorenz, în erupție, *Calpionella eliptica* Cadisch radiolari de tip *Cenosphaera*, *Dicthyomitra*, etc., comparabilă cu cea a Tithonicului cu *Calpionella alpina* din Carpații Orientali masivul Bucegi (Patrulius, 1969), Carpații Meridionali (Stilă, Dragastan, Dumitriu, 1968) și platforma moesică (Costea, Cosma, 1964, 1969). Pentru partea inferioară asociațiile microfloristice²⁴ bogate în exemplare de *Matonisporites cf. equixinus* Cooper, *Gleicheniidites* Greg, *Calamospora mezzoica* Cooper, *Osmundacidites welamnii* Cooper, *Alisporites* sp., *Caytonipollenites* sp., etc., indică pentru acest interval al suitei vîrstă Calovian superior Oxfordian.

2. Ciclul Cretacic mediu-Paleogen

a) Cenomanianul

Peste stratele cu *Aptychus* în versantul vestic al văii Vărăstina (într-un afloriment creat prin construirea unui drum), sau peste calcarile cu *Calpionella alpina* și *Calpionella eliptica*, în firul aceleiași văi, urmează un pachet gros de 10-15 m format din marno-argile verzuie, silicificate, cu spărtură neregulată sau concoidală, considerate

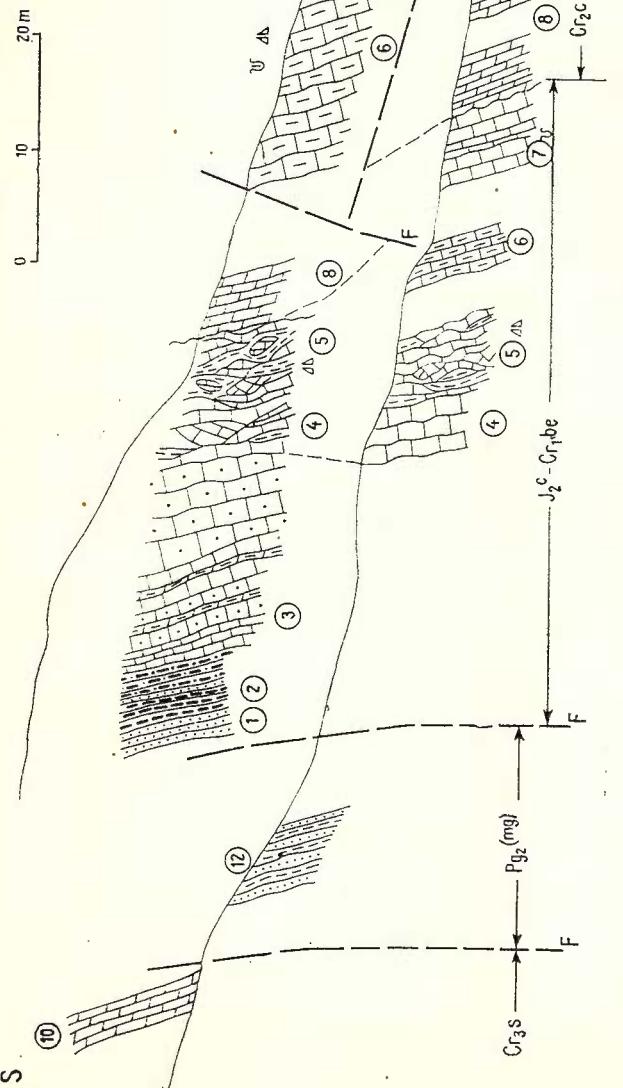
²² Op. cit. pct. 20.

²³ Toate analizele microfaunistice au fost executate de I. Costea de la I.C.P.T.G.

²⁴ Toate analizele microfaunistice au fost executate de N. Balteș de la I.C.P.T.G.

N

0 10 20 m



Schită geologică pe valea Vărăștiina.

1, gresii gălbui-ruginii cu aspect ruiniform ; 2, niveli centimetrici de radiolarite cu intercalatii de argile marnoase slab stratificate și interstrate de gresii feldspatici, cu granulație medie ; 3, calcare detritice în bancuri decimetrice, en intercalatii de argile de culoare ruginic mată, slab stratificate ; 4, calcare stratificate în niveli decimetrice și metriice cu aspect zaharoid și cu material eruptiv de natură bazică, tectonizate ; 5, sisturi calcaroase roșii-vișinii cu pete de reducere verzu, cu zone argiloase, en intercalatii și blocuri de calcar detritic alburii-cenușii și noduli de calcar cefenii ; 6, calcare argiloase roșii în niveli decimetrice și decimetrice en intercalatii de calcar verzu argiloase ; 7, calcare albe, rareori bejdescitice, cu spărtură nerugosă și concoidală ; 8, marne calcaroase verzu, stratificate în nivele decimetrice ; 9, marne calcaroase verzu, stratificate în nivele decimetrice și cenușii-verzu, etc. ; 10, marne rosii-cărămizi de Puchow ; 11, marnocalcare roși, slab stratificate, în elemente slab rulate de jaspuri, calcare cefenii și cenușii-verzu, etc. ; 12, alternanță transversală pe fețele de stratificare și diaciază transversală, cu cherturi radiolarene rulate și diaciază decimetrică și cenușie verzu, etc. ; 13, marnoargile verzu, micaferă, cu hieroglifă și marnoargile verzu, etc. ; 14, Tintinnidae ; 15, Belemnites.

Schema geologică de la valea de Vărăștiina.

1, grès jaunâtre-coleur de rouille à aspect ruiniforme ; 2, niveaux centimétriques de radiolarites à intercalation d'argiles marnoases faiblement stratifiées et des intercouches de grès feldspathiques, à granulation moyenne ; 3, calcaires détritiques en bancs décimétriques, à intercalation d'argiles de couleur de rouille mate, faiblement stratifiés ; 4, calcaires stratifiés en niveaux décimétriques et métriques à aspect saccharoïde et à matériau éruptif de nature basique, tectonisés ; 5, schistes calcaires rouge-griotte à taches verdâtres, à zones argileuses, à intercalations et blocs de calcaires détritiques blanchâtre-grisâtre et nodules de calcaires bruns ; 6, calcaires argileux rouges en niveaux centimétriques à intercalations de calcaires verdâtres argileux ; 7, calcaires blancs, rarement beige-clair, pélitomorphes, à texture massive, structure compacte et à diacaises fines, stratifiées en niveaux décimétriques ; 8, marnes calcaires verdâtres, en niveaux décimétriques, à cassure irrégulière et conoidale ; 9, breche fortement diagénésée à éléments faiblement roués de jaspes, calcaires bruns et grisâtre-verdâtre, etc. ; 10, marnes rouge-brise de Puchow ; 11, marno-calcaires rouges, faiblement stratifiés, en niveau décimétriques et centimétriques, à cherts de radiolaires roués et diaclasés d'une façon transversale sur les faces de stratification ; 12, l'alternance de grès verdâtres, micaferes, à hyeroglyphe et marnoargiles verdâtres, sablonneuses ; 13, *Aplichus* ; 14, *Tintinnidae* ; 15, *Belemnites*.



de Dumitrescu (1957) și Bombokiță (1972) ca aparținând Jurasicului superior—Beriasianului inferior. Cercetările efectuate de noi²⁵ au arătat că aceste depozite sunt de vîrstă cenomaniană. Această vîrstă este susținută de o asociație microfaunistică care conține speciile: *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella* sp., (diverse specii), *Ticinella* sp., *Heterohelix* sp., prisme de inocerami.

Pentru aceeași vîrstă pledează și conținutul microfloristic al depozitelor descrise, în care au fost determinate speciile: *Eucomiidites* aff. *trüdsonii* (Erdt), *Alisporites* cf. *grandis* (Dettmann), *Cyathydites* cf. *minor* (Bölech), *Cycatricosisporites* cf. *dorogensis* (Pott, Gel), *Inaperturopollenites* sp. (vezi figura).

b) Senonianul

Depozitele senoniene se dezvoltă în faciesul stratelor de Puchow. Ele apar în poziții tectonice, legate de falii cu caracter de solz sau ca petice rabotate în fruntea unităților șariate. În suprafața cercetată, aceste depozite au fost urmărite de la vest spre est în pîriul Leorda, pîriul Bloaja Băiuțului, bazinul Botizului, pîriul Botiza și pîriul Poienilor (afuent stîng al pîriului Ieud). În toate aceste puncte de apariție, depozitele senoniene sunt legate de pinza Botizei. Spre est, de-a lungul unor linii de solz ai autohtonului, menționăm aparițiile de depozite senoniene din valea Sălăuța (la obîrsie, la dealul Ștefăniței, la Romuli, și în valea Săbiei). Toate aceste iviri au fost semnalate în diverse etape de cercetătorii anteriori. Cele mai complete deschideri sunt cele din pîriul Botizului (la „Piatra Roșie”), pîriul Botizei și Romuli. În privința apariției de Senonian de la obîrsia văii Sălăuța și din zona localității dealul Ștefăniței, legate de stratele de valea Carelor, ni se pare foarte posibilă ipoteza lui Grigore Popescu (după Motas, 1955), potrivit căreia aceste depozite ar reprezenta pachete mari de strate, alunecate pe pantele submarine și prinse în zona de sedimentare a stratelor de valea Carelor, sub forma unor olistolite. Litologic, în constituția depozitelor senoniene intră marne roșii, tari, în plăci, nisipoase, micacee, slab stratificate, aşchioase sau prismatice, cu pecte cenușii-verzui sau roșii, de regulă lenticulare. În versantul stîng al pîriului Botiza, amonte de confluența cu pîriul Plăiuțul, sub marnele roșii se dispun circa 6 m de argile verzi, în plăci neregulate, micacee cu intercalații de argile roșii și plăcuțe centimetrice de gresii. În aparițiile de Senonian din autohton, remarcăm frecvența intercalațiilor de marne și marnocalcare verzi, ce dău depozitelor respective un aspect bariolat.

La Romuli apar extrem de rare intercalații lenticulare de microconglomerate cuarțioase și gresii verzui, micacee, în plăci. Menționăm prezența unui nivel de brecie pe pîriul Botizului, amonte de cariera la „Piatra Roșie”, semnalat de Bombokiță (1972) care se dispune în baza marmelor roșii din solzul respectiv. Brecia este constituită din elemente de calcar albe, marnocalcare cafenii, jaspuri și calcară marnoase, roșii-vișinii,

²⁵ Op. cit. pct. 20.

puternic diagenizate, prinse într-o matrice argilo-calcaroasă, roșie-verzuie, bine consolidată.

Considerații stratigrafice

Vîrsta senoniană a marnelor roșii din bazinul Maramureșului a fost susținută de toți cercetătorii care s-au ocupat de aceste depozite, începînd cu Krătner (1933), pe baza unor asociații microfaunistice în care se întîlnesc specii de globotruncane. Într-adevăr, vîrsta acestor depozite, Campanian-Maestrichtian, este atestată de bogate asociații microfaunistice, în care speciile de globotruncane sunt în erupție. Cele mai bogate asociații, au rezultat din analiza marnelor roșii din pîriul Botizului, pîriul Botiza și mai ales Romuli. Aici, pe un fond de foraminifere aglutinante (cca 40 specii) s-au evidențiat următoarele specii de globotruncane: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brötzen, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. linnaeana* d'Orb., *G. arca* (Cushman), *G. elevata stuartiformis* Dahlbæz, *G. marginata* (Reuss), *G. stuarti* (Lapp).

Lor li se adaugă speciile *G. mayaroensis* Bölli și *G. lapparenti tricarinata*, evidențiate în marnele roșii de pe pîriul Botizului.

În afara depozitelor senoniene dezvoltate în faciesul stratelor de Puchow, deja discutate, am separat (Antonescu, Popescu, 1974) în pîriul Fundăului (în fruntea unității de Lăpuș) un pachet de cca 60 m constituit din marno-argile cenușii-gălbui, cenușii și cenușii-închise, în cea mai mare parte metamorfozate și gresii cenușii, calcaroase, micacee dure, în plăci pe care le-am atribuit Campanian-Maestrichtianului, pe baza unei asociații microfaunistice, în care alături de foraminifere aglutinante am întîlnit specii de *Globotruncana coronata* Bölli, *G. marginata* Reuss, precum și prisme de inocerami.

c) Paleocenul

Prezența depozitelor de vîrstă paleocenă în bazinul Maramureșului a fost semnalată de unii dintre cercetătorii anteriori fără a fi separate cartografic. Astfel, la Romuli, Bulgaru et al. (1965)²⁶ pe baza unor specii de globigerine și a formei *Rzeħakina* sp., admite prezența Paleocenului la partea superioară a depozitelor anterior atribuite Senonianului superior; Iliescu et al. (1972)²⁷ semnalează depozite paleocene în mai multe puncte ale bazinului Maramureș, susținute de speciile *Rzeħakina fissistomata* și *Globorotalia aequa*, iar Bombokiță (1972) descrie în pîriul Botizului depozite atribuite Paleocenului pe baza unor specii de globorotaliide (*elongata*, *membranacea*, etc.).

²⁶ Op. cit. pct. 5.

²⁷ Op. cit. pct. 9.

Cercetările noastre (Antonescu et al., 1973²⁸, Mitrlea et al., 1974²⁹) au permis separarea cartografică a Paleocenului în următoarele puncte: în pîrîul Botizului, în doi dintre solzii din unitatea Botizei; la Romuli, la partea superioară a marnelor roșii.

În pîrîul Botizului, depozitele paleocene sunt constituite dintr-o alternanță de argile marnoase, roșii și marno-argile vișinii-violacee, fin nisipoase, friabile, slab stratificate, cu foarte rare intercalații de gresii cu cruste de alterație limonitică.

La gara Romuli, am atribuit Paleocenului un pachet de cca 70 m, dispus peste marnele roșii, constituit din marne cenușii, în plăci sau șistoase, slab nisipoase, micacee, cu intercalații de gresii cenușii, calcaroase, în plăci de 2-10 cm și lentile de marnocalcare verzui, grezo-calcare cenușii și micro-conglomerate.

În afara acestor puncte, unde a fost separat cartografic, Paleocenul a mai fost semnalat în lucrările noastre, la obîrșia pîrîului Botizei, pîrîul Detunatul, la partea superioară a marnelor roșii din pîrîul Botiza și obîrșia pîrîului Sălăuța.

Mentionăm faptul că cea mai mare parte a depozitelor argilo-marnoase roșii, de pe pîrîul Detunatul și cele de pe valea Minerilor, atribuite de Iliescu et al. (1972)³⁰ Paleocenului, s-au dovedit de vîrstă eocen medie-superioară, vîrstă susținută de o asociație microfaunistică cu *Cyclammina amplectens* în erupție.

Considerații stratigrafice

Depozitele atribuite Paleocenului conțin bogate asociații microfaunistice, în care speciile de globorotalide și globigerinide dovedesc cu certitudine această vîrstă. Astfel, în argilele roșii din pîrîul Vărăștina (afluent stîng al pîrîului Botizul) s-a determinat o asociație microfaunistică în care alături de foraminifere arenacee, s-au evidențiat speciile *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg) în erupție, *G. conitruncata* Subb, *G. cf. pschadæ* (Kellner). În argilele roșii din pîrîul Detunatul, asociația mai bogată, cuprinde între altele, speciile *Globigerina triloculinoides* Plumm, *G. linaperta* Finlay, *G. pseudobulloides* Plumm, *G. trivialis* Subbotina, *Globorotalia conitruncata* Subbotina, *G. membranacea* Ehrenberg.

La Romuli, zona de trecere de la Cretacicul superior la Paleocen este cuprinsă în partea superioară a marnelor roșii și marcată printr-o asociație microfaunistică în care globotruncanile în regres, coexistă cu globorotalii și globigerinide. Asociația zonei de trecere cuprinde, pe un fond de arenacee, următoarele specii de foraminifere planctonice: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. mayaroensis* (Bölli), *G. citae* Bölli, *G. margi-*

²⁸ F. I. Antonescu, V. Luștu, P. Cucu, Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Coșbuc-Dragomirești. Comunicare în sesiunea științifică jubiliară a Institutului de Mine Petroșani. 1973. Petroșani.

²⁹ Op. cit. pct. 20.

³⁰ Op. cit. pct. 9.



nata Reuss, *G. conica* (White), *Globorotalia pschadae* Keller, *G. membranacea* Ehrenberg, *Globigerina triloculinoides* Plummer.

Marnele cenușii atribuite Paleocenului, conțin la Romuli, alături de cca 20 specii de foraminifere aglutinante, următoarele forme planctonice: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer, *G. pseudotriloba*, *G. daubjergensis* Brönnimann, *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg) *G. crassata* Cushman, Renz. Dintre aglutinante, în această asociatie, menționăm speciile *Hormosina ovulum* Grzyb, *Nodellum velascoense* (Cushman) și *Dendrophrya excelsa* Grzyb.

În sfîrșit, în toate punctele în care depozitele paleocene au fost semnalate, fără a putea fi separate de Cretacicul superior, prezența lor este atestată de o serie de specii de globorotaliide și globigerinide (*Globorotalia membranacea*, *G. micheliniana*, *Globigerina triloculinoides*, *G. pseudobulloides*, etc.).

d) Eocenul

Depozitele eocene dezvoltate în facies tipic de fliș, ocupă o bună parte din aria celor două unități șariate (Botiza și Lăpuș), pe care le caracterizează, apărind pe suprafete restrânse și în unele din zonele ridicate structural din domeniul autohtonului. Ele prezintă evidente asemănări lito-faciale cu depozitele de aceeași vîrstă din flișul carpatic, fiind constituite dintr-un fliș pestriț, cu ritmicitate fină, cu serii alternante de marno-argile verzui și roșietice și ritmuri de gresii micacee, cenușii sau verzui, cu hieroglife, ce se repetă mai mult sau mai puțin ritmic. Depozitele eocene din cele două unități șariate prezintă vizibile diferențe faciale. De altfel variațiile de facies și ca urmare și de grosime a diverselor orizonturi litologice separate, sunt evidente chiar în cadrul aceleiași unități. În pînza Lăpușului, Eocenul îmbracă un facies argilos-grezos, cu un important episod conglomeratic în bază. În cadrul acestor depozite am separat trei orizonturi litologice, după cum urmează: orizontul grezos-conglomeratic; orizontul argilos-grezos; orizontul grezos.

Orizontul grezos-conglomeratic. Apare deschis în zonele ridicate structural, în axul unor cîte anticlinale normale sau faliante, ori scos la zi pe planul unor falii de compartiment, în zonele: vîrful Măgurița-pîrîul Baicului-pîrîul Călimanul; în pîrîul Aldiorul și în pîrîul Ieud, între pîrîul Cîrligătura și pîrîul Ursoaia.

L i t o l o g i e : conglomerate cenușii, mediu-grosiere, masive dure, bine consolidate, cu frecvențe intercalării de gresii cenușii, cuarțoase, grosiere, masive, dure și microconglomerate cuarțoase. Cu totul subordonat, apar argile cenușii și cenușii-verzui, în strate sub 10 cm. Elementele conglomeratelor sunt constituite predominant din cuarț alb și negru, micasisturi și cloritoșisturi și mai rare elemente de calcare cenușii de tip tithonic. Cimentul este argilos. Grosimea depozitelor descrise variază între 200-300 m.

Orizontul grezos-conglomeratic bine dezvoltat în sectorul vîrful Măgurița-pîriul Baicului, este înlocuit la vest de creasta Cîrligătura cu o serie argiloasă vineție-verzui, friabilă, micacee, asociată la partea superioară cu argile roșii și intercalări lenticulare sau continui de gresii cenușii cu granulație medie și rare hieroglife.

Aceste depozite corespund orizontului argilos separat pe harta noastră în pînza de Lăpuș, la vest de vîrful Cîrligătura.

Orizontul argilos-grezos. Este orizontul cu cea mai largă răspîndire în cadrul Eocenului unității de Lăpuș. A fost urmărit din bazinul superior al văii Botiza spre est prin pîriul Ieudului-pîriul Baicului, pînă în pîriul Bileasa spre nord-est. Depozitele orizontului argilos-grezos sunt dezvoltate și în solzul cel mai intern al autohtonului, la obîrșia pîriului Fiad (pîriul Poienii) și în pîriul Bileasa, unde se îndințează spre est cu stratele de valea Carelor.

Litologie: argile cenușii-verzui și verzui, moi, nisipoase, micacee, șistoase sau în plăci, argile cenușii, tari, compactizate, șisturi fin grezoase, gresii și grezo-calcare cenușii-vineții și verzui, fine, calcaroase, dure, micacee, curbicorticale, în plăci și strate decimetrice. Gresiile au un pronunțat grad de diageneză, prezintind depunerile de calcit și fisuri, sau sub formă de plaje pe fețe. În pîraiele Cîrligăturii (bazinul Ieudului) și Idișorul (bazinul Baicului) apar frecvente nivele cu intercalări de argile roșii, nisipoase, micacee, solzoase, dispuse în plăci cu fețe plane, sau neregulate, în strate centimetrice și decimetrice.

Orizontul argilos-grezos prezintă grosimi variabile, de la 200-250 m în pîriul Roaia Mare, la 500-700 m, în zona pîriului Ieud-pîriul Bileasa.

Orizontul grezos. În sectorul cuprins între pîriul Baicului și pîriul Bileasa (bazinul Izei) ca și în vîrful Pietrei (versantul drept al pîriului Baicului), suita depozitelor eocene se încheie cu o succesiune de depozite grezoase cu dezvoltare lenticulară cunoscută³¹ în zona la care ne referim sub numele de gresia de Paltin.

Litologie: gresii cenușii și cenușii-verzui, calcaroase, micacee, dure, în strate pînă la 0,8 m, rar depășind 1 m, cu diaclaze umplute cu calcit, cu rare intercalări de argile verzi în strate centimetrice. Subordonat, se întâlnesc microconglomerate cenușii, cuarțoase cu incluziuni de argile verzi. Depozitele orizontului grezos prezintă evidente schimbări laterale de facies, vizibile în pîriul Idișor și la vest de pîriul Baicului (spre Valea Ursului), unde trec lateral în argile verzi cu intercalări de gresii. Observațiile de teren și cum se va arăta, argumentele microfaunistice, ne-au determinat să interpretăm depozitele acestui orizont ca un facies lateral al depozitelor argilo-grezoase.

Depozitele eocene din pînza Botizei îmbracă un facies marnos-argilos-grezos, cenușiu, cu un episod argilos, roșu-verde, în partea inferioară. Ele au fost urmărite din cursul superior al pîriului Strîmbu Băiut,

³¹ Op. cit. pct. 9.

(unde sunt în cea mai mare parte acoperite de depozitele mio-pliocene sau străpunse de erupțiunile neo-vulcanice, spre est), prin pîraiele Văratec-Botiza-Ieud-Slatina, pînă în creasta despărțitoare dintre acest din urmă pîrîu și valea Baicului. Zona cu cea mai largă dezvoltare a Eocenului din pînza Botizei este cuprinsă între pîrîul Văratecului și pîrîul Ieud. În cadrul lui am separat trei orizonturi litologice și anume : orizontul argilos ; orizontul marnos-argilos-grezos ; orizontul grezos.

Orizontul argilos. Apare deschis la zi tectonic, în baza unor solzi, orientați aproximativ vest-est, în pîrîul Bloaja Botizului, în versanții drepti ai pîraielor Botizul și Roata și în pîrîul Botiza.

Pe pîrîul Cocol și Podul (afluenți dreapta ai Botizului), orizontul argilos are dezvoltarea cea mai completă, fiind alcătuit dintr-o succesiune monotonă de argile verzui, fin nisipoase, micacee, în plăci neregulate, uneori compactizate cu intercalații de argile roșii, nisipoase, în plăci și gresii cenușii-verzui, micacee, în strate centimetrice. La intervale neregulate se dispun strate decimetrice de gresii verzui, cu textură masivă, cu hieroglife și diaclaze de calcit. Cu aspectul descris, orizontul argilos, prezintă mari asemănări cu orizontul bazal al gresiei de Tarcău din unitatea medio-marginală a flișului Carpaților Orientali. Grosimea lui nu depășește 100 m.

Orizontul marnos-argilos-grezos. Depozitele acestui orizont reprezintă cca 90% din totalitatea depozitelor eocene ale unității nordice. Profilele cele mai complet deschise la nivelul acestui orizont sunt pîrîul Tocila pe tot parcursul său, pîrîul Botizului, amonte de confluența cu Vărăstina și pîrîul Ieud între cantonul silvic și dealul Fus.

În pîrîul Ieud, partea medie și inferioară a acestui orizont este constituită din argile verzui, nisipoase, micacee, în plăci neregulate sau șistoase, cu intercalații de gresii cenușii și grezo-calcare vineții cu hieroglife, cu diaclaze umplute cu calcit, sau cu depunerile de calcit sub formă de plaje. În partea inferioară se dispun 3-4 nivele de argile roșii nisipoase, micacee, tari, prost stratificate cu foarte rare gresii în plăci. Partea superioară a orizontului este constituită predominant din marne cenușii, slab nisipoase, micacee, fine, în plăci sau șistoase, cu frecvențe intercalații de gresii și grezo-calcare vineții, în plăci, frecvent diagenizate. Grosimea depozitelor descrise variază între 500-750 m.

Orizontul grezos. Depozitele orizontului grezos se dispun la partea superioară a pachetelor de marno-argile cu gresii, ocupînd zonele ridicate morfologic, unde stau de regulă în axul unor sinclinală normale ori faliante sau formează flancul căzut al unor cute solzi.

Ele au fost urmărite pe mai multe aliniamente după cum urmează : din valea Leorda spre nord-est în afluenții nordici ai pîrîului Văratec ; un mic petic pe creasta dintre valea Văratecului și valea Botizului ; între virful Secul și virful Arșița, unde depozitele orizontului grezos au cea mai mare dezvoltare ; în versantul drept al văii Roata, în flancul căzut al unei

cute solz și cea mai estică apariție în axul unui sinclinal răsturnat în zona vîrful Malului (la est de pîrîul Botiza).

L i t o l o g i e : gresii cenușii, calcaroase, micacee, dure, cu granulație fin-medie, în strate pînă la 0,8 m și bancuri peste 1 m, cu foarte rare intercalații de marno-argile cenușii și cenușii-verzui, micacee, nisipoase, în strate de 2-20 cm. În zona pîrîului Izvorul Alb și spre obîrșia văii Tocila, pe lîngă intercalațiile de argilite cenușii, apar blocuri de gresii resedimentate cu stratificație haotică și nivele lenticulare de conglomerate medii-grosiere cu elemente de cuarț alb. La nivelul văii Vărătec gresiile se efilează aproape total, încît în galeriile minei Vărătec seria grezoasă nu se mai poate urmări, ea fiind înlocuită prin șisturi argiloase cu extrem de rare nivele grezoase. La est de meridianul vîrfului Secul, intercalațiile de conglomerate dispar.

Grosimea orizontului grezos variază de la 50 m în vîrful Malului la cca 250 m în vîrful Secul.

Începînd din versantul stîng al pîrîului Bileasa unde se îndințează cu argilele verzi în faciesul stratelor de Petrova, spre est și sud-est, se dezvoltă un complex de depozite în facies de fliș, cu un caracter în general șistos, de culoare neagră, intens tectonizat, cunoscut în literatura geologică sub denumirea de „strate de Valea Carelor” (P a t r u l i u s, 1954). Acest complex a fost urmărit din versantul stîng al pîrîului Bileasa spre sud în zona de obîrșie a văii Sălăuța, pînă la meridianul localității Dealul Ștefăniței.

L i t o l o g i e : șisturi argilo-marnoase cenușii, șisturi argiloase cenușii-închise sau negre, marne cenușii-închise, șistoase și în plăci subcentimetrice și gresii cenușii, calcaroase, micacee, fine, dure, la plăci sau strate decimetrice, puternic fisurate. Întregul complex de depozite este intens tectonizat, atât pelitele cît și gresiile prezentind numeroase oglinzi de fricțiune. Fenomenele de diageneză, reprezentate prin depuneri secundare de calcită pe fisuri ce traversează în toate direcțiile pachetele de roci, sau sub formă de plaje pe suprafața lor, dau un aspect caracteristic acestor depozite. În zona vestică de apariție a stratelor de Valea Carelor (versantul stîng al pîrîului Bileasa în zona de obîrșie) între pachetele de marno-argile cenușii-închise, se găsesc sporadice intercalații de argile verzi și roșii, specifice faciesului de Petrova din unitatea de Lăpuș. În această zonă, spre est către vîrful Ștefănița, la partea superioară a stratelor de Valea Carelor se dispune o stivă de cca 200 m, constituite din gresii cenușii, calcaroase, micacee, dure, cu intense diagenezări și cu intercalații de marno-argile negricioase, echivalent probabil al gresiei de Birțu (P a t r u l i u s et al., 1955). Destrămarea pe direcție a acestui orizont grezos este vizibilă la obîrșia pîrîului Bileasa (sub vîrful Ștefănița), unde el trece lateral la marno-argile negre, specifice stratelor de Valea Carelor. De fapt, dezvoltarea inegală și destrămarea pe direcție a gresiei de Birțu a fost remarcată încă din anii 1955 de P a t r u l i u s et al., care arată că această gresie lipsește complet în estul bazinului Ruscovei, în timp ce în bazinul Borșei „constituie o stivă unitară de cîteva sute de metri”.

Considerații stratigrafice

În ce privește extinderea depozitelor descrise în scara chronostratigraphică a Eocenului, încă din 1955 Patrulius et al. arată că „raporturile observate la Poiana Botizei sugerează ideea că în partea centrală a bazinului Maramureș există continuitate de sedimentare de la Senonian la Eocen”, recunoscindu-se astfel indirect prezența Eocenului inferior. Pe harta geologică 1 : 200 000 a Institutului Geologic (1968) pentru depozitele în faciesul stratelor de Petrova se admite o vîrstă paleocen-eocenă (cu Eocenul dezvoltat complet) în timp ce în unitatea de Lăpuș se consideră că Eocenul inferior lipsește. Menționăm faptul că între primii cercetători care recunosc prezența Eocenului inferior în Maramureș, pe baza microfaunei, este Ionesci (1959). În sinteza lucrărilor geologice din Maramureș, Iliescu et al. (1972)³² consideră că „faciesul de larg” = strate de Petrova (în fapt Eocenul în facies de fliș de care discutăm) este de vîrstă paleocen-eocenă, fără a separa cartografic Paleocenul de Eocen. Autorii nu recunosc cele două unități șariate. În teza de doctorat publicată în 1972, Bomboki separă în unitatea de Botiza depozite dano-paleocene și eocene („ortofliș de Tocila-Secu”), în facies de fliș. În cadrul Eocenului autorul separă cartografic pe baza asociațiilor de nummuliți și a microforaminiferelor, un orizont bazal grezo-pelitic sau pelito-grezos de vîrstă eocen-inferioară, un orizont mediu, grosier de vîrstă eocen-medie, și un orizont superior — marne cu globigerine și nummuliți din grupa lui *N. fabianii*, de vîrstă Eocen superior. „Flișul de Tocila-Secu este sinonim cu stratele de Petrova”. În unitatea de Lăpuș autorul consideră că Eocenul se dezvoltă în facies marginal, pe care-l atribuie, pe baza nummulițiilor din grupa lui *N. perforatus* și *N. fabiani*, Eocenului mediu și superior. În stiva de depozite pe care Bomboki (1972) o atribuie Eocenului inferior în unitatea de Botiza („orizontul bazal”) cercetările noastre^{33,34} au permis separarea pe baza analizei lito-faciale și a conținutului microfaunistic și microfloristic, a unor orizonturi litologice pe care le-am atribuit cum se va arăta, Eocenului inferior-mediu, mediu-superior și Oligocenului mediu-inferior. Cea mai mare parte a acestor depozite sunt atribuite pe harta noastră Eocenului mediu-superior. Numeroase analize microfaunistice executate pe probe recoltate din orizonturile litologice ale Eocenului în facies de fliș, pe profile continui sau prin probe izolate au permis stabilirea a cinci asociații microfaunistice. Probele recoltate din orizontul argilos (pînza Botizei) respectiv argilos și grezos-conglomeratic din pînza Lăpușului au evidențiat o asociație microfaunistică ce cuprinde speciile *Bathysiphon eocenicus* Cussh. și Hann, *Reophax aff. trinitatensis* Cussh. și Renz, *Glomospira gordialis* Parker și Jones, *G. charoides* Parker și Jones (glomospirele au frecvență mare), *Dorothia buletta* (Carsley), *Trochamminooides irregularis* Grzyb, *T. proteus* Carrer, *T. draco* Grzyb, etc. Asociația se plasează în Eocenul

³² Op. cit. pct. 9.

³³ Op. cit. pct. 20.

³⁴ Op. cit. pct. 28.

inferior în flișul Carpaților Orientali zona cu *Glomospira* și *Trochaminooides* fiind citată de Costea et al. (1969) în stratele de Șotrile din unitățile vest și est internă, în baza orizontului gresiei de Tarcău, în stratele de Straja și orizontul grezos din unitatea medio-marginală și în stratele de Cașin și stratele Cașinoide din unitatea externă. Aceeași asociatie este întlnită de Dicea (1974), în baza orizontului gresiei de Tarcău, în stratele de Straja, în orizontul argilelor contorsionate cu galeți și în orizontul grezocalcaros-argilitic din flișul extern al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița. O asociatie similară descrie Beda et al. (1963) în Eocenul inferior din flișul Carpaților externi polonezi în unitatea de Skole, unitatea Sileziană (partea occidentală și orientală), zona Premăgura (zona Dukla, ferestre tectonice) și unitatea de Măgura (partea orientală).

Cea de a doua asociatie, mai săracă, determinată din pelitele orizontului grezos-conglomeratic, perfect coreabilă cu cea rezultată din partea mediană a gresiei de Tarcău, conține specii: *Trochaminooides draco* Grzyb, *T. proteus* Carrer, *T. elegans* Reehak, *Astrorhiza granulosa* Brady, *Lituotuba lituiformis* Brady, *Bathysiphon filiformis* M. Sars. Asociatia se plasează, după Costea, în partea inferioară a Eocenului mediu. Cele două asociatii discutate permit încadrarea orizontului grezos conglomeratic în Eocenul inferior-mediu. Întrucât orizontul argilos din unitatea de Botiza este incomplet dezvoltat (el apare la zi în poziții tectonice) admitem că partea lui superioară să cuprindă și baza Eocenului mediu. În această idee considerăm orizontul argilos (Botiza) un echivalent al orizontului grezos-conglomeratic (Lăpuș), ambele de vîrstă Eocen inferior-mediu. Menționăm faptul că din orizontul argilos de pe valea Bloaja Băiuțului și malul drept al pîriului Botizului (între pîraiele Cocol și Podul), Bomiță (1972) determină o bogată asociatie de nummuliți care cuprinde elemente caracteristice Eocenului inferior. Dintre speciile determinate cităm: *Nummulites partschi* de la Hărpe, *N. subdistans* de la Hărpe, *N. praecursor* de la Hărpe, *N. planulatus* Lk., *N. burdigaliensis* de la Hărpe, etc. Următoarele trei asociatii microfaunistice au rezultat în cea mai mare parte din analiza probelor recolțate din orizonturile argilos-grezos (unitatea de Lăpuș) și marnos-argilos-grezos (unitatea de Botiza), precum și din unele intercalări argiloase ale orizontului grezos din cele două unități (pîriul Baicului, pîriul Idișorul-Lăpuș și pîriul Arșița-Botiza). Prima asociatie constituță exclusiv din foraminifere arenacee cu *Cyclammina amplectens* în erupție, cuprinde speciile: *Cyclammina amplectens* Grzyb, *Trochammina quadriloba* Geroch, *Haplophragmoides emaciatus* Brady, *H. subglobosus* O. Sars, *Reophax aff. trinitatis* Cussh. și Renz, *Saccammina placenta* Grzyb, *Hormosina placenta* (Grzyb), *Dorothia principiensis* Cussh. și Bermudez. Asociatia corespunde zonei cu *Cyclammina amplectens*, respectiv segmentului situat la partea superioară a Eocenului mediu și în baza Eocenului superior fiind citată de Agheorghe et al. (1967) în partea superioară a gresiei de Tarcău și în baza stratelor de Plop și Bisericană din unitatea medio-marginală, precum și în baza stratelor de Bisericană din unitatea externă. Zona cu *Cyclammina amplectens* este

citată de Dicea (1974) în orizontul argilelor roșii și verzi din Eocenul mediu al flișului extern (regiunea Voroneț-Suha Mică-Plotonița) și Beda et al. (1963) în flișul Carpaților externi polonezi din unitățile: Subsileziană (partea orientală și occidentală), Sileziană (partea occidentală și orientală), zona Premăgura (zona Dukla, ferestre tectonice) și Măgura (partea orientală), în partea superioară a Eocenului mediu. Cea de a doua asociatie se detașează prin conținutul său abundant în foraminifere aglutinante de talie mare aparținând genurilor *Haplophragmoides*, *Saccammina* și *Reophax* și prin lipsa speciei *Cyclammina amplectens*. Asociația cuprinde speciile: *Haplophragmoides eggeri* Cus h., *H. coalingensis* Cus h. și *H. anna*, *H. subglobosus* O. Saras, *Rhabdammina* cf. *R. abyssorum* M. Saras, *Trochamminoides diagonis* (Karrer), *Reophax* aff. *trinitatis* Cus h și Renz, *Saccammina placenta* (Graz). Asociația se plasează într-un segment superior zonei cu *Cyclammina amplectens*, probabil într-un echivalent stratigrafic al Eocenului superior. Cea de a treia asociatie, se remarcă printr-o importanță erupție de globigerine care apar de multe ori exclusiv în conținutul micropaleontologic al acestui interval stratigrafic, alteori ele inserindu-se pe fondul asociatiei de aglutinante mari. Asociația cuprinde speciile: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Saccammina placenta* (Graz), *Globigerina corpulenta* (Subb.), *Globigerinoides conglobatus* (Braud.) Erupția de globigerinide, respectiv zona cu *Globigerinoides conglobatus* stabilită de Subbotina (1963–1964) în Caucazul de nord, caracterizează ultima parte a Eocenului, segmentul situat imediat sub limita Eocen-Oligocen. Ea este citată de Agheorgheiesei et al. (1967) în partea superioară a stratelor de Podu Secu și Plop din unitatea mediomarginală, respectiv a stratelor de Bisericani din unitatea externă. Aceeași asociatie este citată de Dicea (1974) la partea superioară a stratelor de Podu Secu, Plop, și Bisericani din flișul extern al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița. De asemenea, Beda et al. (1963) citează această asociatie în depozitele eocen-superioare din unitățile: Skole, Subsileziană (partea occidentală și orientală), zona Premăgura (zona Dukla și ferestre tectonice) și unitatea Măgura (partea orientală). Menționăm faptul că depozitele eocene din domeniul autohtonului dezvoltate în faciesul stratelor de Petrova, separate la obîrșia pîriului Fiad și în cursul inferior al văii Bileasa, conțin numai asociatia corespunzătoare zonei cu erupția de globigerine. Ele se plasează deci în Eocenul superior (terminal).

Stratele de Valea Carelor, depozite cu caractere tipice de fliș (Wildflis după Patrulius et al., 1960a, 1960b), ocupă o poziție deosebită, atât ca așezare în spațiu cit și în scara chronostratigrafică, în raport cu depozitele eocene discutate. Complexul de strate deschis sub acest nume (inclusiv gresia de Birțu), a fost raportat la Eocen de toți cercetătorii care au studiat Maramureșul pînă în 1954. La data definirii lor (Patrulius, 1954), stratele de Valea Carelor au fost considerate de vîrstă oligocenă și socotite echivalentul stratigrafic al stratelor de Hoia + Curtuiuș + Mera + Ileanda + Tic, din nord-estul Transilvaniei. Același punct de vedere este menționat de autor un an mai tîrziu (Patrul-

l i u s et al., 1955). În 1960, într-o lucrare de sinteză asupra Maramureșului, Patruliș, Motăș și Bleahu, consideră că „Wildflișul tipic din zona Săcel” (stratele de Valea Carelor), este cuprins în complexul mediu al Paleogenului în facies de Podhale, căruia îi atribuie vîrstă priaboniană. Bulgaru et al. (1965)³⁵ încadrează stratele de Valea Carelor de la obîrșia pîriului Sălăuța în Eocenul superior. Pe harta 1 : 200 000 a Institutului Geologic ((1968) aceste depozite sunt atribuite Lattorfian-Rupelianului, iar Iliescu et al. (1972)³⁶ le atribuie Eocenului superior, cu posibilitatea ca partea lor superioară să treacă în Oligocen. În sfîrșit, Bobîță (1972), consideră că depozitele pelito-psamitice deschise sub „stratele de valea Lăpușului” din pîriul Botizei, reprezintă un echivalent al straterelor de Valea Carelor, cărora le conferă, de asemenea, vîrstă Lattorfian-Rupelian.

Analizele microfaunistice executate pe probe recoltate de noi din bazinul pîriului Bileasa și al Sălăuței, aduc elemente interesante asupra vîrstei acestor depozite. Astfel, cîteva din probele analizate din bazinul văii Bileasa, au evidențiat asociații sărace, cu rare specii de arenacee și globotruncane, corodate, în foarte proastă stare de conservare, evident remaniate. Toate probele recoltate din bazinul văii Bistrița (Dones, 1973)³⁷ conțin aglutinante de talie mare, reprezentanți ai genurilor *Saccammina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*. Asociația cuprinde speciile: *Trochamminoides coronatus* (Bradys), *Trochamminoides proteus* Kar rer, *Saccammina placenta* (Grzyb), *Hormosina globulifera* Bradys, *Reophax aff. trinitatensis* Cus h. și Renz, *R. duplex* Grzyb, *Haplophragmoides tenuissimus* Grzyb, etc. Așa cum am mai arătat această asociație se plasează în fîșul Carpaților Orientali în Eoceneul superior, deasupra zonei cu *Cyclammina amplectens*. Două dintre probele recoltate din stratele de Valea Carelor din bazinul pîriului Bileasa (versantul stîng) au pus în evidență pe un fond de aglutinante, următoarele specii de globigerine: *Globigerina cf. G. bulloides*, *G. eocena* Terquem, *G. apertura* Cuss., *G. corpulenta* Subb. și *Globigerinoides conglobatus* Bradys. Asociația permite, cum s-a mai arătat, plasarea depozitelor care o conțin în Eocenul terminal, zona cu *Globigerinoides conglobatus* Bradys. În sfîrșit, analiza unor probe din versantul stîng al pîriului Bileasa și din pîriul Sălăuța, din stratele de Valea Carelor, au stabilit o asociație mai săracă, care cuprinde speciile: *Hyperammina cf. H. elongata* Bradys, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloba* Reuss, *Isthmya enervis* Ehrenb., resturi scheletice de pești, concrețiuni neregulate de pîrită. Asociația citată permite plasarea depozitelor care o conțin în Oligocen. Față de cele arătate, se poate conchide că stratele de Valea Carelor au o vîrstă Eocen superior-Oligocen inferior, fără a putea preciza la ce nivel se plasează limita Eocen-Oligocen. Orizontul grezos inclus în stratele de Valea Carelor, reprezintă o variație laterală de facies a acestor

³⁵ Op. cit. pct. 5.

³⁶ Op. cit. pct. 9.

³⁷ Op. cit. pct. 19.

strate, fapt demonstrat de situația din teren și remarcat, cum s-a arătat, de P a t r u l i u s et al. încă din 1955.

Corelările pe baza asociațiilor microfaunistice, între depozitele eocene din depresiunea Maramureșului și cele din flișul Carpaților românești și polonezi, sunt sintetizate în schema de corelare (vezi pl. IV).

e) Oligocenul

Depozitele pe care le atribuim Oligocenului ocupă cea mai mare parte a suprafeței cercetate. Ele îmbracă faciesul gresiei de Borșa. Schimbările de facies semnalate la nivelul Senonianului și mai ales Eocenului se manifestă și în Oligocen, cu precădere la nivelul părții inferioare (orizontul marnos). La nivelul părții superioare (orizontul grezos) faciesurile se uniformizează, devenind comune în unitățile șariate și în autohton. Pentru ușurință în expunere vom discuta separat Oligocenul pînzelor și cel al autohtonului.

Oligocenul pînzelor. În cadrul celor două unități în pînză am separat două orizonturi litologice și anume : orizontul marnos și orizontul grezos.

Orizontul marnos. Se dispune în continuitate de sedimentare în ambele unități, peste depozitele eocene superioare. În unitatea de Lăpuș depozitele orizontului marnos apar la zi în sectorul pîriul Strîmbului-pîriul Botiza (obîrșia) de-a lungul unor falii cu caracter de solz. În această zonă ele au fost separate în pîraiele Paltin, Văratec, pîriul Botizul (la confluența cu pîriul Cocol și Podul), în bazinul Botizei (la confluența pîriului Detunatul cu izvorul Botizei). O altă zonă de apariție a fost individualizată între pîriul Muncelul și Cîrligătura, afluenți stîngi ai pîriului Ieud și sub forma unor benzi continui, începînd din pîriul Ursoaia spre est, prin pîraiele Baicul-Idișorul pînă în versantul stîng al pîriului Bileasa. Litologic aceste depozite sunt constituite din marne cenușii și cenușii-închise, negricioase, sistoase sau în plăci, foarte slab nisipoase, în general bine stratificate, cu rare intercalații decimetrice de argile disodiliforme și cu intercalații de gresii cenușii, calcaroase, micacee, satinate pe fețe, în plăci, curbicorticaile. Caracteristice Oligocenului în general, dar mai ales orizontului marnos, sunt intercalațiile lenticulare de marnocalcare sideritice (uneori ankerite) cu dimensiuni de la $0,1 \times 0,6$ la $0,5 \times 0,8$ m. În depozitele orizontului marnos din sectorul pîriul Strîmbu obîrșia pîriului Botiza apar numeroase blocuri remaniate de calcare eocene, elemente de șisturi cristaline și gresii grosiere și mai frecvente intercalații siltitice, în raport cu sectorul pîriul Ieud-pîriul Baicului, unde alcătuirea litologică a acestui orizont este mai constantă și stratificația mult mai liniștită. Depozitele orizontului marnos din pînza Botizei, separate prima dată de noi^{38,39}, sunt dispuse sub forma unor benzi discontinui între pîriul Leorda și dealul

³⁸ Op. cit. pct. 28.

³⁹ Op. cit. pct. 20.

FL. ANTONESCU

SCHEMA DE CORELARE LITOSTRATIGRAFICĂ A FLIȘULUI EOCEN DIN DEPRESIUNEA MARAMUREŞ CU ALTE UNITĂȚI DIN FLIȘUL CARPATIC

FL. ANTONESCU et al. Contribuții la cunoașterea stratiarafiei și tectonicii zonei Poiana Botizei - Fiad (Maramureş)

PL. IV

| E O C E N | | UNITĂȚI GEOCRONOLOGICE | | CARPATII ORIENTALI (R.S. ROMÂNIA) | | | | | | | | | | | | CARPATII EXTERNI POLONEZI (R.P. POLONIA) | | | | | | | | | | | |
|--|---------------------------------------|------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------|------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| INFERIOR | | SUPERIOR | | DEPRESIUNEA MARAMUREŞ | | | UNITATEA MEDIO-MARGINALA | | | UNITATEA EXTERNĂ | | | UNITATEA PRE-MÂGURA | | | UNITATEA SILEZIANĂ | | | UNITATEA SUBSILEZIANĂ | | | UNITATEA SKOLE (SKIBE) | | | | | |
| PINZA BOTIZII | PINZA LĂPUŞ | AUTOHTON | SUBUNITATEA MEDIANĂ | SUBUNITATEA INTERMEDIARĂ | SUBUNITATEA MARGINALĂ | SEMIFEREASTRA PUTNA-VRANCEA | SEMIFEREASTRA BISTRITA | UNITATEA DE DUKLA | FERESTRE TECTONICE | PARTEA OCCIDENTALĂ | PARTEA ORIENTALĂ | PARTEA ORIENTALĂ | PARTEA OCCIDENTALĂ | SERII | CONTINUT | SERII | CONTINUT | SERII | CONTINUT | SERII | CONTINUT | SERII | CONTINUT | SERII | CONTINUT | | |
| Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | Serii litologice | Continut paleontologic | | |
| Orizont argilos marinos-argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate de Plopu | Strate de Biserici | Strate de Biserici | Strate de Biserici | Strate de Biserici | Strate cu globigerine | Marne cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | | |
| Orizont argilos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate de Tarcău | Strate de Podu Secu | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Argile vârgate | Argile vârgate | Strate de Biserici | Strate de Biserici | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | Strate cu globigerine | |
| Orizont argilos marinos-argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate cu Cyclammina amplexens | Strate de Tazlău | Strate de Doamna | Strate de Doamna | Strate de Buciesu | Strate de Cașin | Calcare de Doamna | Calcare de Doamna | Gresie de Păltinoasa | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont grezosi bazal | Strate cu hieroglifă | Gresia de Przyby- | Cyclammina amplexens |
| Orizont argilos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Complex argilo-marinos calcaros | Calcare de Doamna | Strate de Tazlău | Strate de Doamna | Strate de Buciesu | Strate de Cașin | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate cu hieroglifă | Gresia de Ciežkowice | Glomospira | Glomospira și Haplophragmoids |
| Orizont argilos marinos-argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate de Straja | Strate de Straja | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | |
| Orizont argilos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Orizont argilos-grezos | Zona cu Glomospira și Trochamminoides | Strate de Straja | Strate de Straja | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | Strate de Gresie de | |

Măgura Paltinului, în pîrîul Ieud și afluenții săi stîngi amonte de dealul Fus, precum și în versantul stîng al rîului Iza între Dragomirești și Cuhea. Față de unitatea de Lăpuș, orizontul marnos din pînza Botizei prezintă însemnate deosebiri faciale. Remarcăm caracterul pelitic net predominant al acestor depozite aşa cum apare în pîrîul Ieud, aval de satul cu același nume și în pîrîul Iza între Cuhea și gura pîrîului Ieud. În afara elementelor litologice comune cu orizontul marnos al pînzei de Lăpuș (marne cenușii-închise, gresii în plăci și lentile de marnocalcare sideritice), în pînza Botizei, în diversele aparîții atribuite acestui orizont am identificat: marne verzui brecificate și olistolite de marne cenușii cu intercalații de gresii intens diagenizate, argile roșii și verzi brecificate, formînd un nivel de 80–100 m în baza orizontului marnos din pîrîul Ieud, la paralelul dealul Fus; marnocalcare brune, slab bituminoase (identice cu cele din orizontul marnelor brune bituminoase din Carpații Orientali), lentile de menilite și intercalații decimetrice de disodile tipice (pîrîul Fața Hreanului, affluent stîng al pîrîului Ieud); marnocalcare gălbui, în plăci, foarte asemănătoare celor din stratele de Buzușa, extrem de frecvente în depozitele orizontului marnos dintre pîraiele Girbova Mare și Girbova Mică. Grosimea orizontului marnos prezintă valori variabile, de la 100 m în zonele vestice (bazinul Strîmbu-obîrșia Botizei), la 200-250 m în zonele estice (pîrîul Ieud-pîrîul Baicului).

Orizontul grezos. Succesiunea depozitelor oligocene, se încheie în ambele unități cu o serie grezoasă, masivă, pe care am atribuit-o orizontului grezos. Deosebirile faciale semnalate în orizontul marnos din cele două unități șariate, se sterg aproape total la nivelul orizontului grezos. Deosebirile existente sunt nesemnificative și se referă mai ales la gradul de cimentare al gresilor și la masivitatea lor, mai pronunțate în unitatea de Lăpuș.

L i t o l o g i e : gresii cenușii, cenușii-gălbui și vineții, micacee, fine, în strate decimetrice, și metrice, cu granulație fin-medie, rar grosieră, cu ciment argilos sau calcaros. Ca intercalații apar marno-argile cenușii, cenușii-închise sau gălbui, nisipoase, micacee, fine, în strate centimetrice rar decimetrice. Bancurile de gresii prezintă numeroase fenomene de trunchiere și contorsionări, rezultat al alunecărilor submarine. Un facies aparte prezintă depozitele orizontului grezos deschis în pîrîul Ursului (pînza Lăpușului), unde între bancurile de gresii apar numeroase pachete de marne albăstrui și vineții în plăci plane, în alternață cu gresii cenușii și vineții în plăci, în pachete de 2-10 m. Menționam în unele din profilele cercetate lentile de marnocalcare sideritice și intercalații de microconglomerate cuarțoase. Grosimea orizontului grezos în unitatea de Lăpuș prezintă valori minime – 350 m – în partea vestică de aparîție (bazinul Poienii, pe văile Petresei, Vărăstina, Scridoasa Mare și Scridoasa Mică), unde apar tectonic și valori maxime în bazinul pîraielor Ieud și Baicu, unde ajung la 1000-1300 m. În pînza Botizei, orizontul grezos, dezvoltat între valea Văratec-dealul Măgura Paltinului și între văile Botiza și Ieud (la nord de paralelul localității Botiza) are o grosime variabilă, cea mai mare ajungînd la circa 900 m.

107084



Oligocenul autohtonului

Depozitele oligocene din autohtonul unității de Lăpuș, apar deschise în bazinul pâraielor Fiad și Sălăuța (cursul superior), cit și în cursul superior al pâraielor Baicului, Călimanului și Ieudului. Ele imbracă fațe-sul gresiei de Borșa. În cadrul lor au separat trei orizonturi litologice, după cum urmează : orizontul marnos ; orizontul marnos-grezos ; orizontul grezos.

Orizontul marnos. Depozitele orizontului marnos apar deschise în pîrîul Poienii, pîrîul Ișasa (bazinul pîrîului Fiad) și pe o zonă mai largă în versantul drept al pîrîului Sălăuța între confluența cu pîrîul Glodul și vîrful Fintînele. Ele repauzează fie peste argilele verzi și roșii cu eruptie de globigerine din pîrîul Poienii, fie pe stratele de Valea Carelor în valea Sălăuții. Elementele litologice ale orizontului marnos din autohton sunt în cea mai mare parte comune cu cele din baza Oligocenului unităților șariate. Ele sunt reprezentate prin marne cenușii, cenușii-închise și negricioase în proporție de 80-90 %, gresii cenușii, în plăci și lentile de marnocalcare sideritice și foarte frecvente intercalații, uneori metrice, de disodile tipice, cu eflorescențe de sulfati și impresiuni de oase și solzi de pești (pîrîul Glodului). Menționăm rare intercalații de menilite lenticulare în pîrîul Ișasa. Grosimea orizontului a fost apreciată la circa 100-150 m.

Orizontul marnos-grezos. Se dispune concordant peste depozitele orizontului marnos (acolo unde acesta există), trecerea între cele două orizonturi făcîndu-se treptat, prin îndesirea și creșterea în grosime a gresiilor, astfel încît se ajunge la o alternanță ritmică între pelite și gresii cu o usoară predominare a pelitelor. Remarcăm prezența în acest orizont a unor intercalații decimetrice de șisturi disodiliforme și în unele profile (pîrîul Ișasa, unii afluenți drepti ai văii Sălăuța, etc.), numeroase intercalații lenticulare de marnocalcare sideritice.

Datorită variațiilor laterale și pe verticală a faciesurilor, depozitele orizontului marnos-grezos prezintă valori deosebite de grosime, între 200-300 m în bazinul Fiadului, la circa 500-600 m la sud de confluența Fiadului cu Sălăuța, în afara perimetrului nostru⁴⁰.

Orizontul grezos. Ca și în cazul unităților în pinză, succesiunea depozitelor oligocene, se încheie și în autohton printr-o suita masivă și monotonă de gresii, cu rare intercalații centimetrice și decimetrice marno-argiloase, pe care am atribuit-o orizontului grezos.

Trecerea de la orizontul marnos-grezos, la cel grezos, se face treptat, prin îndesirea procentului de gresii și creșterea lor în grosime. Bancurile de gresii, cu grosimi de ordinul decimetrilor, pînă la 2-3 m, în mod excepțional 4-5 m, sunt asociate în pachete de ordinul zecilor de metri, între care se dispune, pe grosimi de 10-12 m, alternanțe între marno-argile

⁴⁰ Op. cit. pct. 28.

și gresii de tipul celor întâlnite în orizontul marnos grezos. Un asemenea pachet, de 20 m grosime, apare deschis în versantul stîng al pîriului Ișasa (bazinul Fiadului).

Amintim prezența unor lentile de marnocalcare sideritice cu dimensiuni de $0,6\text{-}0,8 \times 1,5$ m intercalate în orizontul grezos din pîrul Ișasa.

Depozitele orizontului grezos, foarte bine deschise în bazinul pîriului Fiad, pîrul Săbiei, pîrul Sălăuța, etc., prezintă grosimi de 1300-1500 m în perimetru nostru. În valea Sălăuța, la sud de confluența cu Fiadul, grosimea acestor depozite se reduce la cca 800-1000 m, pe seama lor dezvoltîndu-se, cum s-a arătat, orizontul marnos-grezos, care ajunge la 500-600 m.

Considerații stratigrafice

Macrofauna care se citează în depozitele oligocene din bazinul Maramureșului se referă la specii de moluște, în parte salmastre, cuprinzînd specii care, în cea mai mare parte dau indicații generale asupra prezenței Oligocenului. Între primele puncte fosilifere cunoscute, în depozitele oligocene, este cel citat de Drăghindă (1953)⁴¹ la Telciu din „complexul șisturilor disodilice”, care cuprinde specile *Murex deshayesi* Nystr., *Pecten arcuatus* Roccchi, *Tymponotus labyrinthum labyrinthum* Nystr., *Ostrea cyathula* Lam., *Chlamys gravis* d'Arcy, de vîrstă (după autor) oligocenă-medie. Mutihac (1955) descrie dintr-o serie șistoasă de pe pîrul Strîmba (Romuli) o faună cu varietăți ale genului *Cyrena*, de vîrstă Oligocen mediu-inferior (după autor), iar Bulgaru în bazinul Fiadului, din orizontul marnos, descrie o faună cu specii ale genului *Tymponotus*, între care specia *T. margaritaceus* (Roccchi), considerînd că vîrsta acestui orizont este latorfiană.

În 1972, Lungu și Cucu, semnalează în orizontul marnos-grezos din pîrul Bichigiu specii ale genului *Turritella*, *Cardium* și *Cerithium*, Bombită (1972) consideră că depozitele marnoase din baza Oligocenului în facies de fliș (strate de Valea Carelor în accepțiunea autorului) aparțin Latorfian-Rupelianului, seria grezoasă de deasupra („strate de Valea Lăpușului” cum le numește autorul) revenind Chattian-Burdigalianului.

Precizări asupra vîrstei orizonturilor litologice atribuite Oligocenului din cele două unități în pînză și autohton, ne-au fost aduse de numeroase analize microfaunistice executate pe probe recoltate din fiecare orizont litologic descris. O primă remarcă pe care o facem este aceea că probele analizate din orizontul marnos al autohtonului din pîraiele Ișasa, Poieni și Glodu s-au dovedit în cea mai mare parte sterile microfaunistic, sau cu un conținut extrem de sărac, neconcludent. Aceeași situație a relevat și analiza a 10 probe din orizontul marnos separat de noi în axul anti-

⁴¹ I. Drăghindă. Cercetări geologice în bazinul Teleișorului. 1953. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

clinalului Singeorz, din regiunea Rodna-Feldru⁴². Al doilea element demn de reținut îl constituie faptul că în nici una din probele recoltate din depozitele atribuite Oligocenului din întreaga regiune studiată, nu s-au evidențiat elemente pentru Oligocenul inferior. Din totalul probelor analizate din depozitele atribuite Oligocenului au rezultat, în principal, două asociații microfaunistice. O primă asociație, rezultată din analiza probelor recoltate din orizontul marnos al celor două unități în pînză, respectiv marnos-grezos din autohton, conține speciile: *Nomionella mio-caenica* C u s h, *Virgulinella miocaenica* C u s h, *Chilostomella oolina* S c h w., *Hyperammina* cf. *H. elongata* B r a d y, *Isthmya enervis*, E h e n b e r g, *Coscinodiscus* sp., fructificații de plante superioare. Asociația se plasează la nivelul stratelor de Pucioasa din Carpații Orientali, la nivelul Oligocenului mediu. Menționăm faptul că pe baza unei asociații similare, ca și a litofaciesului depozitelor respective, am atribuit Oligocenului mediu, o parte din depozitele deschise în valea Leorda, versantul stîng al văii Tocilei și versantul drept al văii Poieni, considerate de B o m b i t ă (1972) de vîrstă eocen-inferioară. Speciile de nummuliți (*N. planulatus*, *N. partschi*, *N. globulus*, etc.) determinate de autor din aceste depozite, sunt remaniate. Conținutul microfloristic, reprezentat prin *Toroisporites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Caraypollenites globraeformis* (B o i t z) *Petrocanya oligocenica* (V o g e), *Monocolpopollenites* sp. (cf. P a l m a e), *Corylopsis compacta* (L u m b), *Pinus* tip *strobiformis* (Z a k l), *Laevigatosporites* sp. etc., indică de asemenea vîrstă oligocenă pentru această serie litologică. În acest context, remarcăm faptul că depozitele orizontului marnos, deschis pe interfluviul dintre pîraiele Girbova Mare și Girbova Mică (pînza Botiza) conțin o asociație microfloristică cu *Deflandrea phosphoritica*, specie caracteristică după B a l t e s, Oligocenului mediu din mai multe bazine europene. Cea de a doua asociație, determinată în cîteva din probele recoltate de la partea superioară a orizonturilor marnos (pînze) și marnos-grezos (autohton) și în marea majoritate a probelor din orizontul grezos (pînze și autohton) conține speciile *Planulina wuellerstorfi* S c h w a g e r, *Asterigerina planorbis* d'O r b, *Cibicides ungerianus* d'O r b, *Gyroidina depressa* (A l t h), *Bolivina dauvillensis* H o w e și W a l l a c e, *Globigerina ciperoensis* B o l l i, *G. trilocularis* d'O r b, *Globigerinoides trilobus* d'O r b. Asociația plasează segmentul corespunzător la nivelul Oligocenului mediu-superior, zona cu *Globigerina ciperoensis*. Menționăm faptul că P o p e s c u (1972) plasează zona cu *Globigerina ciperoensis*, prezentă în asociația noastră în unele probe în număr mare, în Egerian, ca parte terminală a Oligocenului. Același autor consideră că specia *Globigerinoides trilobus*, prezentă în unele din probele noastre este specifică Miocenului inferior.

Am arătat că, microfaunistic, prezența Oligocenului inferior nu a fost semnalată în nici una din probele noastre, deși s-au colectat profile continui din depozitele inferioare ale acestei serii. Acest interval steril microfaunistic îl punem pe seama mediului reducător, abiotic, instalat la începutul Oligocenului. Continuitatea de sedimentare între depozitele

⁴² Op. cit. pct. 12.

eocene cu erupție de globigerinide și cele oligocene pe de o parte ca și prezența faunei cu *Tympantonos* citată de Drăghindă (1953) și Bulgaru (1966) între care specia *Tympantonos labyrinthum labyrinthum* (Nyst), semnalată de Drăghindă la Telciu sănt dovezi ale existenței Oligocenului inferior în acest bazin de sedimentare. În concluzie, depozitele atribuite Oligocenului în regiunea de care ne ocupăm se înscriu pe un interval stratigrafic corespunzător Oligocenului inferior-Oligocenului superior inclusiv, cu posibilitatea ca partea lor superioară să aparțină Miocenului inferior. Orizonturile marnoase din unitățile șariate, respectiv marnos și marnos-grezos, din autohton, aparțin Oligocenului inferior mediu, iar orizontul grezos (din toate cele trei unități), Oligocenului mediu superior (eventual și Miocenului inferior).

3. Ciclul mio-pliocen

Aceste depozite au întindere limitată și se dezvoltă cu precădere în partea nord-vestică (sectorul Bloaja-Băiuț) și nord-estică a regiunii (sectorul Botiza-Cuheia-Dragomirești). Ele sunt legate de ultimele momente ale diastrofismului steric, cînd invazia mării badeniene marchează începutul unui nou ciclu de sedimentare, foarte cunoscut în depresiunea pannonică și Transilvaniei. Depozitele atribuite acestui ciclu cuprind formațiuni de vîrstă badeniană, sarmatiană și pliocen-inferioară.

a) Badenianul

Depozitele badeniene au un areal redus, sănt transgresive pe formațiuni sedimentare mai vechi (paleogene) și se dezvoltă sub forma unor benzi discontinui în bazinul superior al văii Bloaja (pîrîul Roșu) și văii Lăpușului (piraiele Sibila, Paltinul, Tîrsei), sau sub forma unor suprafețe mai întinse, acoperite în mare parte de aluvioni, în perimetru Botiza-Cuheia-Dragomirești. Litologic, Badenianul din bazinul Bloaja-Strîmbu îmbracă caracterul unui facies de margine, cu nivele de gresii, microconglomerate și calcare detritice fosilifere (specii de pectinide și ostreide puternic diagenizate). Grăsimea acestor depozite nu depășește valoarea de 20-30 m. În sectorul Botiza-Cuheia-Dragomirești depozitele badeniene au fost separate în două orizonturi: orizontul tufului de Dej și orizontul marnos-nisipos cu brecii.

Orizontul tufului de Dej. Are o succesiune similară cu cea din nordul bazinului Transilvaniei, exceptind nivelul de conglomerate deschis în baza tufurilor. El debutează cu nivele de tufuri grosiere, verzui, cu pete albe și remanieri de tufuri fine (5-15 m), se continuă cu marne cenușii tufacee cu globigerine (4 m) și se încheie cu nivele constituite din tufuri verzi, cu granulație fină-medie și intercalații de marne cenușii, tufacee (30-50 m).

Orizontul marnos-nisipos cu brecii. Depozitele acestui orizont se dispun, fie în continuitate de sedimentare peste tufurile bazale, fie direct.

peste depozitele paleogene. Succesiunea litologică e monotonă fiind dominată de marne cenușii, plastice sau compacte, cu spărtură concoidală sau neregulată, cu fețe și filme de nisip sau intercalații (uneori alternanță) de nisipuri și nisipuri grezoase, de culoare cenușie-gălbui și cenușie, fine, dezvoltate în strate centimetrice. Local, la partea inferioară se dispun intercalații de marne cenușii, nisipoase, micacee, slab stratificate, de multe ori breciate, cu elemente de tufuri verzi sau alburii, calcare cenușii și gălbui și gresii cenușii, micaferi, asemănătoare celor din Eocen. În pîriul Muncel (Botiza) la partea superioară a orizontului marnos-nisipos cu brecii se dispune un nivel de 6 m grosime alcătuit din conglomerate slab consolidate cu elemente de gresii eocene și tufuri, iar în pîriul Baicului tufurile suportă un nivel de marne și gresii gipsifere și gipsuri fibroase (4-6 m grosime).

Considerații stratigrafice

În marnele tufacee din baza orizontului tufului de Dej s-a determinat o asociație microfaunistică cu specia *Orbulina universa* d'Orb și cu alte specii de globigerine (*G. bulloides* d'Orb, *G. triloba* Reuss) specifică Badenianului inferior. În orizontul marnos-nisipos cu brecii s-au identificat trei asociații microfaunistice. Prima dintre ele formată din specii remaniate (specii ale genurilor *Haplophragmoides*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Globigerina*, etc.) plasează respectivele depozite la nivelul breciei sării. Cea de a doua corespunde nivelului marnelor cu *Spirialis* din Subcarpați (conține între altele speciile : *Spirialis andrussowi* Kittle, *S. subtarhanensis*, *J. j. c. e. n. k. o.* etc.), iar a treia cuprinde pe un fond de foraminifere calcaroase specia *Cibicides lobatulus* Wallker și Jacob. Pe baza primelor două asociații am atribuit orizontului marnos-nisipos cu brecii vîrsta Badenian superior, pe care îl considerăm echivalentul stratigrafic al Badenianului superior din Subcarpați. Întrucît specia *Cibicides lobatus* nu a fost identificată decât într-o singură probă, semnalăm prezența ei, fără a ridică vîrsta orizontului marnos-nisipos cu brecii în Sarmațianul inferior, așa cum i-ar da dreptul această specie. Calcarele cu pectinide și ostreide descrise în vestul regiunii se plasează la nivelul marnelor și gresiilor cu *Lithothamnium* din nordul bazinului Transilvaniei (sectorul Ciceu-Giurgești-Reteag), în baza Badenianului superior.

b) Sarmațianul

Aceste depozite apar în partea de vest-nord-vest a regiunii și ocupă o mare parte din bazinele superioare ale văilor Bloaja, Strîmbului și Băiuțului. Ele acoperă ingerativ depozitele badeniene din bază sau se dispun transgresiv peste depozitele flișului Paleogen din unitatea de Botiza. Deosebirile litologice, deși neesențiale, marchează totuși cîteva aspecte deosebite ; în estul perimetrlului se întîlnesc pachete metrice de marne vineții cu intercalații subordonate de marne nisipoase, cenușii-negricioase și gresii, iar spre vest, marne cenușii-negricioase cu spărtură neregulată,

cu separații decimetrice și centimetrice de tufuri dacitice puternic bentonitizate. În valea Bloaja complexul marnos cu tufuri suportă gresii gălbui-cenușii, în alternanță cu nivele de marne gălbui, dure, cu urme de plante incarbonizate. În majoritatea cazurilor aceste formațiuni sunt puternic termometamorfozate de vulcanismul pannonian.

Considerații stratigrafice

Inițial, pe baza unor exemplare de cardiacee, mactre, ostreide și planorbide, aceste depozite au fost atribuite de antecercetători întregului interval stratigrafic al Sarmățianului. Numărul mare de ervații recoltate pe valea Conciului (în partea de est a perimetrlului) conferă depozitelor vîrsta Sarmățianinferior, fapt confirmat și de asociațiile microfaunistice alcătuite din foraminifere ce aparțin genurilor: *Quiqueloculina*, *Elphidium*, *Articulina*. Dintre ostracode notăm specia *Ponthocythere curvata*. În bazinul văii Bloaja asociațiile microfaunistice din gresile calcaroase, cu speciile *Sphaeridium moldavica* Pagida, *Triloculina oblonga* Montagut și *Mutilus (Aurila) laevis* (Schneider), indică prezența Volhinianului superior-Bessarabianului inferior.

c) Pliocenul

Pliocenul a fost descris pe o arie foarte restrânsă, în bazinul Bloajei de German și Iachim (1956)⁴³ și la nord de Băiuț de Dragu și Delstein (1968) (marne și gresii cu *Congeria szigmondi* și *Congeria partschi*). Zona de apariție a acestor depozite are o extindere mai largă, ea ocupând, de la vest spre est, obîrșia văilor cuprinse între valea Bloaja și valea Mare (din bazinul Băiuțului). În general sunt alcătuite din două orizonturi litologice: orizont marnos și orizont grezos conglomeratic.

Orizontul marnos. Se dispune transgresiv peste Sarmățian. Are o dezvoltare mare în bazinul văii Bloaja și sub forma unor fișii în Valea lui Simion și Valea lui Clement, din bazinul văii Strîmbului. Acest orizont este alcătuit în exclusivitate din marne cenușii, fin nisipoase, stratificate în nivele centimetrice cu intercalații subordonate de gresii și grezo-calcare, puternic diaclazate. Pe valea Bloaja intercalațiile de marne cenușii-negriicioase, nisipoase, prezintă nivele lenticulare de cărbuni, asociate cu bancuri de gresii gălbui-alburii cu granulație medie și fină. La partea superioară complexul marnos este succedat de bancuri masive de gresii siliicioase, cenușii-alburii, dure.

Orizontul grezos conglomeratic. Acest orizont este reprezentativ și se poate urmări pe distanțe apreciabile. El se dispune în continuitate de sedimentare peste orizontul marnos din bază și prin natura sa petrogra-

⁴³ E. German, T. Iachim. Cercetări geologice în regiunea Cavnic-Dumbrăvița. 1955. M.M.P.G. Arh. I.P.G.G.H. București.

fică crează un relief foarte caracteristic. Pe toată grosimea sa, elementul litologic dominant îl constituie bancurile de gresii alburii, kliwiforme, cu granulație medie și fină, dure, cu rare intercalații de pelite cenușii, nisipoase, cu urme de plante. Spre răsărit gresiilor masive li se asociază nivale metrice de nisipuri vineții-alburii și intercalații de conglomerate polimictice (valea Paltinului și valea Conciului).

Considerații stratigrafice

Asociațiile de microfosile identificate în orizontul marnos se disting prin bogăția de ostracode, în special a speciei *Cyprideis heterostigma subtoralis* Po k, caracteristică (după Costea) Meotianului superior-Pontianului.

B) ROCI VULCANICE

Aceste roci apar sub două aspecte : roci vulcanogen-sedimentare (aglomerate) și vulcanice propriu-zise (andezite).

1. Roci vulcanogen-sedimentare

În preajma eruptivului din partea de nord-vest a regiunii depozitele flișului paleogen și cele mio-pliocene sunt acoperite în cîteva locuri transgresiv de aglomerate andezitice (suprafețe mai întinse pe văile Leorda și Paltinului și mai restinse pe văile Pleșa Mare și Zdircea, din bazinul Bloajei). Aceste depozite sunt alcătuite din cinerite andezidice, de culoare albicioasă-găbuie, uneori cenușie-găluie, grosiere, împănate cu elemente de dimensiuni variabile de andezite, distribuite haotic. Vîrsta acestor formațiuni este pliocenă, iar valoarea grosimii lor coboară sub 20-30 m.

2. Roci vulcanice

Formațiunile sedimentare sunt acoperite pe întinse suprafețe de curgeri consolidate de lave și pirolastrite (cunoscutele „măguri” din nord-vestul regiunii) sau străbatute sub formă de dyck-uri și neck-uri, foarte rare sill-uri, de dacite, andezite de culoare cenușie-verzuie, cu hiperten sau anfiboli sau cu hipersten și augit. Ele sunt foarte cunoscute în regiunea Poiana Botizei-Băiuț și Tibleș, unde au creat numeroase fenomene de metamorfism (cu cornificări și silicificări). Sub influența metamorfismului termic și chimic aspectul petrografic al rocilor înconjurătoare s-a schimbat radical, iar în legătură cu metamorfismul hidrotermal au luat naștere importante acumulări de sulfuri polimetale (sectorul Băiuț și Poiana Botizei). Vîrsta erupțiunilor este în mod cert post-oligocenă, corporile principale (Tibleș, Văratec, Pleșa Mare) fiind puse în loc în urma unor erupții succesive.



C u a t e r n a r u l

Principalele formațiuni de dată recentă sînt reprezentate prin depozite aluviale, pornituri în cea mai mare parte nestabilizate, depozite deluviale și terase, ultimele fiind bine dezvoltate în valea Izei, între Dragomirești și Ieud.

TECTONICA

Structural, regiunea Poiana Botizei-Fiad, se plasează în partea centrală a zonei flișului transcarpatic (Dumitrescu et al., 1962), zona amplasată pe o fosă cu evoluție de tip geosinclinal, cu depozite batial-neritice de vîrstă jurasic-superioară, în fazele inițiale și cretacic-paleogen, în facies de fliș, în fază finală. Acestea le corespund termeni marginali, în facies litoral, dispusi transgresiv pe rama cristalină. Evoluția fosei flișului transcarpatic a fost determinată de evoluția geosinclinalului Carpathic, cu care a comunicat din timpul Cretacicului superior (Cenomanian) pînă la sfîrșitul Oligocenului și influențată de fenomenele vulcanice legate de punerea în loc a rocilor vulcanice din lanțul Gutin-Țibleș. Formațiunile geologice din regiunea prezentată sînt cuprinse în trei unități structurale, bine individualizate, dispuse de la nord la sud : pînza Botizei, pînza Lăpușului și autohtonul. Pinza Botizei (Dumitrescu, 1957) reprezintă unitatea structurală superioară din regiunea cercetată, marcată printr-o importantă linie de dislocație după care depozitele senoniene și eocene stau în contact anormal cu Oligocenul de la sud. Ea este caracterizată prin depozitele senoniene în faciesul marnelor roșii de Puchow, Eocen, în facies marnos-argilos și Oligocen, în faciesul gresiei de Borșa, în baza căruia se dispune un orizont marnos, cu intercalări de marnocalcare brune, slab bituminoase, șisturi disodilice și lentile de menilite, roci specifice Oligocenului din flișul extern al Carpaților Orientali. Fruntea unității se urmărește pe un traseu sinuos, din pîriul Strîmbu unde este acoperită de transgresiunea depozitelor mio-pliocene, spre sud-est prin pîraiele Leorda și Botizului, pe la sud de Higea Brînzii, pînă în pîriul Botiza, la sud de confluența cu pîriul Cosiței. De aici linia se urmărește spre est pe la obîrșia pîriului Plăișu prin pîraiele Ieud-Slatina, pînă în pîriul Baicului. Urmărirea traseului acestei importante dislocații din valea Baicului spre nord, este mult îngreunată de depozitele badeniene (care se dispun transgresiv) și mai ales cuaternare care maschează raporturile dintre formațiunile paleogene-subjacente. Presupunem că ea urmărește spre nord cursul pîriului Baicu pînă la confluența cu valea Iza, apoi spre vest, versantul drept al acestei văi pînă în zona confluenței cu pîriul Ieud, de unde se continuă probabil, pe traseul solzului Ruscovei, spre nord. A doua posibilitate, este ca fruntea pînzei de Botiza să fie puternic decroșată de falia Dragoș-Vodă pînă la nord de localitatea Botiza, de unde se continuă spre est-nord-est pe aliniamentul solzului Petrova (harta 1 : 200.000 a Institutului Geologic, 1968). În traseul ei, pînza Botizei are două zone de maximă avansare spre sud, în sectorul Poiana Botizei și



Higea Brînzii, avansări înlesnite de mai slabă rezistență opusă de depozitele pelitice ale orizontului marnos, Oligocen, din unitatea de Lăpuș. Lungimea frontului de avansare măsoară cca 25-30 km iar amploarea încălecării 7-8 km. Structura depozitelor unității de Botiza se caracterizează prin numeroase cute solzi, dirijate în general vest-est sau vest-sud-vest către est-nord-est, în care stratele au în general inclinări mari (40-70°) și căderi nordice sau nord-vestice. În lucrările anterioare, acești solzi, au fost semnalati numai în fruntea pînzei (sectorul Poiana Botizei) sub forma a două digitații, cea inferioară cuprinzînd cinci solzi, cea superioară formînd corpul propriu-zis al pînzei (B o m b i t ă, 1972). Cercetările noastre au arătat că și corpul propriu-zis al pînzei este afectat de o serie de falii cu caracter de solz, orientații aproximativ paralel cu cei cunoscuți la Poiana Botizei, de care sunt legate numeroasele iviri de eruptions din zona pîriul Văratec-pîriul Botiza. În cazurile cele mai tipice, baza lor este formată de regulă din marnele roșii-cărămizii senoniene sau complexul marno-argilelor cu gresii eocene. În sectorul Botiza-Dragomirești, structura depozitelor cretacic-paleogene este relativ mai liniștită. În apropierea frunții unității, sedimentele cretacic-eocene sunt strins cutate în cute solzi, înguști, în timp ce depozitele eocen-oligocene de la nord, sunt afectate de două importante falii (Botiza-Slatina și Gîrbova-Iza), care păstrează direcția generală a elementelor pînzei. Falia Botiza-Slatina, dislocă la cele două extremități, flancurile a două sinclinală cu depozite badeniene. Prezența unui petic de acoperire, semnalat de noi pe dealul Surpoasa, constituit din depozite eocene (argile verzi cu intercalări de argile roșii cu *Cyclammina amplectens*), dovedește o extindere mai sudică a pînzei Botizei, decit cea pe care o constatăm astăzi.

Pînza Lăpușului (P a t r u l i u s et al., 1960), reprezentă parautohtonul precedentei, fiind marcată printr-o importantă linie de dislocație după care depozitele senoniene și eocene ale pînzei stau în contact anormal cu depozitele oligocene ale autohtonului, dezvoltate la sud și est. Ea este caracterizată prin depozite senoniene marnoase, cenușii, Eocen în facies argilos-conglomeratic și Oligocen în faciesul gresiei de Borșa, cu un orizont marnos în bază, cu dese elemente alohotone, în sectorul pîriul Strîmbului-creasta Cîrligătura și cu o dezvoltare mai uniformă în sectorul pîriul Cîrligătura-pîriul Bileasa. Fruntea unității a fost urmărită de sub vîrful Măgurița spre est, prin pîraiele Gugilor-Baicului-Călimanului-Fundăului, de unde traseul său are o direcție nordică prin văile Poienii-Idișorul-Bileasa, unde este probabil decroșată de falia Dragoș Vodă. Frontul de înaintare a pînzei, în suprafață cercetată de noi, este de cca 12-14 km, iar amploarea încălecării de cca 8-9 km. Elementele structurale din cadrul pînzei de Lăpuș păstrează direcția generală a celor din unitatea Botizei, fiind dispuse pe aliniamente, aproximativ vest-est. Ele sunt reprezentate prin falii cu caracter de solz (în zona de obîrșie a văii Botizei), falii de bloc în lungul căror basculează compartimente de vîrste deosebite și cute anticlinale și sinclinală, normale sau faliante, urmărite pe direcții ce nu depășesc 5-6 km. Între ele cele mai importante sunt : falia Dragoș Vodă și Muncelul-Bileasa. Falia Cîrl-

gătura, transversală, compartimentează un bloc de Oligocen căzut, în raport cu Eocenul ridicat de la est de planul faliei. Autohtonul, dezvoltat în partea estică a regiunii, prezintă o structură în solzi, cu direcții aproximativ nord-sudice și cu deversări de la vest la est. În baza solzilor apar depozitele eocen-superioare (obîrșia Fiadului) și oligocene inferioare-medii, iar în zonele cele mai ridicate structural, depozitele senoniene. Zona cea mai ridicată, la Romuli, este complexată de un sistem de falii de solzi, de-a lungul căror săi scoase la zi depozitele senoniene și paleocene. Depozitele oligocene situate la nordul ivirilor de erupțiuni din munții Țibleș-Tomnatecul, prezintă un evident paralelism cu rama masivelor eruptive, fiind pe alocuri redresate la verticală ca urmare a împingerilor efectuate prin punerea în loc a rocilor vulcanice. Depozitele badeniene din regiunea Dragomirești-Botiza, discordante pe structura depozitelor paleogene, se dispun sub forma unor plăci transgresive pe Oligocen, sau sint cutate în sinclinalie dirigate vest-est, cu flancurile normale sau faliante, în relații de transgresiune sau tectonice cu depozitele paleogene. Depozitele mio-pliocene din zona Strîmbu-Văratec stau, de asemenea, în raporturi de transgresiune cu depozitele paleogene. Relațiile dintre sedimentele pliocene și cele sarmatiene, ca și dintre acestea și cele tortoniene sunt de transgresiune. Erupțiile apar sub forma unor corperi subvulcanice, cu zone de înrădăcinare în vîrful Țibleș și probabil Văratec-Higea Mare, cît și ca numeroase dyck-uri legate de linii de falii din cadrul pînzei de Botiza.

BIBLIOGRAFIE

- A gheorghiese i V., B ânci lă I., C osta I., R o s a A. (1967) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din flișul carpatic. *D.S. Com. Geol.* LIII, București.
- A nton S. (1943) Sur la présence des Klippes piénines dans le nord de la Transylvanie. *Acad. Roum. Bull. Sect. Sc.* XXV, 10, București.
- A nton e scu F. I., P ope scu A. I. (1975) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Dragomirești—Botiza. *D.S. Inst. Geol.* LXI/5, București.
- A tan a siu L., M ari nescu I. (1955) Geologia regiunii Petrova—Lunca (Maramureș). *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956 b) Cercetări geologice în regiunea muntelui Hudin. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- B ânci lă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- B ied a F. et al. (1963) Stratigraphie des Karpates Externes Polonoises. *Inst. Geol. Buletin* 181, X, Warszawa.
- B ombiță G. h. (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț Poiana Botizii. *D.S. Com. Geol.* LII, 1 (1964—1965), București.
- (1972) Studii geologice în Munții Lăpușului. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- B uc u r I., C o s t e a I., D r a g u C. (1970) Corelați în Paleogenul dintre Teleajen și Buzău. *D.S. Inst. Geol.* LV/4, București.
- B ulgaru G. h. (1966) Cercetări stratigrafice în bazinul văii Sălăuța. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.* XI, București.

- Coste a I., Balteș N.**, (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehnică București.
- **Comşa D.** (1964) Date preliminare asupra microfaunei Cretacicului inferior și asupra limitei cu Jurasicul superior în regiunea carpatică. *Petrol și Gaze*, XV (3), București.
 - **Saraiman D., Comşa D.** (1969) Concluzii biostratigrafice pe baza analizelor micropaleontologice la nivelul limitei Cretacic-Tertiar, în flișul Carpaților Orientali. *Anal. Univ. Al. I. Cuza Iași. Secț. II, Geologie*, XV, Iași.
- Dicea O.** (1974) Studiul geologic al regiunii Voroneț — Suha Mică — Plotonița. *Stud. Tehn. Econ. seria J*, 11, București.
- Dragu Valentina, Edelstein O.** (1968) Asupra prezenței Pannonianului la nord și est de Băiuț (Baia Mare). *D.S. Com. Geol. LXIV*, 1, București.
- Dumitrescu R., Bleahu M.** (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D.S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- Dumitrescu I.** (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol, Gaze și Geologie*, III, București.
- Dumitrescu et al.** (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol. XXXII*, București.
- **Sândulescu M.** (1968) Probleme structurale fundamentale ale Carpaților Românești și Vorlandului lor. *An. Inst. Geol. XXXVI*, București.
- Grigoraș N., Păuliuc S., Costea I.** (1970) Contribuții la orizontarea stratigrafică a depozitelor paleogene dintre văile Bistrița și Suha Mică. *Anal. Univ. Buc., Geologie*, XIX, București.
- Ionesi L.** (1959) Geologia regiunii Petrova — Strîmtura (Maramureș). *D.S. Com. Geol. XLII*, București.
- Kräutner Th.** (1933) Ein Senonverkommen bei Săcel in der Marmarosch Verh. *U. Mitt. Sieb. Vereins. f. Naturw zu Hermannstadt*. Sibiu.
- (1937) Revision des schistes cristallins du massif de Preluca (Monts Lăpuș). *C.R. Inst. Geol. XXI*, Bucarest.
 - (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna. Ostkarpathen. *Ann. Inst. Géol. Roum. XIX*, Bucarest.
- Kulciński J. O.** (1958) Flișul Cretacic și Paleogen din partea de sud-est a Carpaților Orientali. *Culegeri geologice ale Asoc. geologilor din Lwow* (traducere).
- Majzon L.** (1963) The paleogene foraminifera horizons of Hungary. *Acta Geol. Hung.* 7, 3–4, Budapest.
- Motăș I.** (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Văii Iza). *D.S. Com. Geol. XL*, București.
- Muti hac V.** (1955) Cercetări geologice în regiunea dintre cristalinul Rodnei și masivul eruptiv al Tibleșului. *D.S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești — Botiza (Maramureș). *D.S. Com. Geol. XL*, București.
- Patrulius D.** (1954) Asupra prezenței Antracoteridului Prominatherium dalmatinum H. Meyer, în depozitele paleogene de la Săcel (Maramureș). *Bul. St. Secțiunea de Șt. Biologice, Agronomice, Geologice și Geografice VI*, 3, București.
- **Dimitrescu R., Bleahu M.** (1955) Cercetări geologice în valea Vișeului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol. XXXIX*, București.
 - (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (bazinul Ruscovei). *D.S. Com. Geol. XL*, București.

- M o t a ş I., B l e a h u M. (1960 a) Gheologicheskoe stroeniiie ruminskovo Maramureşa. *Karp. Balk. Assoj.*, I Kongr. 1, Kiev.
 - P o p e s c u G r. (1960 b) Fația Wildflișa i osadocinie utesi Bucovini i Maramureșa. *Karp. Balk. Assoj.*, I Kongr. 3, Kiev.
 - B o m b i ț ă G., K r ä u t n e r H., K r ä u t n e r F l o r e n t i n a (1968) Harta geologică 1 : 200.000 foaia Vișeu. *Inst. Geol.* București.
 - (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioara. Ed. Acad. R.S.R. București.
- P o p e s c u G h. (1972) Biostratigrafia depozitelor Oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice. *D.S. Inst. Geol.* L.VII/3, București.
- S t i l ă A., D r a g a s t a n O., D r a g a s t a n I. (1968) Sedimentological Study of the upper Jurasic sequense of limestone in the Pui zone Romanie. *Sedim. Geol.* 2, Amsterdam.
- S u b b o t i n a N. N. (1963) Globigerinidi Hantkeninidi i Globorotaliid. Leningrad.
- T ă t ă r ă m N., I l i e s c u M., I l i e s c u G h. (1969) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din Maramureș. *Anal. Univ. Buc. Geologie*, XVIII, București.

CONTRIBUTIONS Á LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAFIE ET LA TECTONIQUE DE LA ZONE DE POIANA BOTIZEI-FIAD (MARAMUREŞ)

(Résumé)

A partir de l'étude lithofaciale et micropaléontologique, les auteurs apportent une série de précision d'ordre stratigraphique et tectonique sur les formations jurassique-paléogènes et mio-plioçènes de la région étudiée. L'étude des klippes jurassiques de Poiana Botizei et des formations associées à mis en évidence des dépôts d'âge cénonanien (marno-argiles verdâtres) qui surmontent les calcaires à calpionelles, attestés par une microfaune à *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*, *Ticinella*, etc. Au sein des dépôts crétacé-paléogènes, on a séparé — du point de vue cartographique — des sédiments d'âge paléocene (à Romuli et Poiane Botizei), prouvés par de riches associations microfaunistiques à espèces de Globorotaliides et Globigerinides. La présence du Paléocène a été signalée aussi à la partie supérieure des dépôts sénoniens du ruisseau Detunatului, de la source de la Botiza et de la Sălăuta (en amont de la colline de Ștefănița), sans qu'ils soient séparés sur la carte. Les dépôts éocènes des deux unités charriées revêtent des faciès différents: marneaux-argileux-gréseux, dans la nappe de Botiza, et argileux-gréseux-conglomératique, dans la nappe de Lăpuș. Le faciès de l'Oligocène est celui du grès de Borșa pour toute la surface étudiée, dont la partie inférieure est remarquablement différente en ce qui concerne le faciès. L'âge des dépôts paléogènes des trois unités (nappe de Botiza, nappe de Lăpuș et Autochtone) est argumenté du point de vue paléontologie par des associations microfaunistiques. Pour l'Eocène, on a établi des associations à *Glomospira* et *Trochaminoïdes* — pour l'Eocène inférieur — et des associations à *Cyclammina amplectes* Grzyb agglutinantes de grande taille, à savoir des éruptions de Globigerinides pour l'Eocène moyen-supérieur. La dernière association, correspondant à la zone à *Globigerinoides conglobatus* (Bradys) constituent un seuil byonomique à la limite Eocène-Oligocène, dans les trois unités. Les associa-

tions citées ci-dessous ont été mises en évidence dans l'Eocène des nappes. Les dépôts éocènes de l'Autochton (dans le faciès d'argiles vertes) se rattachent seulement à l'Eocène supérieur (la zone à *Globigerinoides conglobatus*). Les couches de „Valea Carelor” développées dans l'Autochton représentent un faciès latéral du faciès argilo-gréseux (développé dans la nappe de Lăpuș), d'âge éocène supérieur-oligocène (inférieur ?). Les associations microfaunistique établies dans l'Eocène permettent la corrélation des dépôts de cet âge des trois unités tectoniques entre eux, aussi bien qu'avec les sédiments éocènes du flysch des Carpates Orientales et des Carpates externes polonaises. Les dépôts oligocènes, dont nous avons, pour la première fois, séparé et détaillé quelques-uns en tant qu'horizons lithologiques, entre la vallée du Văratec et la vallée de la Botiza (les trois bandes attribuées à l'horizon marneux dans le versant gauche du ruisseau Ieud — nappe de Botiza — n'ont pas été séparées jusqu'à nous) renferment des roches typiques pour le flysch oligocène des Carpates Orientales (marno-calcaires bruns, mélinites et schistes dysodiliques, marno-calcaires sidéritiques). Leur microfaune est caractérisée par deux associations : l'une qui comprend de foraminifères calcaires se rattachant aux genres *Chilostomella*, *Nonionella*, *Virgulinella*, pour l'Oligocène moyen, et l'autre — à *Globigerina ciperoensis* Bölli, pour l'Oligocène moyen supérieur. La présence de l'Oligocène moyen est prouvée aussi par des associations microfloristiques à *Deflandrea phosphoritica* Eis. Vu la continuité de sédimentation dès l'Eocène à l'Oligocène et la présence des mollusques (*Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* Nystr.), on admet la présence de l'Oligocène inférieur, tandis que l'espèce *Globigerinoides trilobus* d'Orb., présente en certains échantillons récoltés de l'horizon gréseux (grès de Borșa), permet d'établir l'âge de cet horizon jusqu'au Miocène inférieur y compris. Les dépôts badéniens de la zone de Ieud—Botiza, représentés par l'horizon du tuf de Dej et par l'horizon marneux-sableux à brèches, renferment l'entièvre succession du Badénien des Subcarpates. Dans la partie supérieure de ces dépôts on a identifié, dans un échantillon, l'espèce *Cibicides lobatulus*, qui indique le Sarmatien inférieur. Les dépôts mio-pliocènes du NW de la région, développés en faciès de molasse, se rattachent au Badénien supérieur (niveau correspondant aux calcaires à *Lithothamnum*), au Sarmatien inférieur-moyen (Volhinien—Bessarabien inférieur) et au Pliocène (probablement Méotien—Pontien, d'après l'association d'Ostracodes à *Cypridets heterostigma sublitoralis* Pok.). Les roches volcaniques sont représentées par des corps éruptifs subvolcaniques de grande taille (Tibleș, Văratec) et par de nombreux dykes qui transpercent le sédimentaire ou par des roches volcano-sédimentaires (agglomérés). Les principales formations quaternaires sont les alluvions, les glissements de terre, en majeure partie non stabilisés, et les terrasses (la vallée de l'Iza entre Dragomirești et Ieud). Du point de vue structural, on distingue dans cette région trois unités tectoniques bien individualisées : la nappe de Botiza, la nappe de Lăpuș et l'Autochton. La nappe de Botiza, avec un front d'avancement d'environ 25—30 km, atteint une ampleur de chevauchement de 7—8 km. Sa structure est caractérisée par la présence de nombreuses écailles laminées, dans la zone de Poiana Botizei, ou plus larges dans le reste de l'unité, avec des dépôts sénoniens, paléocènes et éocène moyen-inférieurs en base, à savoir éocène moyen-supérieurs ou oligocènes dans leur partie supérieure. La nappe de Lăpuș, dont la tectonique est un peu plus calme, est caractérisée par une structure en plis anticinaux et synclinaux normaux ou en faille, auxquels s'ajoutent des failles en écaille ou en bloc. Le front d'avancement de la nappe a été suivi sur une distance de 12—14 km, dans notre région ; l'ampleur du chevauchement a été constamment moins de 8—9 km. Les éléments structuraux des deux unités en nappe sont orientés W—E, excepté les failles transversales, dirigées N—S. Ce qui est caractéristique pour l'Autochton c'est une structure en écailles, orientées à-peu-près N—S, déversées de l'ouest à l'est, dont la base laisse voir l'affleurement des dépôts sénoniens, éocènes ou oligocènes.

Les dépôts mio-pliocènes transgressent en discordance les dépôts paléogènes. Les relations des sédiments pliocènes avec ceux sarmatiens, de même que celles de ces derniers avec les sédiments badéniens, sont également de transgression.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Poiana Botizei—Fiad.

Dépôts post-nappes ; 1, Holocène ; a, alluvions ; b, terrasse supérieure ; c, terrasse moyenne d, terrasse inférieure ; 2, Pléistocène ; a, dépôts déluviaux ; 3, Pliocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux ; c, Pliocène non-divisé ; 4, Sarmatiens inférieur-moyen ; 5, Badénien : a, horizon marneux-sablonneux à brèches ; b, horizon calcaire ; c, horizon du tuf de Dej. Nappe de Botiza : 6, Oligocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux ; c, niveau à brèche. 7, Eocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux-agrileux-gréseux ; c, horizon argileux. 8, Paléocène. 9, Sénonien. 10, Cénomanien. 11, Callovien—Berriasiens. Nappe de Lăpuș : 12, Oligocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux. 13, Eocène : a, horizon gréseux ; b, horizon argileux-gréseux ; c, horizon conglomeratique ; d, horizon argileux ; 14, Sénonien. Autochtone : 15, Oligocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux-gréseux ; c, horizon marneux ; 16, Eocène : d, couches de Valea Carelor ; e, horizon gréseux ; f, horizon argileux-gréseux ; 17, paléocène ; 18, Sénonien—Danien ; 19, Sénonien. Roches volcaniques et volcanogène-sédimentaires : 20, andésites ; 21, aggrégats andésitiques ; 22, limite normale ; 23, limite de transgression ; 24, limite éruptif-sédimentaire ; 25, faille ; 26, linge de charriage ; 27, axe d'anticlinal normal ; 28, axe de synclinal normal ; 29, axe de synclinal à un flanc renversé ; 30, tracé des sections ; 31, source saline.

Planche II

Sections géologiques dans la région de Poiana Botizei—Fiad. Légende : voir planche I.

Planche III

Schema de corrélation lithostratigraphique des dépôts crétacés, paléogènes et néogènes de la région de Poiana Botizei—Fiad.

1, grès ; 2, marnes sablonneuses ; 3, marnes ; 4, intercalations de charbons ; 5, tufs ; 6, calcaires detritiques ; 7, conglomérats ; 8, argiles ; 9, argiles sablonneuses ; 10, menilites ; 11, marno-calcaires ; 12, calcaires ; 13, rhyodacites ; 14, brèches.



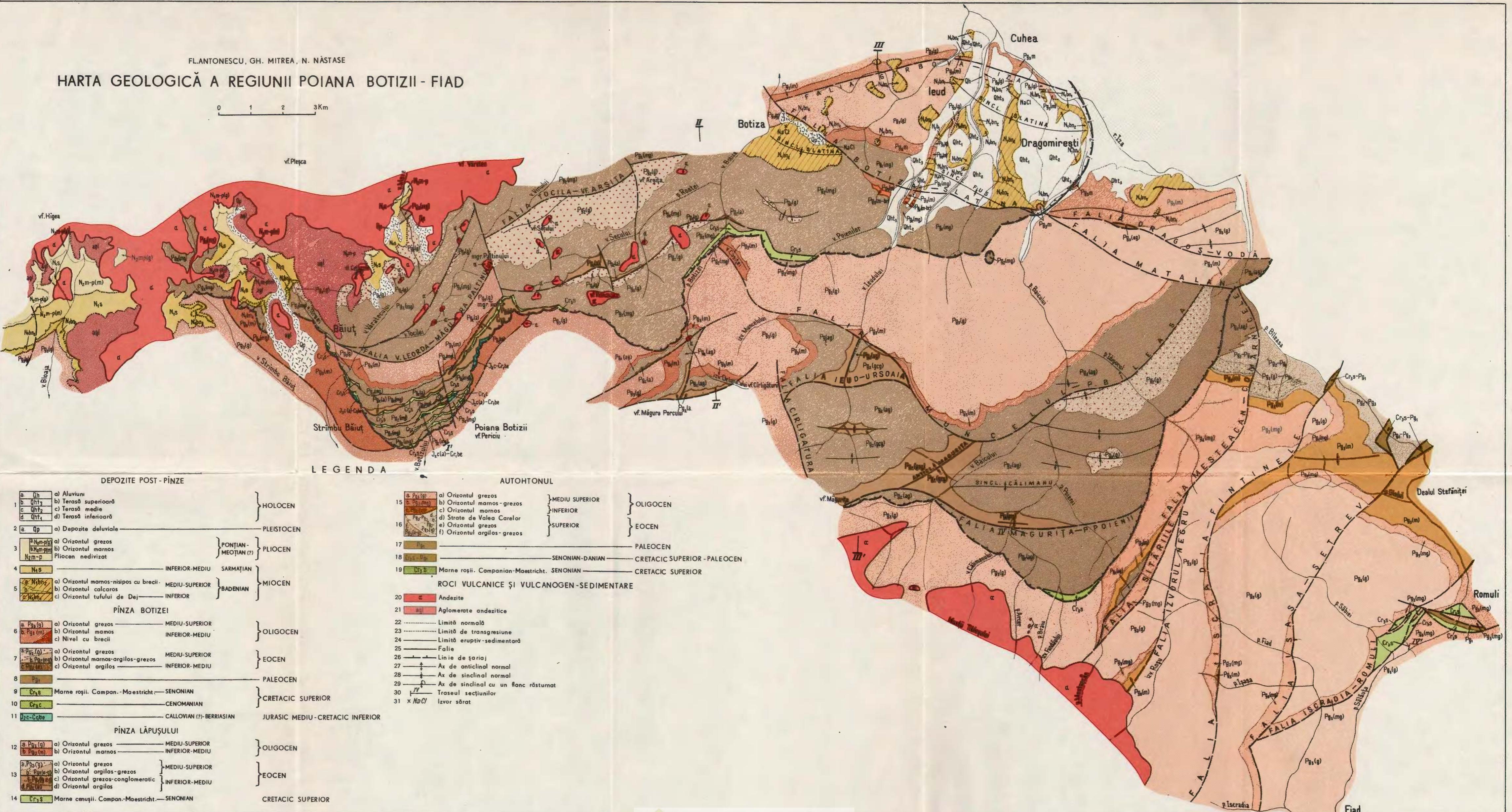


Institutul Geologic al României

FL. ANTONESCU, GH. MITREA, N. NĂSTASE

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII POIANA BOTIZII - FIAD

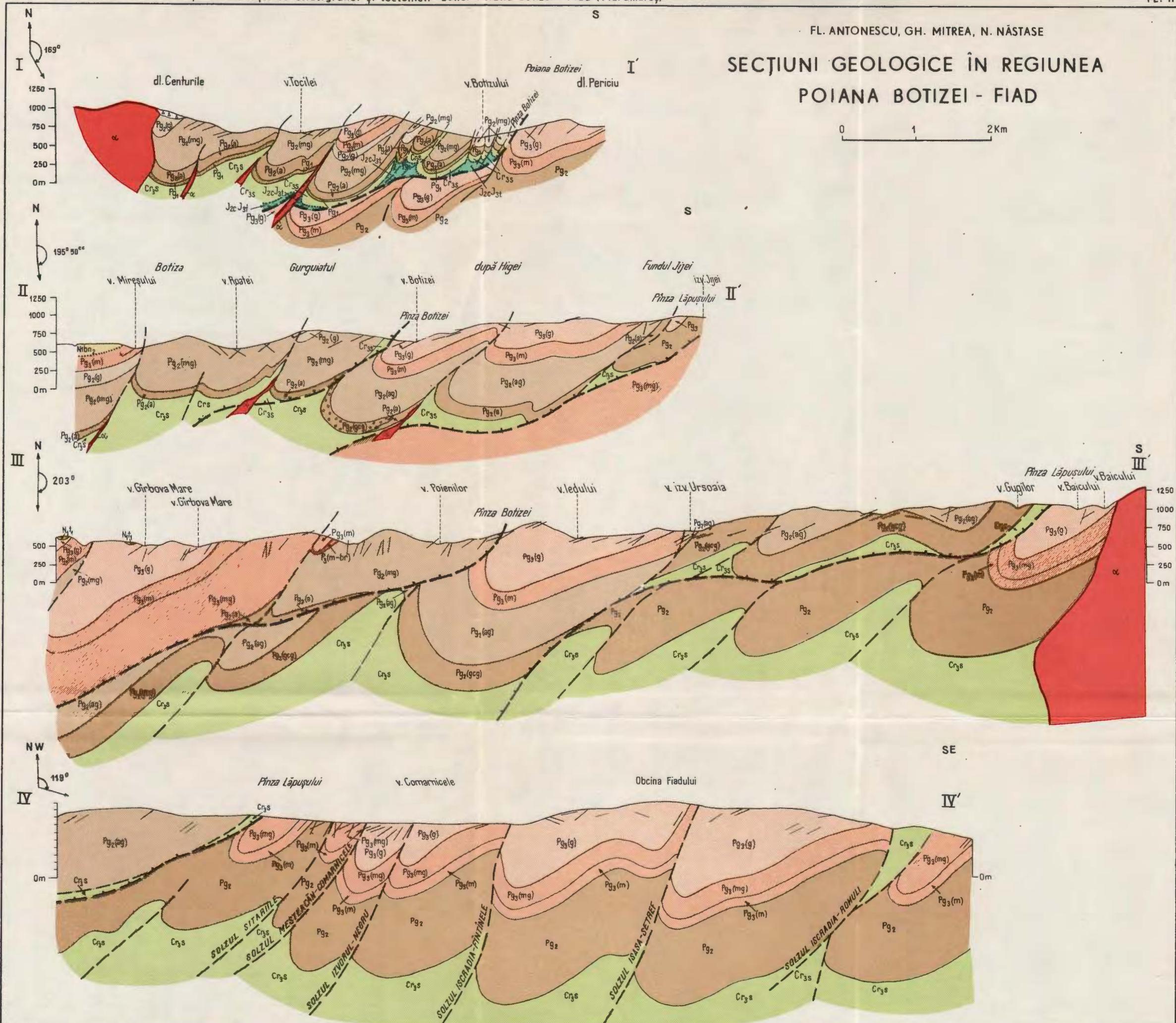
0 1 2 3 Km



FL. ANTONESCU, GH. MITREA, N. NĂSTASE

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA POIANA BOTIZEI - FIAD

0 1 2 Km



SCHEMA DE CORELARE LITO-STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR CETACICE, PALEOGENE ȘI NEOGENE DIN REGIUNEA POIANA BOTIZII - FIAD

0 75 150 225m

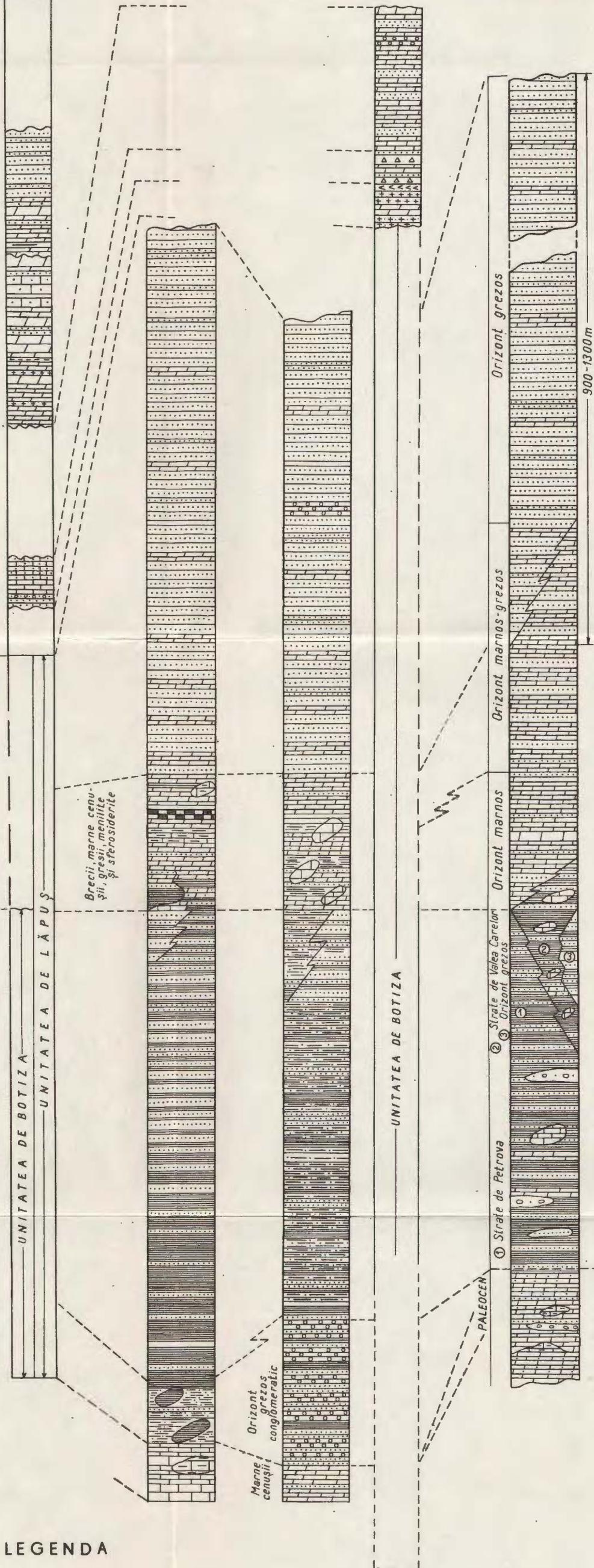
REGIUNEA BLOAJA - BOTIZA

REGIUNEA IEUD - BAICU

| UNITĂȚI LITOFAZIALE ȘI TECTONICE | | | |
|----------------------------------|----------------------|-------------------|--|
| Unitatea de Botiza | Unitatea de Lăpus | DEPOZ. NEOGENE | |

REG. FIAD

**UNIT. LITOFAZIALE
SI TECTONICE**



LEGENDA

| | | | | | | | | |
|---|---|-------------------------|---|--|-------------------|----|---|------------------|
| 1 | | Gresii | 5 | | Tufuri | 9 | | Argile nisipoase |
| 2 |  | Marne nisipoase | 6 |  | Calcare detritice | 10 |  | Menilite |
| 3 |  | Marne | 7 |  | Conglomerate | 11 |  | Marnocalcare |
| 4 | | Intercalații de cărbuni | 8 | | Argile | 12 | | Calcare |
| | | | | | | 13 |  | Radiolarite |
| | | | | | | 14 |  | Brecii |

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI REGIUNII DRAGOMIREȘTI—BOTIZA¹

DE

FLORIN ANTONESCU, ALEXANDRU POPESCU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Geology of the Dragomirești—Botiza Region. In this paper new data based on field observations and micropaleontological analyses are presented. The investigations of the Cretaceous-Paleogene deposits allowed to identify two structural overthrust units, characterized by various facies, namely the Northern Unit (Botiza Nappe) and the Southern Unit (Lăpuș Nappe). The Cretaceous deposits from both Units are characterized by microfaunal assemblages with species of *Globotruncana* in eruption. Within the Eocene deposits five microfaunal assemblages could be established; they allow to assign these deposits to a stratigraphic interval corresponding to the Lower Eocene—Upper Eocene inclusively. The Oligocene is characterized by two microfaunal assemblages which permit to refer the above deposits to the Middle—Upper Oligocene. Relying on the conformity displayed from the Eocene up to the Oligocene, the presence of the Lower Oligocene is assumed. The established microfaunal assemblages permitted the correlation of Paleogene deposits from the above mentioned zone with sediments of the same age from the East Carpathians Flysch. The Badenian deposits represented by the Dej Tuff Horizon and the marly-sandy horizon with breccias comprise the whole succession of the Sub-Carpathians Badenian. The presence of the species *Cibicides lobatulus* in the deposits belonging to the marly-sandy horizon with breccias is indicative of the existence of the Lower Sarmatian.

Regiunea Dragomirești-Botiza, este situată în zona flișului Transcarpatice, fiind cuprinsă între munții Tibleșului și râul Iza la sud și nord, respectiv pîrul Botiza și pîrul Baicului, la vest și est. Cercetările foarte detaliate pe care le-am întreprins asupra acestei zone în campania anului 1973, ne-au permis obținerea unor date care aduc precizuni asupra vîrstei

¹ Comunicare în ședință din 15 martie 1974.

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



unora din depozitele studiate, ca și o serie de detalii cartografice și de ordin structural, facilitate de scara la care s-a lucrat.

SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR

Printre primele cercetări care s-au referit la zona de care ne ocupăm, sunt cele ale geologilor V a z n a , S t r a u s z și S z e n t e s , care prezintă hărți cu caracter general ce includ parțial sau total și regiunea noastră. După 1950, contribuții importante la studiul sedimentarului din Bazinul Maramureșului, sunt datorate lui G h e r m a n (1952)³, P a t r u l i u s et al. (1955), D i m i t r e s c u și B l e a h u (1955) A t a n a s i u (1955, 1956), P a t r u l i u s (1956), M o t a s (1956), D u m i t r e s c u (1957), P a t r u l i u s et al. (1960). Reținem din această perioadă introducerea termenului de strate de „Valea Carelor” (P a t r u l i u s et al., 1955), respectiv „Strate de P e t r o v a ” (A t a n a s i u, 1956). Raporturile anormale dintre depozitele senoniene și oligocene remarcate de către S c h r e - t e r în Maramureșul de sud-est, au fost conturate ulterior ca două pînze de șariaj, fără a fi denumite, de D i m i t r e s c u și B l e a h u (1955), A t a n a s i u (1956 b) și M u t i h a c (1956). Mai tîrziu, unitatea nordică este denumită „pînza Botizei” (D u m i t r e s c u, 1957), iar cea sudică „pînza L ā p u ș u l u i ” (Patrulius et al., 1960). Lucrări mai recente, cu caracter de detaliu, aparțin lui B o m b i ț ă (1966), B u l g a r u (1966) I l i e s c u et al. (1967, 1972)^{4,5}, T ă t ă r ă m et al. (1969), B o m b i ț ă (1972). Remarcăm contribuțile aduse de T ă t ă r ă m et al. (1969) la stratigrafia depozitelor eocene din unele zone de ramă ale bazinului Maramureș ca și studiul stratigrafic-paleontologic foarte amănunțit al depozitelor cretacic-paleogene din munții Lăpușului datorat lui B o m b i ț ă (1972). Reținem din această lucrare faciesurile deosebite ale Eocenului din cele două unități șariate („facies marginal” pentru pînza Lăpușului, respectiv „fliș de Tocila-Secul” pentru pînza Botizei) ca și orizontarea acestor depozite pe baza speciilor de macro- și microforaminifere.

Cele mai noi lucrări, foarte amănunțite, care aduc o seamă de detalii cartografice și de ordin structural, au fost executate de L u n g u (1972)⁶,

³ J. G h e r m a n . Raport geologic asupra regiunii Vișeu—Dragomirești. 1952. I.P.G.G.H. București.

⁴ G h. I l i e s c u , M. I l i e s c u , E. Z a h . Raport geologic asupra prospectiunilor pentru hidrocarburi în Bazinul Maramureșului. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ G h. I l i e s c u , M. I l i e s c u , M a r i a n a I v a , D o i n a G h e o r g h i a n . Sinteza lucrărilor de cercetare geologică pentru hidrocarburi din Depresiunea Maramureșului. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁶ V. L u n g u , P. C u c u . Cercetări geologice în regiunea Romuli—Salva. 1973. I.P.G.G.H. București.



Grăf. (1973)⁷, Antonescu (1973)⁸, Botez (1973)⁹ și Donos (1973)¹⁰.

STRATIGRAFIA

În regiunea cercetată am separat depozite reprezentate prin Cretacic superior (Senonian), Eocen, Oligocen, Badenian și Cuaternar. Lor îi se adaugă eruptivul, deschis în partea sudică a perimetrlului, în masivul Tibleș-Tomnatecul.

Prin cercetarea sedimentarului am recunoscut ca și cercetătorii anterior citați, două unități tectonice caracterizate prin faciesuri deosebite, cu raporturi de încâlcare între ele :

- unitatea sudică (pînza de Lăpuș) ;
- unitatea nordică (pînza Botizei).

Pe o mică suprafață, în partea sudică a perimetrlului, apar deschise la zi depozite oligocene în facies grezos ale autohtonului unității sudice.

Unitatea sudică (pînza de Lăpuș)

Senonianul. În 1972⁸ am separat în pîrul Fundăului un pachet de marno-argile gălbui, cenușii și cenușii-inchise, în plăci sau șistoase, în cea mai mare parte metamorfozate și gresii cenușii, calcaroase, micacee, dure, în plăci, pe care le-am atribuit Senonianului superior (Campanian—Maastrichtian), pe baza unei asociații microfaunistice¹¹, în care alături de foraminifere aglutinante, am întlnit speciile *Globotruncana coronata* Bölli și *G. marginata* Reuss, precum și prisme de inocerami. Grosimea depozitelor descrise variază între 60-80 m.

Eocenul. Depozitele eocene din cadrul unității sudice se dezvoltă în faciesul straturilor de Petrova, cu un important episod conglomeratic-grezos la partea inferioară. Ele cuprind o zonă destul de largă începînd din creasta Cîrligăturii spre est, pe la sud de pîrul Muncel, pe la confluența dintre pîrul Ieud cu pîrul Ursoaia, pînă în pîrul Baicului. În cadrul acestor depozite am separat trei orizonturi litologice și anume :

- orizontul grezos-conglomeratic ;

⁷ I. Grăf., Gh. Mitrea. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Tg. Lăpuș—Strîmbu Băiuț 1972. I.P.G.G.H. București.

⁸ Fl. Antonescu, V. Fesci. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Fiad—Dragomirești 1973. I.P.G.G.H. București.

⁹ R. Botez, I. Moroșanu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Groși—Tibleș. 1973. I.P.G.G.H. București.

¹⁰ I. Donos, M. Georgescu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Săcel—Telcișor. 1973. I.P.G.G.H. București.

¹¹ Toate analizele microfaunistice au fost executate de dr. I. Costea și V. Teodorescu de la I.C.P.T.G. București.



- orizontul argilos-grezos ;
- orizontul grezos.

Orizontul grezos-conglomeratic

Apare deschis în zonele ridicate structural, în axul unor cufe anticlinale normale sau faliante, ori seos la zi pe planul unor falii de compartiment, în zona vîrful Măgurița-pîriul Caneiul, în versantul stîng al pîriului Călimanul, în pîriul Aldiorul și în pîriul Ieud, între confluența cu pîriul Cîrligătura și pîriul Ursoaia.

Litologie : conglomerate cenușii, mediu-grosiere, masive, dure, bine consolidate, cu frecvențe intercalării de gresii cenușii, cuarțoase, grosiere, masive, dure și microconglomerate cuarțoase. Cu totul subordonat, argile cenușii și cenușii-verzui, în strate sub 10 cm. Elementele conglomeratelor sunt constituite predominant din cuarț alb și negru, micașisturi și clorito-sisturi și rare elemente de calcare cenușii de tip titonic. Cimentul este argilos. Grosimea depozitelor descrise variază între 200-300 m.

Orizontul argilos-grezos

Se dezvoltă în versantul stîng al pîriului Baicului, amonte de confluența cu pîriul Idișorul și în ambii versanți ai pîriului Ieud, amonte de confluența cu pîriul Muncelului.

Litologie : argile cenușii-verzui și verzui, moi, nisipoase, micacee, șistuoase sau în plăci, argile cenușii tari, compactizate, șisturi fin grezoase, gresii vineții și verzui, fine, calcaroase, dure, micacee, curbicorticale, în plăci și strate decimetrice. Gresiile au un pronunțat grad de diageneză, prezentind depuneri de calcit pe fisuri sau sub formă de plaje pe fețele gresiilor. În pîriul Cîrligătura și pîriul Muncelul apar frecvențe nivele cu intercalării de argile roșii, nisipoase, micacee, solzoase, dispuse în plăci cu fețe plane sau neregulate, în strate centimetrice și decimetrice. Grosimea depozitelor variază între 500-700 m.

Orizontul grezos

Eocenul se încheie în unele din profilele cercetate printr-o succesiune de depozite grezoase cu dezvoltare lenticulară, cunoscută¹² în zona la care ne referim sub numele de gresia de Paltin.

Litologie : gresii cenușii, calcaroase, micacee, dure, în strate pînă la 0,8 m, cu diaclaze umplute cu calcit, cu rare intercalării de argile verzui în strate centimetrice. Aceste orizonte bine individualizat în versantul drept al pîriului Baicului, spre vîrful Ștefănița (zona cartată de noi în 1972¹³), a fost urmărit pe un sector restrîns în perimetru de care ne ocupăm, între pîriul Baicului și affluentul său stîng, pîriul Ursului. Depozitele orizontului

¹² Op. cit. pct. 5.

¹³ Op. cit. pct. 8.



grezos au fost interpretate ca un facies lateral al orizontului argilos-grezos, motivat de observațiile de teren (destrămarea pe direcție a acestor depozite este evidentă în versantul drept al pîrului Bileasa spre vîrful Ștefănița¹⁴ și cum se va arăta, de asociațiile microfaunistice.

Grosimea orizontului grezos, pentru regiunea cercetată nu depășește 100 m. (Grosimea maximă, în afara perimetrlului, 200 m).

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Microfauna destul de săracă și în general lipsită de specii cu semnificație stratigrafică, a depozitelor paleogenice cu caracter de fliș din bazinul Maramureșului, ca și redusa prezență a speciilor de numuliți, fac dificilă încadrarea orizonturilor litologice separate, în scara cronostratigrafică.

Pentru argumentarea vîrstei depozitelor discutate, am executat colectări de probe din fiecare orizont litologic descris, pe profile continui sau prin probe izolate, analizele microfaunistice evidențiind cinci asociații. Primele două asociații rezultate din analiza probelor recoltate din orizontul grezos-conglomeratic sunt constituite exclusiv din foraminifere aglutinante.

Prima asociație cuprinde speciile : *Bathysiphon eocenicus* C u s h și *Hannana*, *R eophax aff. trinitatis* C u s h și R e n z, *Glomospira gordialis* P a r k e r și J o n e s, *G. charoides* P a r k e r și J o n e s (glomospirele cu frecvență mare), *Dorothia buletta* (C a r s e y), *Trochamminoides irregularis* G r z y b, *T. proteus* K a r r e r, *T. draco* G r z y b.

Asociația se plasează în Eocenul inferior, în flișul Carpaților Orientali, zona cu *Glomospira* și *Trochamminoides*, fiind citată de C o s t e a et al. (1969) în stratele de Șotrile din unitățile vest și est internă, în baza orizontului gresiei de Tarcău, în stratele de Straja și orizontul grezos din Unitatea medio-marginală și în stratele de Cașin și stratele Cașinoide din Unitatea externă.

Cea de a doua asociație, mai săracă, perfect coreabilă cu cea rezultată din partea mediană a gresiei de Tarcău, din Unitatea medio-marginală, conține speciile : *Trochamminoides draco* (G r z y b), *T. proteus* K a r r e r, *T. elegans* (R z e h á k), *Astrorhiza granulosa* B r a d y, *Lituotuba lituiformis* B r a d y, *Bathysiphon filiformis* M. S a r s.

Această asociație se plasează după Costea, în partea inferioară a Eocenului mediu. Așadar, asociațiile citate permit încadrarea orizontului grezos-conglomeratic în Eocenul mediu-inferior.

Analiza a cca 40 probe din orizontul argilo-gresoz, a evidențiat trei asociații microfaunistice. Prima asociație, constituită exclusiv din foraminifere aglutinante, în care *Cyclammina amplectens* este în erupție, cuprinde speciile : *Cyclammina amplectens* G r z y b, *Trochammina quadriloba* G e r s e h, *Haplophragmoides subglobosus* G. O. S a r s, *H. emanciatus* B r a d y, *Reophax aff. trinitatis* C u s h, R e n z, *Saccammina placenta* (G r z y b), *Hormosina globulifera* B r a d y, *Dorothia principiensis* C u s h și B e r - m u d e z.

¹⁴ Op. cit. pct. 8.



Asociația corespunde zonei cu *Cyclammina amplectens* respectiv segmentului situat la partea superioară a Eocenului mediu și în baza Eocenului superior, fiind citată de Agheorghe și al. (1967) în partea superioară a gresiei de Tarcău și în baza stratelor de Plop și Biserici, din Unitatea medio-marginală, precum și în stratele de Biserici din Unitatea externă.

Mentionăm faptul că în depozitele cu *Cyclammina amplectens*, Maximov (Kulcitzki, 1958) a determinat o faună cu *Nummulites fabiani* Prever și *Nummulites pulchellus* de la Harpe, care atestă vîrstă priaboniană.

Cea de a doua asociație, se detășează prin conținutul său abundant în foraminifere aglutinante de talie mare aparținând genurilor *Haplophragmoides*, *Saccammina*, *Reophax*, *Hormosina* etc. și prin lipsa speciei *Cyclammina amplectens*. Asociația cuprinde specile: *Halophragmoides eggeri* Cussh., *H. subglobosus* (G.O. Sars), *H. coalingensis* Cussh și Hannan, *Rhabdammina* cf. *R. abyssorum* M. Sars, *Trochammina diagonis* (Carsey), *T. placenta* (Grzyb).

Asociația se plasează într-un segment stratigrafic superior zonei cu *Cyclammina amplectens*, probabil într-un echivalent stratigrafic al Priabonianului.

În sfîrșit, cea de a treia asociație se remarcă printr-o importantă erupție de globigerinide, care apar de multe ori exclusiv în conținutul micropaleontologic al acestui interval stratigrafic; alteori ele se inseră pe fondul asociației cu aglutinante mari. Asociația cuprinde specile: *Trochamminoides draco* (Grzyb), *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Saccammina placenta* (Grzyb), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. apertura* Cussh., *G. bulloides* var. *compacta* Subb., *Globigerinoides conglobatus* (Reuss), *G. trilobatus* Reuss.

Erupția de globigerinide respectiv zona cu *Globigerinoides conglobatus* stabilită de Subbotina (1963, 1964) în Caucazul de nord, caracterizează ultima parte a Eocenului, respectiv segmentul situat imediat sub limita Eocen-Oligocen. Asociația este citată de Agheorghe și al. (1967) în partea superioară a stratelor de Podu Secu și Plop din Unitatea medio-marginală și respectiv a stratelor de Biserici din Unitatea externă.

Facem mențiunea că aceste trei ultime asociații au fost puse în evidență și în orizontul grezos de la partea superioară a Eocenului din zona pîriul Baicului-pîriul Idișor (cercată de noi în 1972¹⁵). Alături de observațiile de teren am folosit acest fapt în exprimarea ideii potrivit căreia orizontul grezos reprezintă un facies lateral al orizontului argilos-grezos pe care-l substituie parțial sau total, astfel că orizontul respectiv are o valoare strict locală.

¹⁵ Op. cit. pct. 8.

Oligocenul. Depozitele oligocene din această unitate ocupă o suprafață de cca 30-35 km² între pîriul Baicului și pîriul Botiza. În cadrul lor am separat orizonturi litologice :

- orizontul marnos ;
- orizontul grezos.

Orizontul marnos

Se dispune în continuitate de sedimentare peste depozitele eocen-superioare, formînd o bandă continuă din pîriul Baicului, spre vest, pînă în pîriul Ursoaia, unde aceste depozite sunt afectate de o însemnată falie, de-a lungul căreia orizontul marnos reapare în pîriul Ieud. O altă apariție, am separat-o între pîriul Muncelul și pîriul Cîrligătura, afluenți pe stînga ai pîriului Ieud.

Litologie : marne cenușii și cenușii-închise, uneori negricioase, situoase sau în plăci, foarte slab nisipoase, în general bine stratificate, cu rare sisturi disodiliforme în strate decimetrice, rar metrice și cu intercalații de gresii cenușii, calcaroase, micacee, satinate pe fețe, în plăci, curbicorticale. Caracteristice Oligocenului din această zonă în general, dar mai ales orizontului marnos, sunt intercalațiile lenticulare de marnocalcare sideritice (sau ankerite), cu dimensiuni pînă la 0,1-0,6 × 0,6-0,8 m. Grosimea depozitelor descrise însumează cca 200-250 m.

Orizontul grezos

Succesiunea depozitelor atribuite Oligocenului se încheie cu o serie masivă și destul de monotonă de gresii, pe care am atribuit-o orizontului grezos. Trecerea între cele două orizonturi este tranșantă, raporturile fiind de continuitate.

Litologie : gresii gălbui sau vineții, micacee, dure, granulație fin-medie, rar grosieră, ciment argilos sau calcaros, în strate decimetrice și foarte dese bancuri metrice (pînă la 5 m), cu intercalații rare de marno-argile cenușii, cenușii-închise sau gălbui, nisipoase, micacee, fine, în pachete centimetrice, rar decimetrice. În pîriul Ursului, între bancurile de gresii se intercalează pachete marnos-grezoase, groase pînă la 10 m, cu marne albastri și vineții, gresii vineții, în plăci și lentile de marnocalcare sideritice. Am apreciat grosimea depozitelor descris la cca 1000-1300 m.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Macrofauna care se citează în depozitele oligocene din bazinul Maramureșului se referă la specii de moluște, în parte salmastre, care dau o indicație generală asupra prezenței Oligocenului. Este vorba de prezența unor specii aparținînd genurilor *Cyrena* citate de M u t i h a c (1955) pe pîriul Strîmba, la Romuli, *Tympanotonus*, citate de B u l g a r u (1966),



în pîriul Fiadului, respectiv *Cardium*, *Turitella* și *Cerithium* semnalate de Lungu și Cucu (1972)¹⁶, în bazinul Bichigiului.

Analizele microfaunistice executate pe un însemnat număr de probe recoltate din cele două orizonturi ale Oligocenului din unitatea sudică, au permis evidențierea a două asociații microfaunistice. Prima asociație, prezentă în unele din probele recoltate din orizontul marnos, comparabilă cu cea a stratelor de Pucioasa sau a gresiei de Fusaru din Carpații Orientali (Aghenor și et al. 1967, Bucur et al. 1970), permit plasarea segmentului respectiv la nivelul Oligocenului mediu și cuprinde speciile: *Nonionella miocenica* Cussh., *Chilostomella oolina* Schw., *Hyperammina* cf. *H. elongata* Brady, *Isthmya enervis* Ehrenberg, *Coscinodiscus* sp., resturi scheletice de pești, fructificații de plante superioare și concrețiuni de pirită. Cea de a doua asociație mai bogată, rezultă din analiza unor probe recoltate din partea superioară a orizontului marnos și în cea mai mare parte din orizontul grezos, superioară stratigrafic, plasează segmentul corespunzător la nivelul Rupelianului superior-Chattianului, respectiv la nivelul zonei cu *Globigerina ciperoensis*. Asociația cuprinde speciile: *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Cibicides ungerianus* d'Orb., *Gyroidina depressa* (Leth.), *Bolivina dauvillensis* Howe și Wallace, *Globigerina ciperoensis* Bölli, *G. trilocularis* d'Orb. *Globigerinoides trilobus* (d'Orb.).

Menționăm faptul că Popescu (1972), plasează zona cu *Globigerina ciperoensis*, prezentă în asociația noastră în unele probe, în număr mare, în Egerian, ca parte terminală a Oligocenului. Același autor consideră că specia *Globigerinoides trilobus*, prezentă în unele din probele noastre, este specifică Miocenului inferior (Acvitania). Privit din punctul de vedere al autorului citat, orizontul grezos s-ar înscrie pe un interval stratigrafic corespunzător Oligocenului superior (Egerian)-Miocen inferior (Acvitania).

Legat de prezența Oligocenului inferior în Maramureș, remarcăm faptul că între nivelul cu erupția de globigerine din Eocenul terminal (zona cu *Globigerinoides conglobatus*) și apariția primelor exemplare de *Nonionella*, *Virgulinella*, *Chilostomella* (Oligocen mediu), se constată un interval stratigrafic steril microfaunistic, corespunzător instalării mediului bituminos, abiotic, de la începutul Oligocenului.

Această situație este demonstrată de conținutul microfaunistic extrem de sărac, neconcludent, sau în cea mai mare parte steril al probelor recoltate de noi din orizontul marnos situat în baza Oligocenului din regiunea Rodna-Feldru (1972)¹⁷ și Fiad-Dragomirești (1973)¹⁸.

În concluzie, avînd în vedere continuitatea de sedimentare dintre depozitele eocene și cele oligocene din unitatea sudică ca și asociațiile microfaunistice discutate, admitem că orizontul marnos și grezos se înscriu

¹⁶ Op. cit. pct. 6.

¹⁷ Fl. Antonescu, I. Moroșanu. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea Rodna—Feldru. 1972. I.P.G.G.H. București.

¹⁸ Op. cit. pct. 8.

pe un interval stratigrafic corespunzător Oligocenului inferior-Oligocenului superior inclusiv, fără a putea preciza la care din nivelele celor două orizonturi se situează limita între Oligocenul inferior și mediu, respectiv Oligocenul mediu și superior.

Unitatea nordică (pinza Botizei)

Senonianul. Depozitele atribuite Senonianului în unitatea nordică îmbracă faciesul stratelor de Puchow, fiind deschise la zi în sectorul pîrîul Botiza-pîrîul Plăiuțului-versantul stîng al pîrîului Poienilor (în zona de obîrșie). Ele apar tectonic, sub forma unui petic rabotat în fruntea unității.

Litologie : marne roșii, slab nisipoase, în plăci, adesea compacte, foarte tari, cu intercalații lenticulare de marnocalcare roșii, fine, foarte dure. Pe dealul Frăsinișul în baza depozitelor senoniene se intercalează argile tufitice verzui și foarte rare gresii în plăci sub 2 cm grosime.

Vîrstă acestor depozite (Campanian-Maestrichtian), este atestată de o bogată asociație microfaunistică, constituită din numeroase specii de foraminifere aglutinante, cărora li se adaugă specii ale genului *Globotruncana* în erupție, din care menționăm : *Globotruncana lapparenti coronata* B o 11 i, *G. lapparenti lapparenti* B r o t z e n, *G. linnaena* d' O r b.

Prezența unor specii de globorotaliide în asociație (*Globorotalia membranacea* și *G. michelianus* d' O r b) ne îndreptățește să considerăm că partea superioară a acestor depozite ar putea fi atribuită Paleocenului. Pentru această vîrstă pledează și asociația microfloristică¹⁹, rezultată dintr-o probă recoltată de la partea superioară a manelor roșii de la Botiza. Dintre speciile determinate menționăm : *Extratriporopollenites* sp., *Nudopollis terminalis* P f 1 ., *Trudopollis* cf. *predicatus* W e y 1 W e y g, *Pseudotrupollis pseudoalunus* K r , *Plicopollis* sp., *Triatrpollenites* sp. etc. Grosimea depozitelor descrise am apreciat-o la cca 80-100 m.

Eocenul. Depozitele eocene din unitatea nordică se dezvoltă în partea centrală a regiunii cercetate, în bazinul pîrîului Ieud și pîrîul Botiza. Ele îmbracă un facies marnos-grezos, cenușiu, cu un episod argilos, roșu-verde, în partea inferioară.

În cadrul acestor depozite am separat trei orizonturi litologice și anume :

- orizontul argilos;
- orizontul marnos-nisipos-grezos ;
- orizontul grezos.

Orizontul argilos

Este deschis pe o mică suprafață în pîrîul Botizei, scos la zi în lungul unei falii de solz.

¹⁹ Analizele microfloristice au fost executate de N. Balteș de la I.C.P.T.G. București.



Litologie : argile roșii nisipoase, slab stratificate, micacee, în plăci, cu intercalații subordonate de argile verzi nisipoase, prost stratificate și gresii verzui, micacee, în strate discontinui, de grosimi centimetrice. Grosimea orizontului argilos nu depășește 100 m.

Orizontul marnos-argilos-grezos

Depozitele acestui orizont reprezintă mai mult de 90% din totalitatea depozitelor eocene din unitatea nordică. Profilul cel mai complet deschis este pîrîul Ieud între cantonul silvic și partea din aval a dealului Fus.

Litologie : marne cenușii și verzui, sistoase sau în plăci, slab nisipoase, fin micacee, argile verzui, nisipoase, micacee, sistoase, gresii cenușii și vineții, calcaroase, micacee, fine, dure, cu hieroglife, în plăci și strate sub 5-25 cm, exceptional 40 cm. Gresiile apar de regulă ca intercalații, subordonate în pelite, sau formează pachete de alternanțe ritmice cu acestea. Menționăm, în baza acestui orizont deschis în pîrîul Ieud, frecvențe intercalații de argile roșii, nisipoase, slab stratificate și 3-4 pachete decimetrice de argile cenușii-închise, nisipoase, micacee. Grosimea depozitelor descrise îmbracă valori în jurul a 700-750 m.

Orizontul grezos

Depozitele atribuite acestui orizont ocupă o suprafață extrem de mică (sub 1/2 km²) în axul unui sinclinal răsturnat pe creasta dintre pîrîul Muncelul și pîrîul Poienii (vîrful Malului).

Litologie : gresii cenușii, calcaroase, micacee, dure, granulație fin-medie, în strate de 0,05-0,8 m și bancuri ce depășesc 1 m, cu foarte rare intercalații de marno-argile cenușii și cenușii-verzui, nisipoase, micacee, în strate de 0,02-0,2 m. Grosimea acestor depozite în perimetru cercetat de noi nu depășește 50 m. Ea atinge 200-250 m la vest de pîrîul Botiza ²⁰.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Ca și în cazul Eocenului din unitatea de Lăpuș argumentele pentru formațiunile de aceeași vîrstă din unitatea de Botiza ne-au fost furnizate de asociațiile microfaunistice. Au fost stabilite patru asociații, similare cu cele evidențiate în Eocenul Unității sudice.

Prima asociație se poate întâlni în Eocenul inferior, zona cu *Glomospira* și *Trochamminoides*, fiind identică cu cea pe care am întîlnit-o în orizontul grezos-conglomeratic din unitatea sudică. Întrucît orizontul argilos, roșu este incomplet dezvoltat (el apare la zi tectonic) nu excludem posibilitatea ca partea lui superioară să cuprindă și o parte din Eocenul mediu.

²⁰ G. H. Mitrea, N. Năstase. Raport final asupra cercetărilor geologice din regiunea pîrîului Bloaja – pîrîului Botiza. 1974. I.P.G.G.H. București.



În această idee considerăm orizontul argilos, roșu, echivalentul stratigrafic al orizontului grezos-conglomeratic din unitatea sudică.

Următoarele trei asociații microfaunistice evidențiate prin analiza probelor recoltate din orizontul marnos-argilos-grezos sunt asemănătoare, pînă la identitate cu cele determinate din orizontul argilos grezos al unității de Lăpuș.

Prima dintre aceste asociații este formată din foraminifere aglutinante, în care *Cyclammina amplectens* este în erupție. Cea de a doua asociație, cuprinde foraminifere aglutinante de talie mare, aparținând genurilor *Haplophragmoides*, *Saccamina*, *Reophax* etc., lipsită de reprezentanți ai speciei *Cyclammina amplectens*. În sfîrșit cea de a treia asociație este constituită din globigerinide, cu unele specii în erupție (*Globigerina corpulenta Subb.*, *Globigerinoides conglobatus* (B r a d y). Este vorba de zona cu *Globigerinoides conglobatus*, stabilită, cum s-a arătat de S u b b o t i n a (1963, 1964) în Caucazul de Nord.

Toate aceste asociații permit încadrarea orizontului marnos-argilos-grezos în Eocenul mediu-superior (terminal) ca și perfecta lui paralelizare cu orizontul argilos-grezos din unitatea sudică. Ca și în unitatea de Lăpuș orizontul grezos a fost interpretat ca un facies local, dezvoltat pe seama unei părți (cea superioară) a orizontului marnos-argilos-grezos. În sprijinul acestei idei vin și variațiile de grosime pe care le prezintă orizontul grezos în limite foarte apropiate (de la 50 m în pîrîul Botiza la 200—250 m în vest de această vale în bazinul pîrîului Secul) ²¹.

Menționăm faptul că asociațiile microfaunistice cu *Globosepira* și *Trochminoides*, *Cyclammina amplectens* și respectiv *Globigerinoides conglobatus* întîlnite de noi în Eocenul unităților de Lăpuș și Botiza, sunt citate de D i c e a (1973)²² în depozitele eocene din flișul extern (unitățile superioară și inferioară) al Zonei Voroneț-Suha Mică-Plotonița.

Corelările pe baza asociațiilor microfaunistice, între depozitele eocene din depresiunea Maramureșului și cele din flișul carpatic sunt sintetizate în figura nr. 1.

Oligocenul. Depozitele oligocene din unitatea nordică aflorează pe o suprafață ceva mai redusă, începînd de la paralela dealului Fus spre nord, pînă la rîul Iza. În cadrul lor am separat două orizonturi litologice :

- orizontul marnos ;
- orizontul grezos.

Orizontul marnos

Depozitele acestui orizont se individualizează sub forma unor benzi discontinuî dezvoltate în pîrîul Ieud și afluenții săi stîngi, amonte de dea-

²¹ Op. cit. pct. 20.

²² O. D i c e a. Corelări stratigrafice în flișul extern și molasa Carpaților Orientali. Buletin Tehnic Științific vol. III nr. 4 1973. I.P.G.G.H. București.



| DEPRESIUNEA MARAMUREŞ | | UNITATEA MEDIO MARGINALĂ | | UNITATEA EXTERNĂ | |
|---------------------------------------|---|---|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| PINZA BOTIZEI | PINZA DE LĂPUŞ | SUBUNITATEA MEDIANĂ SUBUNIT. INTERMEDIARĂ | MARGINALĂ | SEMIFERESTRA PUTNA Vrancea | SEMIFERESTRA BISTRITA |
| Fl. Antone scu 1974 | V. Agheorghiesi, I. Bâncilă, I. Costea, Andorina Rosa (1967); I. Costea, A. Saraiman, D. Comsa (1969) | Eruptia de Globigerinide | Eruptia de Globigerinide | Eruptia de Globigerinide | Eruptia de Globigerinide |
| Strate cu Globigerinide | Strate cu Cyclammina amplectens | STRATE DE PLOPU | STRATE DE PLOPU | STRATE DE ARGILE | STRATE DE ARGILE |
| Strate cu Cyclammina amplectens | Strate cu Cyclammina amplectens | STRATE DE ARGILE | STRATE DE ARGILE | STRATE DE CALCAR | STRATE DE CALCAR |
| ORIZONTUL GREZOS | ORIZONTUL GREZOS | ORIZONTUL ARGILOS-GREZOS | ORIZONTUL ARGILOS-GREZOS | ORIZONTUL GREZOS | ORIZONTUL GREZOS |
| Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides |
| INFERIOR | MEDIU | SUPERIOR | STRATA DE TARCĂU | STRATE DE TAZLĂU | STRATE DE CĂȘIN |
| ORIZONTUL GREZOS | CONGLOMERATUL GREZOS | ORIZONTUL MARNO-ARGILOS-GREZOS | GRESAIA DE TARCĂU | CALCARUL DE DOAMNA STRATE DE BUCISU | CALCARUL DE DOAMNA STRATE DE BUCISU |
| Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira și Trochamminoides | Zona cu Giomospira | ZONA CU GRESIA PALINDUA | ZONA CU GRESIA PALINDUA |
| E | O | C | | | |

Fig. 1. — Schemă de corelare stratigrafică a depozitelor eocene din Depresiunea Maramureș cu alte unități din flășul Carpatice.
 Schéma de corrélation stratigraphique des dépôts éocènes de la Dépression de Maramures avec d'autres unités du flysch Carpathique.



lul Fus, precum și în versantul stîng al rîului Iza între Dragomirești și Cuhea.

Deosebirile faciale semnalate între depozitele eocene din unitatea de Lăpuș și Botiza, se mențin și în timpul Oligocenului, cu precădere la nivelul orizontului marnos.

Litologie : marne cenușii și cenușii-închise, uneori negricioase, în general șistoase, cu zona de alterare limonitică, unele cu eflorescențe de sulfati, cu intercalații de gresii cenușii și cenușii-gălbui, în plăci, mai rar strate decimetrice. Depozitele orizontului marnos din versantul drept al pîrîului Ieud, aval de sat, prezintă un pronunțat caracter șistos, fiind reprezentate în procent de 90-95 % prin pelite. În deschiderile atribuite acestui orizont în versantul stîng al rîului Iza, amonte de Cuhea, se dispun dese intercalații de gresii și nisipuri grezoase, gălbui sau vineții, cu zone de alterare limonitică și cu frecvente impresiuni de plante incarbonizate. La diverse nivele apar dese intercalații lenticulare de marnocalcare sideritice.

În stîva de depozite atribuite orizontului marnos în pîrîul Ieud, la paralela dealului Fus, peste depozitele eocene cu eruptii de globigerinide (Eocen terminal), am separat un pachet de cca 80-100 m constituit din marne cenușii de tipul celor din Eocen și gresii cenușii, calcaroase, intens diagenizate, în plăci. Între pachetele de marne cenușii, apar „enclave” de argile verzi și roșii, nisipoase, lipsite de stratificație. În baza acestui pachet, în firul și malul stîng al pîrîului Ieud, pe 5-6 m apar deschise marne albastrui, breciate, total lipsite de stratificație cu numeroase elemente colțuroase de gresii micacee.

Pentru motivele pe care le vom arăta, am atribuit aceste depozite Oligocenului.

În depozitele pe care le-am atribuit orizontului marnos între pîrîul Ieud și pîrîul Gîrbova Mare, am întîlnit frecvente intercalații de marnocalcare gălbui, uneori brune, în plăci centimetrice, de tipul marnelor brune bituminoase din flișul Carpaților Orientali. Lor li se asociază șisturi disodilice cu eflorescențe de sulfati și rozete de gips în strate decimetrice și mai rare lentile centimetrice de menilite. Cu un facies asemănător se prezintă și depozitele atribuite de noi orizontului marnos pe interfluviu dintră pîrîul Gîrbova Mare și pîrîul Gîrbova Mică. Aici, marnele gălbui de tipul marnocalcarelor din stratele de Ileanda și marnocalcarele cafenii, slab bituminoase, de tipul marnelor brune, sunt predominante. Subordonat, apar marne gălbui sau cenușii, șistoase și gresii gălbui, adesea friabile. Grosimea orizontului marnos a fost apreciată la cca 200-250 m.

Orizontul grezos

Depozitele orizontului grezos din unitatea nordică sunt deschise pe o suprafață relativ redusă (cca 8-10 km²) între cursul inferior al pîrîului Ieud și pîrîul Botiza. Cîteva mici petice de depozite grezoase apar scoase prin eroziune la nivelul văii, în afluentii stîngi ai rîului Iza situați la vest de pîrîul Ieud.

Acstea depozite nu prezintă deosebiri esențiale de facies față de corespondentele lor din unitatea sudică, asemănările mergind în cea mai mare parte a coloanei stratigrafice, pînă la identitate.

Pachetele de gresii sunt mai puțin masive, gradul de cimentare mai redus, iar formele de relief date de aceste gresii mult mai joase.

În partea superioară a orizontului grezos în pîriul Gîrbova se întâlnesc frecvente pachete ce ajung la un metru grosime de marnocalcare gălbui în plăci, iar în primul affluent drept al pîriului Botiza aval de sat, lentile de menilite. Grosimea orizontului grezos a fost apreciată la cca 800—900 m.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Problemele referitoare la vîrsta depozitelor atribuite Oligocenului din unitatea de Botiza, sunt aproximativ aceleasi și pentru sedimentele corespunzătoare din unitatea de Lăpuș.

Analizele microfaunistice au evidențiat două asociații pentru cele două orizonturi litologice. Prima asociație rezultată din analiza probelor recoltate din nivelul marnos cu brecii din pîriul Ieud, cuprinde specii evident remaniate (*Haplophragmoides*, *Bathysiphon* etc.) cărora li se adaugă specii oligocene (*Nonionella*, *Chilostomella* etc.).

Asociația cuprinde speciile *Hyperammina* cf. *H. elongata* Braddy, *Chilostomella oolina* Schiw., *Haplophragmoides emaciatus* Braddy, *H. coalingensis* Cussi H. Anna, *H. walteri* Grzyb, *H. scitulus* (Braddy), *Bathysiphon filiformis* M. Saras, *Nonionella miocaenica* Cussi, Ponton, *Virgulina* (*Virgulinella*) *miocaenica* Cussi și Ponton, *Quinqueloculina akneriana* d'Orb. Asociația este comparabilă cu brecia de Cason (Bucur et al., 1964) și se plasează la nivelul stratelor de Pucioasa din flișul Carpațiilor Orientali. Cîteva probe din orizontul marnos deschis în versantul stîng al pîriului Gîrbova Mare, analizate microfloristic au pus în evidență asociația: *Piceites* sp. (tip Paleogen), *Toroisporis* sp., *Laevigatosporites haordti* Pot, Ven., *Ephaedripites* sp., *Inaperturapollenites dubius* Pot, Ven., *Monocolpollenites transillius* (Pot) Th, Pf1, *Trudopollis* sp (?), *Triatriopollenites plicatus* (Pot) Kr, *Triporopollenites* sp. (aff. *T. coryloides* Pf1.), *Tricolpopollenites spinosus* Pot, *Tricolpopollenites, manifestus* Pot, *Deflandrea phosphoritica* Eis, *Coredosphaerium* sp., alge monocelulare, *Detritus* vegetal. În ansamblu această asociație s-a întîlnit în partea mediană a Oligocenului din flișul Carpațiilor Orientali, poziție precizată de *Deflandrea phosphoritica* Eis, fosilă caracteristică în toate bazinile europene acestui segment. Absența unor specii marine cu care această specie este de regulă asociată în unele bazine (exemplu Depresiunea Getică), nu afectează diagnoza stratigrafică deoarece restul asociației, deși de natură continentală pledează pentru vîrsta oligocenă medie a probelor respective. O parte din speciile determinate în asociația noastră au fost întîlnite de Baltes în probele analizate din Complexul „Melanienton” (recoltate în 1969 din parastratotipurile Oligocenului de la Nieder, Kaufungen, Glime-rode și Borken—R.F.G.). Acest complex, cel puțin în profilele tip, este lo-



calizat la partea terminală a Oligocenului inferior. O altă parte din speciiile întâlnite în asociația noastră (cca 20%) sunt citate în complexul „Ruperton” (analizat de asemenea de către B a l t e s), localizat în Oligocenul mediu. Prezența acestor specii, deși subordonată celor de tip „Melanien-ton”, îl determină pe B a l t e s să atribuie vîrstă Oligocen mediu depozitelor în care s-a determinat asociația sus citată. În sprijinul acestei vîrste vine și prezența elementelor algale de apă dulce, fenomen care începe să se manifeste atât în bazinile românești cît și în altele, din Oligocenul mediu, accentuindu-se în cel superior.

Cea de a doua asociație microfaunistică, rezultată din analiza probelor recoltate din partea superioară a orizontului marnos și din intercalațiile pelitice ale orizontului grezos conțin specia *Globigerina ciperoensis* (B o l l i), în unele probe, în erupție. Asociația, plasează segmentul corespunzător, cum s-a arătat, la nivelul Oligocenului mediu superior. Din cele discutate reiese că microfaunistic și în parte facial, depozitele oligocene din unitatea de Botiza sunt perfect corelabile cu cele din unitatea de Lăpuș, ele înscriindu-se pe un interval stratigrafic care acoperă Oligocenul în întregime.

În partea sudică a perimetrului, din pîrîul Fundăului spre vest pînă în Preluca Deluțului, se dezvoltă depozitele oligocene în facies grezos din autohtonul unității de Lăpuș.

Litologie : gresii masive în strate decimetrice și bancuri de la 1-5 m, gălbui, intens limonitizate, cu intercalații de sisturi argiloase, brun-maro-nii, cenușii-închise și negricioase, tari, silicificate, aşchioase, compactizate, extrem de dure.

Am atribuit aceste depozite orizontului grezos, Oligocen. Asociațiile microfaunistice conțin *Globigerina ciperoensis*, în unele probe în erupție, întâlnită cum s-a arătat și în depozitele oligocene din cele două unități în pînză.

Badenianul. Depozitele badeniene aflorează în partea nordică a perimetrului, între pîrîul Baicului și pîrîul Botiza, dispuse transgresiv pe sedimentele pelogene. În cadrul lor am separat două orizonturi litologice :

- orizontul tufului de Dej ;
- orizontul marnos-nisipos cu brecii.

Orizontul tufului de Dej

Succesiunea acestor depozite, aproape identică cu cea pe care am întîlnit-o la Dej, exceptînd nivelul de conglomerate deschis în baza tufurilor, cuprinde de jos în sus :

- un nivel de tufuri grosiere, verzui, cu pete albe, cu remanieri de tufuri verzui, fine (5-15 m) ce suportă cca 4 m marne cenușii tufacee cu globigerine, cu intercalații de tufuri fine în plăci ;

- un nivel superior constituit din tufuri verzui, cu granulație fin-medie, cu intercalații de marne cenușii, tufacee (30-50 m).



Orizontul marnos-nisipos cu brecii

Depozitele acestui orizont se dispun fie peste pachetele de tufuri din bază, fie direct peste depozitele paleogene, aşa cum este cazul la Botiza.

Litologie: marne cenuşii, plastice, compacte, cu spărtură concoidală sau neregulată, cu feţe şi filme de nisip fin, cu intercalaţii, uneori alternante, de nisip grezos, cenuşiu şi cenuşiu-gălbui, fin, în strate decimetrice. În partea inferioară se dispun intercalaţii de marne cenuşii, nisipoase, micacee, foarte slab stratificate, brecificate, cu elemente de tuf verzui şi albicios, calcaro cenuşii şi gălbui şi gresii cenuşii, micacee, de tipul celor din Eocen (fig. 2).

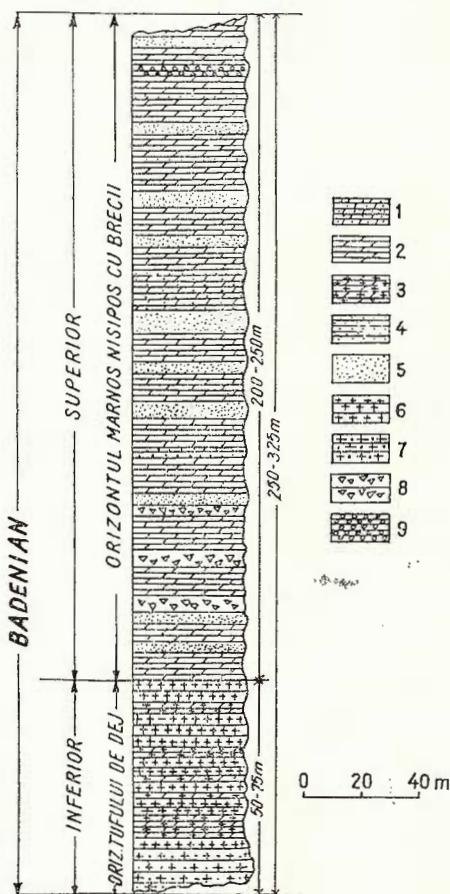


Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică a depozitelor badeniene din regiunea Dragomirești-Botiza.

1, marne nisipoase; 2, marne; 3, marne tufacee; 4, gresii; 5, nisipuri; 6, tufuri; 7, tufuri groși; 8, brecie; 9, conglomerate. Colonne stratigraphique synthétique des dépôts badéniens de la région de Dragomirești-Botiza.

1, marnes sablonneuses; 2, marnes; 3, marnes tuffacées; 4, grès; 5, sables; 6, tufs; 7, tufs grossiers; 8, brèche; 9, conglomérats.

Mentionăm în pîrîul Muncelul (Botiza), la partea superioară a acestui orizont, un pachet de 6 m, conglomerate cu elemente medii, slab cimentate, constituite din gresii şi grezo-calcare gălbui şi vineţii şi rare cuarțite albe. Matricea este marnoasă. În pîrîul Baicului, peste tufuri, se dis-

pune un pachet de 4-6 m marne cenușii, gipsifere, brecificate, cu intercalății decimetrice de gipsuri fibroase. Legat de orizontul marnos-nisipos cu brecii, notăm izvoarele sărate din pîrîul Slatina, pîrîul Gîrbova Mare (un mic affluent drept în zona de obîrșie) și pîrîul Muncelu. Grosimea orizontului deservis variază între 200-250 m.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Analiza microfaunistică a 25 probe recoltate din cele două orizonturi atribuite Badenianului, a permis identificarea a patru asociații microfaunistice. Prima asociație corespunzătoare tufului de Dej, conține alături de o serie de globigerine în erupție, specia *Orbulina universa*, specifică Badenianului inferior. Dintre speciile determinate cităm: *Globigerina bulloides* d'Orb, *G. triloba* Reuss, *Orbulina universa* d'Orb, *Candorbolina universa* Jeelischka, etc.

Celelalte trei asociații au fost identificate în probele colectate din orizontul marnos nisipos cu brecii. Prima dintre ele, constituită din specii în general remaniate, plasează respectivele depozite la nivelul breciei sări și cuprinde printre altele, speciile: *Bulimina aculeata* d'Orb, *B. pupoides* d'Orb, *Haplophragmoides emaciatus* (Bradys), *H. coalingensis* Cussh, Hanna, *Glandulina laevigata* d'Orb, *Uvigerina mexicana* Nuttal, *Gaudryina rudita* Sandide, *Bolivina arta* Macfadyen, *Cibicides ungerianus* d'Orb, *Nonion comune* d'Orb, *Globigerina triloba* Reuss, *G. bulloides* d'Orb etc. Cea de a doua asociație din orizontul marnos-nisipos cu brecii prezintă alături de foraminifere aglutinante și calcaroase, specii ale pteropodului *Spirialis*. Dintre acestea cităm speciile: *Glandulina laevigata* d'Orb, *Gyroidina depressa* (Alt), *Bulimina pupoides* d'Orb, *Cassidulina oblonga* Reuss, *Spirialis andruzzowi* Kittil, *S. subtarhanensis* Jijeneko, *S. umbilicatulus* Jijeneko. Asociația plasează respectivele depozite în Badenianul superior, la nivelul marnelor cu *Spirialis* din Subcarpați. În sfîrșit, a treia asociație identificată într-o singură probă din orizontul marnos-nisipos cu brecii din pîrîul Gîrbova Mare, cuprinde pe un fond de foraminifere calcaroase, speciile *Cibicides lobatulus* Walliker și Jacob (10 exemplare) și *C. pseudoungerianus* Cussh. Prezența speciei *Cibicides lobatulus* în asociația citată pune problema ridicării vîrstei orizontului marnos-nisipos cu brecii în Sarmatianul superior. Întrucînt este vorba de o singură probă ne mulțumim să semnalăm această chestiune și să considerăm că depozitele în cauză se înscriu pe un interval stratigrafic corespunzător Badenianului superior, cu posibilitatea de a trece în Sarmatianul inferior.

Cuaternarul. Formațiunile de dată recentă ocupă suprafețe însemnante în partea nordică a regiunii și cuprind: depozite deluviale, terase și aluviuni.

Depozitele deluviale ocupă creasta dintre pîrîul Muncelul și pîrîul Gîrbova, fiind reprezentate prin blocuri de andezite cu diametrul de la cîțiva cm pînă la cîțiva metri.



Terasele ocupă o suprafață de 10-12 km² între pîriul Baicului și pîriul Botiza și meridianul dealului Fus. Am separat trei nivele de terasă, între curbele de 550 și 400 m (actualul curs al Izei între Cuhea și Dragomirești).

Aluviunile însoțesc cursurile principalelor afluenți ai rîului Iza (pîriul Baicului, pîriul Ieud, pîriul Botiza), în cursul lor inferior, măscind deschiderile din fir.

Eruptiv. Formațiunile eruptive din masivul Tîbles-Tomnatecul ne-au preocupat numai în măsura contactului lor cu sedimentarul. După S c a r l a t (1970)²³, lanțul eruptiv al Tîblesului este format dintr-o serie de corperi subvulcanice, puse în loc în urma unor erupții succesive.

Tipul principal de rocă îl continuă andezitul cu diferitele lui variante, căruia i se adaugă roci dioritice. Vîrsta erupțiunilor, este în mod cert post-oligocenă, probabil Miocen mediu.

Tectonica

Structural, regiunea Dragomirești-Botiza, se plasează în partea centrală a zonei flișului Transcarpatic (D u m i t r e s c u et al., 1962), zonă amplasată pe o fosă geosinclinală cu depozite cretacice și paleogene în facies de fliș (în partea centrală), cărora le corespund termeni marginali în facies neritic, dispusi trasgresiv pe rama cristalină. Evoluția în timp a fosei flișului Transcarpatic a fost determinată de evoluția geosinclinalului Carpathic, cu care a comunicat din timpul Cretacicului superior (Cenomanian) pînă la sfîrșitul Oligocenului și influențată de fenomenele vulcanice legate de punerea în loc a rocilor eruptive din lanțul Tîbles-Hudin.

Studiul sedimentarului ne-a permis individualizarea a două unități în pînză, caracterizate prin faciesuri deosebite și anume :

- unitatea nordică (pînza Botizei) ;
- unitatea sudică (pînza de Lăpuș).

Pe o mică suprafață în partea sudică a perimetrlui, apar la zi depozitele oligocene ale autohtonului unității de Lăpuș. Amploarea încălcării acestor unități se acceptă a fi de cel puțin 5 km. (D u m i t r e s c u et al., 1962). Cele două unități în pînză vin în contact tectonic după o importantă linie de dislocație, în lungul căreia Senonianul și Eocenul din unitatea nordică încalcă peste depozitele oligocene ale unității sudice. Această linie a fost urmărită din pîriul Botiza spre est prin dealul Frâsinișului-pîriul Poienii-pîriul Slatina, pînă în pîriul Baicului. Prezența unui petic de acoperire semnalat de noi pe dealul Surpoasa, constituit din depozite eocene (argile verzi cu intercalări de gresii cu hieroglife și argile roșii, cu *Cyclammina amplectens* în erupție), este o dovedă a extinderii pînzei de Botiza pe o zonă mai sudică decît cea pe care o constatăm astăzi. Depozitele senoniene apar rabotate în fruntea unității, încit raporturile lor săt tectonice

²³ L. Scarlat și Illeana Scarlat. Raport asupra prospectiunilor geologice și geochemice pentru minereuri neferoase în munții Tîblesului. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



atât față de formațiunile pe care repauzează (Oligocenul unității de Lăpuș) cît și față de cele pe care le suportă (depozitele orizontului marnos-argilos-grezos-Eocen). Elementele structurale cele mai importante din această unitate sunt faliile Botiza-Slatina și Gîrbova-Iza, dirijate aproximativ vest-est. În compartimentele nordice ale faliilor, coborîte se dezvoltă depozitele oligocene. Falia Botiza-Slatina, afectează în extremitățile vestice și estice flancurile a două sinclinală cu depozite badeniene superioare.

În partea sudică a perimetrlui am urmărit o importantă linie de dislocație de-a lungul căreia Senonianul și Eocenul unității de Lăpuș încalcă peste depozitele oligocene în facies grezos, de la sud. Această linie se urmărește din zona vîrful Măgurița spre est prin pîriul Gugilor-pîriul Baicului -pîriul Călimanului-pîriul Arcerilor, pînă în pîriul Fundăul (obîrșia pîriului Baicului).

Ca și în pînza Botizei, elementele structurale din pînza de Lăpuș prezintă o orientare generală vest-est, aproximativ paralelă cu linia de încălcare. Depozitele eocene, mai puternic cutate prezintă o serie de cute anticlinale și sinclinală în axul cărora apar la zi depozitele orizontului grezos-conglomeratic, respectiv argilos-grezos. Cele mai importante linii de fractură din cadrul unității sudice: faliile Măgurița-pîriul Poiana și Muncelul -pîriul Baicului, paralele cu direcția elementelor plicative, au caracterul unor falii de compartiment.

Falia Cîrligătura, transversală, compartimentează depozitele din partea vestică, blocul de la vestul faliei fiind coborît. Depozitele oligocene din autohtonul unității sudice prezintă un evident paralelism cu rama eruptivului, în zona de contact ele fiind deversate, ca efect al punerii în loc a eruptivului. În estul regiunii noastre (zona cercetată de noi în 1972²⁴), ele prezintă o structură în cute solzi, orientate nord-sud, deversate de la vest la est.

Depozitele badeniene discordante pe structura depozitelor paleogene, se dispun sub forma unor plăci transgresive pe Oligocen, sau sunt cutate în sinclinală dirijate vest-est, cu flancurile simetrice, de asemenea discordant transgresive pe structura depozitelor paleogene.

BIBLIOGRAFIE

- A gheorghiese i V., B âncilă I., Costea I., Rosa A. (1967) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din flișul carpatic. *D. S. Com. Geol.* LIII, București.
- A tanasiu L., Marinescu I. (1955) Geologia regiunii Petrova-Lunca (Maramureș). *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956 b) Cercetări geologice în regiunea muntelului Hudin. *D.S. Com. Geol.* XL, București.
- B âncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Editura Științifică, București.

²⁴ Op. cit. pct. 8.



- Bombiță Gh. (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț—Poiana Botizii. *D.S. Com. Geol.* LII, 1 (1964—1965), București.
- (1972) Studii geologice în Mării Lăpușului. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- Bucur I., Costea I. (1964) Asupra brecilor din Oligocenul bazinului Cason (Tg. Secuiesc). *Petrol și gaze* 5, 15, București.
- Costea I., Dragu C. (1970) Corelări în Paleogenul dintre Teleajen și Buzău. *D.S. Inst. Geol.* LV, București.
- Bulgăru Gh. (1966) Cercetări stratigrafice în bazinul văii Sălăuța. *St. și Cercet. Acad. R.S.R.* XI, București.
- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehnică, București.
- Sarai man D., Comşa D. (1969) Concluzii biostratigrafice pe baza analizelor micro-paleontologice la nivelul limitei Cretacic—Terțiar, în flișul Carpaților Orientali. *Analele Universității Al. I. Cuza din Iași. Secțiunea II, Geologie*, XV.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. geol.* XXXIX, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol, Gaze și Geologie* III, București.
- Dumitrescu I. et al. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Sandulescu M. (1968) Probleme structurale fundamentale ale Carpaților Românești și Vorlandului lor. *An. Inst. Geol.* XXXVI, 1968, București.
- Grigoraș N., Pauliuc S., Costea I. (1970) Contribuții la orizontarea stratigrafică a depozitelor paleogene dintre văile Bistrița și Suha Mică. *Analele Universității București, Geologie* Anul XIX.
- Kulciński J. O. (1958) Flișul Cretacic și Paleogen din partea de sud-est a Carpaților Orientali. *Culegeri geologice ale Asoc. geologilor din Lwow* (traducere).
- Majzon L. (1963) The paleogene foraminifera horizons of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 7, 3—4.
- Motăș I. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul văii Iza) *D. S. Com. Geol.* XI, București.
- Mutihac V. (1955) Cercetări geologice în regiunea dintre cristalinul Rodnei și masivul eruptiv al Tibleșului. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești — Botiza (Maramureș) *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Patrulius D., Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în v. Vișeu-lui și în împrejurimile Săcelului (Maramureș) *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei). *D. S. Com. Geol.* XL, București.
 - Motăș I., Bleahu M. (1960) Gheologicheskoe stroenie ruminskovo Maramureša. *Karp. Balk. Assot. I Kongr.*, 1 Kiev.
 - Popescu Gr. (1960) Fația Wildflișa i osadocinie utesi Bukovini i Maramureșa. *Karp. Balk. Assot. I. Kongr.*, 3 Kiev.
- Popescu Gh. (1972) Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/3, București.

S u b b o t i n a N . N . (1963) Globigherinidi Hantkeninidi i Globorotalidi. Leningrad.

— (1964) Foraminiferi melovih i paleogenovih otogenii Zapodnoi Sibirskoi nizmenosti. Leningrad.

T ă t ă r ă m N . , I l i e s c u M . , I l i e s c u G h . (1969) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din Maramureș.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DRAGOMIREȘTI-BOTIZA

(Résumé)

Dans ce travail les auteurs présentent une série de nouvelles données basées sur les observations faites en terrain et sur les résultats des analyses microfauniques. L'étude des dépôts crétacé-paléogènes a donné la possibilité de reconnaître deux unités structurales, l'unité septentrionale (nappe de Botiza) et l'unité méridionale (nappe de Lăpuș), qui présentent des rapports de chevauchement et qui se caractérisent par des faciès spéciaux.

Les dépôts oligocènes, en faciès gréseux, de l'autochtone de l'unité méridionale et l'éruptif du massif de Tibleș-Tomnatecul, affleurent sur une petite surface de la partie méridionale du périmètre.

Les dépôts crétacés supérieurs des deux unités de la nappe, sont caractérisés par des associations microfauniques avec des espèces de Globotruncanes en éruption. Vu les quelques espèces de globorotaliides et le contenu microfloral, on considère que la partie supérieure des marnes rouges de Botiza pourrait appartenir au Paléocène.

Les dépôts éocènes de l'unité de Lăpuș se développent en facies argileux-conglomératique, et ceux de l'unité de Botiza en facies marneux-argileux. L'âge des dépôts des deux unités est prouvé du point de vue paléontologique, par des associations microfauniques. En ce qui concerne l'Eocène, on y a établi plusieurs associations : l'association à *Glomospira* et à *Trochamminoides* — pour l'Eocène inférieur, et les associations à *Cyclammina amplectens* Grzyb, à foraminifères agglutinants grands, et respectivement l'éruption de globigerinides — pour l'Eocène moyen-supérieur. La dernière association, caractérisée par l'éruption de globigerinides, et qui correspond à la zone à *Globigerinoides conglobatus* (Brady), forme un seuil bionomiques à la limite Eocène-Oligocène, subsistant dans les deux unités.

Les associations établies dans l'Eocene, permettent la corrélation des dépôts de cet âge des deux unités, dans la nappe, ainsi que la corrélation de ces dépôts avec des sédiments éocènes du flisch des Carpates Orientales. Les dépôts oligocènes des deux unités présentent de remarquables différences faciales, surtout au niveau de l'horizon marneux. Dans cet horizon, on a séparé dans l'unité de Botiza, un niveau de brèches à microfaune comparable avec celle des couches de Cason.

On mentionne, dans l'horizon marneux de cette unité, la présence des marno-calcaires bruns, faiblement bitumineux et des schistes dissodiliques, roches spécifiques pour l'Oligocène de la zone intermédiaire, marginale et externe du flisch Paléogène des Carpates Orientales.



Du point de vue microfaunique, les dépôts oligocènes des deux unités se caractérisent par deux associations :

- une association qui renferme des foraminifères calcaires qui appartiennent aux genres, *Chilostomella*, *Nonionella*, *Virgulinenella*, pour l'Oligocène moyen ;
- une association à *Globigerina ciperoensis* Bölli, pour l'Oligocène moyen-supérieur. La présence de l'Oligocène moyen est attestée aussi par l'association microfaunique à *Deflandrea phosphoritica* Eis.

Vu la continuité de sédimentation depuis l'Eocène jusqu'à l'Oligocène, on admet la présence de l'Oligocène inférieur.

Les dépôts badéniens, représentés par l'horizon du tuf de Dej et par l'horizon marneux-sablonneux à brèches, renferment toute la succession stratigraphique du Badénien des Sous-Carpates. A partir de l'espèce *Orbulina universa* d'Orb et de l'éruption de globigerinides on attribue l'horizon du tuf de Dej au Badénien inférieur. L'horizon marneux-sablonneux à brèches se caractérise par trois associations microfauniques :

- une association à foraminifères remaniés, qui place les dépôts respectifs au niveau de la brèche du sel ;
- une association où, sur un fond des foraminifères calcaires s'insèrent des espèces du ptéropode *Spirialis* ;
- une association caractérisé par la présence de l'espèce *Cibicides lobatulus* Waller et Jacob.

Les premières deux associations permettent l'attribution de l'horizon marneux-sablonneux à brèches au Badénien supérieur. La présence de l'espèce *Cibicides lobatulus* dans la troisième association, indique la présence du Sarmatiens inférieur.

Du point de vue structural, on a suivi deux lignes de dislocation le long desquelles les dépôts Sénonian-Eocènes chevauchent les dépôts oligocènes situés au sud des lignes de charriage. Les deux lignes tectoniques correspondant au front des nappes de Botiza, respectivement de Lăpuș. Les éléments structuraux des deux unités sont représentés par des plis anticlinaux et synclinaux normaux ou faillés et par des failles à caractère d'écailler ou de bloc, dirigés généralement W-E, approximativement parallèles à la direction des lignes de chevauchement.

Le Badénien est discordant-transgressif sur les dépôts paléogènes. Il se trouve sous forme de lambeaux sur les zones élevées morphologiquement, des vrais témoins de l'érosion, ou il forme des plis synclinaux normaux ou faillés, dirigés W-E. L'éruptif apparaît sous forme des corps subvolcaniques ayant la zone d'enracinement située au sommet de Tibleș qui perce les sédiments paléogènes.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Dragomirești-Botiza.

1, Holocène : a, alluvions ; b, terrasse supérieure ; c, terrasse moyenne ; d, terrasse inférieure ; 2, Pléistocène ; a, dépôts déluviaux. Unité septentrionale (Nappe de Botiza) ; 3, Badénien : a, horizon marneux-sablonneux à brèches ; b, horizon du tuf de Dej ; 4, Oligocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux ; c, niveau à brèches ; 5, Eocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux argileux-gréseux ; c, horizon argileux ; 6, Crétacé supérieur : a,



Sénonien. Unité méridionale (Nappe de Lăpuș). 7, Oligocène : a, horizon gréseux ; b, horizon marneux. 8, Eocène : a, horizon gréseux ; b, horizon argileux-gréseux ; c, horizon gréseux-conglomératique ; 9, Crétacé supérieur ; a, Sénonien. Autochtone. 10, Oligocène : a, horizon griséux. Eruptif : 11, andésites ; 12, limite normale ; 13, limite de transgression ; 14, limite éruptive-sédimentaire ; 15, faille ; 16, ligne de charriage ; 17, axe d'anticinal normal ; 18, axe de synclinal normal ; 19, axe de synclinal à flanc renversé ; 20, tracé des sections ; 21, source saline.

Planche II

Section géologique dans la région de Dragomirești-Botiza.

Legende : voir planche I.

Planche III

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts crétacé-paléogènes de la zone de Ieud-Botiza (Unité de Botiza).

1, marnes ; 2, marnes sablonneuses ; 3, marno-calcaires ; 4, schiste argileux ; 5, schiste argileux sablonneux ; 6, argiles ; 7, grès ; 8, ménilites.

Planche IV

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts crétacé-paléogènes de la région du ruisseau Băicului — ruisseau Căliman (unité de Lăpuș).

1, marnes ; 2, marnes sablonneuses ; 3, marno-calcaires ; 4, schistes argileux ; 5, schiste argileux sablonneux ; 6, argile ; 7, grès ; 8, grès grossiers ; 9, conglomérats ; 10, gréso-calcaires.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

I. Bucur : Care este vîrstă incălecărilor unităților de Botiza și Lăpuș ?

F. Antonescu : Vîrsta incălecărilor celor două unități se plasează în intervalul de timp cuprins între sfîrșitul Oligocenului și începutul Badenianului.

I. Bucur : În legătură cu breciile întâlnite de autor în pîriul Ieud și paralelizate „gross modo” cu cele de Cason (Bucur, 1964), consider că se impune reconsiderarea în general a poziției breciilor oligocene din Carpații Orientali întrucît în prezent se cunosc și brecii intercalate în stratele de Găinești (paralelizate de curind — 1971 — cu stratele de Vinețisu de către T. H. Joja), precum și la partea mediană a faciesului de Krosno (I. Băncilă și V. Agheorghiesei, 1964). Noi plasăm breciile de Cason la partea terminală a Oligocenului de Fusaru-Pucioasa, în timp ce G. r. Popescu consideră (1963) breciile de Slon ca un facies particular al Oligocenului intern, deci sincron faciesului de Pucioasa-Fusaru (Krosno) și implicit celui de Kliwa din unitățile externe ale flișului.

G. Mitrea : Dacă presupune existența în adîncime a unor klippe jurasice ?

F. Antonescu : În secțiuni geologice n-au fost figurate. Ele pot însă exista.

P. Duțescu : Care sunt elementele noi aduse prin lucrare atât din punct de vedere litologic cât și tectonic ?



F. I. Antonescu : Elementele noi aduse de lucrare sint :

- a) Separarea depozitelor cretacice superioare (Campanian-Maestrichtian) in Unitatea de Lăpuș ;
- b) Argumentarea pe bază paleontologică (microfaună și microfloră) a vîrstei orizonturilor litologice separate și corelarea lor pe baza asociațiilor microfaunistice cu depozitele eocene și oligocene din unitățile medio-marginală și externă din zona flișului Carpaților Orientali ;
- c) Separarea în cadrul unității de Botiza a trei aliniamente cu depozite atribuite orizontului marnos al Oligocenului, nefigurate pe hărțile anterioare ;
- d) Semnalarea prezenței Paleocenului, pe baza speciilor de globorotaliide și a conținutului microfloristic, la Botiza (la partea superioară a marnelor roșii) ;
- e) Orizontarea depozitelor miocene. Se semnalează prezența speciei *Cibicides lobatulus* în aceste depozite, care indică Sarmatianul inferior ;
- f) Separarea unor mici petice de depozite ale Badenianului inferior, nesemnalate anterior ;
- g) O imagine structurală nouă, bazată pe suportul litostratigrafic.

P. Duțescu : Dacă brezia din pîrful Ieud are asemănări litologice cu brezia de Găinești ?

F. I. Antonescu : Brescia separată în Oligocenul din unitatea de Botiza prezintă certe asemănări litologice cu breciile oligocene, în general. Conținutul micropaleontologic al acestor brecii (din Botiza), permite, cum s-a arătat, plasarea lor în Oligocenul mediu, la nivelul stratelor de Pucioasa.

O. E delstein : Care sunt cele mai nordice apariții ale produselor activității eruptive ?

F. I. Antonescu : În cadrul perimetrului cercetat, în afara corpurilor subvulcanice care formează masivul Țibleșului, mai la nord de acesta apar cîteva mici dyck-uri ce străpung depozitele paleogene.



FL. ANTONESCU, AL. POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DRAGOMIREȘTI-BOTIZA

0 1 2 km.

LEGENDA

| | | |
|---|------------------|-----------------------|
| 1 | Qh | a) Aluviumi |
| | Qht ₃ | b) Terasă superioară |
| | Qht ₂ | c) Terasă medie |
| | Qht ₁ | d) Terasă inferioară |
| 2 | Qp | a) Depozite deluviale |

HOLOCEN } CUATERNAR
PLEISTOCEN }

| UNITATEA NORDICĂ (PINZA BOTIZEI) | |
|----------------------------------|--|
| 3 | a) Orizontul marnos-nisipos cu brecii SUPERIOR b) Orizontul tufului de Dej INFERIOR |
| 4 | a) Orizontul grezos b) Orizontul marnos c) Nivel cu brecii |
| 5 | a) Orizontul grezos b) Orizontul marnos-argilos-grezos c) Orizontul argilos |
| 6 | a) Campanian - Maestrichtian SENONIAN CRETACIC SUP. |

BADENIAN } MIOCEN
MEDIU-SUPERIOR } OLIGOCEN
INFERIOR-MEDIU } EOCEN

| UNITATEA SUDICĂ (PINZA DE LĂPUȘ) | |
|----------------------------------|---|
| 7 | a. Orizontul grezos b. Orizontul marnos |
| 8 | a. Orizontul grezos b. Orizontul argilos-grezos c. Orizontul grezos-conglomerat |
| 9 | a. Campanian - Maestrichtian SENONIAN CRETACIC SUP. |

MEDIU-SUPERIOR } OLIGOCEN
INFERIOR-MEDIU } EOCEN

| AUTOHTONUL | |
|------------|--|
| 10 | a. Orizontul grezos MEDIU-SUPERIOR OLIGOCEN |

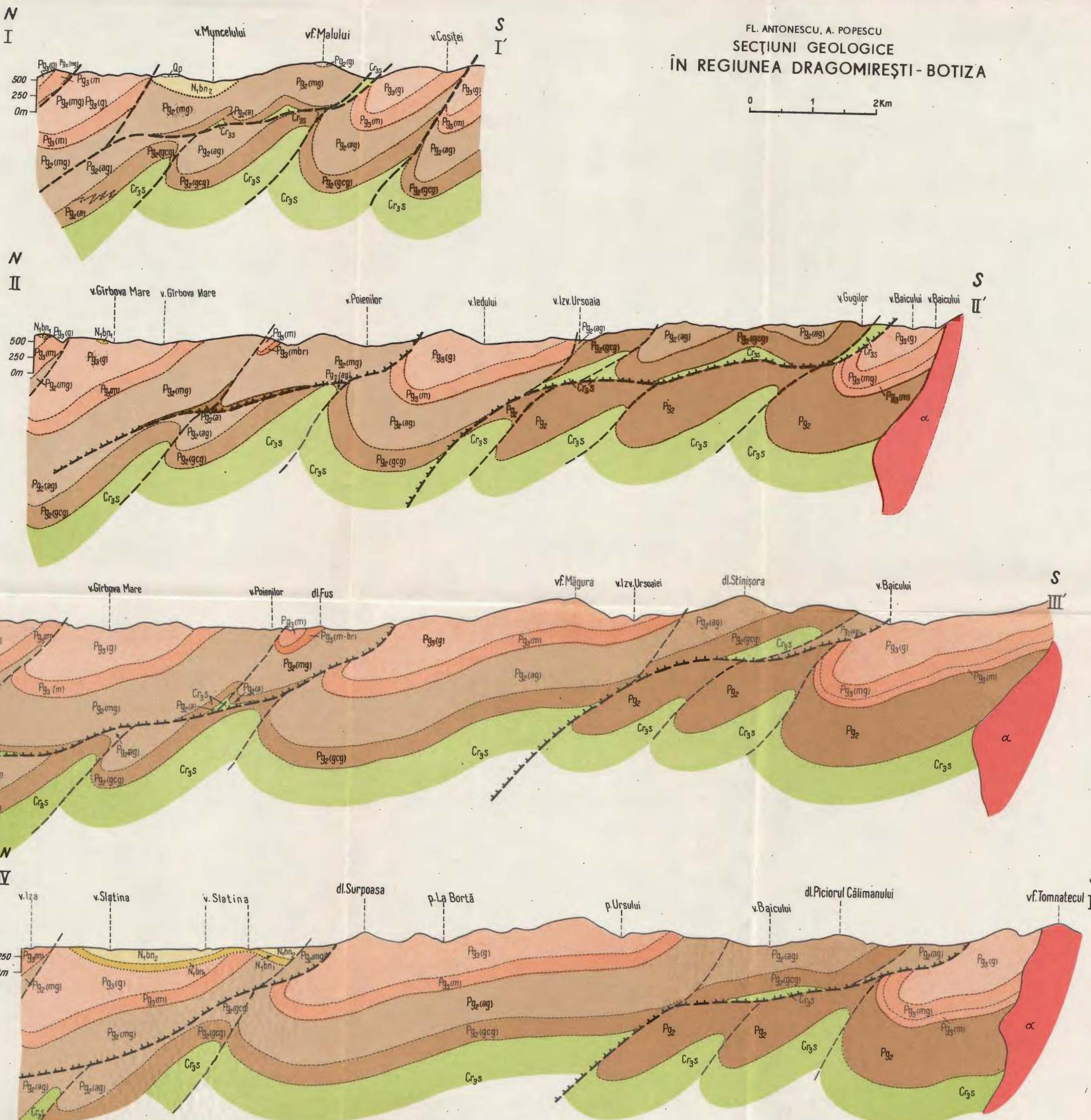
ERUPTIV

| | |
|----|-------------|
| 11 | a. Andezite |
|----|-------------|

- 12 Limită normală
- 13 Limită de transgresiune
- 14 — Limită eruptiv sedimentar
- 15 — Fală
- 16 — Linie de ţaraj
- 17 ↓ Ax de anticlinal normal
- 18 ↑ Ax de sinclinal normal
- 19 ⚡ Ax de sinclinal cu un flanc răstumat
- 20 I— Traseul secțiunilor
- 21 X NaCl Izvor sărat

AUTOHTONUL PINZEI DE LĂPUȘ FIGURAT NUMAI PE SECȚIUNILE GEOLOGICE

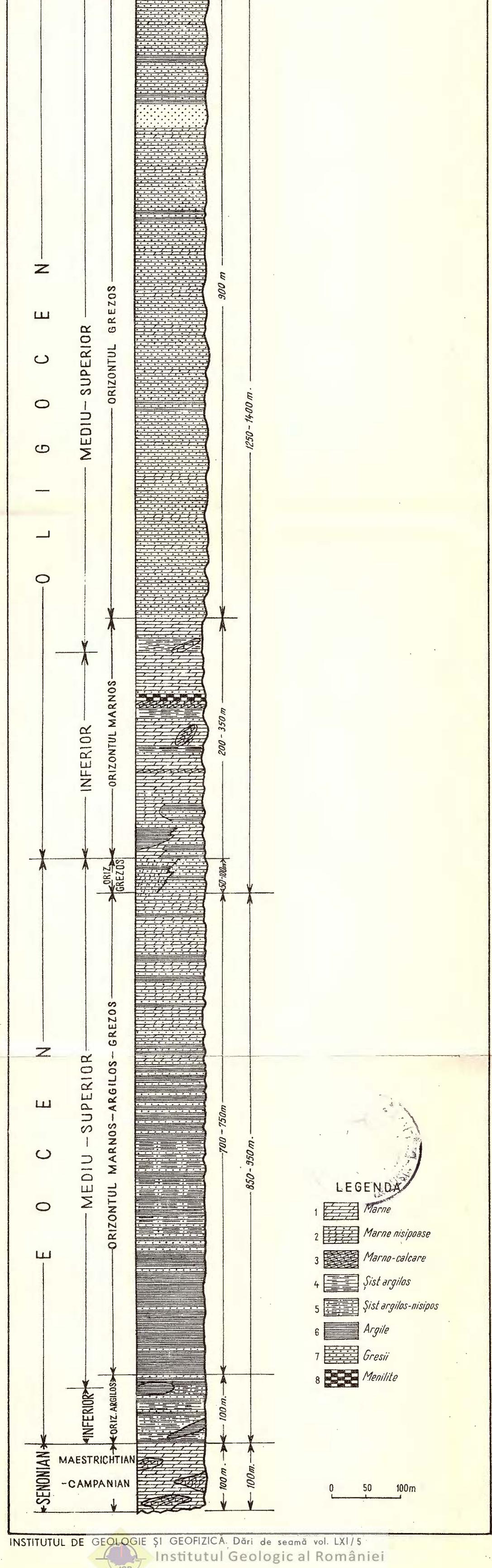
| | | |
|---------------------|---------------------------|-------------------|
| Pg ₃ (g) | Orizontul grezos | MEDIU-SUPERIOR |
| Pg ₃ (m) | Orizontul marnos-grezos | INFERIOR-MEDIU |
| Pg ₃ (m) | Orizontul marnos | OLIGOCEN |
| Pg ₂ | Eocen nedivizat | EOCEN |
| Cras | Campanian - Maestrichtian | SENONIAN |
| | | CRETACIC SUPERIOR |



FL. ANTONESCU, AL. POPESCU
**COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A
 DEPOZITELOR CRETACIC - PALEOGENE**
ZONA IEUD - BOTIZA
(UNITATEA DE BOTIZA)

FL. ANTONESCU, AL. POPESCU. Contribuții la cunoașterea
 geologiei regiunii Dragomirești - Botiza

PL. III

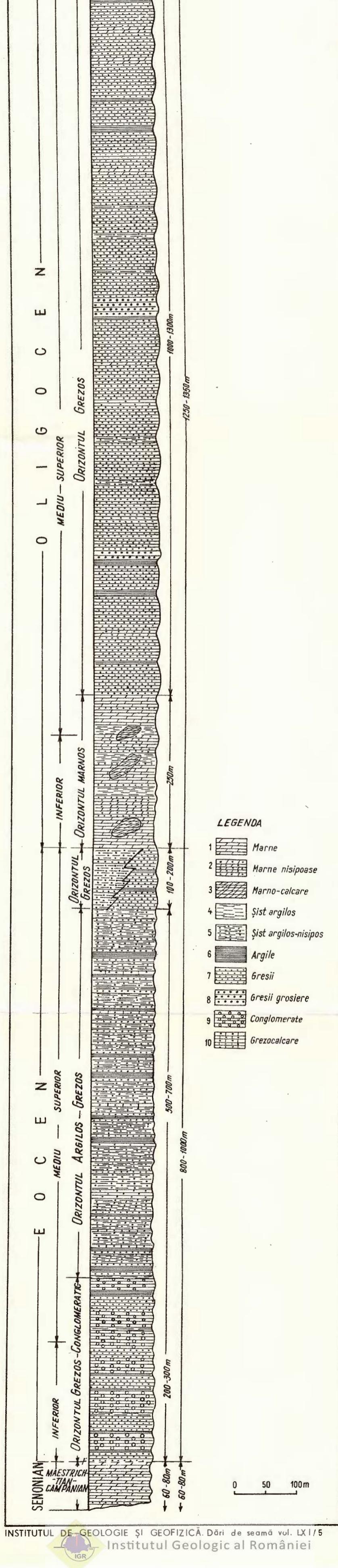


FL. ANTONESCU, AL. POPESCU

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A DEPOZITELOR CRETACIC - PALEOGENE DIN REGIUNEA PIRIUL BAICULUI - PIRIUL CĂLIMANULUI (UNITATEA DE LĂPUŞ)

FL. ANTONESCU, AL. POPESCU. Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Dragomirești - Botiza

PL. IV



Dări de seamă ale ședințelor vol. LXI (1973—1974). Pag. 61—83

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ASUPRA BIHORULUI DE VEST. UNITATEA DE URMĂT ȘI UNITATEA DE VETRE¹

DE

SEVER BORDEA, MARCIAN BLEAHU, JOSEFINA BORDEA²

Abstract

New Stratigraphic and Structural Data on the Western Bihor Mountains Următ and Vetre Units. Detailed studies carried out in the zone comprised between the Crișul Pietros Valley and the Crișul Negru Valley allowed the authors to present a geological sketch on scale 1:50 000. The Coșuri Beds (Lias-Dogger?), considered as belonging to the Codru Nappe, are referred to the Bihor Autochthonous Formations. A new tectonic unit is pointed out, the Următ Unit consisting of a detrital carbonate complex with some Wildflysch episodes. It is for the first time that the existence of the Vetre Unit composed of Frasinel Dolomites and Băița Marble is mentioned. The Arieșeni Unit overlies either the above units or the Bihor Autochthonous Formations. The above tectonic units were deposited in a sedimentation basin; they overlapped during the first orogenesis phase Mesorectaceous in age. In the course of a new stage the unitary pile was displaced forwards, and a sliding of superimposed blocks took place. The Arieșeni Nappe overlay during the Mediterranean phase these units and the Bihor Autochthonous Formations.

I. Introducere, istoric

Cercetările efectuate în perioada 1970-1971 au permis elaborarea unei schițe tectonice a părții de nord-vest a munților Bihor (Bordea și Bordeanu, 1973). Studiile ulterioare efectuate în 1972 și 1973 mai la sud, au adus o serie de date noi stratigrafice și tectonice care au condus la o imagine structurală nouă.

Date publicate privind structura regiunii dintre Crișul Pietros și Crișul Negru al Băiței sunt relativ puține. Studiile geologilor Peters (1861) Posepny (1874), Szadeczy (1906) și Szontagh,

¹ Comunicare în ședință din 3 iunie 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



Palfy și Rozloznik (1912) se mențin încă la un nivel general. Prima lucrare detaliată asupra regiunii se datorește lui N. Arabu (1941). Ea se referă la zona Băița-Bihor, unde autorul a separat depozite permiene, triasic, liasic-doggeriene și tithonic-neocomiene. Imaginea tectonică este foarte complicată, greu de generalizat chiar în însăși zona prezentată. Astfel Neocomianul autohtonului apare uneori în pînză peste depozitele permiene ale unității de Arieșeni, fapt infirmat ulterior de o serie de foraje.

Prețioase date stratigrafice și tectonice sunt aduse cu ocazia lucrărilor de cartare desfășurate în vederea întocmirii foii 1 : 100.000 Arieșeni. Rezultatele acestor lucrări sunt cuprinse în mai multe rapoarte dintre care cel din 1958 (Bleahu et al.)³ vizează direct zona în discuție. Datele obținute au fost figurate pe foaia Arieșeni; raportul însă conține o serie de ipoteze privind poziția unor formațiuni „de vîrstă necunoscută”. Dintre acestea, „seria cuarțitelor verzi... seamănă bine cu Werfenianul inferior..., cu orizontul inferior al Rhetianului..., cu Liassicul inferior al autohtonului de Bihor și cu seria cuarțitelor verzi din pînza de Arieșeni”. În raport se arată că aceste cuarțite reprezintă un „petic tectonic de acoperire... sau un element al unității de Codru fiind deci structural legate de fundamentul imediat subjacent. Din aflorimentele lor, cuarțitele sunt desprins întinzându-se apoi pe o suprafață mare ca grohotișuri și deluvii”. Pentru foaia Arieșeni s-a ales această a doua soluție, considerindu-se că nu există elemente suficiente pentru crearea unei unități tectonice. Am menționat aceste două ipoteze ele stînd la baza interpretării structurii geologice prezentată în lucrarea de față. În 1968⁴ și 1969, N. Gherasim cuceră zona Băița-Sighiștel deosebind autohtonul de Bihor, pînza de Codru și pînza de Arieșeni, separații figurate și pe foaia Arieșeni. Harta anexată la raport cuprinde date importante privind conturul pînzei de Arieșeni (în versantul stîng al văii Sighiștel), liniile tectonice din versantul drept al Crișului Negru și constituția litologică a straturilor de Coșuri.

În 1963, Bleahu ordonează stratigrafia depozitelor permiene din Munții Apuseni. În privința acestor depozite lucrarea de față nu aduce date noi.

S. Stoici (1974), descriind mineralizațiile de la Băița-Bihor, anexează și o hartă geologică în care sunt figurate o serie de falii și filoane banatitice, majoritatea verificate prin lucrări miniere⁵. Recent Manea

³ M. Bleahu, Ștefana Balș, S. Bordea, Josefina Dan, Camelia Dia, Silvia Gobjilă, Gh. Mantea, Maria Tabacu. Raport geologic asupra cartărilor din Munții Bihor și Codru. M. Bleahu și S. Bordea au cercetat perimetrele la care ne referim. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ N. Gherasim. Raport geologic privind prospecțiunile mineralogice pentru minereuri neferoase în bazinul superior al Crișului Negru-Munții Bihor. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ Aducem mulțumiri dr. S. Stoici pentru amabilitatea de a ne fi pus la dispoziție spre cercetare, carote din forajul 5005 și ing. Lucian Munteanu pentru carotele forajelor Julești.

(1973) descoperă în versantul stîng al Sighiștelului un petic de rabotaj constituit din șisturi cristaline care repauzează pe depozite tithonice (autohton de Bihor) și suportă depozite permiene (pînza de Arieșeni).

II. Stratigrafie

Succesiunea depozitelor sedimentare este prezentată pe unități tectonice. În planșă am reprezentat coloanele stratigrafice ale fiecărei unități. Cum aproape toate formațiunile au fost abordate pe larg în raportul din 1958⁶, descrierile noastre sunt în general succinte; excepție o fac unele depozite considerate ca repere în întocmirea schemei structurale a regiunii sau unele entități litologice neidentificate pînă la momentul cercetărilor noastre.

Unitățile din zona studiată sunt: (A) autohtonul de Bihor, (B) unitatea de Ferice cu două sectoare (Tătăroaia și Măgura), (C) unitatea de Bâtrînescu, (D) unitatea de Următ, (E) unitatea de Vetre și (F) unitatea de Arieșeni.

A) Autohtonul de Bihor

Autohtonul de Bihor cuprinde în zona cercetată formațiuni ale Jurasicului inferior și (?) mediu, Tithonicului și Neocomian-Aptianului inferior.

(1)⁷ Stratete de Coșuri (Jurasic inferior și (?) mediu); sunt constituite dintr-o alternanță de argile, marnocalcare și gresii. Ele au fost cornificate de masivul intrusiv banatitic de la Băița. În 1874, Posenyele denumește „Cosciuri Gesteine” dind și o descriere a acestor strate. Mai tîrziu N. Arabu și apoi M. Bleahu le descriu macroscopic; cel de-al doilea autor cuprinzîndu-le sub denumirea de strate de Coșuri. În 1967, Gherasimă dă o descriere detaliată a tipurilor de corneene din cuprinsul acestor strate pe care le înglobează ca și Bleahu în suita stratigrafică a unității de Codru.

Stratetele de Coșuri apar, în afara punctelor cunoscute din lucrările precedente, pe valea Peștera, situată la sud de capătul estic al localității Chișcău. Aici ele suportă calcare recristalizate tithonice exploataate în cariera de la Chișcău. Poziția stratelor de Coșuri de pe valea Peștera ca și a celor de pe piraiele de obîrșie ale văii Sighiștel (de la sud de virful Tîrău) ne-au determinat să considerăm stratetele de Coșuri ca aparținând autohtonului.

La vest de pîriul Brusturi depozitele liasice sunt constituite numai din gresii cuarțitice alb-verzui sau violacee, identice cu cele în facies de Gresten și asemănătoare cu gresiile cuarțitice werfeniene. Ele reprezintă Liasicul inferior care fie că lipsește din baza stratelor de Coșuri (vezi fig. 1 cazul A) fie că este partea mediană a stratelor de Coșuri (fig. 1 cazul B) cu un Triasic al autohtonului, lucru greu de acceptat.

⁶ Op. cit. pet. 3.

⁷ Numerele se referă la coloanele stratigrafice din figura 2.



În forajul 5005 de pe Valea Mare au fost întâlnite la adîncimea de 800 m, sub calcarele cenușii-deschise, ce aparțin probabil Tithonicului din autohtonul de Bihor, gresii cenușii, gresii verzui cuarțitice ce alternează cu șisturi micacee grezoase. Întreg pachetul detritic este cornificat. Din el forajul ieșe la adîncimea de 945 m. Considerăm aceste corneene tot strate de Coșuri.

(2) **Calcare cenușii cu corali (Tithonic).** Sunt bine reprezentate pe valea Sighiștelului și în platoul Birloiasa. Gheră s⁸ menționează corali în calcarele recristalizate de pe pîriul Bisericuței,

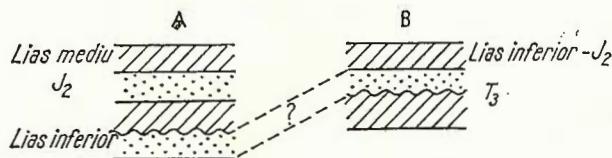


Fig. 1. — Poziția gresiilor cuarțitice de la vest de Brusturi; A, în baza stratelor de Coșuri; B, la partea mediană a acestora.
Position des grès quartzitiques de l'ouest de Brusturi;
A, dans la basse des couches de Coșuri; B, à la partie médiante de ceux-ci.

calcare pe care le atribuie însă Triasicului din unitatea de Codru. În opinia noastră aceste calcară aparțin tot Tithonicului, ele suportind spre est calcară neocomiene.

Geologii prospectori de la sănătiorul Beiuș (I.P.E.G. Cluj) au cercetat în 1973, prin lucrări miniere ușoare, o serie de lentile de bauxită care jalonează limita Cretacic/Jurasic, în versantul stîng al Sighiștelului.

Cercetările noastre au arătat că imediat deasupra peșterii Muncelului, calcarăle cenușii conțin corali; calcarăle cenușii cu pelicule roșii ce apar de-a lungul faliei Pietrele Negre la contactul cu stratele de Coșuri (în curba strînsă pe care o face șoseaua Băița-Arieșeni, la 255 m sud-est de vîrful Pietrele Negre) conțin exemplare de *Ellipsactinia* sp. și aparțin Tithonicului. Prezența calcarelor tithonice în această zonă, între stratele de Coșuri și calcarăle neocomiene constituie încă un argument pentru atașarea stratelor de Coșuri la autohtonul de Bihor.

(3) **Calcarele cenușii fine cu pahiodonte (Neocomian-Aptian inferior).** Aceste calcară sunt ușor de recunoscut în secțiuni subțiri după macrofaună sau microfaună (Miliolide și Textularii) pe care o conțin, acolo unde metamorfismul nu a distrus conținutul fosil.

Calcarăle cenușii de pe pîriul Bisericuței și cele din versantul drept al Văii Mari (situate la 600 m amonte de podul peste care trece șoseaua Arieșeni), considerate de antecercetători noriene (și aparținând unității

⁸ Op. cit. pct. 4.

de Codru)^{9,10} le atribuim bazați pe microfauna conținută Neocomianului. Calcarele cu pahyodontă au o grosime de cca 200 m.

B) Unitatea de Ferice

Depozitele care alcătuiesc, în zona cercetată, unitatea de Ferice apar în două sectoare : sectorul Tătăroaia și sectorul Măgura.

În sectorul Tătăroaia suita stratigrafică începe cu (1) gresii violacee permiene, peste care se dispun, probabil discordant, (2) gresii cu arătice werfeniene ce ating o grosime de cca 300 m, care suportă pe alocuri (în valea Fagului și pe muchia dintre Păuleasa și Budeasa în șaua de la cota 963) (3) gresii micacee dolomitiice, raportate Campilianului superior ; grosime cca 20 m. Succesiunea continuă cu (4) o stivă de dolomite cenușii (cca 300 m grosime) care se îndințează sau sunt înlocuite aproape total la partea superioară cu dolomite albe adesea vacuolare (10–150 m grosime). Dolomitele constituie împreună Anisian-Ladinianul inferior. Cele mai noi depozite triasice din acest sector aparțin Ladinianului superior-Julianului (5). Ele sunt constituite din calcare negre cornoase, cu accidente silicioase, bine stratificate în bancuri de 2-20 cm. Pe alocuri comportă intercalații de șisturi argiloase gălbui sau brune. Grosimea totală este de 150-200 m. Din calcarele negre am detașat exemplare de ceratiți, prost conservați ; punctul fosilifer se află pe pîrul Prelucilor la cca 100 m de izbucul de pe acest pîr, în jurul altitudinii de 700 m. Aceleași tipuri de ceratiți am întîlnit pe poteca ce duce de la confluența pîrului Prelucilor cu valea Muncelului la vîrful Tătăroaia (în jurul altitudinei de 850 m). Calcarele cu accidente silicioase pot fi paralelizate cu calcare cu *Halobia fluxa* Mojs. descrise de Bordéa și Bordéa în 1973 sub denumirea impropriu de „calcare de tip Reifling”. Comparind aceste calcare cu cele din profilul clasic de la Grossreifling constatăm că ele nu pot fi paralelizate. Aceleași calcară sunt descrise în sectorul vestic al munților Pădurea Craiului de către D. Patruliș¹¹ sub denumirea de calcar de Roșia, denumire pe care o adoptăm și noi.

Pentru sectorul Măgura coloana stratigrafică se asemănă cu cea descrisă anterior (1, 2, 3) pînă la nivelul dolomitelor cenușii (4). Acestea nu mai suportă dolomite albe vacuolare ci calcare negre cu accidente silicioase (5). Pe ogașele de la obîrșia pîrului Văii Izbucului (amonte de localitatea Valea Neagră de Sus și de izbucul de la cota 375 de pe pîrul amintit) calcorele negre cu intercalații de șisturi violacee sunt intens transformate dinamic în calcăsturi. Calcarele negre suportă calcare albe, rozori vișini, care au rare intercalații și șisturi argilo-grezoase. Calcarele descrise se îndințează cu dolomite albe, uneori calcar dolomitice. Rocile descrise le cuprindem sub denumirea de „strate de Obîrșia Izbucului” (6) și le atribuim după poziția stratigrafică Carnianului superior. Grosimea acestor depozite este de 60-100 m.

⁹ Op. cit. pct. 4.

¹⁰ Op. cit. pct. 3.

¹¹ Într-o notă comunicată la Colocviu Triasicului de la Viena (1973).

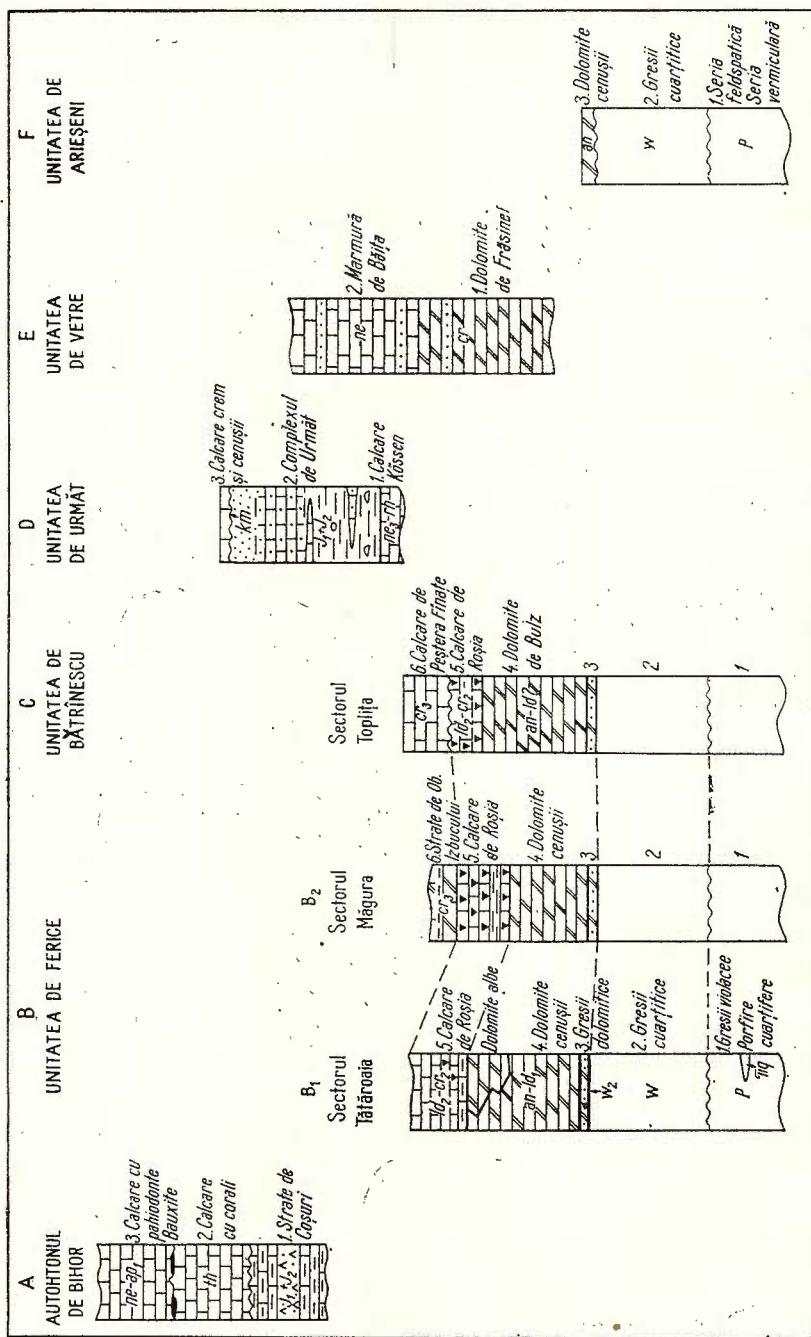


Fig. 2

C) Unitatea de Bătrînescu

Această unitate, separată pentru prima dată în 1973 (Bordea și Bordea), la nord de valea Crișului Pietros, se regăsește în zona văilor Bulz și Toplița. Ea cuprinde formațiuni permo-triasice dintre care primii trei termeni (1, 2, 3), corespunzând la Permian, Seisian și Campilian superior, sunt identici cu cei din unitatea de Ferice. Diferențe notabile intervin începând de la nivelul Anisianului. Peste Campilianul superior, datat paleontologic de Arăbu, se dispun concordant (4) dolomite nere, bine stratificate în bancuri de maxim 40 cm, extrem de grele, dolomite brecioase negre sau dolomite brun-roșcate. Acest pachet gros de 250–300 m îl denumim „dolomitul de Bulz” și îi acordăm o vîrstă anisian-ladiniană?. Dolomitul de Bulz seamănă pînă la identitate cu cel din unitatea de Bătrînescu. El suportă fie (5) calcarul de Roșia (în versantul stîng al văii Toplița în dreptul izbucului de la cota 530 și în versantul drept al văii Bulz aval de captarea de la cota 445, fie direct (6)

Fig. 2. — Coloane stratigrafice în partea de sud-vest a munților Bihor. A, autohtonul de Bihor; 1, Jurasic inferior + Jurasic mediu (?), — strate de Coșuri; 2, Tithonian, — calcare cu corali; 3, Neocomian-Aptian inferior, — calcare cu pahyodonte, bauxite. B, unitatea de Ferice: B_1 , sectorul Tătăroaia: 1, Permian, — gresii violacee, π_q , porfire cuarțifere; 2, Werfenian, — gresii cuarțitice; 3, Campilian, — gresii dolomitice; 4, Anisian-Ladinian inferior; dolomite cenușii și dolomite albe; 5, Ladinian superior-Carnian mediu, calcare de Roșia. B_2 sectorul Măgura: 1, 2, 3, vezi coloană sector B_1 ; 4, Anisian-Ladinian inferior, — dolomite cenușii; 5, Ladinian superior-Carnian mediu, — calcare de Roșia; 6, Carnian superior, — strate de Obîrșia Izbuclui. C, unitatea de Bătrînescu: 1, 2, 3, vezi coloana B_1 ; 4, Anisian-Ladinian, — dolomite de Bulz; 5, Ladinian superior-Carnian mediu, — calcare de Roșia; 6, Carnian superior, — calcare de Peștera Finațe. D., unitatea de Următ: 1, Norian superior, — calcare de Kössen; 2, Jurasic inferior+Jurasic mediu, — complexul de Următ; 3, Kimmeridgian, — calcare crem și cenușii. E, unitatea de Vetre: 1, Carnian, — dolomite de Frăsinel; 2, Norian, — marmură de Băița. F, unitatea de Arieșeni: 1, Permian, — serie vermiculară și serie feldspatică; 2, Werfenian, — gresii cuarțitice; 3, Anisian, — dolomite cenușii.

Colonne stratigraphique dans la partie de sud-ouest des monts de Bihor. A, autochtone de Bihor : 1, Jurassique inférieur + Jurassique moyen (?), — couches de Coșuri ; 2, Tithonique, — calcaires à corails ; 3, Néocomien-Aptien inférieur, — calcaires à pachyodontes, bauxites. B, unité de Ferice : B_1 , secteur Tătăroaia : 1, Permien, — grès violacés, π_q , porphyres quartzifères ; 2, Werphénien, — grès quartzitiques ; 3, Campilién, — grès dolomitiques ; 4, Anisien-Ladinien inférieur, — dolomies grisâtres et dolomies blanches ; 5, Ladinien supérieur-Carnien moyen, calcaires de Roșia. B_2 , secteur Măgura : 1, 2, 3 voir la colonne du secteur B_1 ; 4, Anisien-Ladinien inférieur, — dolomies grisâtres ; 5, Ladinien supérieur-Carnien moyen, — calcaires de Roșia ; 6, Carnien supérieur, — couches d'Obîrșia Izbuclui. C, unité de Bătrînescu : 1, 2, 3 voir la colonne B_1 ; 4, Anisien-Ladinien, — dolomies de Bulz ; 5, Ladinien supérieur-Carnien moyen, — calcaires de Roșia ; 6, Carnien supérieur, — calcaires de Peștera Finațe. D, unité d'Următ : 1, Norien supérieur, — calcaires de Kössen ; 2, Jurassique inférieur + Jurassique moyen, — complexe d'Următ ; 3, Kimmérídgien, — calcaires crèmes et grisâtres. E, unité de Vetre : 1, Carnien, — dolomies de Frăsinel ; 2, Norien, — marbre de Băița. F, unité d'Arieșeni : 1, Permien, — série vermiculaire et série feldspathique ; 2, Werphénien, grès quartzitiques ; 3, Anisien, — dolomies grisâtres.

c a l c a r e a l b e cu vine roșii, uneori brecioase, calcare care formează platoul carstic situat între captarea de pe Bulz (la N) și izbucul de pe Toplița (la S); în aceste calcar este săpată peștera de la Finațe. Calcarele albe descrise mai sus le denumim „calcare de Peștera Finațe”; ele au multe afinități cu calcarele carniene din vîrful Clăptescu (unitatea de Dieva – munții Codru Moma). Calcarele de Peștera Finațe repauzind pe dolomitele de Bulz (4) sau pe calcarele de Rosia (5) trebuie considerate ca discordante pe termenii inferiori. Acordăm calcarelor de Peștera Finațe o vîrstă carnian-superioară.

D) Unitatea de Următ

Este o unitate tectonică pe care o punem în evidență pentru prima oară. Depistarea ei a fost posibilă datorită cercetărilor detaliate de teren din 1971, 1972, și 1973, cercetări ce au plecat de la existența unei hărți de raport sc. 1 : 10.000, Bleahu et al. La acestea se adaugă și datele studiului carotelor din forajul 5005 de pe Valea Mare. În capitolul introductory am citat modul în care au fost interpretate cuarțitele din versantul drept al Văii Mari. În opinia noastră actuală, aceste cuarțite, la care se adaugă un variat cortegiu de roci detritice și carbonatice care includ și episoade de Wildflysch, aparțin unei alte unități tectonice, unitatea de Următ.

Cele mai vechi depozite ale unității de Următ sunt (1) c a l c a r e l e n e g r e ce conțin o faună de tip Kössen și aparțin Norianului superior – Rhaetianului. Sunt calcare negre cu brahiopode și corali (*Thecosmilia chlathrata* Emmerich) în care se intercalează, îndeosebi la partea superioară, șisturi argiloase cenușii-gălbui. Între pachetele de șisturi apare uneori un banc de calcar negru, gros de 10–20 cm, în care se pot observa în poziție de creștere, ramificațiile coralilor. Studiul afloimentului de pe Valea Mare (la cca. 800 m amonte de podul peste care trece șoseaua spre Arieșeni), în care Arabu citează o faună ladiniană, arată că atit brahiopodele cât și corali colectați de noi aparțin Norianului superior – Rhetianului (în accepțiunea noii scări stratigrafice a Triasicului). În aceeași situație se găsesc stratele de Kössen întâlnite pe interfluviul dintre ramurile pîriului afluent pe dreapta al Văii Mari (la altitudinea de 600 m), pîriu ce confluencează imediat aval de punctul fosilifer cu faună „ladiniană” citat de Arabu.

Strate de Kössen cu o bogată faună de brahiopode, între care *Rhaetina piriformis* Süss și *Austrirhynchia cornigera* Schaf., apar și la sud de Preluca Neșului, sub cumpăna de ape cu valea Sighitelui, în versantul drept al Văii Mari (altitudine 970 m); le menționăm de asemenea în firul Văii Mari la altitudinea de 730 m (la 150 m aval de primul afluent pe stînga al Văii Mari ce vine din Chicera) la est de Tăul Botului. Apreciam grosimea stratelor de Kössen la cca. 60 m.

(2) C o m p l e x u l d e U r mă t . Peste stratele de Kössen se dezvoltă un puternic complex de roci detritice și carbonatice în care la anumite nivele se întâlnesc depozite cu caractere de Wildflysch. Complexul



de roci detritice și carbonatice cu episoade de Wildflysch îl denumim „complexul de Următ”; în felul acesta se înălțură orice confuzie cu stratele de Coșuri care, după cum am arătat, aparțin autohtonului de Bihor.

O succesiune litologică riguroasă este greu de stabilit din cauza complicațiilor tectonice care au afectat regiunea. Complexul apare bine deschis în bazinul Văii Mari unde este constituit, în parte a inferioară din șisturi argiloase nerje, necalcaroase, foioase, fin micacee, între care se dispun adesea secvențe milimetrice și submilimetrice de gresii fine calcaroase, ori de gresii mai dure, închise la culoare. Masa fundamentală de șisturi negre puternic contorsionate, în care se observă pe toată grosimea slumpinguri, comportă intercalații de gresii calcaroase cenușii-deschise sau închise, calcare fine cenușii-închise sau crem. Intercalațiile sunt mai rare spre partea inferioară a complexului, unde ating grosimi de cel mult 17 m. Astfel în forajul 5005 plasat la altitudinea de 595 m, pe Valea Mare, între metrul 294 și 311 se observă trecerea de la șisturi negre strivite la calcare cenușii și apoi la gresii calcaroase, pentru că spre bază să se treacă din nou la șisturi negre.

Cercetând parte a mediana a complexului constatăm că gresiile calcaroase și calcarele devin treptat predominante. În același foraj, la metrul 102, am întâlnit într-o intercalatie de calcare bioclastica (cu rare elemente de quart angulare, nesortate) exemplare de *Involutina liassica* J. o n e s în asociatie cu Nodosaridae, numeroși spiculi de echinide și fragmente de cochilii de brahiopode.

Parte a superioară a complexului este constituită din calcare spatice slab grezoase, cenușii, uneori cu nuanță roz, gresii calcaroase, calcare crem sau cenușii care apar de obicei ca lentile groase de maxim 30 m, gresii dure verzi ori galbui, cu liant calcaros și cu elemente de eruptiv bazic, gresii quartitice, microconglomerate quartitice, șisturi grezoase și sporadic șisturi argiloase negre care trec treptat la șisturi calcaroase.

Din calcarele spatice cenușii ori roz, Arăbu citează fauna de la Următ, care atestă prezența Liasicului mediu și superior, eventual și Jurasicului mediu. Din același punct am recoltat pe lîngă o serie de brahiopode (încă nedeterminate) exemplare de *Gryphaea gigantea* J. de C. Sowerby și o serie de belemniti de talie mică. Conform faunei precizăm că nivelul de calcare spatice de la Următ aparține Domerianului. Secțiunile subțiri pun în evidență frecvențe exemplare de Nodosaridae foarte bine conservate, *Involutina* sp., *Trocholina granosa* F r e n t z e n, *Globochaeta alpina* L o m b a r d, *Gaudrina* sp., *Lasiodiscus* sp., numeroase micogasteropode și extrem de multe entroce de crinoide care formează mai bine de 50% din rocă¹². Tot în treimea superioară a complexului, dar sub nivelul calcarelor spatice de la Următ, se plasează rocile care aflorează la izvoarele văii Ciungilor. Aici, la confluența dintre valea amințită și un mic affluent pe stînga (cota 788) în versantul stîng al acestuia, apar calcare spatice crem sau roz cu belemniti de talie mică, ușor de distins datorită contrastului dintre rocă și calcitul negru fibros radiar al belemniti-

¹² La studiul secțiunilor subțiri am beneficiat de concursul Camelia Tomescu căreia îi aducem mulțumiri.

lor. Secțiunile subțiri cuprind exemplare de *Involutina liassica* Lombard, *Lenticulina* sp., Nedosaridae, radiole de echinide și plăci de crinoide. Calcarele crem, groase de cîțiva metri, suportă calcare cenușii, uneori brecioase, sau calcară tot crem dar care au intercalări de șisturi fine roșii marnoase. În versantul drept al pîriului, de sub pachetul de roci descrise, apar gresii slab micacee pe fețe, alterate, poroase datorită liantului calcaros ce a fost dizolvat. Aceste gresii se sparg ușor lăsind în interiorul lor

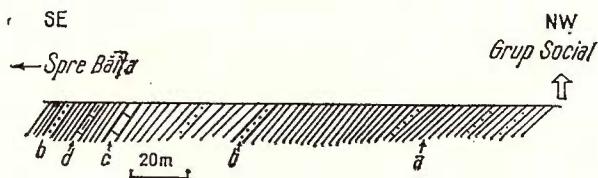


Fig. 3. — Secțiune geologică prin complexul de Următ la sud-vest de Grupul Social de pe șoseaua Băița-Arieșeni.
a, șisturi grezoase micacee argiloase; b, bancuri de gresii cuarțitice; c, banc de calcar cenușiu-inchis; d, șisturi calcaroase, satinate.

Section géologique à travers de complexe d'Următ au sud-ouest du Groupe Social qui se trouve sur la route Băița-Arieșeni.

a, schistes gréseux micacés argileux; b, bancs de grès quartzitiques; c, banc de calcaire gris foncé; d, schistes calcaires, satinés.

sau pe capetele de strat scobituri ale brahiopodelor care au fost îndepărtate prin alterație. În continuare, tot în versantul drept aval, apar gresii cuarțitice dure, dispuse în bancuri de 10-15 cm grosime. Am insistat asupra acestui profil pentru că din studiul lui rezultă strînsa legătură care există între gresiile dure cuarțitice (care de multe ori apar ca fragmente desprinse din substrat) și gresiile calcaroase la care se adaugă calcarele spatic. În afara acestui profil există încă numeroase aflorimente din care se deduce poziția gresiilor cuarțitice în complexul de Următ. Astfel în talvegul pîriului Ciungilor (cota 775) apar gresii verzui dispuse în bancuri de 5 cm cu fețe plane micacee ce trec treptat pe verticală la gresii calcaroase cenușii; pachetul grezos gros de cca. 20 m este prins între șisturi argiloase negre. În forajul 5005 apar gresii cuarțitice numai la partea superioară (la metrul 62,37 și 25) intercalate fie între calcar cenușii, fie între șisturi negre ori gresii calcaroase. Chiar în deschiderile recent efectuate cu ocazia asfaltării șoselei Băița-Arieșeni se pot observa (de la Grupul Social, 100 m spre Băița) gresii cuarțitice albe intercalate între șisturi grezoase gălbui (vezi schița din figura 3). N. Gherasim¹³ menționează la vest de această zonă (cca. 500 m) prezența unor belemniti. Noi am recoltat de pe Valea Mare (altitudine 740 m) cîteva exemplare de *Chlamys textorius*

¹³ Op. cit. pct. 4.

S ch l o t h. din calcare grezoase cenușii care repauzează pe calcare negre rubanate (tip Kössen) cu brahiopode. Nivelul de calcare grezoase cu exemplare de *Chlamys* se plasează sub nivelul Domerianului de la Următ. Nu am putut încă stabili dacă aceste calcare grezoase cu faună se dispun normal pe calcarele de tip Kössen, în care caz ele ar apartine părții inferioare a complexului de Următ, sau reprezintă un compartiment scufundat, în care caz ele ar apartine părții medii sau superioare a complexului.

Deasupra calcarelor spătice domerieiene urmează un pachet de gresii verzui cu intercalații de gresii sistoase; o parte din aceste gresii au fost figurate de antecercetători ca deluvii. Termenul care repauzează pe aceste gresii curățitice a fost datat micropaleontologic ca aparținând Kimmeridgianului. Bazați pe aceste criterii încadrăm gresile cuarțitice în intervalul Toarcian-Jurasic mediu.

Grosimea stivei de depozite care alcătuiesc complexul de Următ este de cca 400 m.

Complexul de Următ se dezvoltă din Valea Mare spre sud-est pînă în Crișul Negru ca o bandă ce apare pe cca 150 m, la est de gura pîrului Moriștili. Rocile detritice din amonte de captarea Crișului Negru, care suportă dolomite albe, aparțin probabil tot complexului de Următ și ele se află în contact tectonic cu dolomitele. În forajul de la transversala Frăsinet, interpretăm rocile detritice cornificate ca aparținând unității de Următ, șariată peste calcarele autohtonului de Bihor, străbătute de partea inferioară a sondei.

Considerăm ca aparținând complexului de Următ și peticele de acoperire de la izvoarele Sodolului Mare, de la Rădăcina și de la nord de Preluca Neșului.

La izvoarele Sodolului Mare apar numai gresii cuarțitice și acestea în mare parte ca blocuri situate direct pe calcarele cretacic-inferioare ale autohtonului de Bihor. La nord de Preluca Neșului complexul de Următ este reprezentat prin gresii cuarțitice care repauzează tot pe autohtonul de Bihor ca dealtfel și peticele de la Rădăcina. În sfîrșit la Grohoțel și la izvoarele Comănesei, ca și la Fața Flusului, calcarele grezoase sau calcarele cenușii ale complexului de Următ stau și pe autohtonul de Bihor și pe unitatea de Bătrînescu.

(3) Peste gresile cuarțitice ale complexului de Următ se dezvoltă un pachet de roci constituit din calcară crem cu intercalații de calcare grezoase cenușii-închise, sau calcare cenușii aşchioase. Calcarele sunt stratificate în bancuri de 5-25 cm. Grosimea întregului pachet este de cca 15 m. Calcarele crem conțin belemniti de talie mică, deformați pe plane de fisuri. În secțiuni subțiri se observă microfaciesul cu *Saccocoma* sp., *Globochaeta alpina* Lombard, care ne conduce la o vîrstă kimmeridgiană. Calcarele kimmeridgiene apar pe versantul estic al Feței Flusului și deasupra fintinei de la izvorul văii Eisericuței (cota 700).

E) Unitatea de Vetre

Este o altă unitate tectonică pe care o punem în evidență pentru prima oară. Pînă în prezent termenii care intră în constituția acestei



unități erau considerați ca suportind normal depozitele cuprinse în unitatea de Următ. Profilele efectuate pe creasta Godeanu-Vetre-Următ, datele furnizate de forajul 5005 ca și ivirile de roci detritice situate amonte de captarea Crișului Negru au fost decisive în stabilirea existenței unității de Vetre.

(1) Dolomitele de Frăsinel. Unitatea de Vetre este constituită în bază din dolomite albe, gălbui sau roz, recristalizate, cu aspect tipic de carniole. În zona Văii Mari dolomitele apar pe creasta Godeanu—Vetre—Următ ocupând-o aproape în întregime. La est de Rădăcina, la izvoarele văii Sodoul Măgurii, ele apar sub forma a două lambouri de dimensiuni restrânse. Dolomitele albe aflorează și în malul stîng al Văii Mari, la confluența acestை cu un pîriu pe stînga, cota 590; ele formează aici un mic abrupt situat la cca 10 m de forajul 5005. În sfîrșit o ultimă ivire de dolomite albe ocupă parțial cursul mijlociu a trei pîraie din versantul drept, pîraie care confluăază între ele și se varsă apoi în Valea Mare la 120 m amonte de afluentul de la cota 590. Dolomitele de pe Valea Mare, ca și cele menționate mai sus apar pe sisteme de falii, părind astfel prinse în complexul de Următ. Gherasi¹⁴ descrie un profil prin dolomitele din versantul stîng al pîriului Bisericuței, profil din care reiese că în dolomite există și intercalații detritice. Această precizare vine în sprijinul paralelizării dolomitelor din Valea Mare cu cele de la izvoarele Crișului Negru. În această ultimă zonă dolomitele albe apar din valea Fleșcuța spre sud depășind Hoanca Motului pînă în falia Antonio. Arabu arată că acestea apar „probabil” și pe valea Morișca; mai tîrziu Bleahu et al.¹⁵ le localizează în malul drept al Crișului Negru, la gura văii Morișca și în malul stîng la gura galeriei orizontului VIII. În dolomite se întîlnesc rare intercalații de roci detritice reprezentate prin gresii sistoase verzui sau violacee. Stoici amintește de aceste intercalații detritice din dolomite. Noi semnalăm o astfel de intercalătie aval de gura văii Pregna la km 8 + 500. Grosimea pachetului de dolomite albe este de 350-400 m.

Sigurele resturi de organisme cuprinse în dolomite au fost menționate de Bleahu et al.¹⁶ în valea Fleșcuța (Frăsinelii) și sunt reprezentate prin numeroase entroce de crinoizi nedeterminabile, printr-un dolomit puternic recristalizat. Paralelizăm aceste dolomite cu cele atribuite în zona vestică a munților Bihor, Carnianului, vîrstă acordată și de antecercetători.

(2) Marmura de Băița. În zona Băița, peste dolomitele de Frăsinel apar calcare albe recristalizate „marmura de Băița”. Gherasi este primul care a atribuit Triasicului calcarele recristalizate din valea Crișului Negru considerate de Arabu ca aparținând Tithonic-Neocanianului.

Calcarele recristalizate au intercalații de roci detritice. În lucrarea sa de doctorat Stoici dovedește (prin observații făcute asupra unor lucrări miniere plasate pe valea Coșuri) că în marmurele de Băița sunt

¹⁴ Op. cit. pct. 4.

^{15,16} Op. cit. pct. 3.

intercalații detritice, „strate de Coșuri”. De aici concluzia (1970) că marmurele de Băița trec treptat la partea superioară la strate de Coșuri. De fapt în intercalațiile din marmure sînt roci detritice cornificate, dar care nu pot fi echivalate cu ele. Observațiile noastre de teren din 1972 și 1973 au arătat că marmurele de Băița cuprind intercalații de roci detritice și chiar pungi de astfel de roci, cum este cazul în zona din aval de gura pîrîului Ponor. În cazul pungilor nu se poate vorbi de un contact net între marmură și roca detritică. De aceea noi nu atribuim aceste roci detritice complexului de Următ ci le considerăm ca făcînd parte din marmura de Băița. Marmurele împreună cu intercalațiile lor detritice au o grosime de 450-500 m.

În privința poziției marmurelor trebuie arătat că s-a considerat (și lucrările miniere au demonstrat) că dolomitele albe suportă marmurele de Băița. După ce am considerat că dolomitele de la Vetre formează o unitate aparte care repauzează pe complexul de Următ, este ușor a înțelege pentru ce în zona Văii Mari nu mai putem întîlni calcarele corespondente marmurelor de Băița. Acestea au fost îndepărtate de eroziune de pe placa de dolomit. În marmurele de Băița nu am întîlnit resturi fosile; prin comparație cu depozitele triasic-superioare din zonele învecinate le atribuim Norianului, urmînd ca împreună cu dolomitele de Frăsinel să formeze Triasicul superior.

F) Unitatea de Arieșeni

Ultima unitate tectonică care apare în regiune este pînza de Arieșeni. Această unitate a fost descrisă și denumită astfel (pentru sectorul sudic al munților Bihor) de Bleahu¹⁷ în 1956, în zona Arieșeni. Unitățile inferioare sînt acoperite pe o arie largă de pînza de Arieșeni. În succesiunea stratigrafică a acestei unități nu am adus modificări schemei date de Bleahu în 1963, depozitele acestei unități nefăcînd obiectul cercetărilor noastre actuale.

III. Tectonică

Structura în pînze de șariaj a Apusenilor nordici a fost presupusă încă din 1911 (Sontagh et al.) și argumentată amplu în 1936 de Rozloznik. De atunci o serie de cercetători au susținut această idee în multiple variante. Dovada existenței șariajelor au furnizat-o datele obținute din forajele amplasate în 1956 pe muntele Țapu și Masivul Biharea ca și cele recent executate pe valea Fagului. Ultimele, plasate pe depozite permo-triasice au intrat în calcare a căror vîrstă este îndubitatibil cretacic-inferioară.

Pe foia Arieșeni (Bleahu și Dimitrescu) sînt consemnate toate elementele cunoscute la acea dată (1963). O schemă generală pentru Apusenii nordici este întocmită de Bleahu et al. în 1968 și cuprinde trei unități tectonice: a) Finiș-Băița-Gîrda, b) Dieva-Ferice și c) Tărcăița-Moma-Arieșeni.

¹⁷ M. Bleahu. Raport asupra geologiei regiunii Arieșeni. 1956. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



La edificiul structural al zonei cuprinse între Crișul Pietros (la nord) și Crișul Negru (la sud), în opinia noastră iau parte următoarele unități tectonice și ariate: unitatea de Ferice, unitatea de Bătrînescu, unitatea de Următ, unitatea de Vetre și unitatea de Arieșeni. Coloanele stratigrafice pe unități tectonice sunt descrise în capitolul de stratigrafie și prezentate în figura 2. Pentru unitatea de Ferice am prezentat coloane diferite pe cele două sectoare (Tătăroaia și Măgura), în această unitate admittind variații laterale de facies la nivelul Anisian-Ladinianului.

Depozitele unității de Ferice se sprijină pe depozitele jurasice sau cretacice ale autohtonului de Bihor. La sud de valea Fagului forajele au arătat că sub unitatea de Arieșeni se află direct autohtonul de Bihor; ele nu au mai interceptat depozitele unității de Ferice din Tătăroaia. În acest fel sătem tentații a considera Triasicul din Tătăroaia drept partea superioară a unității de Arieșeni; totuși mica fereastră tectonică de la sud de Valea Izbucului demonstrează să sub Permianul pînzei de Arieșeni există depozite triasice.

Depozitele unității de Bătrînescu apar în sectorul Bulz-Toplița. Constatăm asemănări importante între aceste depozite și cele care constituie unitatea de Dieva (muntele Clăptescu-munții Codru). Relațiile cu unitățile subadjacente nu pot fi observate, spre sud-vest apărînd depozitele noi ale bazinului Beiuș, iar spre est, depozitele unității de Bătrînescu se opresc în sistemul de falii Băița-Bulz-Toplița orientat NV-SE, figurat parțial și pe foaia Arieșeni.

Direct pe autohtonul de Bihor și pe unitatea de Bătrînescu au fost săriate depozitele rheto-liasice cuprinse de noi în unitatea de Următ. De la început se ridică problema dacă aceste depozite nu ar putea reprezenta partea superioară a unității de Ferice sau de Bătrînescu. Pentru a o elucida vom analiza depozitele rheto-liasice care apar chiar în zona Ferice. Rhetianul apare în ambele zone sub același facies, cel al stratelor de Kössen. Depozitele liasice prezintă însă deosebiri notabile, în zona Următ apărînd chiar episoade de Wildflysch. În zona Ferice depozitele liasice au însă o dezvoltare restrînsă, partea lor superioară putînd fi erodată. De aceea vom face o comparație cu un echivalent al unității de Ferice din munții Codru Moma și anume cu unitatea de Finiș, cu atit mai mult cu cît ultimele cercetări efectuate de Boreda și Boreda în zona Ferice au pus în evidență o faună de *Juvavites* sp. în depozite detritice noriene, ceea ce conduce la paraleлизarea unității de Ferice din munții Bihor cu cea de Finiș din munții Codru Moma. Se constată ușor mare deosebire dintre puternica stivă de depozite argilo-marnoase din unitatea de Finiș. Deosebirile menționate ne îndreptățesc să le considerăm ca formînd o unitate tectonică distinctă. În unitatea de Dieva-Bătrînescu lipsește termenul echivalent complexului de Următ.

A patra unitate tectonică, de Vetre, este suportată fie de unitatea de Următ (cu care se pare că a făcut corp comun în timpul săriajului) fie de autohtonul de Bihor. Dolomitele de pe creasta Următ-Vetre alcătuiesc relieful înalt și sunt suportate de depozite mai noi. Poziția incertă a unor iviri de dolomite de pe Valea Mare a fost elucidată prin datele

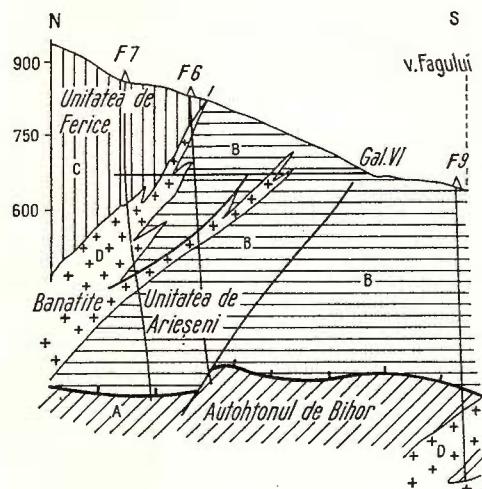


obținute de forajul 5005. Dolomitele ce păreau intercalate în depozite liasice apar pe linii de facturi aşa cum reiese de altfel și din studiu aero-fotogramelor. Asemănările care există între dolomitele de la Băița și cele de la Vetre ne-au permis încadrarea dolomitelor și marmurelor de la Băița în aceeași unitate tectonică, unitatea de Vetre.

Aproape toate contactele dintre autohtonul de Bihor și unitatea de Vetre sint, în zona de la sud de șoseaua Băița-Arieșeni pe linii de falii,

Fig. 4 — Secțiune geologică în zona Valea Fagului; compartimentul nordic este ridicat pe falia Preluci-Valea Fagului-Păuleasa. A, autohtonul de Bihor; B, unitatea de Arieșeni; C, unitatea de Ferice; D, banatite.

Section géologique dans la zone de Valea Fagului; le compartiment septentrional de la faille de Preluci-Valea Fagului-Păuleasa est plus élevé. A, autochtone de Bihor; B, unité d'Arieșeni; C, unité de Ferice; D, banatites.



compartimentele sudice fiind cele scufundate. De altfel întreaga zonă Următ-Cirșul Negru, zonă orientată vest-est, a suferit puternice scufundări, ceea ce se vede și din faptul că unitatea de Arieșeni este situată în zona Măguruța-Tapu la altitudini de peste 1000 m în timp ce spre sud ea se află la altitudini de cca 500 m.

În sfîrșit unitatea de Arieșeni, care reprezintă pînza cu cea mai mare extindere, repauzează pe oricare din unitățile inferioare șariate sau cum este cazul în Măguruța, chiar pe autohtonul de Bihor. De foarte multe ori ea vine în contact cu aceste unități prin falii care, ridicînd unele compartimente, au dus la erodarea pînzei de Arieșeni. Pe unitatea de Arieșeni se sprijină, în poziție anormală (falie - 70°), partea sudică a sectorului Tătăraoaia al unității de Ferice; pe sistemul profund de fracturi de la Preluci-Valea Fagului-Păuleasa s-a prăbușit compartimentul sudic constituit din depozite permiene care aparțin unității de Arieșeni (fig. 4). Aceeași prăbușire s-a produs și de-a lungul faliei Pietrele Roșii, depozitele permiene venind în contact direct cu autohtonul de Bihor.

Mai complicată ni se pare însă situația în care se află depozitele unității de Arieșeni pe Valea Mare. În 1963 (pe foaia Arieșeni) Blăhuta a figurat o serie de solzi prinși în depozite liasice. Între unitatea de Arieșeni și unitatea de Următ s-au produs puternice fricțiuni pe plane de șariaj;

din blocul rigid al unității de Arieșeni s-au desprins, pe direcția de efort maxim cel puțin o pană de depozite permiene care a pătruns în masa relativ plastică a complexului de Următ (fig. 5). Forajul de pe Valea Mare a interceptat sub metrul 170, 340 și 415 cîte o stivă de depozite permiene groase de cca 60 m. O interpretare în solzi dedublați pe falii este veridică dacă ținem seama că structura geologică a Văii Mari este complicată și de existența a numeroase falii. Nu putem însă înlătura nici ipoteza ca depozitele permiene, prinse în forajul 5005 sau la suprafață pe cursul mijlociu al Văii Mari, să reprezinte de fapt olistolite prinse în depozite liasice, a căror caracter de Wildflysch a fost menționat.

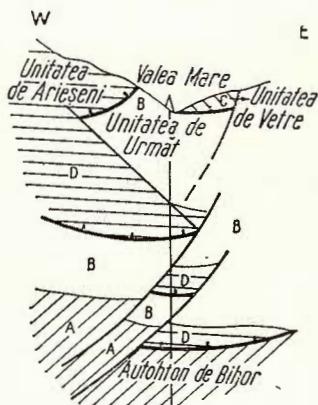


Fig. 5. — Secțiune geologică în sectorul străbătut de forajul 5005 de pe Valea Mare. A, autohtonul de Bihor; B, unitatea de Următ; C, unitatea de Vetre; D, unitatea de Arieșeni.

Section géologique dans le secteur traversé par le forage 5005 de Valea Mare. A, autochtone de Bihor; B, unité d'Următ; C, unité de Vetre; D, unité d'Arieșeni.

Pentru determinarea vîrstelor pînzelor avem puține elemente. Formațiunea cea mai nouă acoperită de o pînză sunt marnele apătene ale autohtonului de Bihor care vin în contact în versantul estic al muntelui Tătăroaia cu formațiunile unității de Ferice iar ceva mai la sud sunt acoperite de cele ale unității de Arieșeni. Acest fapt ar duce la ideea unor încălecări austrice. În munții Pădurea Craiului încălecarea pînzei de Arieșeni a fost dovedită a fi mai tînără (probabil din faza mediteraneană, ea plasîndu-se între Turonianul inferior și cel superior (Bordéa, Istocescu, 1970). Nu excludem posibilitatea ca încălecările să fi fost polifazice, debutînd în faza austrică și terminîndu-se în cea mediteraneană.

O problemă și mai complicată este aceea a mecanismului de punere în loc a pînzelor. Succesiunea geometrică a pînzelor nu este foarte clară, dar corelând datele din regiunea studiată cu cele din regiunea de la nord de Crișul Pietros, se pot stabili cîteva repere. În primul rînd se constată că toate unitățile șariate pot acoperi direct autohtonul, că unitatea de Bătrînescu se dispune pe unitatea de Ferice în muntele Ferice, unitatea de Următ repauzează pe cea de Bătrînescu în bazinul văilor Bulz și Toplița, unitatea de Vetre acoperă unitatea de Următ în muntele Următ și în mica fereastră de la izvoarele Crișului Negru. Unitatea de Arieșeni se aşază pe unitatea de Ferice în zona Măgura, pe unitatea de

Bătrînescu în zona muntelui Ferice, pe unitatea de Următ în zona muntelui Măguruța și pe unitatea de Vetre în zona de izvoare a Crișului Negru.

Relațiile de mai sus permit ordonarea geometrică a unităților în sens ascendent în modul următor : unitatea de Ferice, unitatea de Bătrînescu, unitatea de Următ, unitatea de Vetre, unitatea de Arieșeni. Atrage atenția faptul că fiecare unitate acoperă numai pe cea imediat subjacentă, în afara unității de Arieșeni care le acoperă pe toate celelalte. Această dispunere și relațiile cu autohtonul ne obligă să considerăm că unitățile, depuse într-un bazin unic de sedimentare, s-au suprapus într-o primă fază orogenă, apoi au fost împinsă în bloc, ca o stivă unitară. Din această stivă ele s-au desprins alunecind independent și ajungind să acopere autohtonul. Relația de suprapunere a unei unități peste cea imediat inferioară este primară, cea din cadrul stivei unitare, anteroiară dezmembrării ei. Pînza de Arieșeni este ulterioră acestui proces de punere în loc a unităților subjacente ei. Ea s-a dispus pe un edificiu constituit din autohton și aceste unități, probabil după o fază de eroziune. Se poate admite că prima fază de punere în loc a unităților este mezocretacică iar a doua, de punere în loc a pînzei de Arieșeni, este mediteraneană. Lipsa formațiunilor post-mezocretacice pe unitățile subjacente pînzei de Arieșeni poate fi interpretată fie ca efect al eroziunii, fie ca efect al nedepunerii în zona munților Bihor, spre deosebire de zona munților Pădurea Craiului unde există astfel de formațiuni sub pînza de Arieșeni. În cel din urmă caz pînza de Arieșeni trebuie considerată ca o pînză de acoperire în mediu continental (Reliefüberschiebung).

În ipoteza tectonică pe care o avansăm propunem ca numele de sistemul pîzelor de Codru să se aplice numai unităților șariate de sub pînza de Arieșeni, considerind-o pe aceasta ca o unitate independentă și ca timp de punere în loc, și ca mecanism de formare.

T e c t o n i c a d i s j u n c t i vă ulterioră a afectat puternic edificiul care fusese deja mult solicitat în timpul tectoniciei plicative. Nu ne raliem întru totul concluziilor lui G h e r a s i privind existența a numai „trei sisteme prelaramice de falii : NE-SV, N-S și NV-SE”. Studiul detaliat al aerofotogramelor pune în evidență o multitudine de direcții. În figura 6 prezentăm rețeaua de falii și litoclaze din zona de izvoare a Crișului Negru ; se observă că faliile au direcții variate, preponderente fiind cele orientate NV-SE, paralele cu contactul Blidaru. În figura 7 prezentăm rețeaua de falii și litoclaze din zona Toplița-Bulz unde apar sisteme de falii paralele sau în virgație, majoritatea orientate tot NV-SE.

Între Crișul Pietros și Crișul Negru menționăm numai cîteva din faliile de importanță majoră care afectează regiunea. Sistemul de falii al Galbenii, orientat NV-SE și depistat pe o lungime de cca 40 km, are compartimentul sud-vestic căzut. Constatăm că în compartimentul prăbușit s-au insinuat o serie de magmatite banatitice care apar la zi sau au fost interceptate de lucrări miniere, în timp ce în compartimentul nord-estic nu au fost întîlnite astfel de formațiuni.

Un alt sistem de falii, pe care s-au insinuat o serie de filoane de banatite, este cel de la Preluci-Valea Fagului-Păuleasa. Sistemul este



orientat ENE-VSV și se oprește spre ENE în falia Galbenii iar spre VSV în falia Pietrele Roșii-Chișcău.

În zona de izvoare a văilor Bulz și Toplița apare un sistem de falii în virgație (fig. 7) a căror direcție generală este NV-SE ; de-a lungul lor

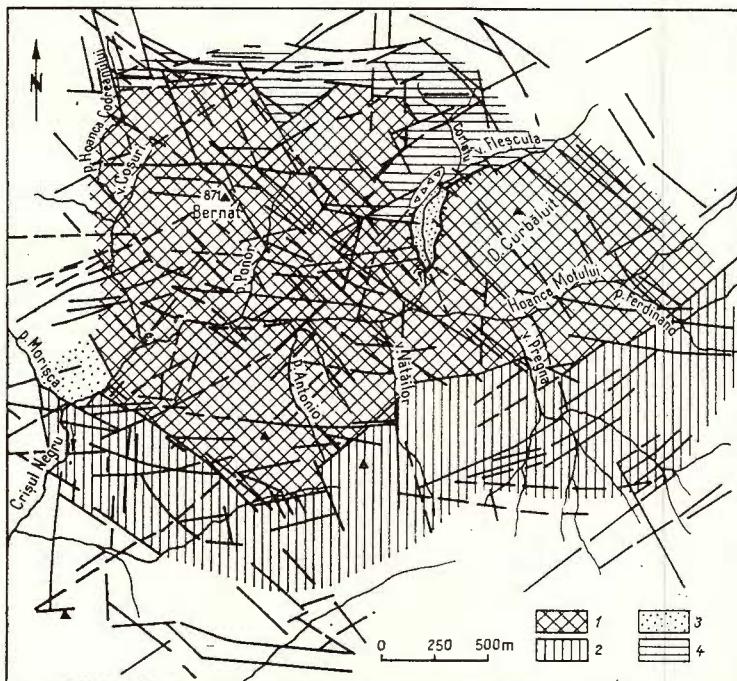


Fig. 6.— Rețeaua de falii și litoclaze în zona de izvoare a Crișului Negru (ridicări după aerofotograme).

1, unitatea de Vetre ; 2, unitatea de Arieșeni ; 3, unitatea de Următ ; 4, autohtonul de Bihor.

Réseau de failles et de lithoclases de la zone des sources de Crișul Negru (levés exécutés d'après d'aérophotogrammes). 1, unité de Vetre ; 2, unité d'Arieșeni ; 3, unité d'Următ ; 4, autochtone de Bihor.

autohtonul de Bihor este ridicat în trepte spre NE. Acesta, completat cu faliile de la Băița, constituie sistemul Băița-Toplița-Bulz care delimită unitatea de Bătrînescu spre N și E.

La nord de Crișul Negru, între Hoanca Codreanu și Valea Corlatului apare un sistem de falii cu orientări diferite (fig. 6), fracturi determinate probabil de impingerile provocate de corpul banatitic intrusiv, evidențiat la cca 1000 m adâncime de foraje.

Gherăsici¹⁸ menționează fracturile mai importante din zona de izvoare a Crișului Negru ; ulterior Stoici prezintă într-o schiță tecto-

¹⁸ Op. cit. pct. 4.

nică o serie de falii, în aceeași zonă, dintre care cităm faliile Corlat, Ponor, Bernard. În sfîrșit amintim de binecunoscutul contact Blidaru din care în figura 5 este reprezentată numai partea sa sud-estică, și de sistemul Antonio cu pleiada de falii paralele de la sud de Hoanca Moțului.

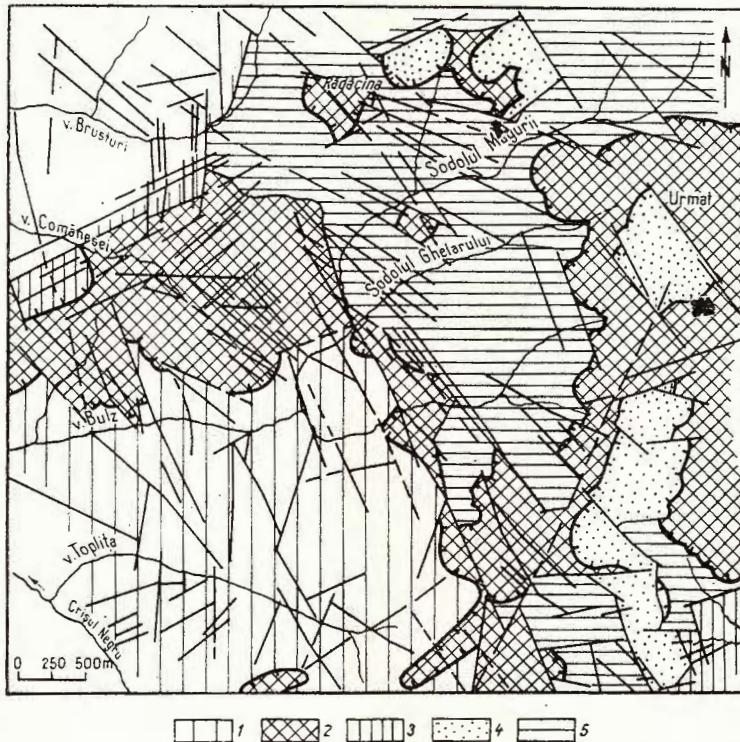


Fig. 7. — Rețeaua de falii și litoclaze în zona văilor Toplița și Bulz (ridicări după aerofotograme).

1, unitatea de Bătrînescu ; 2, unitatea de Următ ; 3, unitatea de Arieșeni ;
4, unitatea de Vetre ; 5, autohtonul de Bihor.

Réseau des failles et de lithoclases de la zone des vallées de Toplița et de Bulz (levés exécutés d'après d'aérophotogrammes).

1, unité de Bătrînescu ; 2, unité d'Următ ; 3, unité d'Arieșeni ; 4, unité de Vetre ; 5 autochtone de Bihor.

În întreaga zonă dintre Crișul Pietros și Crișul Negru, aflorează sau au fost interceptate în foraje, masive intrusive banatitice. Pe Crișul Pietros aflorează granodioritele de la Pietroasa iar pe Crișul Negru a fost întîlnit în adâncime, masivul de la Băița ; este probabil ca întreaga zonă cuprinsă între cele două sectoare amintite să fie constituită în adâncime, sub nivelul 1000-1500 m, de un mare corp intrusiv banatitic.

La Băița Bihor acoperișul lui se găsește la cota -478. La nord de sectorul Crișului Negru, între Valea Mare și valea Pietrele Roșii, masivul intrusiv banatitic se găsește mai în profunzime, sub talpa forajului 5005, adică la cca -785 m. În sfîrșit în zona Tătăroaia, la nord-vest de falia Preluci-Valea Fagului-Păuleasa, masivul intrusiv ocupă o poziție mai ridicată decât în Valea Mare.

În zona cercetată apar o serie de filoane banatitice orientate în general nord-vest – sud-est; ele sunt figurate pe schița tectonică anexată de noi, cu excepția celor din sectorul de la izvoarele Crișului Negru care sunt prezentate de Stoici în lucrarea sa de doctorat.

BIBLIOGRAFIE

- A r a b u N. (1941) La géologie des environs de Băița (dép. du Bihor). *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXV, București.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R. (1959) Kratki ocerk geologhii zapadnih gor (A brief account on geology of the Western Mountains). *Sovetskaja Geologia*, 5, Moscova.
- (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, vol. III/1, București.
 - D i m i t r e s c u R. (1964) Harta geologică scara 1:100 000 foaia Arieșeni. Edit. Inst. Geol. București.
 - (1965) Harta geologică scara 1:100 000 foaia Moneasa. Edit. Inst. Geol. București.
 - B o r c o ș M., S a v u H. (1968) Notă explicativă pentru harta geologică scara 1:200 000 foaia Brad. Edit. Inst. Geol. București.
 - P a t r u l i u s D., T o m e s c u C a m e l i a , B o r d e a I o s e f i n a , P a n i n Ș t e f a n a , R ă d a n S. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munții Apuseni D.S. *Inst. Geol.* LVI/4, București.
- B o r d e a S., I s t o c e s c u D. (1970) Contribuții la studiul stratigrafic al Cretacicului (Neocomian-Turonian) din partea vestică a Munților Pădurea Craiului. D.S. *Inst. Geol.* LV/4, București.
- B o r d e a I o s e f i n a (1973) Date noi stratigrafice și structurale în nord vestul Munților Bihor. D.S. *Inst. Geol.* LIX/5, București.
- C i o f l i c a G., V l a d S. (1973) Contributions à la connaissance des types structuraux de pyrométasomatites laramiens de Roumanie. *Revue roumaine de Géol. Géoph. et Géogr. Série pe Géol.*, T. 17, no. 1, București.
- G h e r a s i N. (1969) Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru. D.S. *Inst. Geol.* LIV/3, București.
- K r ä u t n e r Th. (1937) Triadische Faunen aus dem Bihargebirge. I Teil *Gastropoden Geologica Hungarica*, Budapest.
- (1941a) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXVI, București.



- (1941b) Étude géologiques dans la Pădurea Craiului C.R. *Inst. Géol. Roum.* XXV, București.
- Manea Al. (1973) Asupra prezenței unei formațiuni cristalofiliene în baza pînzei de Arieșeni (Munții Bihor). *D.S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
- Mantea Gh. (1969) Geologia părții de nord-vest a Munților Bihor (regiunea Ferice). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. (seria geol.)* XIV/2, București.
- Patrulius D., Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geologicky Sborník* XVIII/2, Bratislava.
- Rozloznik P. (1907) Beiträge zur Geologie der Umgebung des Nagybihar. *Jahresber. ung. geol. Anst. für 1905*, Budapest.
- (1936) Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (Munții Apuseni) im Karpatensystem. *Nath. u. wissenschaftl. Anzeiger*, Bd. LV/1, Budapest.
- Stoici S. (1970) Studiu geologic și petrografic al bazinului superior al Crișului Negru-Băița Bihor — cu privire specială asupra mineralizației de bor și a skarnelor magneziene. Rezumat teză doctorat Univ. Cluj.
- (1974) Studiu geologic și petrografic al bazinului superior al Crișului Negru-Băița Bihor, cu privire specială asupra mineralizației de bor și a skarnelor magneziene. *Inst. Geol. Geof. St. tehn. econ. I 7*, București.
- Szadeczy J. (1906) Über den geologischen Aufbau des Bihorgebirges zwischen den Gemeinden Rézbánya, Petros und Scărișoara. *Jahr. k. Ung. A.* 1904, Budapest.
- Szontagh Th., Pálfy M., Rozloznik P. (1911) Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. d.k. ung. geol. Anstalt für 1910*, Budapest.
- Pálfy M., Rozloznik P. (1912) Beiträge zur geologischen Kenntnis des centralen Teiles des Bihargebirges. *Jahresb. d.k. ung. geol. Anstalt für 1911*, Budapest.

NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES SUR LE BIHOR DE L'OUEST. L'UNITÉ D'URMĂT ET L'UNITÉ DE VETRE

(Résumé)

Dans la région étudiée les auteurs ont mentionné l'autochtone de Bihor, l'unité de Ferice avec deux secteurs (Tătăroaia et Măgura), l'unité d'Arieșeni.

Stratigraphie. L'autochtone de Bihor renferme des dépôts attribués à l'intervalle Lias-Dögger ?, Tithonique et Néocomien-Apptien inférieur. Les couches de Coșuri ont été considérées par les chercheurs antérieurs comme appartenant à la nappe de Codru. Les auteurs de ce travail s'appuyant sur des données de forage ainsi que sur la présence des calcaires tithoniques à la partie supérieure des couches de Coșuri, attribuent ces couches à l'autochtone de Bihor.

Dans l'unité de Ferice, la succession stratigraphique est présentée dans les secteurs de Tătăroaia et de Măgura. Les dépôts permo-werféniens supportent des dolomies grisâtres, attribuées à l'Anisien-Ladinien inférieur. La succésion peut être observée parallèlement dans les deux secteurs jusqu'au niveau du Trias moyen ; dans le secteur de Tătăroaia, les dolomies blanches, vacuolaires supportent des calcaires de Roșia attribués au Ladinien supérieur-Carnien moyen. Dans le secteur de Măgura, les dolomies grisâtres supportent les calcaires de Roșia, au-dessus desquelles reposent les couches d'Obîrșia Izbuclui, représentées par des calcaires de couleur blanc-rose à intercallations de schistes argilo-gréseux attribués au Carnien supérieur.

L'unité de Bătrînescu comprend des formations permotriasiques. Les termes peuvent être parallèles aux termes de l'unité de Ferice, jusqu'au niveau du Campilien. Les différences interviennent au niveau de l'Anisien qui est représenté par des dolomies noires décrites par les auteurs sous le nom de dolomies de Bulz. Ces dolomies supportent soit des calcaires de Rosia, soit des calcaires blancs, parfois brécheux, ou des calcaires de Peștera Finațe, attribués au Carnien supérieur.

L'unité d'Următ, mise en évidence pour la première fois dans ce travail, renferme des calcaires noirs à faune de type Kössen, associés aux schistes argileux grisâtres ; par la suite, c'est un complexe de roches détritiques et carbonatées avec des intercallations de Wildflysch, qui se développe et que nous dénommons le complexe d'Următ, daté paléontologiquement comme appartenant au Lise, éventuellement au Dogger. Le terme supérieur attribué au Kimméridgien est formé de calcaires crème et grisâtres.

L'unité de Vetre est mentionnée elle aussi pour la première fois dans ce travail, et elle renferme le Carnien les dolomies de Frăsinel — sur lesquelles se disposent les marbres de Băița, attribués au Norien.

Dans la succession stratigraphique de l'unité d'Arieșeni on rencontre des dépôts permo-werféniens ainsi que des dolomies grisâtres anisiennes.

Tectonique. Les unités décrites sont charriées soit directement sur l'autochtone, soit d'une façon où n'importe quelle des unités existentes ne peut recouvrir que le terme subjaçant immédiat, selon l'ordre suivant : l'unité de Ferice, l'unité de Bătrînescu, l'unité d'Următ, l'unité de Vetre et l'unité d'Arieșeni. La dernière, qui est la plus répandue a été mise en place dans la phase méditerranéenne. En ce qui concerne l'âge des autres nappes, on mentionne que les plus récents dépôts de l'autochtone qui supportent l'unité de Ferice, appartient à l'Aptien. De cette manière, l'âge des unités charriées se placerait pendant la phase autrichienne. Dans le sens de ce qui a été dit on propose de n'englober sous le nom de „Système des nappes de Codru”, que les unités charriées qui se trouvent au-dessous de l'unité d'Arieșeni, en considérant cette dernière comme représentant une unité indépendante du point de vue du temps de la mise en place.

Les auteurs considèrent les dépôts des unités charriées comme sédimentées dans un bassin unique de sédimentation et superposées ensuite dans une première phase d'orogenèse. Dans une autre étape les unités sont déplacées en bloc, se détachant ensuite en glissant indépendamment sur l'autochtone de Bihor. La superposition d'une unité sur une autre subjacente (selon l'ordre mentionné) est considérée comme étant primaire, antérieure au détachement du bloc unitaire. La nappe d'Arieșeni est disposée sur une édifice, déjà constitué par l'autochtone de Bihor et les unités charriées, „le système des nappes de Codru”, peut-être, après une phase d'érosion. L'unité d'Arieșeni représenterait ainsi une nappe de recouvrement dans le milieu



continental (Reliefüberschiebung). Par la suite, les auteurs s'appuyant sur l'étude détaillée des aérophotogrammes mentionnent de nouveaux éléments tectoniques disjonctifs.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Schéma tectonique de la partie de sud-ouest des monts de Bihor.

1, Quaternaire—a, éboulis; 2, Pannonien; 3, banatites—a, filons; 4, unité d'Arieșeni; 5, lambeau de rabotage Julești; 6, unité de Vetre; 7, unité d'Următ; 8, unité de Bătrînescu; 9, unité de Ferice—a, secteur de Tătărăoaia,—b, secteur de Măgura; 10, autochtone de Bihor; 11, faille; 12, nappe de charriage.

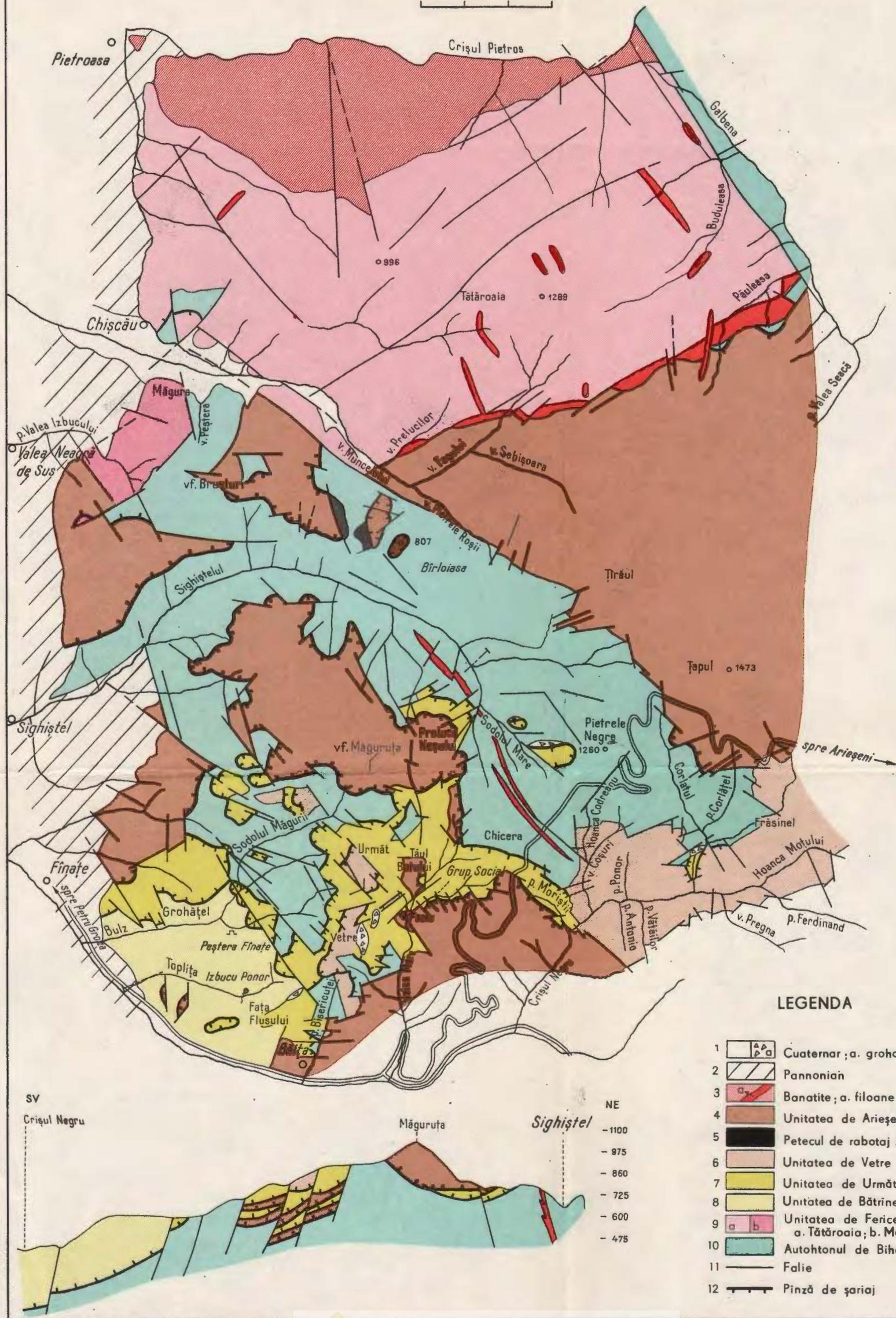




Institutul Geologic al României

SCHIȚA TECTONICĂ A PĂRȚII DE SUD-VEST A MUNTILOR BIHOR

0 500 1000 1500m



LEGENDA

- | | | |
|----|--|---|
| 1 | | Cuaternar ; a. grohotișuri |
| 2 | | Pannonian |
| 3 | | Banatite ; a. filoane |
| 4 | | Unitatea de Arieșeni |
| 5 | | Peteul de rabotaj Julești |
| 6 | | Unitatea de Vetre |
| 7 | | Unitatea de Următ |
| 8 | | Unitatea de Bătrînescu |
| 9 | | Unitatea de Ferice: a. Tăărăoia; b. Măgura |
| 10 | | Autohtonul de Bihor |
| 11 | | Falie |
| 12 | | Pinză de șariaj |

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE GEOCRONOLOGICE OBȚINUTE PENTRU FORMATIUNI CRISTALOFILIENE ȘI MASIVE ERUPTIVE DIN ROMÂNIA¹

DE

SILVIA MÎNZATU, MARIA LEMNE, ELEONORA VÎJDEA, ANCA TĂNĂSESCU,

MAGDALENA IONCICĂ², IOAN TIEPAC²

Abstract

Geochronological Data obtained for the Crystalline Formations and Eruptive Massifs in Romania. A number of 263 age values obtained by K/Ar (volumetric and isotope dilution techniques) and by Pb/Pb have been used to elaborate this synthesis. Various rocks were collected from different geological units, and petrographic complexes have been dated. The oldest ones have been obtained on rocks from the crystalline basement of the Moldavian Plateau — 1,422 m.y., and those of Dobrogea — 1,853 m.y. A restricted number of ages reflects the influence of the Baikalian orogenesis upon some crystalline complexes in the East Carpathians, and the Assynthian one in Dobrogea. Isolated ages in the East Carpathians suggest a possible metamorphic influence at the end of the Caledonian. However, most data are pleading for a strong acitivity during the Hercynia orogenesis to which most crystalline and eruptive formations of Dobrogea and East and South Carpathians have been subjected. Likewise a large number of ages is reflecting the activity of the Alpine orogenesis.

Studiile de geocronologie întreprinse în ultimii 10 ani în cadrul Institutului Geologic, au constituit unul din obiectivele principale de cercetare ale laboratorului de Geologie Nucleară. Numărul mare de determinări executate pe un material geologic variat, colectat în cea mai mare parte sistematic și subordonat informativ, a constituit baza acestei sinteze pe care o prezentăm în lucrare.

Menționăm că lucrări de geocronologie au mai fost executate în țară prin metoda K/Ar activare cu neutroni (Soroiu et al., 1970),

¹ Comunicare în ședința din 8 februarie 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



TABELUL 1

Virste absolute obținute prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Roca | Localizare | Proba analiza- | K/Ar | | | Pb |
|---------------------|--|--|---------------|----------------|---|---|----|----------------|
| | | | | | Ar g/g 10^{-7} metoda volume- trică | K/g 10^{-7} metoda diluției izotopice | K% | |
| Podișul moldovenesc | | | | | | | | |
| 1 | Fundamentul cristalin (Arhaic superior) | Paragnais cu oligoclaz Paragnais cu oligoclaz | Iași Iași | B | 6,93 7,21 | 5,17 4,97 | | 1,336 1,422 |
| 2 | | | Dobrogea | | | | | |
| 3 | Fundamentul cristalin (Arhaic Krivoi-Rog) | Gnais granitic | Palazu Mare | Mi | 13,24 | 6,23 | | 1,853 |
| 4 | Seria mezo-și epimetamorfică | Gnais granitic | Palazu Mare | Mi | 2,43 | 3,89 | | 747 |
| 5 | | Micașist | Măcin | M | 2,25 | 7,02 | | |
| 6 | | Pegmatit | Măcin | M | 2,41 | 8,03 | | 419 |
| 7 | (Rifean mediu) | Quarțit sericitos | Florești | T | 0,69 | 1,72 | | 390 |
| 8 | | Quarțit cu biotit | Greci | T | 0,52 | 1,51 | | 508 |
| 9 | | Quarțit sericitos | Greci | T | 0,52 | 1,66 | | 445 |
| 10 | | Micașist | Ciamurlia | B | 2,70 | 4,55 | | 417 |
| 11 | | Micașist | Ciamurlia | M | 1,90 | 6,33 | | 711 |
| 12 | Unitatea șisturilor verzi | Şist verde | Şist verde | T | 1,27 | 2,65 | | 634 |
| 13 | | Şist verde | Mihai Viteazu | T | 1,12 | 2,63 | | 596 |
| 14 | (Rifean superior) | Şist verde | Mihai Viteazu | T | 1,14 | 2,40 | | 542 |
| 15 | | Şist verde | Mihai Viteazu | T | 1,36 | 2,90 | | 590 |
| 16 | | Şist verde | Mihai Viteazu | T | 0,75 | 2,24 | | 440 |



| | | | | | | |
|----|-----------------------------|-----------------------|----|------|-------|-----|
| 17 | Şist verde | Mihai Viteazu | T | 0,88 | 2,11 | 529 |
| 18 | Şist verde | Altin Tepe | T | 0,37 | 1,55 | 350 |
| 19 | Şist verde | Altin Tepe | T | 1,15 | 4,06 | 381 |
| 20 | Şist verde | Altin Tepe | T | 0,89 | 2,47 | 465 |
| 21 | Şist roşu-violaceu | Poiana | T | 2,05 | 4,61 | 556 |
| 22 | Filit sericito-cloritos | Tulcea – Monument | T | 0,70 | 1,89 | 474 |
| 23 | Filit sericito-cloritos | Tulcea – Monument | T | 1,11 | 2,60 | 543 |
| 24 | Formațiuni eruptive-granite | Granit | T | 0,23 | 0,56 | 508 |
| 25 | | Granit | T | 0,28 | 1,15 | 320 |
| 26 | | Granit milionitizat | T | 0,68 | 3,41 | 264 |
| 27 | | Corneană biotitică | T | 0,58 | 3,52 | 222 |
| 28 | | Granit | P | 1,06 | 7,22 | 195 |
| 29 | | Granit | P | 1,03 | 5,45 | 248 |
| 30 | | Granit | P | 1,26 | 6,26 | 264 |
| 31 | | Granit | P | 1,12 | 5,99 | 247 |
| 32 | | Granit | P | 1,01 | 5,92 | 229 |
| 33 | | Granit | P | 0,95 | 6,05 | 210 |
| 34 | | Granit | P | 0,33 | 5,27 | 86 |
| 35 | | Granit | P | 0,94 | 5,70 | 218 |
| 36 | | Pegmatit | Mi | 2,18 | 9,18 | 306 |
| 37 | | Granit porfiric | O | 1,14 | 8,57 | 180 |
| 38 | | Granit porfiric | P | 1,05 | 9,29 | 153 |
| 39 | | Granit porfiroid roşu | O | 1,87 | 11,36 | 218 |
| 40 | Porfir triasică | Taşhairs-Congaz | O | 4,63 | 12,12 | 282 |
| 41 | | Çırjelari | O | 1,80 | 10,74 | 223 |
| 42 | | Iğlicioara | O | 1,10 | 6,65 | 220 |
| 43 | | Carmena | T | 1,79 | 12,48 | 190 |

B = biotit; Mi = microclin; M = muscovit; T = rocă totală; P = pettit; O = ortoza.

§ Analisti: S. Anastase, Cecilia Vasiliu, Rozette Ianca, Elena Colios, Alexandra Medeașan, Anca Andăr.



ca și prin metoda K/Ar cromatografie de gaze, pusă la punct de Filipescu și Vincentiu (Dessila-Codarcă et al., 1967).

În cazul de față, datele de vîrstă absolută prezентate în tabel, au fost obținute prin metoda K/Ar, variantele volumetrică și diluție izotopică și prin metoda Pb/Pb.

Pentru determinările prin metoda K/Ar, s-au utilizat constantele $\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10}$ ani⁻¹ și $\lambda_\beta = 472 \cdot 10^{-10}$ ani⁻¹.

Întrucit precizia variantei volumetrice scade la conținuturi mici de potasiu și la vîrste tinere, s-a avut în vedere ca probele analizate să aibă un conținut în potasiu mai mare de 1,5%. Rezultatele de vîrste mai mici de 150 mil. ani, obținute prin această variantă, au fost considerate nesemnificative datorită erorii, care crește în aceste cazuri pînă la 25%. Pentru celelalte rezultate obținute prin metoda volumetrică, s-a calculat o eroare maximă de 10%.

Determinările prin varianta diluției izotopice s-au efectuat în cadrul laboratoarelor Centrului de Cercetări Petrografice și Geochimice de la Nancy (Franța). Pentru aceste determinări s-a calculat o eroare maximă de 5%.

Pentru determinările prin metoda Pb/Pb, s-a folosit modelul izotopic Holmes-Houtermans, cu următoarele constante:

$$\begin{aligned} t_0 &= 4,51 \cdot 10^9 \text{ ani (vîrsta pămîntului)} \\ x_0 &= 9,50 \\ y_0 &= 10,36 \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \text{abundențele plumbului primitiv} \\ \lambda_{\text{U}^{238}} = 0,1537 \cdot 10^{-9} \text{ ani}^{-1} \\ \lambda_{\text{U}^{235}} = 0,972 \cdot 10^{-9} \text{ ani}^{-1} \end{array} \right.$$

Determinările de vîrste s-au efectuat pe variate tipuri de probe din: fundamentul cristalin al Podișului moldovenesc, formațiuni cristalo-filiene și eruptive din Carpații Orientali, Meridionali și Dobrogea.

Podișul moldovenesc

Fundamentul cristalin al Podișului moldovenesc a fost întîlnit în forajele de la Bătrînești, Todireni și Iași, la adîncimi de peste 1.000 m. Acest fondament, constituie din paragnaise intens migmatizate, reprezentă marginea vestică a formațiunilor scutului ucrainean. Vîrsta paragnaiselor este probabil arhaic superioară, influențată de orogeneza proterozoică mijlocie (Giuşcă et al., 1967). Biotitul din paragnaisele cu oligoclaz întîlnite în forajele de la Iași, au o vîrstă aparentă K/Ar de 1.422 mil. ani (tab. 1), comparabilă cu vîrstele obținute pe gnaisele cu microclin din forajele de la Bătrînești și Todireni³.

³ M. Sorociu, S. Anastase, Silvia Minzatu. Determinarea vîrstei absolute a gnaiseelor de la Todireni – Iași și a unor roci din Dobrogea, prin metoda K/Ar. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Dobrogea

Determinările de vîrstă K/Ar au fost făcute pe roci provenind din complexele reprezentative ale regiunii (tab. 2).

Fundamentul cristalin

Cele mai vechi formațiuni au fost întâlnite în partea de sud a Dobrogei, în forajele de la Palazu Mare, la adâncimi de peste 500 m. Ele aparțin fundamentului cristalin și sunt reprezentate prin cuarțite, micașisturi și sisturi amfibolice mineralizate. Complexul feruginos, prin rocile sale tipice este paralelizat cu complexul Krivoi-Rog, iar vîrsta aparentă a metamorfismului complexului de dedesubt, reprezintă regenerări sub influența orogenezei proterozoice medii. Vîrsta K/Ar cea mai mare, de 1.853 mil. ani (Mînzatu et al., 1965)⁴, a fost obținută pe microclinul din gnaisele granitice și este interpretată ca reprezentând vîrsta adaptării complexului la metamorfismul seriei feruginoase. Dobrogea de nord, considerată un segment al catenei kimmerice consolidată în timpul mișcărilor hercinice (zona Măcin) și în timpul mișcărilor kimmerice vechi (zona Tulcea) a constituit de asemenea obiectul datării K/Ar (planșă, schiță A).

Zona Măcin, cuprinde roci mezo- și epimetamorfice care suportă depozite siluriene, devoniene și carbonifere, în timp ce roci cristaline similare care apar în zona mediană a Dobrogei sunt retromorfozate și suportă complexul sistemelor verzi. Rocile mezo- și epimetamorfice din zona Măcin au fost metamorfozate, după opinia geologilor, în timpul Precambrianului sau a Cambrianului (Murgoci 1914; Tanasiu 1940); în timpul orogenezei caledoniene sau hercinice (Mirăuță, 1963); în timpul Rifeanului (Giuşcă et al., 1967), permitind în spiritul acestei concepții, o corelare cu sisturile mezometamorfice din Carpații Orientali. Vîrstele K/Ar sunt de 508–417 mil. ani pentru cristalinul din zona Măcin și de 711–634 mil. ani pentru micașisturile de la Ciamurlia, care suportă sisturile verzi (Lemne et al., 1966)⁵.

Zona sistemelor verzi, dezvoltată în zona mediană a Dobrogei, este reprezentată prin formațiuni cu caracter de fliș fiind alcătuită din grauwacke, cuarțite și pelite verzi cu intercalări de conglomerate. Vîrsta lor geologică a fost considerată precambriană (Murgoci, 1914; Tanasiu, 1940; Mirăuță et al., 1963, 1964; Chiriac et al., 1963;

⁴ Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Cecilia Vasiliu, Rozette Iancu. Determinări de vîrstă absolută în sisturile cristaline mezozonale și epizonele din Dobrogea și granitele de tip Cozia și Tismana. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ Maria Lemne, Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Anca Tănăsescu, Eleonora Vijdea, Magdalena Ioncică, Alexandra Medeșan. Determinări de vîrstă absolută. 1966. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



TAÎBELUL 2

Vîrste absolute obținute prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Roca | Localizare | K/Ar | | | Pb |
|---------------------------|-------------------------------|-------------------|------------|---------------------------|---|------------------|----|
| | | | | Proba analiza- zată | Ar g/g 10^{-7} metoda volume- metrică | K % Izotopică | |
| <i>Carpații Orientali</i> | | | | | | | |
| 44 | Seria de Bretila- | | | | | | |
| 45 | Rarău (Precambrian) | | | | | | |
| 46 | Sist muscovitic | Valea Gargăru | T | 0,394 | 0,87 | | |
| 47 | Micasist granatifer | Gemenea | M | 2,252 | 7,29 | 507 | |
| 48 | Sist biotic | Gemenea | B | 2,300 | 7,06 | 419 | |
| 49 | Gnais granitic | Gemenea | Mi | 1,539 | 6,64 | 408 | |
| 50 | Filon de sulfuri polimetalice | Gemenea | G | | | 300 | |
| 51 | Filon de sulfuri polimetalice | Crișibaba | G | | | 370 | |
| 52 | Filon de sulfuri polimetalice | Crișibaba | G | | | 235 | |
| 53 | Gnais granitic | Crișibaba | G | | | 180 | |
| 54 | Gnais ocular | Valea Coctorbei | M | 2,041 | 7,88 | 329 | |
| 55 | Gnais ocular | Valea Naghiag | Mi | 1,992 | 9,23 | 281 | |
| 56 | Gnais ocular | Valea Naghiag | Mi | 1,933 | 9,54 | 263 | |
| 57 | Gnais muscovitic | Valea Bărășeu | O | 1,772 | 9,14 | 253 | |
| 58 | Gnais de Rebra | Piatra Putred | T | 0,447 | 3,27 | 191 | |
| 59 | Gnais ocular | Valea Lăpedea | B | 0,698 | 5,59 | 164 | |
| 60 | Gnais de Rebra | Valea Aries | O | 0,466 | 3,92 | 159 | |
| 61 | Gnais de Rebra | Valea Gușet | B | 0,573 | 6,29 | 122 | |
| 62 | Gnais de Rebra | Valea Bebra | Mi | 0,788 | 9,17 | 115 | |
| 63 | Granit pegmatitic | Valea Bebra | B | 0,662 | 8,04 | 110 | |
| 64 | Granit pegmatitic | Tulgheș | O | 4,216 | 10,30 | 510 | |
| 65 | Granodiorit cu biotit | Bălan-Pițu Covaci | O | 3,061 | 9,27 | 413 | |
| | Hăgihmaș (Precambrian mediu) | | T | 0,913 | 2,24 | 502 | |



| | | | | | | | |
|----|---|---|--|----|-------|-------|-----|
| 66 | | Granodiorit cu biotit | Bălan-Pițil | T | 1,074 | 3,00 | 446 |
| 67 | Seria de Rebra-Barnar (Precambrian inferior) | Şist cu biotit și amfibol | Covaci | B | 3,347 | 6,04 | 650 |
| 68 | | Şist cu biotit și amfibol | Scăricele | T | 0,871 | 1,76 | 595 |
| 69 | | Şist clorito-biotitic calcitizat | Rodna — alea Scăricele | B | 0,555 | 3,27 | 226 |
| 70 | | Pegmatit cu muscovit | Valea Dornei | M | 1,358 | 8,71 | 210 |
| 71 | | | Rodna — valea Rebra | T | 0,501 | 3,32 | 200 |
| 72 | | | Blazna | G | | | 670 |
| 73 | | Şist micaceu | Blazna | G | 1,074 | 8,13 | 620 |
| 74 | | Mineralizatie de sulfuri metalice slab metamorfozate | Rodna — Gal. Făget Valea Rebra Confl. | M | | | 176 |
| 75 | | Pegmatit | eu Valea Antris Valea Rebra | T | 0,286 | 2,72 | 146 |
| 76 | | Gnais biotitic | Rodna — Gal. Gușet | T | 0,304 | 3,13 | 139 |
| 77 | | Micasist granatifer | Rodna — Gal. Gușet | B | 0,698 | 6,80 | 136 |
| 78 | | Şist biotito-amfibolic | Rodna — Gal. Gușet | B | 0,394 | 5,33 | 103 |
| 79 | | Şist biotito-amfibolic | Rodna — Gal. Gușet | B | 0,447 | 6,54 | 93 |
| 80 | | Micasist | Rodna — Gal. Gușet | B | 0,376 | 6,13 | 84 |
| 81 | | Micasist | Rodna — Gal. Gușet | M | 0,447 | 7,20 | 84 |
| 82 | | Gnais amfibolic micaceu cu granați | Rodna — Gal. Gușet | B | 0,358 | 6,57 | 75 |
| 83 | | Gnais amfibolic micaceu cu granați | Rodna — Gal. Gușet | M | 0,412 | 7,10 | 78 |
| 84 | | Mineralizatie polimetalică | Rodna — Gal. Gușet | G | | | 599 |
| 85 | | Mineralizatie polimetalică | Rodna — Gal. Gușet | G | | | 515 |
| 86 | | Mineralizatie polimetalică | Rodna — Gal. Gușet | G | | | 385 |
| 87 | | Mineralizatie polimetalică | Rodna — Valea Vinului | G | | | 60 |
| 88 | | Pegmatit | Rodna — Cariera | Mi | 0,949 | 10,69 | 119 |
| 89 | | Pegmatit | Scăricele | M | 0,555 | 8,04 | 90 |
| 90 | | Pegmatit | Rodna — Cariera | M | 0,412 | 8,01 | 74 |

T = roci totală; M = muscovit; B = biotit; Mi = microclin; G = galenă; O = ortoză.

§ Analisti: Elena Colios, Ancu Andăr, V. Neacșu, Catrinel Papadopol.



Chiriac 1963⁶, Ianovici et al., 1961; Grigoras et al., 1962) algonkiană, eventual cambriană (Chiriac et al., 1964), siluriană (Ștefănescu, 1890; Anastasiu 1896, 1898, Macovei, 1912), permo-carboniferă (Pascu, 1914; Coșma et al., 1962). Determinările de spor polen pe șisturile verzi, indică vîrstă rifean-superioară (Ilieșcu et al., 1963). Vîrstele K/Ar sunt frecvent cuprinse între 596 și 542 mil. ani și indică orogeneza assyntică, ca timp de metamorfozare (Lemne et al., 1966)⁷.

Formațiunile eruptive din Dobrogea de nord, au constituit de asemenea obiectul unor investigații geocronologice. Din punct de vedere geologic, rocile granitice aparțin la masive a căror vîrstă geologică este considerată în funcție de timpul de depunere a formațiunii de Carapelit (Ianovici et al., Ghidul excursiilor, 1961).

O grupă de roci eruptive au fost puse în loc înaintea depunerii formațiunii de Carapelit pe care nu o metamorfozează: Granitele de Mircea Vodă, Hamcearca, Măcin și Pricopan, legate de orogeneza caledoniană și hercinică veche. Vîrstele K/Ar obținute pe aceste roci sunt de 508 mil. ani pentru granitele de la Mircea Vodă, și de 320 mil. ani pentru granitele de la Hamcearca, indicind orogeneza hercinică. Pentru restul masivelor, vîrstele întinerite de 264—222 mil. ani (masivul Pricopan) și de numai 95 mil. ani (granitul de Măcin), se datorează în mare parte caracterului materialului analizat (Minzatu et al., 1967)⁸.

Al doilea grup de roci eruptive sunt posterioare formațiunii de Carapelit, pe care o metamorfozează la contact: granitele de Greci, granitele alcaline de la Iacobdeal, Turcoaia, Piatra Roșie și Sacar Bair, legate de orogeneza hercinică tîrzie. În acest caz, vîrstele K/Ar deși obținute tot pe feldspati, concordă într-o oarecare măsură cu ipoteza geologică amintită, prin valorile de 248 mil. ani (Greci); 264—247—229 mil. ani (Iacobdeal) și 218 mil. ani (Sacar Bair) (Minzatu et al., 1967)⁹.

O grupă de roci mai puțin cercetate sunt granitele porfirice cu biotit, caracterizate prin culoarea roșie a feldspatului potasic, care apar în zona Tulcea străbătind formațiunile paleozoice de la Uzum Bair și Tașbair-Congaz. Ele au fost considerate antetriasice (Mirăuță, 1966). Vîrstele K/Ar de 306—218 mil. ani obținute pe feldspati roșii sunt în concordanță cu ipoteza geologică.

Porfirele legate de linia de dislocație Peceneaga—Camena, au fost considerate antetriasice (Cădere, 1921), triasic-superioare (Mirăuță, 1957). Vîrstele K/Ar au dat valori mai mari pentru porfirele de la Cîrje-

⁶ M. Chiriac, A. Lăcatușu. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în șisturile verzi din regiunea Grădina—Gura Dobrogii, Sibioara—Tîrgușor—Mireasa (regiunea Dobrogea) 1963. Arh. M.M.P.G. București.

⁷ Op. cit. pct. 5.

⁸ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ioncică, Eleonora Vijdea, Elena Colios. Determinări de vîrstă obținută prin metoda K/Ar. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁹ Op. cit. pct. 8.

lari (282 mil. ani) și valori în concordanță cu vîrstă geologică, triasică, pentru porfirele de la Camena (220—190 mil. ani) și de la Iglioioara (233 mil. ani) (Mînzatu et al., 1967)¹⁰

Cîmpia Râmâna

În forajele de la Bordeiul Verde (est de Făurei) a fost întîlnită la adîncimi de 2300—3000 m, sub depozitele ordoviciene, o serie de șisturi argiloase și cuarțite verzi și roșii-violacee, cu aspect satinat, asemănătoare cu unele șisturi verzi din forajele de la Mihai Viteazu (Dobrogea) (Leone et al., 1966)¹¹. Ele au dat vîrstă K/Ar de 469 și 498 mil. ani. Prin aceste valori este indicat Cambrianul superior, ca timp al slabului metamorfism la care au fost supuse rocile, sedimentarea lor fiind considerată după orogeneza baicaliană, dar înainte de Ordovician (Giuşcă et al., 1967).

Carpații Orientali

Din zona cristalino-mezozoică polimetamorfică a Carpaților Orientali au fost făcute determinări de vîrstă K/Ar și Pb/Pb pentru rocile din seriile precambriene de Bretila—Rărău și de Rebra—Barnar (tab. 2) și pentru seriile paleozoice de Tulgheș, de Dămuc (Ordovician) și de Izvorul Mureș (Carbonifer inferior?) (tab. 3) (planșă, schiță B).

Seria de Bretila—Rărău cuprinde formațiunile metamorfice cele mai vechi cunoscute în Carpații Orientali. Ea se dezvoltă în pînzele mară-mureșene și în pînza de Rărău. Formațiunile constitutive au în principal un caracter mezometamorfic și au fost atribuite Proterozoicului (Krátner, 1968), ulterior fiind supuse unui metamorfism regresiv în timpul Paleozoicului. După Krátnér (1968) polimetamorfismul seriei de Bretila însumează cel puțin 5 etape de transformări variate, generate de mai multe faze orogenice: proterozoică, paleozoică și alpină. O grupă de determinări K/Ar pe roci aparținînd seriei de Bretila—Rărău (Mînzatu et al., 1971)¹² indică într-un singur caz influența orogenezei intracambriene (507 mil. ani). Majoritatea datelor corespund fazelor de regenerare atribuite orogenezei hercinice, ca de exemplu blasteza feldspatilor potasici în gnaisele oculare din pînza de Rărău (281—263 mil. ani) în timp ce alte vîrste, reduse, pot fi justificate în lumina concepției geologice amintite privind etapele polimetamorfice.

Vîrstele obținute pe galenele din zăcăminte hidrotermale de la Gemenea și Cîrlibaba, sunt mult mai mari decît vîrstele apreciate geologic. Aceasta se explică prin prezența Pb radiogenic adăugat Pb mai vechi în

¹⁰ Op. cit. pct. 8.

¹¹ Op. cit. pct. 5.

¹² Silvia Mînzatu, Anca Tănasescu, Magdalena Ioncică, Vasiliica Neacsu. Determinări radiometrice și de vîrstă absolută asupra formațiunilor metamorfice din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



TABELUL 3

Vîrstă absolute obținută prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Roca | Localizarea | K/Ar | | | Pb |
|----------|---------------------|---|-----------------------|-----------------|-------------------------------------|------|-----|
| | | | | Proba analizată | Ar g/g 10^{-7} metoda volumetrică | K % | |
| 91 | Seria de Tulgheș | Filit grafitos | Izvorul Mureșului | T | 0,642 | 1,86 | 430 |
| 92 | (Cambrian inferior) | Şist cloritos | Valea Cherechiuc | T | 0,447 | 1,33 | 422 |
| 93 | | Cuarțit sericitos | Fundul Moldovei | T | 0,286 | 0,85 | 413 |
| 94 | | Filit sericitos | Fagul Cetății | T | 0,931 | 3,06 | 397 |
| 95 | | Portfirogen | Fagui Cetății | T | 0,376 | 1,35 | 355 |
| 96 | | Cuarțit cu sericit | Valea Oltului – Bălan | T | 0,823 | 2,90 | 362 |
| 97 | | Cuarțit cu sericit | Valea Oltului – Bălan | T | 0,251 | 1,09 | 307 |
| 98 | | Cuarțit cu sericit | Valea Oltului – Bălan | T | 1,092 | 3,97 | 352 |
| 99 | | Cuarțit cu sericit | Valea Oltului – Bălan | T | 0,769 | 2,98 | 317 |
| 100 | | Mineralizație de pirită și sulfuri polimetalice | Valea Oltului – Bălan | G | | | 390 |
| 101 | | Mineralizație de pirită și sulfuri polimetalice | Valea Oltului – Bălan | G | | | 500 |
| 102 | | Mineralizație de pirită și sulfuri polimetalice | Gura Băii | G | | | 520 |



| | | | | | |
|-----|---|---------------------------------|---|-------|------|
| 103 | Filon discordant cu galenă și quart | Stingeroasa (Tulgheș) | G | | 610 |
| 104 | Filon discordant cu galenă și quart | Stingeroasa (Tulgheș) | G | | 570 |
| 105 | Filon discordant cu galenă și quart | Colbu | G | | 590 |
| 106 | Filit sericitos | Izvorul Mureșului | T | 0,519 | 1,97 |
| 107 | Porfirogen | Izvorul Mureșului | T | 0,412 | 1,54 |
| 108 | Porfirogen | Izvorul Mureșului | T | 0,501 | 3,56 |
| 109 | Şist cuartitico-muscovitic | Fundul Moldovei | T | 0,268 | 1,11 |
| 110 | Metatuf | Burloaia | T | 0,788 | 4,07 |
| 111 | Şist cuartitic sericitos carbonatic | Burloaia | T | 0,322 | 2,31 |
| 112 | Porfirogen | Burloaia | T | 0,304 | 3,08 |
| 113 | Şist cuartitic sericitos | Galeria Bălăşina | T | 0,504 | 2,56 |
| 114 | Porfirogen | Pietrosu | B | 0,787 | 5,29 |
| 115 | Seria de Dămuc | Dămuc–Pârâul Almaş | T | 0,545 | 1,65 |
| 116 | (Ordovician) | Dămuc–Pârâul Almaş | T | 0,555 | 1,68 |
| 117 | | Bicazul Ardelean–Valea Tepeseni | T | 1,002 | 3,72 |
| 118 | Seria de Izvorul Mureşului lui (Carbonifer inferior) | Şist muscovitic cu granatii | T | 0,510 | 2,15 |
| | | Izvorul Mureșului | T | | 307 |

T = rocă totală; G = galenă; B = biotit.

§ Analiză: Vasiliaca Neacșu, Elena Colies, Cătrinei Papadopol,



cuprinsul galenelor, care conduce la valori discordante (Vijdea et al., 1971)¹³.

Granitoidele de Hăghmaș țin de ciclul seriei de Bretila—Rarău și reprezintă diverse varietăți de granite, granodiorite și diorite precambrian-medii (Bercia et al., 1971),¹⁴ metamorfozate regional odată cu seria menționată. Vîrstele K/Ar (Mînzatu et al., 1971)¹⁵ cele mai mari (510, 502, 446 și 413 mil. ani) indică regenerări ulterioare baicaliene și mai noi.

Seria de Rebra—Barnar este cunoscută în pînzele bistrițene din munții Rodnei, Bistriței și Giurgeu. Metamorfismul seriei de Rebra—Barnar este intens și variat, rezultat din cumularea a două faze de transformări și nu a unei singure faze de metamorfism (Kräutner, 1968). Pe baze palinologice s-a constatat că formațiunile respective, în principal mezometamorfice, corespund Precambrianului inferior (Ilieșcu et al., 1970). Vîrstele K/Ar, cu excepția celor de 650 și 595 mil. ani care indică mișcări baicaliene (Mînzatu et al., 1971)¹⁶, arată în rest puternice influențe alpine (226—103 mil. ani). Vîrstele absolute obținute prin metoda Pb, pe galenele zăcămintelor de la Guseț și valea Blaznei (560 și respectiv 620 mil. ani) sunt concordante cu vîrstele palinologice, atestând originea lor premetamorfică (Vijdea et al., 1971)¹⁷.

Seria de Tulgheș, cu cea mai largă dezvoltare în zona cristalină, are un caracter epimetamorfic și corespunde Cambrianului inferior (Ilieșcu et al., 1972). Vîrstele K/Ar cele mai mari (430—397 mil. ani) ar indica un metamorfism mai vechi decât cel hercinic (corespunzător sfîrșitului Caledonianului), iar vîrstele sub 362 mil. ani, influență mișcărilor hercinice; mișcările alpine le corespund vîrstele sub 200 mil. ani (Mînzatu et al., 1969)¹⁸.

Din seria de Tulgheș au fost date prin metoda Pb, o serie de galene din zăcăminte legate de cristalinul Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹³ Eleonora Vijdea, S. Anastase. Cercetări asupra raporturilor izotopice ale Pb în zăcăminte legate de cristalinul Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹⁴ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgea Mureșan, M. Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹⁵ Op. cit. pct. 12.

¹⁶ Op. cit. pct. 12.

¹⁷ Op. cit. pct. 13.

¹⁸ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Eleonora Vijdea, Anca Tănăsescu, Magdalena Ioncică, Elena Colios, S. Anastase, Anca Andăr. Determinări de vîrstă absolute în sisturile cristaline din Munții Rodnei, Gilăului și completare în Autohtonul Danubian. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹⁹ Op. cit. pct. 13.

Seria de Dămuc, transgresivă pe formațiunile seriei de Bretila—Rărău, se păstrează ca petice izolate în partea orientală a munților Hăgihimăș. Caracterul seriei, secundar mezometamorfic este grefat pe un fond inițial epimetamorfic. Vîrsta ordoviciană a fost determinată pe baze paleontologice. Vîrstele K/Ar indică mișcări caledoniene în faza taconică (Mureșan et al., 1973) prin valorile 422 și 413 mil. ani.

Seria de Izvorul Mureș (Carbonifer inferior) are un caracter slab metamorfic și se cunoaște într-un singur punct în munții Giurgeului unde stă transgresiv peste seria de Rebra—Barnar și suportă normal și în continuitate de sedimentare formațiunile cambrian-inferioare ale seriei de Tulgheș. Reiese deci să seria de Izvorul Mureș este ulterioară Cambrianului inferior și anterioară Carboniferului superior (Mureșan, 1972). Vîrstele K/Ar indică influențe metamorfice din faza sudetă a orogenezei hercinice, prin valoarea de 307 mil. ani (Minzatu et al., 1971)²⁰.

Carpații Meridionali

Pentru a elucida vîrsta formațiunilor din cristalinul Carpaților Meridionali (planșă, schiță C), s-au efectuat analize de roci din Autohtonul Danubian (tab. 4, 5) și din Pînza Getică (tab. 6).

a) Din Unitatea Autohtonului Danubian au fost date roci aparținând formațiunilor cristalofiliene și principalelor masive granitoide a căror vîrstă este controversată.

Munții Almaj

Seriile de Neamțu și Corbu cu caracter sedimentogen și respectiv vulcanogen-sedimentogen, slab metamorfozate, aparțin unor vechi geosinclinale precambriene. Vîrsta metamorfismului este considerată paleozoică veche (Codarcă et al., 1961), hercinică (Bercia et al.²¹, Birlea et al., 1964²², Gheruci et al., 1966²³). Ambele serii au fost străbătute parțial după metamorfozarea lor, de trei masive granitoide: Ogradena, Cherbelezu și Sfîrdinu. Determinările de vîrste K/Ar executate în special pe roci totale cristalofiliene din seria de Corbu și pe minerale din scria de Neamțu, conduce la concluzia că sintem în situația de a nu putea data metamorfismul inițial, acesta fiind șters de metamorfismul

²⁰ Op. cit. pct. 12.

²¹ I. Bercia, Elvira Bercia. Raport geologic asupra părții de sud-est a cristalinului autohton (Banatul de sud) Reg. Ogradena-Dubova-Ciucaru Mare. 1956—1957. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

²² V. Birlea, Lidia Birlea, Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru metale rare în masivele granitoide de Ogradena, Cherbelezu și Sfîrdinu și zonele cristaline învecinate. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

²³ O. Gheruci, V. Serafimovici. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fier în regiunea dintre V. Neamțului și V. Secăștița—Munții Almaj. 1966. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

TABELUL 4
Vîrstă absolute obținute prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Roca | Localizare | K/Ar | | Pb | |
|-------------|--|----------------------------------|-----------------|-----------------|--|--|------|
| | | | | Proba analizată | Ar g/g 10 ⁻⁷ metoda volumetrică | Ar g/g 10 ⁻⁷ metoda diluiei izotopice | K % |
| 119 | Carpații Meridionali-Autohtonul Dunăbian | Gnais cu muscovit. | Valea Eșelnița | M | 2,40 | 8,09 | 373 |
| 120 | Muntii Almaj Seria de Neamț | Gnais micaceu rubanat | Valea Mraconia | M | 1,88 | 7,90 | 294 |
| 121 | (Precambrian) | Filit biotitic cloriticat | Valea Eșelnița | T | 0,38 | 3,37 | 157 |
| 122 | | Pegmatit | Valea Iardășita | Mi | 1,00 | 10,56 | 129 |
| 123 | Seria de Corbu (Precambrian) | Filit carbonatic sericitos | Valea Iardășita | T | 0,43 | 1,82 | 306 |
| 124 | | Filit sericito-cloritos | Valea Iardășita | T | 0,60 | 2,90 | 268 |
| 125 | | Filit sericito-cloritos | Valea Iardășita | T | 0,45 | 2,18 | 268 |
| 126 | | Filit sericito-cloritos | Valea Sfîrdinu | T | 0,60 | 2,89 | 268 |
| 127 | | Filit sericito-cloritos | Valea Sfîrdinu | T | 0,53 | 2,74 | 253 |
| 128 | | Filit sericito-cloritos | Valea Iardășita | T | 0,35 | 1,87 | 249 |
| 129 | Ogradena (vîrstă controversată Antecaledonian, hercinic) | Filit cuartitic sericitos | Valea Eșelnița | T | 0,38 | 2,75 | 191 |
| 130 | | Granit | Valea Mala | M | 1,539 | 5,80 | 335 |
| 131 | | Granit | Valea Mala | M | | 0,859 | 4,28 |
| 132 | | Granit | Valea Mala | O | 0,752 | 4,93 | 263 |
| 133 | | Granit | Valea Mala | O | | 1,804 | 8,45 |
| 134 | | Granit | Valea Mala | O | | 0,805 | 278 |
| 135 | | Granit aplitic | Valea Manga | T | 0,573 | 4,13 | 203 |
| 136 | | Micasist | Valea Eșelnița | T | 0,351 | 1,76 | 186 |
| 137 | | Sist cuartitic sericito-cloritos | Valea Eșelnița | T | 0,372 | 2,03 | 184 |
| 138 | | Gnais biotitic | Valea Eșelnița | T | | 0,216 | 247 |
| | | | | | | | 226 |
| | | | | | | | 186 |



M = muscovit; T = rocă totală; M = microclin; B = biotit; O = ortoza.

TABELUL 5
Vîrste obținute prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Roca | Localizare | Proba analizată | | K/Ar | | Model $H-H$ $T \cdot 10^6$ ani |
|-------------|--|----------------------------|----------------------|----------------------|----------------------------------|---|--------------------------|--------------------------------------|
| | | | | Arg/10 ⁻⁷ | K% metoda volumet- rică | Arg/10 ⁻⁷ metoda diluției izotopice | K% $T \cdot 10^6$ ani | |
| 171 | Muntele Mic (Baicalian) | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 0,220 | 6,66 | | 411 |
| 172 | | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 2,416 | 7,31 | | 410 |
| 173 | | Granodiorit porfiric | Valea Bolvașnița | B | 2,12 | 7,30 | | 370 |
| 174 | | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 1,73 | 6,03 | | 365 |
| 175 | | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 1,768 | 6,91 | | 327 |
| 176 | | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 1,90 | 7,69 | | 320 |
| 177 | | Granodiorit porfiric | Valea Bolvașnița | B | 1,81 | 7,66 | | 307 |
| 178 | | Granodiorit porfiric | Valea Mare | B | 1,72 | 7,33 | | 300 |
| 179 | | Diorit cuartifer cu biotit | Valea Sebeș | B | 1,64 | 7,37 | | 290 |
| 180 | | Granodiorit porfiric | Valea Sebeșului Mare | B | 1,731 | 9,57 | | 239 |
| 181 | | Granodiorit gnaissic | Valea Sebeșului Mare | B | 1,350 | 7,95 | | 224 |
| 182 | | Granodiorit gnaissic | Valea Sebeșului Mare | B | 1,28 | 8,15 | | 207 |
| 183 | | Granit porfiric | Priul Morilor | O | 2,18 | 9,88 | | 288 |
| 184 | | Granodiorit porfiric | Valea Iriňiș | O | 1,38 | 8,64 | | 211 |
| 185 | | Granodiorit porfiric | Valea Iriňiș | O | 0,90 | 5,94 | | 202 |
| 186 | | Granodiorit porfiric | Valea Iriňiș | O | 0,77 | 5,26 | | 192 |
| 187 | Muntii Vulcan (Cambrian interior mediu) | Granit porfiroïd | Valea Cireșu | Mi | 4,67 | 10,35 | | 546 |
| 188 | | Granit porfiroïd | Valea Gilort | Mi | 3,70 | 10,48 | | 440 |
| 189 | | Granit de Tismana | Valea Bistrițioara | O | 3,22 | 13,30 | | 312 |
| 190 | | Granit | Valea Jiului | T | 0,465 | 2,02 | | 297 |
| 191 | | Granit porfiroïd | Novaci-carieră | Mi | 1,70 | 7,55 | | 288 |
| 192 | | Granodiorit biotitic | Valea Tismana | Mi | 1,77 | 9,30 | | 252 |
| 193 | | Granit de Tismana | Valea Tismana | O | 2,14 | 11,47 | | 245 |
| 194 | | Granit | Valea Jiului | Mi | 1,96 | 10,58 | | 237 |
| 195 | | Diorit cuartifer | Valea Pocrina | Mi | 1,87 | 10,46 | | 236 |
| 196 | | Granodiorit porfiroïd | Valea Motru | Mi | 1,93 | 10,84 | | 235 |
| 197 | | Granit | Valea Tismana | Mi | 1,90 | 10,94 | | 230 |
| 198 | | Granodiorit biotitic | Valea Tismana | Mi | 1,64 | 9,73 | | 223 |
| 199 | | Granit | Valea Jiului | T | 0,31 | 1,90 | | 218 |
| 200 | Muntii Parâng | Granit porfiric | Râncă Novaci | Mi | 1,89 | 11,67 | | 215 |
| 201 | | Granit de Gilort-Novaci | Valea Gilort | Mi | 1,46 | 10,85 | | 180 |
| 202 | | Granit de Gilort-Novaci | Valea Gilort | Mi | 1,45 | 10,76 | | 148 |
| 203 | | Granit de Gilort-Novaci | Valea Gilort | Mi | 0,89 | 10,10 | | 120 |
| 204 | | Granit de Gilort-Novaci | Valea Gilort | Mi | 0,96 | 10,82 | | 110 |

B = biotit; O = ortoza; Mi = microclin; T = rocă totală.
 & Analisti: Cătrinel Pașonon - Anca Andăr Vasiliu Neacșu

suprapus din timpul orogenezei hercinice (373 și 306 mil. ani) (Mînzatu et al., 1972)²⁴.

Vîrstele mai tinere sub 200 mil. ani din seriile de Neamțu și Corbu sunt rezultatul unor pierderi mari și inegale de argon radiogenic sub influența temperaturii degajată de corporurile eruptive (Mînzatu et al., 1972)²⁵.

Granitoidele de Ogradena, Cherbelezu și Sfîrdinu dezvoltate în extremitatea sudică a Autohtonului Danubian din Banat, au vîrsta controversată: sincinematice în parte paulo-postcinematice cutărilor antecaledoniene (Pavelscu, 1967) sincinematice și paulo-postcinematice cutărilor caledoniene (Codarcea et al., 1961), hercinice (Dumitrescu, 1962), sinorogene Carboniferului (Streckeisen 1934, Berecchia et al., 1956–1957²⁶, Gheruci et al., 1966²⁷) mai vechi decât Permianul inferior (Bîrlaea et al., 1964)²⁸. Datările au fost făcute pe biotit, feldspat potasic și rocă totală. Vîrstele K/Ar cele mai mari au fost obținute pe biotitele masivului Sfîrdinu (372 și 359 mil. ani) indicând începutul orogenezei hercinice (Mînzatu et al., 1970)²⁹. Se pare că ultimele transformări importante în biotite, după care ele au devenit un sistem închis, au avut loc în timpul orogenezei hercinice deoarece acesteia îi corespund cele mai multe vîrste K/Ar cuprinse între 340 și 254 mil. ani. Tot în timpul orogenezei hercinice, au fost puse în loc filcanele lamprofirice (307 mil. ani) (Mînzatu et al., 1974).

Granitoidul de Muntele Mic este considerat sincinematic cu seriile de Măgura și Bărnița în care este amplasat, reprezentind la rîndul său magmatismul sinorogen ciclului baicalian (Gherasi et al., 1967). Masivul a fost afectat de mișcări tectonice ulterioare, hercinice și alpine. Vîrstele K/Ar obținute în majoritate pe biotite 411–365 mil. ani (Mînzatu et al., 1972)³⁰ indică însă sfîrșitul Caledonianului ca timp în care s-a produs omogenizarea vîrstelor seriei de Măru (445 mil. ani) și a plutonului Muntele Mic, ca și ridicarea plutonului. Compartimentarea sa ulterioară a fost surprinsă și prin vîrstele K/Ar și se leagă de orogeneza hercnică, iar falierea secundară, de mișcări mai noi, alpine (Savu et al., 1973).

²⁴ Silvia Mînzatu, Anca Tănăsescu, Catrinel Papadopol. Determinări de vîrste absolute ale rocilor cristalofiliene din seriile de Neamțu și Corbu. 1972 Arh. Inst. Geol. Geof. București.

²⁵ Op. cit. pct. 24.

²⁶ Op. cit. pct. 21.

²⁷ Op. cit. pct. 23.

²⁸ Op. cit. pct. 22.

²⁹ Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Vasilica Neacșu. Determinarea vîrstei absolute a granitelor de Ogradena, Cherbelezu și Sfîrdinu. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³⁰ Silvia Mînzatu, I. Tiepac, Maria Lemne, Magdalena Ioncică, Catrinel Papadopol. Determinări de vîrste absolute pe rocile eruptive ale masivului Muntele Mic. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Seria amfibolitelor de Măru este considerată ca reprezentând partea cea mai inferioară a cristalinului danubian, de vîrstă rifean-inferioară. Este alcătuită din ortoamfibolite injectate local de pegmatite (Gherasim et al., 1967). Vîrsta K/Ar obținută pe muscovitul unui pegmatit rămîne în limita Caledonianului (440 mil. ani) (Mînzatu et al., 1972)³¹.

Masivele granitoide din munții Parâng și Vulcan sunt reprezentate prin granitoidele de tip Sușița, Tismana și Gilort—Novaci. Interesul de ordin genetic suscită de aceste granite, a polarizat un număr foarte mare de cercetători, care opinăază pentru o origine magmatică (Mrazec, 1897; Ionescu Bujor, 1911; Giuşcă et al., 1955; Dimitrescu et al., 1963)³², pentru originea metasomatică a granitului de Tismana (Manolescu, 1937; Bercia et al., 1959³³; Pavălescu et al., 1966), autometamorfică, postmagmatică (Pavălescu et al., 1961, 1965) pentru origine diferită, granitul de Tismana fiind considerat mai nou ca cel de Sușița (Manolescu, 1937; Ghikă—Budești, 1940; Codarcea et al., 1961; Pavălescu et al., 1961, 1966), pentru origine sincronă (Ionescu Bujor, 1911). Cât privește vîrsta acestor masive, interpretarea geologică este și ea diferită: baicaliană (Savu, 1970; Schuster, 1970³⁴; Berza, 1971), sincinematică și paulo-postcinematică cutărilor caledoniene (Codarcea et al., 1961), paleozoic-inferioară (Trifulescu, 1964)³⁵, hercinică (Giuşcă et al., 1969) antecarbonifer-superioară (Palivec, 1937), carboniferă (Streckeisen, 1931; Manolescu, 1937), paleozoic-superioară (Mrazec, 1897; Ionescu Bujor, 1911; Manolescu, 1937), mai noi ca Permianul (Răileanu et al., 1967).

Vîrstele K/Ar executate pe granitele de tip porfiroid din munții Vulcan, au dat numai în două cazuri vîrste paleozoic-interioare (546 și 440 mil. ani). În rest, vîrstele obținute în majoritate pe feldspați potasici se înscriu în limitele orogenezei herciniice. Ca o excepție, microclinul din granitul de Novaci a dat vîrste reduse, sub 200 mil. ani, indicând transformări și pierderi mari de argon radiogenic, care întineresc vîrstele corespunzătoare orogenezei kimmerice (Mînzatu et al., 1968)³⁶.

³¹ Op. cit. pct. 30.

³² R. Dimitrescu, N. Stan, O. Anton, N. Ceausu. Prospecțiuni geologice în masivul granitic de Tismana 1963. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³³ I. Bercia, Elvira Bercia. Raport asupra cercetărilor geologice din munții Parângului. 1959. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³⁴ A. Schuster. Studiu geologic și structural al rocilor cristalofiliene și granitoide din perimetru Valea Oltețului—Valea Recea (Oltenia de nord). 1970. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³⁵ M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Raport geologic pentru grafit în Munții Căpăținii—Muntele Parâng—Oltenia de nord. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³⁶ Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciucă, Anca Andăr, Eleonora Vijdea, S. Anastase. Determinarea vîrstei absolute a sistemelor cristaline și rocilor granitoide din Autohtonul Carpaților Meridionali. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

b) Din Unitatea Pînzei Getice au fost dateate în special formațiunile cristaline din munții Semenic, Masivul Poiana Ruscă și munții Sebeș (tab. 6).

În munții Semenic are o largă dezvoltare formațiunea metamorfică prebaicaliană, reprezentată prin sisturi cristaline metamorfozate și cutate la sfîrșitul Proterozoicului inferior (Savu, 1970). Determinările de vîrstă K/Ar indică nu timpul inițial de metamorfozare a lor, ci influențe suprapuse ale unor orogeneze vechi al căror ecou ne apare la sfîrșitul Caledonianului (420—426 mil. ani), în timp ce majoritatea vîrstelor atestă o reluare energetică a formațiunii în timpul orogenezei hercinice (Mînzatu et al., 1971)³⁷.

În masivul Poiana Ruscă, depozitele paleozoice terigene, carbonatice și magmatogene, au fost metamorfozate în faza sudetă a orogenezei hercinice (Kráutner et al., 1969).

Pentru seriile la care au fost repartizate depozitele constituente, s-au făcut determinări de vîrstă K/Ar care indică în concordanță cu datele palinologice, vîrsta metamorfismului regional al cristalinului din Poiana Ruscă în jurul datei de 320 mil. ani, corespunzător fazei sudețe a orogenezei hercinice și regenerarea în faza saalică și în alpin (< 150 mil. ani). Datările izotopice cu Pb pe mineralizații cu galenă din diferite puncte ale regiunii, dar cu o metalogeneză comună, premetamorfică, indică valori deosebite pentru galenele de la Muncelul Mic, Românești și Teliuc. Pentru galenele de la Muncelul Mic se admite vîrsta reală în intervalul 340—300 mil. ani, iar pentru cele de la Românești și Teliuc, vîrste aberante care se datoresc Pb anomal (de contaminare radiogenă) (Kráutner et al., 1973).

Munții Sebeș sunt constituiți din roci cristaline a căror vîrstă este presupusă anteproterozoic-superioară iar metamorfozarea în condiții mezozonale este legată de orogeneza hercinică. Injectarea cu soluții pegmatitice este în tot cazul postcinematică (Pavelescu, 1955). Vîrstele K/Ar atestă aproape în totalitatea lor influențele orogenezei alpine, care maschează vîrsta metamorfismului inițial, cu excepția a două vîrstă relicte care indică orogeneza hercinică (Mînzatu et al., 1969)³⁸.

Concluzii

Prezentarea sistematizată a datelor de vîrstă K/Ar și Pb, obținute pe un material geologic variat, a fost necesară datorită numărului mare de vîrstă acumulate. Lucrarea devine astfel un instrument de informare asupra gradului de datare a unor formațiuni și complexe din unele regiuni ale țării noastre și ilustrează modul cum aceste date izotopice pot deveni un argument pentru susținerea sau infirmarea unor ipoteze de ordin geologic-tectonic.

³⁷ Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Magdalena Ioncică, Vasiliaca Neacsu. Determinări de vîrstă absolute în rocile cristaline din Semenic (Pînza Getică), Banat. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

³⁸ Op. cit. pct. 18.



TABELUL 6
Vîrste absolute obținute prin metodele K/Ar și Pb

| Nr. crt. | Unitatea/Seria | Pinza Getică Munți Semenic (Pre- baicalian) | Roca | Localizare | K/Ar | | Pb | |
|-------------|--|---|-------------------------|------------|---|------------------------|---|----------------------------------|
| | | | | | Ar g/g 10^{-7} metoda volume- metrică | Proba anal- zată | Ar g/g 10^{7-} metoda diluție izotopică | K % T. 10 ⁶ ani |
| 205 | Munți Semenic (Pre- baicalian) | Paragneais micaceu | Valea Tăria-Bozovici | M | 2,45 | 7,13 | | 426 |
| 206 | | Micasist | Valea Craiova-Pîrvova | M | 3,04 | 8,61 | | 425 |
| 207 | | Paragneais | Valea Tăria | M | 2,40 | 7,57 | | 420 |
| 208 | | Pegmatit | Valea Craiova | M | 2,68 | 8,61 | | 392 |
| 209 | | Micasist | Valea Craiova | B | 2,34 | 7,54 | | 386 |
| 210 | | Micasist | Valea Tăria | (M) | 2,03 | 6,83 | | 375 |
| 211 | | Sist biotitic feldspatizat | Valea Breazovîla | B | 1,99 | 6,94 | | 365 |
| 212 | | Sist micaceu cu granatî | Valea Breazovîla | M | 2,03 | 7,60 | | 355 |
| 213 | | Gnais granitic micaceu | Valea Craiova | T | 0,72 | 2,85 | | 327 |
| 214 | | Paragneais micaceu cu granatî | Valea Terova | M | 1,61 | 6,56 | | 320 |
| 215 | | Paragneais micaceu | Valea Breazovîla | M | 1,95 | 7,93 | | 315 |
| 216 | | Gnais granitic micaceu | Valea Breazovîla | B | 1,85 | 7,62 | | 312 |
| 217 | | Micasist | Valea Craiova | T | 0,65 | 2,75 | | 307 |
| 218 | | Gnais granitic micaceu | Valea Breazovîla | B | 1,74 | 7,56 | | 300 |
| 219 | | Paragneais biotitic cu clinozoitit | Valea Terova | T | 0,43 | 1,87 | | 300 |
| 220 | | Paragneais micaceu | Valea Craiova | M | 1,51 | 7,93 | | 250 |
| 221 | | Paragneais biotitic | Cariera Mehadiica | B | 1,24 | 7,11 | | 230 |
| 222 | Masivul Poiana Ruscă – Seria de Bărălnă (Paleozoc) | Şist sericito-cloritos grafitos | Valea Bărălnă | T | 0,608 | 3,15 | | 256 |
| 223 | Seria vulcanogenă bazi- că (Paleozoic) | Sist sericito-cloritos cu carbonatî | Valea Stîlpului Boul | T | 0,528 0,948 | 3,30 3,89 | | 215 315 |
| 224 | | Şist biotitic cu carbonatî | | B | 1,575 | 6,72 | | |
| 225 | | Sist sericito-cloritos carbonatic cu biotit | Vadul Dobrii | B | 1,128 | 6,46 | | 300 |
| 226 | | Şist quartzo-feldspatic micaceu | Raci | T | 0,895 | 4,16 | | 256 |
| 227 | | Şist quartzo-sericitos cloritos | Teliuc-Ghelar | T | 0,161 | 2,56 | | 278 |
| 228 | | Şist quartzo-sericitos cloritos | Muchia Mosului | | | | | <150 |

| | | | | | | | | |
|-----|-----|---|----------------------------|--------|-------|-------|------|-----|
| 229 | 230 | Şist sericito-cloritos | Teluc-Ghelar | T | 0,089 | 2,65 | | 150 |
| | 231 | Şist sericito-muscovitic mineralizat | Muchia Moşului | T | 0,689 | 3,72 | <245 | |
| | 232 | Şist sericito-cloritos | Teluc-Ghelar | <0,268 | 2,90 | <150 | | |
| | 233 | Şist sericito-muscovitic cu carbonatii | Muchia Moşului | 0,233 | 2,28 | <150 | | |
| | 234 | Şist sericito-cloritos cu carbonatii | Ghelar | 0,358 | 2,80 | <150 | | |
| | 235 | Minere ankeritic cu galenă | Mănăstire | | | | | |
| | 236 | Minere ankeritic cu galenă | Teluc | | | | | |
| | 237 | Filit sericito-clorito-grafitos | Alun | 0,841 | 4,97 | 172 | 780 | |
| | 238 | Şist cuarțo-sericito-cloritos cu carbonatii | Ruschița | G | 0,268 | 4,68 | 226 | 110 |
| | 239 | Filon cu sulfuri polimetaleice | Iazuri | T | 0,268 | 4,68 | <150 | |
| | 240 | Filon cu sulfuri polimetaleice | Românești | T | 3,86 | ~0 | ~0 | |
| | 241 | Seria terigenă superioară Padese (Paleozoc) | Românești | G | | | | |
| | 242 | Şist cuarțo-sericitos | Muncel Mic | 0,823 | 2,79 | 370 | 550 | |
| | 243 | Şist cuarțo-sericitos | Muncel Mic | T | 0,913 | 3,11 | 365 | |
| | 244 | Filon cu cuiburi de galenă | Muncel Mic | T | 0,841 | 5,25 | 217 | 400 |
| | 245 | Filon cu cuiburi de galenă | Muncel Mic | G | | | | |
| | 246 | Filon cu cuiburi de galenă | Muncel Mic | G | | | | |
| | 247 | Filon cu cuiburi de galenă | Muncel Mic | G | | | | |
| | 248 | Filon cu cuiburi de galenă | Muncel Mic | G | | | | |
| | 249 | Metariolit | Muncel Mic | T | 1,235 | 6,18 | 256 | |
| | 250 | Porfiroid | Muncel Mic | T | 1,074 | 5,90 | 239 | |
| | 251 | Şist sericito-cloritos mineralizat | Valea Rozaliei | T | 0,626 | 3,65 | 230 | |
| | 252 | Şist sericito-cloritos | Valea Lupului | T | 0,429 | 2,41 | 234 | |
| | 253 | Metatuf | Valea Stîlpului | T | 0,591 | 3,58 | 218 | |
| | 254 | Şist biotitic carbonatic | Nadrag | T | 0,197 | 2,80 | <150 | |
| | 255 | Gnais ocular | Poenita | T | 0,215 | 2,23 | <150 | |
| | 256 | Gnais ocular | Tincova | Mi | 1,468 | 9,70 | 200 | |
| | 257 | Gnais biotito-amfibolic | Tincova | B | 0,250 | 6,59 | 52 | |
| | 258 | Seria mezometamorfică (Paleozoc) | Munții Sebeș (Precambrian) | B | 1,861 | 6,80 | 343 | |
| | 259 | Gnais biotito-amfibolic | Valea Florii-Tâia | | | | | |
| | 260 | Gnais biotito-amfibolic | Valea Aușelu | B | 1,056 | 5,28 | 260 | |
| | 261 | Pegmatit | Valea Aușelu | B | 0,573 | 6,89 | 112 | |
| | 262 | Pegmatit | Dobraia | Mi | 1,083 | 10,84 | 135 | |
| | 263 | Pegmatit | Valea Aușelu | Mi | 0,68 | 11,52 | 81 | |
| | | | Valea Aușelu | Mi | 0,554 | 12,14 | 64 | |

M — muscovit; B — biotit; T — rocă totală; G — galenă; Mi — microclin.
 § Analiști: Elena Colios, Vasiliica Neacsu, Ana Andăr,



Din observarea datelor geocronologice se remarcă grupe de vîrstă care coincid cu vîrstă determinate pe baze palinologice. Marea majoritate a vîrstelor K/Ar necesită o interpretare care nu poate fi făcută luînd cifrele ca atare. Datorită faptului că vîrstele K/Ar fiind vîrstă de cele mai multe ori aparente și nu absolute (eventual vîrsta poate fi considerată absolută pentru unul din evenimentele geologice secundare sau suprapuse peste cel inițial) este necesar ca înainte de a se face interpretarea să se țină seama de următoarele indicații :

- punctul de prelevare a probei (apropierea sau depărtarea de zone tectonizate, fracturate, șariate și în genere deformate tectonic) ;
- relația cu rocile înconjurătoare ;
- gradul de prospețime al rocii în general și al mineralului datat în special.

Pentru aprecierea acestui caracter care trebuie privit cu toată considerația, se vor urmări transformările de ordin chimic și mecanic — la scară microscopică — transformări care în cazul datărilor K/Ar joacă un rol esențial asupra conținutului în Ar radiogenic, reducind vîrstele și provocînd neconcordanțe.

BIBLIOGRAFIE

- A n a s t a s i u V. (1896) Note préliminaire sur la construction géologique de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, serie 3 — ème, XXIV, Paris.
- Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Terrains secondaires. Thèse — 1898, Paris.
- A n a s t a s i u I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
- B e r z a T. (1971) Șisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismanei și valea Bistriței (munții Vulcan). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.
- Cădere D. M. (1921—1924) Rocile eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol.* X, București.
- Chiriac M., Lăcătușu A. (1964) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 9, 2, București.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1961) Considerații asupra genezei rocilor granitoide din Autohtonul Danubian al Carpaților Meridionali. *Congr. VI, Asoc. Geol. Carp.—Balc.* II, Miner. Petr., București.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus—Dorobanțu. *D.S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Dessila-Codarcea M., Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*. 12, nr. 2, București.
- D umitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală și principii de geotectonică și cartare geologică. Edit. didactică și pedagogică, București.



- Gherasi N., Savu H. (1967) Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de est). *D. S. Inst. Geol.*, LIV/3, Bucureşti.
- Ghika Şt. Budăstii (1940) Les Carpates méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi. *An. Inst. Geol.* XX, Bucureşti.
- Giușcă D., Pavelescu L. (1955) Contribuții la studiul masivelor granitice de Sușița și Tismana. Comunicările Acad. R.P.R., V/3, Bucureşti.
- Ianovici V., Minzatu Silvia, Sorociu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ionciucă Magdalena (1967) Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din Vorlandul orogenului carpatic. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 12, 2, Bucureşti.
 - Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles of the territory of Roumania. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 13, Budapest.
- Grigoras D., Daneț T. (1962) Contribuții la cunoașterea sisturilor verzi dobrogene. *Stud. cerc. geol.* V., 3, Bucureşti.
- Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Ghidul excursiilor, D. Dobrogea. *Congr. V. Asoc. Geol. carp.-Balc.*, Bucureşti.
- Ilieșcu Violeta, Mutihac V. (1963–1964) Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundația zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea Centrală. *D. S. Com. Geol.*, LI, 1, 10, Bucureşti.
- Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa–Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/3, Bucureşti.
 - Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, Bucureşti.
- Ionescu D. Bujor (1911–1912) Granitul de Sușița. Contribuții la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. *An. Acad. Rom. Mem. Secț. St. ser. 2*, XXXLV, Bucureşti.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 13, 2, Bucureşti.
- Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1969) Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismului și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Rusă. *An. Com. Geol.* XXXVII, Bucureşti.
 - Mureșan M., Ilieșcu Violeta, Minzatu Silvia, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionciucă Magdalena, Andăr Anca (1973) Devonian-Carboniferul inferior din Poiana Rusă. *D. S. Inst. Geol.* LIX/4, Bucureşti.
- Măcovici G. (1912) Observații asupra liniei de încălcare Peceneaga-Camena. *D. S. Inst. Geol.* III, Bucureşti.
- Manolescu Gr. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *An. Inst. Geol.* XVIII, Bucureşti.
- Minzatu Silvia, Lemne Maria, Tiepac I., Colios Elena (1973) Données, géochronologiques concernant les massifs granitoïdes de l'Autochtone Danubien au nord du Danube (R. S. România). *Rev. Rom. géol., géogr., géoph., serie de géologie* (sub tipar).



- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1957) Observații asupra structurii geologice a regiunii Başpunar-Camena-Ceamurlia de Sus (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol.* XLIV, București.
- (1963) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu—Măgurele (Dobrogea centrală) *D. S. Com. Geol.*, L, II, București.
 - (1963–1964) Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria—Băltăgești (Dobrogea Centrală). *D. S. Com. Geol.*, LI/1, București.
- Mrazec L. (1897) Dare de seamă. Munții Vulcan, București.
- Mureșan M. (1972) Seria de Izvorul Mureș — o nouă formațiune paleozoică în Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LX/1, București.
- Ioncică Magdalena, Tănăsescu Anca (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dămuc). *D. S. Inst. Geol.* LX/5, București.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol.* V, București.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du Massif du Parâng et des Munții Cîmpii. *An. Inst. Geol.* XVIII, București.
- Pascu R. (1914) Răspindirea șisturilor verzi, a Jurasicului și a Neocretacicului în Dobrogea. *An. Inst. Geol.* V, București.
- Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Pavelescu Maria (1961) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana—V. Bistriței. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, București.
 - Dimitrescu R. (1965) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de la Tismana. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, București.
 - Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, București.
 - (1967) Geneza și evoluția masivelor de granitoide din Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie* 12/2, București.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vulcan (Carpații Meridionali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- Savu H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenic. *An. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului Danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/5, București.
 - Lemne Maria, Minzatu Silvia, Ioncică Magdalena, Papadopol Catrinel (1973) Ages K/Ar établis sur les roches du masif granitoïde de Muntele Mic. *Congr. X. Asoc. Geol. Carp.—Balcan.*, Bratislava (sub tipar).
- Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K/Ar dating by neutron activation of some igneous and metamorphic rocks from the southern branch of the Romanian Carpathians. *Eclogae Geol. Helv.*, 63/1, Basle.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpates méridionales *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.
- Ştefănescu Gr. (1890) Curs de geologie, București.
- * * * Tablou comparativ al scărilor geocronologice pentru perioadele fanerozoice. *D. S. Com. Geol.*, LIII/2, București.

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES OBTENUES POUR DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET POUR DES MASSIFS ÉRUPTIFS DE ROUMANIE

(Résumé)

L'ouvrage a le caractère d'une synthèse des données géochronologiques obtenues par la méthode K/Ar (variante volumétrique et dilution isotopique) et par la méthode Pb/Pb.

Les déterminations d'âge ont été faites sur des types variés de roches appartenant aux principaux complexes des unités géologiques de notre pays; Plateau Moldave, Dobrogea, Plaine Roumaine, Carpates Orientales et Carpates Méridionales. Dans l'ouvrage, on s'est rapporté aussi à des déterminations de spore-pollen exécutées sur le même complexe.

On a daté, dans le soubassement du cristallin de la Dobrogea, des roches situées à des profondeurs dépassant 1.000 m. Les âges K/Ar ont donné 1.422 millions d'années.

Quelques roches du soubassement cristallin de la Dobrogea qui se trouvent à des profondeurs dépassant 500 m, font partie d'un complexe dont l'âge est similaire à celui du complexe de Krivoi—Rog auquel il ressemble. L'âge K/Ar le plus grand est de 1.853 millions d'années. Les roches méso- et épimétamorphiques de la zone de Măcin, ont l'âge géologique du métamorphisme controversé, mais placé à l'intérieur des limites du Paléozoïque. Les âges K/Ar indiquent un métamorphisme entre 508 et 417 millions d'années. Pour les roches métamorphiques de la zone de Tulcea qui supportent les schistes verts, les âges K/Ar varient entre 711 et 634 millions d'années. Les schistes verts à caractère de flysch ont aussi l'âge géologique controversé (depuis le Précambrien jusqu'au Permo—Carbonifère). Les âges K/Ar de 596 et de 542 millions d'années indiquent l'orogenèse assyntique comme temps de leur métamorphisation. Les granites de différents massifs qui présentent des transformations liées à l'orogenèse hercynienne ont été datés par la méthode K/Ar, tout comme les porphyres triasiques, dont l'âge géologique est confirmé par les valeurs K/Ar.

Les roches provenant de la Plaine Roumaine, d'une profondeur de 3.000 m, nous indiquent, si nous prenons en considération les âges K/Ar de 469 et de 498 millions d'années, l'existence d'un faible métamorphisme ressenti par ces roches au cours du Cambrien.

On a daté les principales séries métamorphiques des Carpates Orientales. Pour la série de Bretila—Rarău, d'âge précambrien, série métamorphisée en plusieurs étapes: protérozoïque, paléozoïque et alpine, les âges K/Ar ont indiqué par la valeur de 507 millions d'années, l'influence de l'orogenèse qui a eu lieu au cours du Cambrien, et, par les valeurs de 281 à 263 millions d'années, des régénérations attribuées à l'orogenèse hercynienne. Les âges Pb/Pb sont discordants. Pour la série de Rebra—Barnar d'âge précambrien, les âges K/Ar de 650 et de 595 millions d'années indiquent l'influence des mouvements baïcaliens et les âges réduits, des influences alpines. Les âges Pb/Pb sont concordants aux âges palynologiques. La série de Tulgheș d'âge cambrien semble être métamorphisée à la fin du Calédonien (430—397 millions d'années K/A) le métamorphisme a été repris au cours des mouvements hercyniens. Les âges Pb/Pb sont en concordance avec les données de spore-pollen (Cambrien inférieur). La série de Dămuc d'âge ordovicien (palynologie), semble avoir été métamorphisée, selon les données K/Ar, dans la phase tectonique de l'orogenèse calédonienne (422—413 millions d'années). La série de Izvorul Mureș (Carbonifère inférieur), selon les données K/Ar, semble avoir été métamorphisée pendant la phase sudète de l'orogenèse hercynienne (307 millions d'années).

On a daté dans les Carpates Méridionales des séries de roches métamorphiques et des massifs granitoïdes de l'Autochtone Danubien et de la Nappe Gétique. Les séries de Neamțu et



de Corbu métamorphisées, dans le Paléozoïque inférieur, ont été reprises pendant l'orogenèse hercynienne (373—306 millions d'années K/Ar). Les granitoïdes d'Ogradena, de Cherbelezu et de Sfîrdinu ont l'âge de la mise en place très controversé. Les âges K/Ar de 372 et de 359 millions d'années indiquent le commencement de l'orogenèse hercynienne, lorsque la biotite est devenu un système fermé pour les pertes d'argone radiogénique. Le granitoïde de Muntele Mic, synorogène au cycle baicalien, a été affecté par les mouvements tectoniques hercyniens et alpins. Les âges K/Ar indiquent une homogénéisation des âges du granitoïde et de la série de Măru, simultanément à l'élévement du plutone à la fin du Calédonien, et des compartimentages dus à l'orogenèse hercynienne aussi bien que des failles secondaires, récentes, alpines. Les granitoïdes des Monts de Paring et de Vulcan, de type Sușița, Tîșmana et de type Gilort—Novaci présentent rarement des âges K/Ar paléozoïques inférieurs (546 et 440 millions d'années). La majorité des âges apparaissent rajeunis à cause de grandes pertes d'argone radiogénique.

La formation métamorphique prébaicalienne de l'unité de la Nappe Gétique des Monts Semenic, a été métamorphisée et plissée à la fin du Protérozoïque inférieur. Les âges K/Ar illustrent les influences superposées à la fin du Calédonien (420—426 millions d'années) et les reprises pendant l'orogenèse hercynienne. Pour le massif de Poiana Ruscă, formé de dépôts paléozoïques métamorphisés pendant l'orogenèse hercynienne, les âges palynologiques de même que les âges K/Ar (320 millions d'années) correspondent à la phase sudète de l'orogenèse hercynienne. Certains âges Pb/Pb (340—300 millions d'années) sont aussi en concordance avec des âges obtenus par les autres méthodes.

Pour les Monts Sebeș, dont les roches ont l'âge antéprotérozoïque supérieur, métamorphisées au cours de l'orogenèse hercynienne les âges K/Ar indiquent en peu de cas des âges hercyniens. Dans leur majorité les âges sont alpins.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Les esquisses géologiques simplifiées de la Dobrogea (A), des Carpates Orientales (B), et des Carpates Méridionales (C) avec la localisation des âges géochronologiques. 1; Protérozoïque supérieur (schistes vertes); 2, schistes, a, épimétamorphiques; b, mésométamorphiques; 3, effusions anciennes; 4, intrusions: a, acides; b, basiques; 5, faille; 6, contact anormal; 7, âges géochronologiques.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

N. Gherasi: Care este vîrstă granitelor de Albești?

Maria Lemne: Nu a fost datat acest granit.

I. Hîrtopanu: Dacă au fost analizate vîrstă biotitului și microclinului din aceeași roca?

Maria Lemne: Da, vîrstă biotitului a fost în majoritatea cazurilor mai mare ca vîrstă feldspatului și aceasta se explică în cazurile respective prin natura materialului analizat, știut fiind faptul că feldspatul are un grad de retentivitate a argonului mai scăzut decât mica.



I. Hîrtopanu: Dacă s-a analizat muscovitul din pegmatite și miciile din roca adiacentă pegmatitului?

Maria Lemne: Nu s-au analizat.

M. Sandulescu: Care sunt cele mai vechi vîrstă obținute în Carpați?

Maria Lemne: Cele mai mari vîrstă au fost obținute prin metoda Pb/Pb, 670 mil. ani pentru seria de Rebra-Barnar și 650 mil. ani prin metoda K/Ar pentru roci aparținând aceleiași serii.

M. Sandulescu: Din tabelele expuse, pentru masivele Tismana, marea majoritate a datelor indică vîrste de 400 mil. ani și mai noi. **T. Berza** într-o comunicare precedentă a citat mai multe determinări făcute la laboratorul dvs., de 500–550 mil. ani. Care este situația?

Maria Lemne: **T. Berza** a ales din totalul de vîrste existente, acele vîrste care i-au convenit în susținerea ipotezelor sale. Vîrstele au fost însă recalculate pentru $k = 0,589$ în loc de 0,557, fapt ce a dus la micșorarea cifrelor de vîrstă.

V. Ianovici: Recomand completarea tabelului cu o coloană care să inscrie gradul de incredere a determinării (Ex.: gnaisul de la Palazu Mare, o probă 1,800 mil. ani și altă probă 700 mil. ani). De asemenea o lucrare care să cuprindă toate datele de vîrstă absolută obținute în țară și în străinătate, pentru rocile din R.S.R.

N. Savu: În interpretarea datelor radiometrice privind vîrsta formațiunilor geologice, este necesar să se ia în considerație toate cifrele obținute și acestea să fie corelate cu elementele geologic-structurale și cu cele de palinologie sau paleontologie. Spre exemplu, în autohtonul Danubian, după cutarea seriilor de Lainici–Păiuș, Drăgășan–Vulcan, etc., de vîrstă precambrian superioară–cambrian inferioară, străbătute de rocile granitoide baicaliene (500 mil. ani), urmează o fază de eroziune intensă, căreia îl succede transgresiunea formațiunilor ordovician-siluriene fosilifere. În lucrarea prezentată se arată că atât în serile metamorfice menționate cât și în granitoidele baicaliene, s-au determinat și numeroase vîrste mai mici (450–200 mil. ani) de unde autorii trag concluzia că aceste formațiuni sunt mai tinere. Această situație nu se poate explica decât printr-o regenerare ulterioară a fundamentului presilurian.

M. Borcoș: Consider foarte interesantă lucrarea, valoarea datelor reprezentând în majoritatea cazurilor o confirmare a ipotezelor geologice emise asupra evoluției geologice din Carpații Orientali și Meridionali. Valoarea relativă a datelor este de asemenea importantă dacă nu depășește domeniul admis limitelor ciclului în care a fost examinat și la care se referă datarea. Datele ar trebui suplimentate cu analize din Munții Apuseni. Este cazul să se abordeze determinări pe roci magmatische alpine indirect obținându-se în acest fel indicații asupra mineralizației asociate.

M. Sandulescu: Felicitând pe autorii comunicării pentru munca depusă în cei 10 ani în care au ajuns la o densitate relativ mare a datelor, mi-aș permite o observație generală. Marea majoritate a datelor de vîrste obținute în Carpați se înscriu în spectrul genezei caledoniene. Indiferent dacă este vorba de vîrste primare sau de regenerări, situația merită să fie analizată mai indeaproape întrucât pînă acum manifestarea unor deformări caledoniene regionale nu a fost luată în considerare decît de foarte, foarte puțini specialiști.

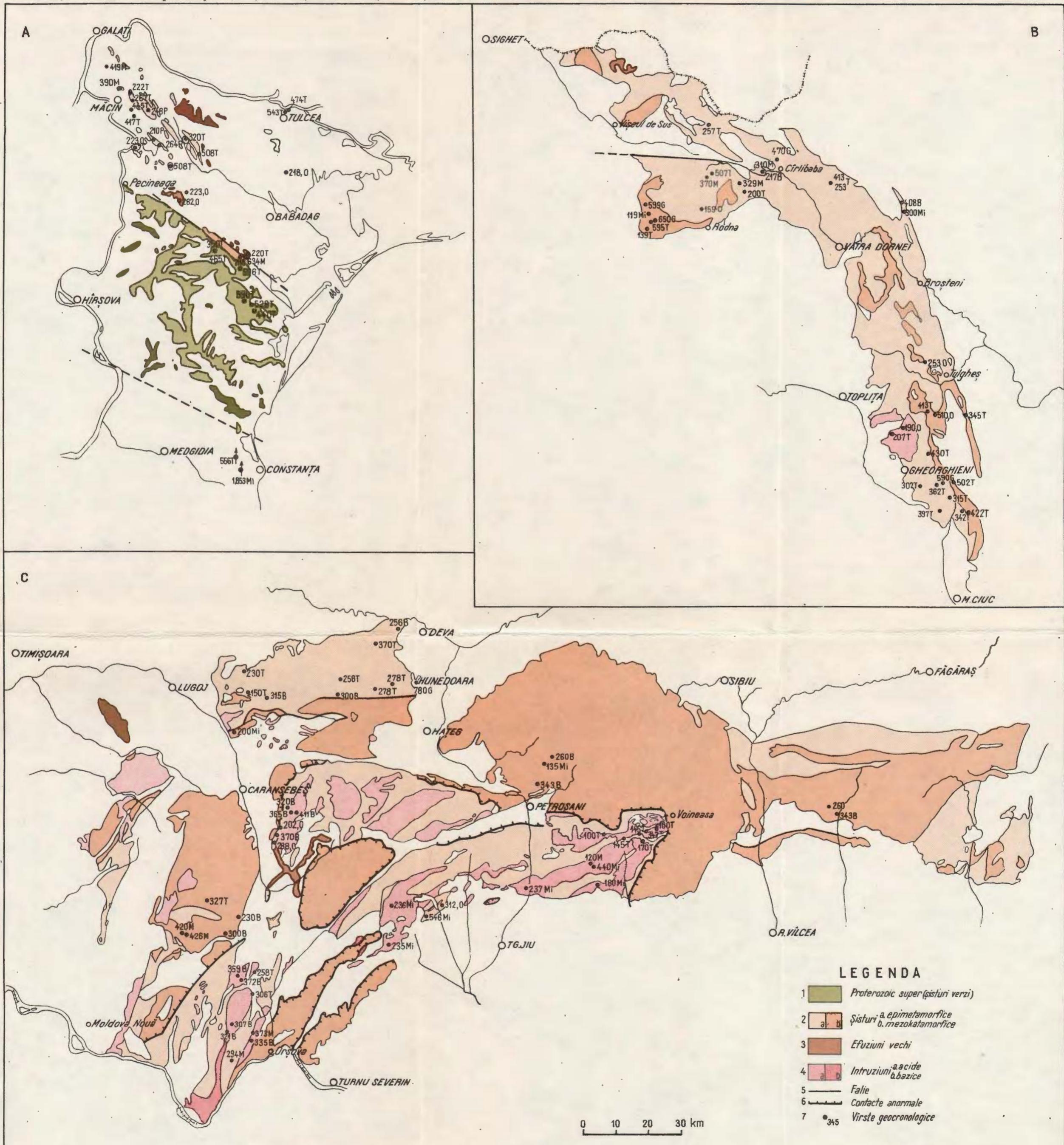




Institutul Geologic al României

SCHITĂLE GEOLOGICE SIMPLIFICATE ALE DOBROGEI (A), CARPAȚILOR ORIENTALI (B) ȘI 'CARPAȚILOR MERIDIONALI (C) CU LOCALIZAREA VIRSTELOR GEOCRONOLOGICE

MÎNZATU SILVIA, LEMNE MARIA et al. Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

PRIVIRE DE ANSAMBLU ASUPRA SUCCESIUNII DE FORMARE A ROCILOR MAGMATOGENE PALEOZOICE SINOROGENE (S.L.) ȘI SUBSEQUENTE DIN DOBROGEA DE NORD¹

DE

MIRCEA MUREŞAN²

Abstract

General Outlook on the Succession in the Formation of Paleozoic Magmatogene Synorogenic (s.l.) and Subsequent Rocks in North Dobrogea. In the North Dobrogea Unit, Hercynian massive granitoids and Hercynian subsequent magmatogene rocks occur. Based on the relations with the Paleozoic formations, on the K/Ar ages as well as on structural and petrographic features, one may distinguish: Upper Devonian pre-paroxysmal Breton granitoids, Lower Carboniferous late-kinematic Sudete granitoids, Upper Carboniferous post-Sudete post-kinematic granitoids and Permian subsequent Hercynian magmatites.

În Dobrogea de nord, în special în unitatea de Măcin, apar masive de roci granitoide și de porfire, care au atras atenția diferiților cercetători încă din secolul trecut.

Studiul acestor roci a condus la apariția, în diverse etape, a unor lucrări remarcabile în care sînt descrise amănușit caracterele petrografice, mineralogice, chimice și structurale ale acestor formațiuni magmatice.

Din punct de vedere petrografic s-au deosebit în ansamblu două grupe importante de roci acide: roci intrusive din grupa granitoidelor și roci din grupa porfirelor cuarțifere. Aceste două grupe petrografice exprimă și funcționalități diferite în evoluția magmatismului paleozoic nord-dobrogean, granitoidele corespunzînd în ansamblu magmatismului sialic sinorogen s.l. hercnic iar porfirele magmatismului subsecvent hercnic. Primele s-au format în decursul Devonianului și Carboniferului, ier ultimele în timpul Permianului.

¹ Comunicare în ședință din 24 mai 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

A) MAGMATISMUL SINOROGEN (S.L.) HERCINIC

În Dobrogea de N, în special în unitatea de Măcin, apar masive de roci granitoide, care au atras atenția diferiților cercetători încă din secolul trecut.

Vîrsta granitoidelor dobrogene a fost mult timp dezbatută, deși încă de la început fuseseră atribuite Paleozoicului. Astfel, Murgoci (1914) și ulterior Giuşcă (1934) și Atanasiu (1940) considerau toate granitele din Dobrogea ca fiind formate în același timp, diferențele iviri de granitoide constituind, în această concepție, apofizele unui mare lacolit pus în loc în decursul Paleozoicului. Rotman (1917) este primul cercetător care consideră că, în zona Pricopan-Greci, există două generații de granitoide : granitele de Pricopan antecarapelitice și granitele de Greci postcarapelitice. Disputa dintre adeptații celor două concepții a fost tranșată definitiv în favoarea a două generații de granitoide, în urma cercetărilor întreprinse în Dobrogea nordică de O. Mirăuță și Elena Mirăuță, care au generalizat și confirmat observațiile lui D. Rotman din zona Greci—Pricopan, pentru toate masivele de granitoide din Dobrogea nordică. Astfel, autorii menționați (Mirăuță și Mirăuță, 1959³, 1962; Mirăuță, 1966; Mirăuță et al., 1968; Iancovici et al., 1961) deosebesc granitoide precarapelitice, cu textură gnaisică (Garvăni, Văcăreni, Pricopan, Carcaliu, Megina, Ischia Kulak, Mircea Vodă, Iailla, Chitlău, Pietrosu, Hamcearca, Balabancea) sau masivă (Movila Mare, Dealul Pietrei, Gilma Mare, Gilmele Înșirate, Coșlugea, Cilic, Uzum Bair, Rîndunica) și granitoide postcarapelitice, în care se deosebesc granite amfibolice (masivul Greci) și granite alcaline (Turcoaia, Piatra Roșie, Sacar Bair).

Granitele precarapelitice, în concepția autorilor menționați, ar putea să reprezinte magmatismul sinorogen caledonian sau hercinic, iar cele postcarapelitice ar corespunde fazei sudete de la sfîrșitul Carboniferului inferior (masivul Greci—320 m.a., prin metoda K/Ar) și Carboniferului superior (granitele alcaline — vîrsta K/Ar 290 m.a.). De asemenea, O. Mirăuță consideră (ca și Dimitrescu, 1959) că porfirele de la Cirjelari și Dealul lui Manole reprezintă faciesuri efuzive corespunzătoare granitelor alcaline.

Ne raliem concepției exprimate, într-un stadiu incipient, de către Rotman (1917) și ulterior generalizată de către O. Mirăuță și Elena Mirăuță, întrucît datele de teren atestă, pe de o parte, în mod clar existența unor granite precarapelitice din care sînt remaniate fragmente în formațiunea de Carapelit, iar pe de altă parte, existența unor granitoide ulterioare acestei formațiuni, întrucît o cornifică la contact.

Argumentelor de mai sus li se adaugă: a) datele de vîrstă K/Ar obținute în rocile granitoide și formațiunile premezozoice cornificate precum și b) datele de petrologie structurală, care atestă caracteristici structurale deosebite pentru cele două generații de granitoide.

³ O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Asupra cercetărilor geologice din partea nordică a Munților Măcin. 1959. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

a) Dacă vîrstele K/Ar, referitoare la granitetele precarapelitice, sunt evident intinerite, întrucît cele mai mari corespund unei perioade de la sfîrșitul Carboniferului inferior (faza sudetă), cind deja formațiunea de Carapelit luase naștere, în schimb, vîrstele K/Ar obținute pentru granitetele postcarapelitice pot fi luate în considerare, întrucît unele dintre acestea atestă pentru granitoidele de la Greci (cu amfiboli) vîrsta de 320 m.a. (Codarcea—Desila et al., 1966) iar pentru granitetele alcaline de la Iacobdeal, vîrste maxime de 275—290 m.a. Vîrstele K/Ar obținute pentru granitetele alcaline sunt în general de acord cu vîrstele obținute prin măsurarea extincției ondulatorie a cuartului din aceste roci (Maior, Culea, 1968) care indică pentru granitetele alcaline 280—295 m.a.

b) Studiile structural-petrologice efectuate de Savul și Barbu (1961, 1963), arată că în granitoidele gnaisice precarapelitice de la Pricopan, Pietrosu-Chitlău și Pietrosu-Văcăreni, apar lineații și foliații tectonice, care în masivele postcarapelitice de la Greci și Iacobdeal-Turcoaia nu apar. În această situație, singura interpretare posibilă este că în aceste granite mai vechi s-au suprăimpus elemente structurale postmagmatische, într-o fază tectonică anterioară formării granitoidelor postcarapelitice; gnaisificarea în această fază a unor granitoide precarapelitice este anterioară formării de Carapelit, întrucît în conglomeratele acesteia sunt remaniate și granite gnaisice.

1. Granitoidele precarapelitice

După cum s-a arătat, în cadrul magmatitelor sinorogene precarapelitice s-au deosebit granitoide gnaisice și granitoide masive, toate la un loc fiind considerate produse ale magmatismului sinorogen paleozoic (caledonian?—hercinie?—Mirăuță et al., 1968).

Intervalul de formare al acestor granitoide l-am stabilit ținând seama de următoarele două date esențiale:

a) la nord-est de localitatea Măcin, formațiunile atribuite Devonianului inferior (formațiunea de Bujoarele — datată paleontologic) sunt cornificate de către granitetele gnaisice din masivul Pricopan (Mirăuță și Mirăuță, 1962⁴), fapt care atestă că aceste granite sunt posterioare formațiunii de Bujoarele (și a metamorfismului ei de slabă intensitate) și deci Devonianului inferior;

b) granitetele din generația veche fiind remaniate în formațiunea de Carapelit (Carbonifer inferior) sunt deci anterioare Carboniferului inferior.

Din cele de mai sus rezultă că intervalul posibil de formare al granitoidelor precarapelitice este Devonianul mediu și superior. În ceea ce privește precizarea momentului de punere în loc al granitoidelor în cadrul acestui interval, în stadiul actual de cunoaștere se pot face numai unele rationamente. Astfel, prezența în cadrul granitelor precarapelitice a granitelor gnaisice și masive, este un indiciu a existenței a două veniri de gra-

⁴ Elena Mirăuță, O. Mirăuță. Studii geologice în cuprinsul foii 105 (Măcin) scara 1 : 100.000. 1962. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

nitoide înaintea formațiunii de Carapelit. Acest lucru se poate susține, atât pe baza observațiilor de petrologie structurală (Savul, Barbu, 1961, 1963) cât și pe baza studiilor recent făcute asupra granitoidelor gnaisice din prelungirea spre NW, pe sub cuvertura terțiară, a promontoriului nord-dobrogean (Mureșan et al., 1972⁵) care arată că textura gnaisică a acestor granitoide nu reprezintă o structură magmatică ci o structură tectonică, supraimpusă granitoidelor în decursul unor mișcări tectonice survenite după consolidarea acestora; acest fenomen în unele porțiuni ale masivelor de granitoide gnaisice a fost atât de penetrant, încât pe alocuri ele se transformă profund trecind la milonite, ultramilonite și chiar la veritabile sisturi cristaline. Aceste mișcări penetrative ar putea fi consecința unei faze orogenetice survenită în decursul Devonianului mediu-superior sau la sfîrșitul acestei perioade (în orice caz înaintea formațiunii de Carapelit—Carbonifer inferior). Mergind pe același fir de raionament, granitele masive precarapelitice, neafectate de „gnaisificare”, ar putea fi considerate ca o generație mai tinără decât granitoidele gnaisice și deci ulterioare mișcărilor presupuse mai înainte.

Tinând seama, pe de o parte că în Dobrogea există indicații litologice și paleontologice (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1965; Elena Mirăuță, 1971) asupra continuității de sedimentare între termenii Devonianului inferior, mediu și superior (formațiunea de Beștepe din unitățile de Tulcea și de Niculițel) iar, pe de altă parte, că depozitele Carboniferului inferior (formațiunea de Carapelit) sunt discordante față de Devonian, rezultă că singurele mișcări compatibile cu această situație sunt cele bretone (la sfîrșitul Devonianului superior). În acest caz, granitoidele gnaisice ar reprezenta granitoide preparoxismale bretone iar cele masive granitoide tardecinematice bretone; cele două generații de granitoide s-ar plasa în Devonianul superior.

a) *Granitoidele preparoxismale bretone (gnaisice)*

Granitoidele gnaisice sunt cunoscute numai în unitatea (pînza) de Măcin, în cadrul căreia constituie mai multe aliniamente orientate NW—SE :

- aliniamentul Măcin-Carcaliu-Megina-Mircea Vodă-Iaila, din care se detasează granitele din dealul Megina și cele din imprejurimile localității Mircea Vodă ;
- aliniamentul Pricopan, corespunzător masivului cu același nume ;
- aliniamentul Garvăń-Văcăreni-Chitlău-Gogoncea-Hamcearca-Balabancea (dealul Carapcea), din care cel mai important este masivul Hamcearca (dealul Știubeilor, dealul Negoil, dealul David, Piatra Mare, Sarakulak).

Descrierile mineralogice și petrografice minuțioase ale granitoidelor de acest tip au fost făcute printre alții de către Cădere (1912), Rotă-

⁵ M. Mureșan, Elena Crudu, Gr. Jachotă. Studiu geologic al forajelor din zona Frumușita—Brănești, cu privire specială asupra mineralizației. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

m a n . (1917), C a n t u n i a r i (1917), G i u ş c ă (1934), Ş t e f a n (1966⁶), K i t a c h e w (1972⁷).

Granitele din aceste aliniamente prezintă o textură orientată, adesea gnaisică, și sunt caracterizate prin prezența microclinului și a biotitului. Se surprind frecvent transformări mineralogice în legătură cu gnaisificarea acestor roci și anume: sericitizarea feldspatului potasic, cloritizarea biotitului. Se observă toate tranzițiile structurale și texturale de la granite mai mult sau mai puțin cataclazate la milonite (cu structuri „tip mortar”) și ultramilonite, în care deja mezostaza milonitică tinde spre recristalizare.

În granitoidele gnaisice de la Pricopan, Chitlău, și Văcăreni cercetările structural-petrologice (S a v u l , B a r b u , 1963) au evidențiat existența liniăților și foliaților tectonice posterioare consolidării magmatice, fiind vorba deci de existența unor „tectonite” secundare în cadrul acestor roci, datorate presiunilor orogenice devoniene (bretone).

După cum s-a menționat, vîrstele K/Ar (M i n z a t u et al., 1967⁸, 1975; D e s s i l a-C o d a r c e a et al., 1966) obținute pentru granitele gnaisice precarapelitice, atestă regenerarea acestora în decursul mișcărilor hercinice și mai noi astfel s-au obținut următoarele rezultate :

- granit de Măcin — 212 m.a., 326 m.a. ;
- granit de Pricopan — 250 m.a.

b) *Granitoidele tardecinematicice bretone (masive)*

Granitoidele masive, în unitatea de Măcin, constituie un aliniament discontinuu, orientat NW—SE și marcat de iviri mai mult sau mai puțin reduse, cunoscute între Hamcearca, Lunca Viță, Popina Mare, Popina Mică, Movila Mare, Dealul Pietrii, Dealul Gilmele însirate, valea Glonțului, Hamcearca, dealul Coșlugea.

Granitoidele de acest tip apar și în cadrul unui petic de șariaj la Cilie (la nord de Trestinic)⁹ unde împreună cu sisturi ale formațiunii de Boelugea, pe care o străbat, acoperă tectonice depozitele Norianului din unitatea de Consul-Niculițel¹⁰.

În unitatea de Tulcea se cunosc cîteva mici iviri de masive similare, în dealul Uzum Bair și în împrejurimile localității Rîndunica (Congaz).

⁶ R. Ş t e f a n . Raport asupra lucrărilor de sinteză geologică în Dobrogea de Nord (munții Măcinului). 1966. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁷ W. K i t a c h e w . Studii mineralogice și petrografice în masivul granitoid de la Măcin „Pricopan”. Teză de doctorat (manuscris). 1972. Arh. I.P.G.G., București.

⁸ S i l v i a M i n z a t u , M a r i a L e m n e , A n c a T ă n ă s e s c u , M a g d a l e n a I o n c i c ă , E l e o n o r a V i j d e a , E l e n a C o l i o s . Determinări de vîrstă absolută prin metoda K/Ar. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁹ Pus în evidență de O. M i r ă u ț ă (fide D. P a t r u l i u s , E l e n a M i r ă u ț ă), M. M u r e ș a n , M a g d a l e n a I o r d a n . Sinteză stratigrafică și structurală a Dobrogei de nord. I. Formațiunile paleozoice. 1973. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁰ Unitățile tectonice, denumirile litostratigrafice și vîrstele acestora, sunt conforme cu cele utilizate și acceptate de către P a t r u l i u s et al.) op. cit. pct. 9).



Descrieri petrografice detaliate ale acestui tip de granite au fost efectuate printre alții de către Murgoci (1914), Savul (1935, 1937, 1942), Tanasiu (1940), Mirăuță (1965, 1966), Mirăuță și Mirăuță (1958¹¹, 1959¹²), Ștefan, Popovici (1970).

Granitele masive au o culoare în general roșie, cu structură micropegmatitică sau porfirică și sint bogate în feldspat potasic; în ele mai apar uneori biotit sau muscovit.

Ca și la granitele gnaisice, în cazul celor masive, deși sunt clar antecarapelitice (fiind remaniate în conglomeratele formațiunii de Carapelit), vîrstele K/Ar obținute exprimă numai regenerările sudete sau mai noi (Mînzatuet al., 1967¹³, 1975; Lemne et al., 1966¹⁴; Codarcea et al., 1966).

- granit Hamcearca — 329 m.a.;
- granit Uzum Bair — 320 m.a., 188 m.a., 170 m.a.;
- granit Taș Bair (Rîndunica) — 298 m.a.

2. Granitoidele postcarapelitice

Produsele magmatismului sinorogen postcarapelitic sunt mai puțin răspândite în Dobrogea de nord și sunt cunoscute numai în unitatea de Măcin. În cadrul lor, Elena Mirăuță și O. Mirăuță au deosebit, pe baza datelor de vîrstă absolută (Codarcea-Dessila et al., 1966), două generații, care reprezentă în același timp și grupe petrografice distincte:

- granite amfibolice, formate în decursul fazei sudete, deci la sfîrșitul Carboniferului inferior (vîrstă K/Ar 320 m.a.);
- granite alcaline, formate în Carboniferul superior (vîrstă K/Ar 290 m.a.).

În această situație, prima generație de granitoide, trebuie considerată ca reprezentând produsele magmatismului tardecinematic sudet, care a succedat aproape imediat cutarea și metamorfismul regional de mică intensitate a formațiunii de Carapelit (deoarece aceste granitoide cornifică la contact depozitele formațiunii de Carapelit, deja metamorfozate regional).

Granitele alcaline (generația a doua) plasîndu-se după vîrstele K/Ar în Carboniferul superior, deci după mișcările sudete (ultimele mișcări hercineice de amploare, demonstrate pe teritoriul dobrogean) aparțin unui magmatism tîrziu-cinematic spre subsecvent. Caracterul alcalin al

¹¹ O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Raport geologic asupra calcarelor și dolomitelor triasice din regiunea Zebil, Cataloi, Hagighiol (Dobrogea de N). 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹² Op. cit. pct. 3.

¹³ Op. cit. pct. 8.

¹⁴ Maria Lemne, Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Anca Tănasescu, Eleonora Vijdea, Magdalena Ioncică, V. Cercasov, Alexandra Medesan. Determinări de vîrstă absolută. 1966. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

acestor roci sprijină o astfel de interpretare, întrucât granitoidele alcaline se formează în ultimele sevențe ale magmatismului acid, respectiv după încheierea principalelor mișcări în cuprinsul domeniului în care apar.

a) *Granitoidele tardecinematicice sudește*

Granitoidele tardecinematicice sudește sunt grupate în masivul de la Greci care străbate în ansamblu sinclinoriul formațiunii de Carapelit pe care o cornifică la contact.

Masivul de la Greci are în ansamblu o formă eliptică alungită după directia NW—SE. Prin petrografia sa variată, corpul de la Greci a atrăs atenția a numeroși cercetători, dintre care enumerați pe M u r g o c i (1914), R o t m a n (1912, 1917), G i u ș c ă (1934), S a v u l (1956), Ș t e f a n (1954, 1957, 1958, 1959, 1966¹⁵), K a m p h a i (1972¹⁶).

Caracterele petrologice-structurale ale granitoidelor de la Greci au fost descrise de S a v u l (1956, 1957 a, 1957 b) și S a v u l și B a r b u (1957, 1963).

În urma studiilor petrografice detaliate, întreprinse de cercetătorii menționați, reiese că în alcătuirea masivului de la Greci intră granite, microgranite porfirice, granodiorite normale și porfirice, tonalite normale și porfirice, diorite, diorite cuarțifere și chiar gabbrouri; seria rocilor intrusive amintite este străbătută de o suită de roci filoniene nediferențiate (microgranite, microgranodiorite, microtonalite adesea porfirice) și diferențiate (aplite, pegmatite, filoane de cuarț).

Din descrierile făcute, tragem concluzia că masivul de granitoide de la Greci este un „masiv compus”, alcătuit dintr-o succesiune de roci massive și intermediare, care s-au străbătut succesiv. Diferențierea magmei care a dat naștere diferitelor tipuri petrografice menționate, s-a produs într-un rezervor magmatic adânc, de unde au venit succesiv magme deosebite, care s-au consolidat în actuala zonă a masivului de la Greci. Amorsarea magmatismului care a dat naștere acestui masiv s-a produs în decursul mișcărilor sudește, la sfîrșitul căroră, creindu-se că de acces pentru magmele granitice din adîncime, acestea au urmat înspre suprafață. Prezența unor varietăți de granitoide cu structură porfirică sau micro-

¹⁵ R. Ș t e f a n. Raport geologic asupra masivului eruptiv de la Greci, versantul vestic 1954. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

R. Ș t e f a n. Asupra cercetărilor geologice efectuate în partea de sud a masivului Greci. 1957. Arh. Inst. Geol. Geof., București,

R. Ș t e f a n. Raport asupra cartării geologice a masivului Greci-Dobrogea de nord. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

R. Ș t e f a n. Asupra cartărilor geologice din partea de WNW a Dobrogei de N. 1959. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

R. Ș t e f a n. Raport asupra lucrărilor de sinteză geologică în Dobrogea de nord (munții Măcinului). 1966. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁶ K. K a m p h a i. Studii mineralogice și petrografice în masivul eruptiv de la Greci. Teză de doctorat (manuscris). 1972. Arh. I.P.G.G. București.

granulară precum și prezența unor resturi din „capacul” sedimentogen al masivului de granitoide (alcătuite din formațiunea de Carapelit puternic cornificată) ar constitui indicația că, consolidarea diferitelor varietăți de roci a avut loc în ansamblu în condiții hipoabisice.

Studiile petrologice structurale, efectuate de Savul și Barb (1957, 1963), au demonstrat că granitoidele de la Greci reprezintă „tectonite de fuziune”.

Datele K/Ar (Minzatu et al., 1967¹⁷, 1975; Codarcă-Desili et al., 1966) au arătat vîrste variate pentru rocile granitoide de la Greci; cele mai vechi (320 m.a.) exprimă în ansamblu momentul de punere în loc a masivului, corespunzînd limitei dintre Carboniferul inferior și cel mediu (faza sudetă); vîrstele de 100–160 m.a. reprezintă regenerări ulterioare în decursul căroră s-a pierdut o parte din argonul rocilor analizate.

În jurul masivului de la Greci există zone largi de corneene, formate pe seama depozitelor formațiunii de Carapelit, dintre care cele mai răspîndite sunt corneenele cu biotit. S-au deosebit corneene cuarțito-epidotice, cuarțo-actinolitice, corneene cuarțito-clorito-albitice, corneene biotice cu cloritoid, corneene cu hornblendă, corneene cu piroxen.

b) Granitoidele postcinematicice postsudete

Granitoidele postcinematicice postsudete apar pe un aliniament orientat NW–SE, marcat de corpurile de la Turcoaia, Piatra Roșie, Sacar Bair și de la nord de Ciucurova. Nu este exclus ca aceste iviri, încunjurate de depozite leossoide precum și de depozite cretacic-superioare să constituie în ansamblu, un singur masiv, aşa cum au arătat Cantuaria (1912, 1915, 1937) și Mirăuță și Mirăuță (1962).

Vîrsta post-carapelitică a acestor roci alcaline este demonstrată de cornificarea formațiunii de Carapelit, în zona Sacar Bair și Turcoaia precum și de vîrstele K/Ar (Minzatu et al., 1967¹⁸, 1975; Lemne et al., 1966¹⁹; Codarcă-Desili et al., 1966) care au indicat pentru granitele de la Iacobdeal vîrste de 275–290 m.a., în acord cu vîrstele corneenelor formate în aureola granitului de la Iacobdeal (291 m.a.) și cu rezultatele determinărilor optice făcute de către Maiers și Căulea (1968)–295 m.a.

Descrieri mineralogice și petrografice detaliate ale granitoidelor alcaline au fost făcute printre alții de către Mrazec (1899), Murgoci (1914), Cantuaria (1912, 1915, 1937), Cădere (1927), Mirăuță (1957)²⁰, Dimitrescu (1959), Bălan (1965²¹), Ianovici

¹⁷ Op. cit. pct. 8.

¹⁸ Op. cit. pct. 8.

¹⁹ Op. cit. pct. 14.

²⁰ O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Cercetări geologice în bazinul Babadag (Dobrogea). 1957. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

²¹ M. Bălan. Contribuții la cunoașterea structurii masivului alcalin de la Iacobdeal. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

et al. (1969); caracterele petrologice-structurale ale acestor roci au fost arătate de către Barbu (1960, 1961). Înscrierea acestor granitoide în contextul evoluției petrochimice al rocilor alcaline din România a fost arătată recent de către Pavelescu et al. (1969).

Din punct de vedere petrografic, rocile alcaline sunt reprezentate prin granite cu riebeckit, granite cu egirin, granite cu riebeckit și egirin. Granitele alcaline menționate au fost precedate de o venire de sienite cuartifere (cunoscute la Turcoaia). Cercetările petrostructurale au arătat că granitele alcaline au caracterul unor „tectonite de fuziune”.

După cum s-a arătat, vîrstele K/Ar indică pentru granitoidele alcaline vîrsta de 290 m.a., care corespunde Carboniferului superior.

B) MAGMATISMUL SUBSECVENT HERCINIC

Formațiunile prepaleozoice și paleozoice din Dobrogea de nord sunt străbătute de porfire care reprezintă cele mai noi formațiuni magmatogene paleozoice ale acestei unități structurale. Ele se cunosc atât în unitatea de Măcin, cit și în cea de Tulcea, menționând că în prima sunt mult mai răspîndite decît în ultima.

Dintre studiile petrografice referitoare la porfirele paleozoice menționăm pe cele făcute de Cantuniari (1912 d), Murgoci (1914), Cădere (1917, 1924), Dimitrescu (1959), Bălan (1965²², 1966²³, 1967²⁴), Iancovici et al., (1969).

Existența în Dobrogea nordică a porfirelor paleozoice în afara celor triasice reprezintă o realitate, întrucît în unele sectoare (din zona Tulcea) au fost găsite elemente de porfire remaniate în conglomeratele werfeniene, iar datele de vîrstă K/Ar arată că porfirele din unitatea de Măcin (zona Camena-Cîrjelari-Piatra Roșie) sunt sigur paleozoic-superioare, avînd vîrstă de circa 230 m.a. (Mînzatu et al., 1967²⁵). În acest fel, unitatea de Măcin (definită de noi ca o pînză chimerică post-triasică Murешan, 1971) este lipsită atît de depozite triasice cît și de porfirele asociate acestora (Murășan, 1971), formațiuni întlnite numai în unitățile de Consul-Niculițel și de Tulcea.

În unitatea de Măcin se situează principalele iviri de roci porfirice paleozoice, care constituie în principal un aliniament orientat NW – SE, în care se individualizează zonele Camena, Cîrjelari și Turcoaia; în afara acestui aliniament, porfirele constituie apariții mai mult sau mai puțin reduse, adesea filoniene, în mai toate sectoarele munților Măcin. Rocile

²² Op. cit. pct. 21.

²³ M. Bălan. Raport de activitate privind rocile eruptive de la Camena. 1966. Arh. Inst. Geogr., București.

²⁴ M. Bălan. Raport de activitate privind rocile eruptive de la Camena (continuare). 1967. Arh. Inst. Geogr., București.

²⁵ Op. cit. pct. 8.

eruptive de care ne ocupăm străbat toate formațiunile prepaleozoice și paleozoice a unității de Măcin inclusiv formațiunea de Carapelit. Aici este cazul să menționăm opinia exprimată de M u r g o c i (1914) conform căreia conglomeratele din formațiunea de Carapelit, din zona Camena, remaniază porfire. Căd e r e (1924) a demonstrat că de fapt porfirele din acest sector străbat formațiunea de Carapelit. Cercetările geocronologice prin metoda K/Ar, efectuate asupra rocilor porfirice din aliniamentul Camena-Turcoaia, au arătat următoarea situație (M i n z a t u et al., 1967²⁶, 1975) :

- porfire de Camena — 212, 232 m.a.;
- porfire Turcoaia — 236 m.a.

Întrucât porfirele străbat granitetele alcaline, a căror vîrstă este aproximativ 290 m. a. și au un caracter subsecvent în evoluția magmatismului hercnic atât din Dobrogea cât și din țara noastră în general, credem că vîrstele de 232 — 236 m.a. apreciază bine momentul de punere în loc a rocilor porfirice, plasându-le în partea superioară a Permianului, ceea ce este în acord cu vîrsta permiană a produselor magmatice similare petrografic din Banatul de vest și din munții Apuseni. Bineînțeles că, în același timp, trebuie să acceptăm că în Dobrogea există porfire și mai noi de vîrstă triasică care străbat depozitele carniene din unitatea de Consul-Niculițel (zona dealul Consul-dealul Malciu) și de Tulcea (zona Somova).

În cadrul produselor magmatismului subsecvent hercnic există o variație petrografică relativ largă, situație evidentă în aliniamentul principal de dezvoltare ale acestor roci (Camena-Turcoaia). Astfel, în zona Camena, studiile de detaliu întreprinse de Căd e r e (1924) și Băl a n (1966, 1967)²⁷) au evidențiat prezența mai multor varietăți de granofire și de porfire cuartifere (porfire cuartifere cu sanidină, porfire cuartifere cu ortoză). Sunt menționate și tufuri sudate (M u r e ș a n , 1971).

În zona Cîrjelari, cercetările mai noi ale lui D i m i t r e s c u (1959) au pus în evidență porfire cuartifere (riolite) și porfire felsitice, ultimele fiind mai vechi decât primele; de asemenea sunt menționate și granofire.

În zona Turcoaia (dealul lui Manole, dealul Iglioioara), din studiile efectuate de C a n t u n i a r i (1915) Băl a n (1965²⁸), I a n o v i c i et al., (1969), reiese existența porfirelor cuartifere grăunțoase, a granofirelor și a porfirelor sienitice; aici, C a n t u n i a r i descrie porfire negre și porfire roșii.

Din punct de vedere geologic-structural, rocile porfirice din aliniamentul Camena-Cîrjelari-Turcoaia, reprezintă probabil eruptiuni lineare, într-un context predominant subvulcanic; prezența unor tufuri sudate și a unor brecii porfirice în zona Camena, ar pleda și pentru existența unor fenomene vulcanice efuziv-explozive, în cadrul acestui aliniament.

²⁶ Op. cit. pct. 8.

²⁷ Op. cit. pct. 23 și 24

²⁸ Op. cit. pct. 21.



Credem că formarea porfirelor din zona Camena-Cîrjelari-Turcoaia nu poate fi pusă în legătură cu dislocația Peceneaga-Camena, întrucât, în stadiul actual de cunoaștere se pot ridica următoarele obiecții:

— linia Peceneaga-Camena este de vîrstă mezozoică (Mureșan, 1971), iar porfirele cuarțifere sunt paleozoice;

— în zona Camena, cercetările noastre ne-au arătat că rocile porfirice de aici, în apropierea liniei Peceneaga-Camena, sunt milonitizate și breciate, fiind deci anterioare acesteia;

— porfirele cuarțifere aparțin orogenului herminic nord-dobrogean, neputind fi legate genetic de formarea unei dislocații mezozoice care pune în contact platforma moesică cu orogenul menționat;

— în zona Cîrjelari și Turcoaia rocile porfirice paleozoice se află la cîțiva km distanță de linia Peceneaga-Camena.

Rocile porfirice paleozoice se găsesc nu numai în aliniamentul menționat ci, după cum s-a arătat, ele apar și în alte sectoare ale unității de Măcin (de exemplu la vest de Horia, la vest de Hamcearca) și unitatea de Tulcea (zona dealului Rediu și la nord de Tulcea — la Monument).

În zona Tulcea, în afara porfirelor cuarțifere, sunt menționate și porfire de tip sienitic, cu fenocristale de feldspati potasici, împlințate într-o masă microcristalină, constituită în principal din aceleași minerale.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.
- Barbu Alexandrina (1960) Granitele din masivul eruptiv Iacobdeal — Turcoaia ca tectonite de fuziune. *An. științ. Univ. Iași* (seria nouă), secț. II (St. Mat.), VI/1, 1960 Iași.
- (1961) Relații între tectonica de amânumit și mișcările magmei în intruziunea de la Iacobdeal — Turcoaia. *An. științ. Univ. Iași* (serie nouă), secț. II (St. Mat.), VI, Iași.
- C antuniasi Șt. (1912 a) Comunicare, asupra filoanelor caolinizate de la Movila Măcinului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București.
- (1912 b) Notă preliminară asupra granitului cu riebekit și egirin de la Muntele Carol și Piatra Rosie (jud. Tulcea). *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, București.
 - (1917) Gnaisul de la Carcaliu. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII, București.
 - (1937) Le massif éruptif du Sacar. *Bul. Soc. Geol.*, III, București.
- Cădere D. M. (1912) Notă asupra granitului de la Măcin. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, București.
- (1917) Comunicare asupra porfirului cuarțifer și a zonei de injecțiune în roci verzi de la Camena (jud. Tulcea). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București.
 - (1924) Rocile eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, București.
 - (1927) Le granite de Ciucurova. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XV. Iași.
- Codarcăea-Dessila Marcela, Mirăuță O., Semenenko N. P., Demenco S. G., Zeidis B. B. (1966) Gheologichescaia interpretacija dannih, poluchenih pri pomoschi K/Ar metoda po absoliutnomu vozrastu Kristaliceskikh formațiij iujnih



- Karpat i Dobrodji. *Trzdī XIII ses. Komisii no opredel. absol. vozr. gheol. formaſii pri. ONZANSSR*, Moskva.
- Dimitrescu R. (1959) Observații asupra geologiei regiunii Cîrjelar (Dobrogea de N). *D. S. Com. Geol.*, XLII (1954–1955), București.
- Giuşcă D. (1934) Massif du Pricopan Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.
- (1935) Observations pétrographiques dans la région du Buceac (Dobrogea). *Bul. Lab. Min. Univ. Buc.*, I, București.
 - (1935) Considerations sur les problèmes différenciation magmatique dans le Dobrogea du Nord. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, București.
 - Ianovici V., Minzatu Silvia, Soroiu E., Lemne M., Tănăsescu Anca, Ionică Magdalena (1967) Asupra vîrstei absolută a formaſiunilor cristaline din vorlandul originului Carpathic. *Acad. R.S.R. Stud. Cercet. Geol.*, 12, 2, București.
 - Lemne Maria, Ionică Magdalena, Minzatu Silvia (1966) Contribuții la cunoașterea radioactivității masivelor granitice Dobrogene. *D. S. Inst. Geol.* LII, 2, (1964–1965), București.
 - Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta. Geol. Acad. Scient. Hungaricae*, 13, Budapest.
- Ianovici V., Giuşcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acta. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VI, 1, București.
- Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Ghidul excursiilor D—Dobrogea. *Asoc. Geol. Carp.—Balc. Congr.* V, 1961, București.
 - Ionescu Jeana, Bălan M. (1969) Etude minéralogique des amphiboles alcalines contenues dans les roches du massif éruptif de Iacobdeal—Dobrogea. *Acad. R.S.R., Rev. Rom. Geol. Géophys., Géogr., série Gcol.* 13, 2, București.
- Maier O., Caulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România. *D. S. Inst. Geol.* LIII/3 (1965–1966) București.
- Mercus D., Alexe I. (1969) Molibdenitul și fluorina din masivul Pricopan. *Bul. I.P.G.G.*, XVII, București.
- Mirăuță Elena (1971) Étude des conodontes dévoniens de la Dobrogea septentrionale (zone de Tulcea). *Mem. Inst. Geol.* XIV, București.
- Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoașterea formaſiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *Acad. R.S.R., stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, 11, 2, București.
- Mirăuță Elena (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Başpunar—Camena (Ceamurlia de sus—Dobrogea). *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956–1967), București.
 - (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna—Hamcearca). *D. S. Com. Geol.*, XLVI (1958–1959), București.
 - (1965) Prezența Devonianului mediu în zona Colinelor Mahmudia (Dobrogea de Nord) *D. S. Com. Geol.* LI (1963–1964), București.
 - (1966) Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică. *D. S. Com. Geol.*, LII, 1 (1964–1965), București.
 - Mutihac V., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la harta geologică 38 Tulcea, scara 1 : 200.000. București.



- Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioniță Magdalena, Tiepac I.** (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. LXI/5*, București.
- Mrazec L.** (1899) Note préliminaire sur un granite à riebeckit et aegyrine des environs de Turcoaia (Dobrogea). *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.*, III, 2–3, București.
- Mureșan M.** (1971) Asupra prezenței unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiunea Altin Tepe). *D. S. Inst. Geol.*, LVII/5 (1969–1970) București.
- Murgoci G. M.** (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică, cu privire specială asupra rocilor paleozoice și eruptive. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, București.
- Pavlescu L., Kissling Al., Marcus D.** (1969) Evoluția chimismului unor roci alcaline din România. *Bul. I.P.G.G.*, XVII, București.
- Pătruț I., Paraschiv A., Molnar M., Popescu M.** (1965 b) Present stage of geological knowledge of the Moesic platform, Rumania. *Carp.–Balk. Geol. Assoc.* I, Sofia.
- Peters K.** (1867) Grundlinien zur Geographic und Geologie der Dobrudscha. *Denschrift. d. k. Akad. Wiss XXVII*, II Wien.
- Răileanu Gr., Patruțiu D., Mirăuță O., Bleahu M.** (1968) Stadiul actual al cunoștințelor asupra Paleozoicului din România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Rotman D.** (1912) Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv de la Greci–Dobrogea de NW. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, București.
- (1917) Masivul eruptiv de la Greci (jud. Tulcea Dobrogea) *An. Inst. Geol. Rom.* VII, București.
- Savul M.** (1935) Observations sur le granite de Popina Mare. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XX, București.
- (1937) Le granite de Coșlugea (Dobrogea). *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXI, București.
 - (1942) Die xenolithen und die entstehung der hybriden gesteine von Islam Geaferca. *Bul. Soc. Scie. Acad. Roum.*, XXIV, 10, București.
 - (1956) Contribuții la petrologia Dobrogei de Nord I. Masivul granitoidic de la Greci. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Sect. II (St. mat.)* I, 1 Iași,
 - (1957a) La disjonction artificielle dans les roches granitoidiques du massif Greci (Dobrogea du Nord) *An. științ. Univ. Iași* (seria nouă), secț. II (st. Nat. Geogr.), III, 1–2, Iași.
 - (1957b) Relații între suprafetele cu incluziuni fluide din cristalele de quart și tectonica de amănuț în cazul masivului granitoidic de la Greci. *Acad. R.P.R. Bul. St. secția Geol. geogr.* II, 3–4, București.
- Savul M., Barbu Alexandrina** (1957) Relații între suprafetele cu incluziuni fluide din cristalele de quart și tectonica de amănuț în cazul masivului granitoidic de la Greci. *Bul. st. sect. Geol. Geogr. Acad. R.P.R.*, II, 3–4, București.
- Barbu Alexandrina (1961) Cercetări de analiză structurală petrologică asupra masivului eruptiv Pricopan. *St. Cercet. Geol. Acad. R.P.R.*, București.
 - Barbu Alexandrina (1963) Contribuții la studiul structural petrologic asupra masivelor eruptive din Dobrogea de Nord. *Asoc. Geol. Carp.–Balc., Congr.* V, 1961, București, II, mineralogie-petrografie, București.
 - Idriceanu Tr. (1956) Contribuții la caracterizarea petro-chimică a masivelor din Dobrogea de nord. *An. științ. Univ. Cuza Iași, științ. Natura, geogr.*, II, 2, Iași.
- Simionescu I., Cădere D.**, (1908) Note sur la présence du paléozoïque en Dobrogea. *Ann. Sc. de l'univ. de Jassy*, V, Iași.

Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Geol. Jahrb.*, 8 Hanover.
Streckeisen A. (1931) Asupra petrografiei Dobrogei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1929—1930), Bucureşti.

Ştefan R., Popovici I. (1970) Considerații privind intruziunile granito-dioritice dela Cazalgic Bair, Mihail Kogălniceanu (jud. Tulcea). *D. S. Inst. Geol. LVI*, 1 (1968—1969), Bucureşti.

VUE D'ENSEMBLE SUR LA SUCCESSION DE FORMATION DES ROCHES MAGMATOGÈNES PALÉOZOIQUE SYNOROGÈNES (S.L.) ET SUBSÉQUENTES DE LA DOBROUDJA SEPTENTRIONALE

(Résumé)

Dans la Dobroudja septentrionale, les massifs formés de roches granitoïdes et de prophyrés apparaissent surtout dans l'unité de Măcin.

Du point de vue pétrographique on a découvert deux groupes importants de roches acides : les roches intrusives du groupe des granitoïdes et les roches du groupe des porphyres quartzifères. Ces deux groupes pétrographiques expriment aussi des fonctions différentes dans l'évolution du magmatisme paléozoïque nord-dobroudjan, les granitoïdes correspondant en ensemble au magmatisme sialique synorogène *s. l.* hercynien et les porphyres — au magmatisme subséquent hercynien. Les granitoïdes se sont formés au cours du Dévonien et du Carbonifère et les porphyres au cours du Permien.

A) MAGMATISME SYNOROGÈNE (S. L.) HERCYNIEN

L'âge des massifs de granitoïdes de la Dobroudja septentrionale a été longtemps controversé. A la suite des recherches faites dans la Dobroudja septentrionale, O. Mirăuță et Elena Mirăuță, qui ont généralisé et confirmé les observations de Rotman (1917), sur la zone de Greci—Pricopan, (Mirăuță et Mirăuță, 1962; Mirăuță, 1966; Mirăuță et al., 1968; Ianovici et al., 1961), distinguent des granitoïdes précarapélithiques, à texture gneissique et massive, et des granitoïdes postcarapélithiques, où se séparent des granites amphiboliques et des granites alcalins. Les granites précarapélithiques selon la conception des auteurs mentionnés, pourraient représenter le magmatisme synorogène calédonien ou hercynien, et les granites postcarapélithiques pourraient correspondre à la phase sudète de la fin du Carbonifère inférieur (massif de Greci—320 m. a. par la méthode K/Ar) et au Carbonifère supérieur (les granites alcalins — l'âge K/Ar 290 m. a.).

Nous sommes d'accord avec le point de vue exprimé dans un stade de début, par Rotman (1917) et ultérieurement généralisé par O. Mirăuță et Elena Mirăuță, car d'une part, les données de terrain attestent clairement l'existence des granites précarapélithiques d'où sont remaniés des débris dans la formation de Carapélit, (Carbonifère inférieur) et d'autre part l'existence des granites ultérieurs à cette formation, étant donné qu'ils la transforment en cornéennes au contact.



Si les âges absolus K/Ar, qui se rapportent aux granites précarapéolithiques sont de toute évidence régénérés, à cause du fait que ces roches ont pu perdre, partiellement ou entièrement, l'argon pendant la phase sudète et pendant d'autres phases orogéniques plus récentes, en échange, les âges K/Ar obtenus pour les granites postcarapéolithiques peuvent être pris en considération (bien entendu si nous nous rapportons aux âges maximaux obtenus) car il y en a qui attestent l'âge de 320 m. a. pour les granitoïdes de Greci (à amphiboles) (Codarcea - Dessila et al., 1966) et l'âge maxima de 275—290 m. a. pour les granites alcalins de Iacobdeal. Les âges K/Ar obtenus pour les granites alcalins coïncident en général avec les âges obtenus par la détermination de l'extinction ondulatoire du quartz de ces roches (Maior, Caulea, 1968), données qui indiquent un âge de 280—295 m. a. pour les granites alcalins.

Les recherches structurales-pétrologiques effectuées par Savul et Barbulescu (1961, 1963) démontrent que dans les granitoïdes gneissiques précarapéolithiques de Pricopan, de Pietrosu-Chitlău et de Pietrosu-Văcăreni, apparaissent des linéations et des foliations tectoniques, qui n'existent plus dans les massifs postcarapéolithiques de Greci et de Iacobdeal-Turcoaia. Vu cette situation, la seule interprétation possible est que des éléments structuraux postmagmatiques se sont superimposés dans ces granites anciens, dans une phase tectonique antérieure à la formation des granitoïdes postcarapéolithiques ; la transformation en gneiss de quelques granitoïdes précarapéolithiques, dans cette phase, est antérieure à la formation de Carapelit, vu que dans les congolomérats de celle-ci des granites gneissiques sont remaniés aussi.

1) Magmatites précarapéolithiques

Comme il a été dit ci-dessus, on a distingué, en ce qui concerne les magmatites précarapéolithiques, des granitoïdes gneissiques et des granitoïdes massifs.

Nous avons pu établir l'intervalle de formation de ces granitoïdes en tenant compte de deux données essentielles :

a) au nord-est de la localité de Măcin les formations attribuées au Dévonien inférieur (la formation de Bujoarele — datée paléontologiquement) sont transformées en cornéennes par les granitoïdes gneissiques du massif de Pricopan (Mirăută et Mirăută, 1962, op. cit. point 4), fait qui atteste que ces granites sont postérieurs à la formation de Bujoarele (et à son métamorphisme de faible intensité) et donc au Dévonian inférieur ;

b) les granites de la génération ancienne étant remaniés dans la formation de Carapelit (Carbonifère inférieur) sont donc antérieurs au Carbonifère inférieur.

Comme on l'a dit déjà il résulte que l'intervalle possible de formation des granitoïdes précarapéolithiques, est le Dévonien moyen et supérieur. En ce qui concerne la détermination exacte de la mise en place des granitoïdes dans cet intervalle, dans l'étape actuelle de connaissance, on ne peut faire que des raisonnements. De cette façon, la présence des granites gneissiques et massifs parmi les granitoïdes précarapéolithiques est un indice de l'existence, avant la formation de Carapelit, des deux générations de granitoïdes, séparées par une phase de mouvements (dont est liée la transformation en gneiss de la première génération de granitoïdes). La texture gneissique de ces granitoïdes ne représente pas une structure magmatique mais une structure tectoniques, super-imposée aux granitoïdes pendant les mouvements tectoniques survenus après la consolidation de ces granitoïdes ; ce phénomène a été tellement pénétrant que des parties des massifs granitoïdes se sont profondément transformées dans des mylonites, des ultramylonites et même dans des schistes cristallins authentiques. Ces mouvements pénétrants pourraient être la conséquence d'une phase orogéniques survenue au cours du Dévonien moyen-supérieur ou à la fin de cette période (en tout cas avant la formation de Carapelit — Carbonifère inférieur). Les



granites massifs précarapélithiques non-affectés par la transformation en gneiss pourraient être considérés comme une génération plus jeune que les granitoïdes gneissiques et donc ultérieurs aux mouvements supposés ci-dessus.

Compte tenu du fait que d'une part, dans la Dobroudja existent des indications lithologiques et paléontologiques (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1965; Elena Mirăuță, 1971) sur la continuité de sédimentation entre les termes du Dévonien inférieur, moyen et supérieur (la formation de Bestepe des unités de Tulcea et de Niculițel) et que d'autre part, les dépôts du Carbonifère inférieur (la formation de Carapelit) sont discordants par rapport au Dévonien, il en résulte que les seuls mouvements compatibles avec cette situation sont les mouvements bretone (à la fin du Dévonien supérieur). En ce cas, les granitoïdes gneissiques représenteraient des granitoïdes tardécinétiques bretons; les deux générations de granitoïdes pourraient être situées dans le Dévonien supérieur.

a) *Granitoïdes préparcaxysmaux bretons (gneissiques)*

Les granitoïdes gneissiques ne sont connus que dans l'unité (nappe) de Măcin, où ils forment plusieurs alignements, orientés NW—SE :

- l'alignement de Măcin—Carcaliu—Megina—Mircea Vodă—Iaila d'où se détachent les granites de Dealul Megina et les granites des environs de la localité de Mircea Vodă;
- l'alignement de Pricopan, qui correspond au massif qui porte le même nom;
- l'alignement Garvăni—Văcăreni—Chitlău—Gogoncea—Hamcearca—Balabancea (Dealul Carapcea), dont le plus important est le massif de Hamcearca (Dealul Știubeilor, Dealul Negoiul, Dealul David, Piatra Mare, Sarakulak).

Les descriptions minutieuses minéralogiques et pétrographiques des granitoïdes de ce type ont été faites par Cădere (1912) Rotman (1917), Cantuniarî (1917), Giuşcă (1934), Ştefan (1966, op. cit. point 6), Kitthachew (1972, op. cit. point 7).

Les granites de ces alignements présentent une texture orientée, souvent gneissique, et ils sont caractérisés par la présence du microcline et de la biotite. On a surpris maintes fois des transformations minéralogiques en directe liaison avec la transformation en gneiss de ces roches, à savoir : la sérichtisation du feldspath potassique, la chloritisation de la biotite. On peut observer toutes les transitions structurales et texturales depuis les granites plus ou moins cataclasés jusqu'aux mylonites (à structures de type „mortier”) et aux ultra-mylonites, où la mésostase mylonitique recristallise partiellement.

Dans les granitoïdes gneissiques de Pricopan, Chitlău et Văcăreni, la recherche structural-pétrologique (Savul, Barbu, 1963) a mis en évidence des linéations et des foliations tectoniques postérieures à la consolidation magmatique, donc il s'agissait de l'existence des „tectonites” secondaires dans ces roches, tectonites dues aux pressions orogéniques dévoniennes (bretonnes).

b) *Granitoïdes tardécinétiques bretons (massifs)*

Les granitoïdes massifs, constituent, dans l'unité de Măcin, un alignement discontinu, orienté NW—SE et marqué par des affleurements plus ou moins réduits, connus entre Hamcearca—Luncavița—Popina Mare; Popina Mare, Popina Mică, Movila Mare, Dealul Pietrii, Dealul Gilmele Înșirate, Valea Glonțului, Hamcearca, Dealul Coșlugea.

Les granitoïdes de ce type apparaissent aussi dans un lambeau de charriage à Cilic (au nord de Trestinic) où, avec des schistes de la formation de Booclugea, qu'ils la traversent, recouvrent



de manière tectonique les dépôts du Norien de l'unité de Consul— Niculitel (les unités tectoniques, les dénominations lithostratigraphiques et les âges de ces unités coïncident avec ceux utilisés et acceptés par Patrulius et al. (op. cit. point 9).

Dans l'unité de Tulcea on connaît quelques petits affleurements de massifs similaires, dans Dealul Uzum Bair et aux environs de la localité Rîndunica (Congaz).

Des descriptions pétrographiques détaillées de ce type de granites ont été effectuées, parmi d'autres, par Murgoci (1914), Savul (1935, 1937, 1942), Atanasiu (1940), Mirăuță (1965, 1966, op. cit. point 11) Mirăuță et Mirăuță (1959 op. cit. points 12 et 13) Stefan, Popovici (1970).

Les granites massifs ont une couleur rouge en général, à structure micropegmatitique ou porphyrique et ils sont riches en feldspath potassique parfois y apparaît de la biotite ou de la muscovite.

2. Granitoïdes postcarapélithiques

Les produits du magmatisme postcarapélithique sont moins répandus en Dobroudja septentrionale et ils sont connus dans l'unité de Măcin. On y distingue deux générations qui représentent en même temps des groupes pétrographiques distincts aussi : a) des granites amphiboliques formés au cours de la phase sudète (Carbonifère inférieur terminal) et b) des granites alcalins formés pendant le Carbonifère supérieur.

Vu cette situation, la première génération de granitoïdes, doit être considérée comme représentant les produits du magmatisme tardécinématique sudète qui a succédé presque immédiatement au plissement et au métamorphisme régional de petite intensité de la formation de Carapelit (car ces granitoïdes transforment en cornéennes les dépôts de la formation de Carapelit au contact, dépôts déjà affectés par le métamorphisme régional).

Les granites alcalins (la seconde génération) qui se placent, selon les âges K/Ar, dans le Carbonifère supérieur, donc à un intervalle relativement appréciable de temps par rapport aux mouvements sudètes (les derniers mouvements hercyniens d'ampleur prouvés sur le territoire de la Dobroudja), appartiennent à un magmatisme postcinématique presque subséquent.

a) Granitoïdes tard cinématiques-sudètes

Les granitoïdes tardécinématiques (sudètes) sont groupés dans le massif de Greci qui traverse le synclinorium de la formation de Carapelit en ensemble, et qu'il la transforme en cornéennes au contact.

Le massif de Greci possède en totalité une forme elliptique allongée d'après la direction NW—SE. Le corps de Greci a attiré, par sa pétrographie variée, l'attention de nombreux chercheurs dont nous énumérons Murgoci (1914), Rotman (1912, 1917), Giuşcă (1934), Savul (1956), Stefan (1954, 1957, 1958, 1959, 1966, op. cit. point 16), Kampai (1972, op. cit. point 17).

A la suite des études pétrographiques détaillées, faites par les chercheurs mentionnés il résulte que la composition du massif de Greci renferme des granites, des microgranites porphyriques, des granodiorites normales et porphyriques, des tonalites normales et porphyriques, des diorites, des diorites quartzifères et même des gabbros; les roches intrusives mentionnées sont percées par une suite de roches filonniennes non-différenciées (microgranites, microgranodiorites, microtonalites souvent porphyriques) et différenciées (aplites, pegmatites, filons de quartz).



Vu les descriptions faites, on arrive à la conclusion que le massif de granitoïdes de Greci est un „massif composé” formé d'une succession de roches acides et intermédiaires qui se sont traversées successivement. La différenciation du magma qui a donné naissance aux types pétrographiques mentionnés, a eu lieu dans un réservoir magmatique profond, d'où sont venus successivement de différents magmas qui se sont consolidés dans la zone actuelle du massif de Greci. Le début du magmatisme qui a donné naissance à ce massif s'est produit pendant les mouvements sudètes, quand des voies d'accès vers la surface se sont créées pour les magmas granitiques de profondeur. La consolidation de différentes variétés de roches a eu lieu, en ensemble, dans des conditions hypoabyssales, étant donnée la présence des granitoïdes à structure porphyrique et microgranulaire autant que la présence des lambeaux sédimentogènes du „toit” du massif de granitoïdes (la formation de Carapelit, intensément transformée en cornéennes).

Les études pétrologiques structuraux, effectués par Savul et Barbău (1957, 1963) ont démontré que les granitoïdes de Greci représentent „des tectonites de fusion”.

Les données K/Ar (Minzatu et al., 1975; Codarcea-Dessila et al., 1966) ont indiqué des âges variés pour les roches granitoïdes de Greci; les âges les plus anciens (320 m.a.) expriment, en ensemble, le moment de la mise en place du massif, moment qui correspond à la limite entre le Carbonifère inférieur et le Carbonifère moyen (phase sudète).

Autour du masif de Greci, il y a des larges zones de cornéennes (formées aux dépenses des dépôts de la formation de Carapelit), dont les plus répandues sont les cornéennes à biotite. On a distingué des cornéennes quartzito-épidotiques, quartzo-actinolitiques, quartzito-chlorito-albitiques, des cornéennes biotitiques à chloritoïde, des cornéennes à hornblende, des cornéennes à pyroxènes.

b) *Granitoïdes postcinématiques-postsudètes*

Les granitoïdes postcinématiques-postsudètes apparaissent sur un alignement orienté NW—SE marqué par les corps de Turcoaia, de Piatra Roșie, de Sacar Bair et du nord de Ciucurova.

L'âge postcarapelithique de ces roches alcalines est démontré par la transformation de la formation de Carapelit en cornéennes (dans la zone de Sacar Bair et de Turcoaia) autant que par les âges K/Ar (Minzatu et al., 1975; Codarcea-Dessila et al., 1966) qui indiquent pour les granites de Iacobdeal des valeurs de 275-290 m.a., en accord avec les âges des cornéennes formées dans l'auréole du granite de Iacobdeal (291 m. a.) et avec les résultats des déterminations optiques faites par Măier et Caulea (1968) — 295 m. a. Les âges mentionnés correspondent au Carbonifère supérieur.

Des descriptions minéralogiques et pétrographiques détaillées des granitoïdes alcalins ont été faites, parmi d'autres, par Mrazec (1899) Murgoci (1914), Cantuniari (1912, 1915, 1937), Cădere (1927), Mirăuță (1957 — op. cit. point 21) Dimitrescu (1959), Bălan (1965, op. cit. point 22) Ianovici et al. (1969); les caractères pétrologiques structuraux de ces roches ont été décrites par Barbău (1960, 1961). L'encadrement de ces granitoïdes dans le contexte de l'évolution pétrochimique des roches alcalines de Roumanie, a été indiqué récemment par Pavelescu et al. (1969).

Du point de vue pétrographique, les roches alcalines sont représentées par des granites à riébeckit, par des granites à aegyrine par des granites à riébeckit et à aegyrine. Les granites alcalins mentionnés ont été précédés par des syénites quartzifères (connues à Turcoaia). Les recherches petrostructurales ont démontré que les granites alcalins ont le caractère des „tectonites de fusion”.



B) MAGMATISME SUBSÉQUENT HERCYNIEN

Les formations prépaléozoïques et paléozoïques de la Dobroudja septentrionale sont traversées par des porphyres qui représentent les formations magmatogènes paléozoïques les plus récentes de cette unité structurale. Elles ont été rencontrées dans l'unité de Măcin aussi bien que dans celle de Tulcea, en mentionnant que dans la première unité elles sont plus répandues que dans la seconde.

Parmis les études pétrographiques se référant aux porphyres paléozoïques, nous mentionnons les études faites par Cantuniari (1912 d), Murgoci (1914), Cădere (1917, 1924), Dimitrescu (1959), Bălan (1965, 1966, 1967 op. cit. points 23, 24, 25), Ianovici et al. (1969).

L'existence des porphyres paléozoïques, outre les porphyres triasiques, dans la Dobroudja septentrionale, représente une réalité, car il y a des secteurs (de la zone de Tulcea) où on a trouvé des éléments de porphyres remaniés dans les conglomérats werféniens, et les données d'âge absolu K/Ar, indiquent le fait que les porphyres de l'unité de Măcin (zone Camena-Cirjelari-Piatra Roșie) sont sûrement paléozoïque supérieures ayant des âges K/Ar d'environ 230 m. a. (Minzatu et al., 1975). De cette manière l'unité de Măcin (définie par nous comme une nappe cimmérienne post-triasique — Mureșan, 1971) est dépourvue de dépôts triasiques autant que de porphyres de même âge (Mureșan, 1971), des formations rencontrées seulement dans les unités de Consul—Niculițel et de Tulcea.

Dans l'unité de Măcin se situent les principaux affleurements de roches porphyriques paléozoïques qui constituent, en principal, un alignement orienté NW—SE, ou s'individualisent les zones de Camena, de Cirjelari et de Turcoaia ; outre cet alignement, les porphyres forment des apparitions plus ou moins réduites, souvent filonniennes, presque dans tous les secteurs des monts Măcin. Les roches éruptives dont nous nous occupons concernent tous les formations prépaléozoïques et paléozoïques de l'unité de Măcin, y compris la formation de Carapelit.

Etant donné que les porphyres traversent les granites alcalins, dont l'âge est d'environ 290 m. a. et ont un caractère subséquent dans l'évolution du magmatisme hercynien de la Dobroudja, nous croyons que les âges K/Ar de 232—236 m. a. (obtenus par Minzatu et al., 1975) estiment bien le moment de la mise en place des roches porphyriques, en les plaçant dans la partie supérieure du Permien ; Cette situation coïncide avec l'âge permien des produits magmatiques de Banat occidental et des Monts Apuseni, produits similaires du point de vue pétrographique. Bien entendu qu'en même temps il faut accepter l'existence des porphyres plus récents, d'âge triasique, en Dobroudja, qui traversent les dépôts carnien des unités de Consul-Niculițel (zone de Dealul Consul—Dealul Malciu) et de Tulcea (zone de Samova).

Parmi les produits du magmatisme subséquent hercynien il y a une variation pétrographique assez large, situation évidente dans l'alignement principal de développement de ces roches (Camena—Turcoaia).

De cette façon, dans la zone Camena, les études de détail faites par Cădere (1924) et Bălan (1966, 1967—op. cit. points 24 et 25) ont mis en évidence la présence de plusieurs variétés de granophyres et de porphyres quartzifères (porphyres quartzifères à sanidine, porphyres quartzifères à orthose). On mentionne aussi des tufs soudés (Mureșan, 1971).

Dans la zone de Cirjelari, les recherches de Dimitrescu (1959) ont mis en évidence des porphyres quartzifères (rhyolites) et des porphyres felsitiques, les derniers étant plus anciens que les premiers ; en outre, des granophyres y sont mentionnés aussi.

Dans la zone de Turcoaia (Dealul lui Manole, Dealul Iglioioara), des études effectuées par Cantuniari (1915), Bălan (1965—op. cit. point. 22) Ianovici et al. (1969)

ont mis en évidence des porphyres quartzifères granulaires, des granophyres et des porphyres rouges.

Du point de vue géologique-structural, les roches porphyriques de l'alignement Camena—Cirjelari—Turcoaia, représentent probablement des éruptions linéaires dans un contexte pré-dominant subvolcanique ; la présence des tufs soudés et des breches porphyriques dans la zone de Camena, pléderait pour l'existence des phénomènes volcaniques effusif-explosives, dans cet alignement.

Les roches porphyriques paléozoïques se trouvent non seulement dans l'alignement mentionné mais, d'après ce qu'on a dit elles apparaissent aussi dans d'autres secteurs de l'unité de Măcin (par exemple à l'ouest de Horia, à l'ouest de Hamcearca) et de l'unité de Tulcea (zone de Dealul Rediu et au nord de Tulcea — au Monument). Dans la zone de Tulcea, outre les porphyres quartzifères on a mentionné aussi des porphyres de type siénitique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

La distribution des magmatites synorogènes (s. l.) et subséquentes en Dobroudja septentrionale (les limites géologiques à la surface selon la carte R.S.R. — ech. 1 : 200.000 ; les lignes et les unités tectoniques selon O. Mirăuță ; la ligne Luncavița—Babadag complétée et modifiée partiellement par M. Mureșan).

1, magmatites subséquentes hercyniennes (porphyres quartzifères, porphyres, tufs soudés)—Permien ; 2, 3, granitoïdes postcarapélitiques-Carbonifère supérieur : 2, granitoïdes alcalins du type de Turcoaia (granite à riébékite, granite à aegyrine) (postcinématiques-postsudètes) ; 3, granitoïdes de Greci (granites, granodiorites, tonalites, diorites) (tardecinématiques-sudètes)-Carbonifère inférieur terminal ; 4, 5, granitoïdes précarapélitiques-Dévonien supérieur : 4, granitoïdes massifs rouges du type Coșlugea (tardecinématiques-bretons) ; 5, granitoïdes gneissiques du type de Pricopan (préparoxysmaux-bretons) ; 6, formation de Carapelit-Carbonifère inférieur ; 7, formations d'Orliga, Megina, Boclugea, Cerna, Bujoarele, Rediu, Beștepe—Paléozoïque antécarbonifère inférieur-Précambrien ; 8, failles et décrochements ; 9, chevauchement (écaille) ; 10, charriage.

a, formations et lignes tectoniques visibles ; b, formation et lignes tectoniques supposées au-dessous de la couverture sédimentaire mesozoïque et cainozoïque.

N. B. En légende, on n'a indiqué que les types pétrographiques principaux des roches magmatogènes.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

O. Maier: Dacă vîrstele determinate de O. Maier și V. Caulea pe bază de extincție ondulatorie a cuarțului sunt comparabile cu vîrstele determinate prin metodele radiogene ?



M. Mureșan: Există o bună corelare între vîrstele-model K/Ar ale granitoidelor alcătuite postcarapelitice și vîrstele obținute pe baza măsurării extincției ondulatorii a cuarțului, făcute de către O. Maier și V. Căulea.

O. Maier: Comparabilitatea vîrstelor obținute prin cele două metode este încurajatoare pentru utilizarea în viitor a metodei cuarțului ondulator la determinarea vîrstei primelor mișcări care au afectat un granit.





Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONCORDANȚA DE VÎRSTĂ ÎNTRE METAMORFISMUL REGIONAL PROTEROZOIC AL GRANITOIDELOL DE HÂGHIMAȘ ȘI CEL AL SERIEI DE BRETILA-RARĂU (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

MIRCEA MUREȘAN², ANCA TĂNASESCU² | MAGDALENA IONCICĂ²

Abstract

Age concording — Proterozoic Regional Metamorphism of Hâgheimas Granitoids and Bretila-Rarău Series (East Carpathians). The mesometamorphic Bretila-Rarău Series assigned to the Middle Proterozoic time interval is intruded by the regionally metamorphosed Hâgheimas Granitoids. The K/Ar model-ages corresponding to both entities are rejuvenated, the highest ones not exceeding 500 m.y. The K/Ar isochronous ages (Harper's method, 1970) of the Hâgheimas Granitoids and the Bretila-Rarău Series practically coincide (728—745 m.y.), being indicative of their concurrent regional metamorphism during the Early Assynthian movements. There have been also pointed out Late Assynthian (or even Baikalian), Caledonian (Taconic), Hercynian and Alpine (Austrian) rejuvenations.

Seria de Bretila-Rarău cuprinde o succesiune de roci terigene și tufoGene metamorfozate regional, în faciesul amfibolitelor cu almandin. În comparație cu celelalte serii metamorfozate din Carpații Orientali, s-a considerat (K r ā u t n e r , 1968) că seria de Bretila-Rarău, cuprinde cele mai vechi formațiuni, pe baza următoarelor trăsături, întlnite de obicei la serile metamorfice precambriene : a) constanța facială ; b) lipsa rocilor carbonatice, care în celelalte serii apar relativ frecvent ; c) constanța faciesului metamorfic inițial ; d) prezența și răspândirea la anumite nivele a rocilor migmatice metablastice (gnaise oculare), formate în decursul metamorfismului regional.

Avînd în vedere aceste caracteristici precum și similitudinea lito-logică cu cristalinul de Sebeș-Lotru (din Carpații Meridionali), s-a acceptat vîrsta precambriană-medie pentru formațiunile inițiale cuprinse în ea

¹ Comunicare în ședință din 24 mai 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



(Kräutner, 1968, 1972; Bercia et al., 1971³; Mureşan și Mureşan, 1972). Recent, Kräutner (1972) menţionează o vîrstă izocronă K/Ar de 700–800 m.a. pentru metamorfismul regional al seriei de Bretila-Rarău, care rezulta din vîrstele-model K/Ar (intinerite), obținute de către Minzatu et al. (1975)⁴ pentru unele roci și minerale ale seriei. Seria de Bretila-Rarău apare atât în pînzele maramureșene cît și în pînza de Rarău (Bercia et al., 1971⁵; Kräutner, 1968, 1972; Mureşan, 1967; Mureşan și Mureşan, 1972).

În formațiunile seriei de Bretila-Rarău sunt uneori localizate granitoide, care cunosc o largă răspîndire mai ales în pînza de Rarău. Aceste roci, reprezentate mai ales prin diorite, granodiorite și granite, cu suita lor de aplite, sunt metamorfozate regional, în faciesul amfibolitelor cu almandin. Ele constituie o provincie cu caractere petrografice și petrochimice distințe și sunt cunoscute sub numele de „granitoide de Hâghimaș”^{6,7}.

Georgeta Mureşan și M. Mureşan au susținut că metamorfozarea regională a acestor roci s-a produs în același timp cu formațiunile seriei de Bretila-Rarău, în care se localizează. Cu alte cuvinte, aceste granitoide s-au intrat în sedimentele seriei de Bretila-Rarău, înainte de cutarea și metamorfismul acestora, putind fi astfel considerate granitoide preparoxismale. Autorii menționați sprijină această interpre-

³ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureşan, M. Mureşan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionică, Eleonora Vijdea, Elena Colios. Determinări de vîrstă absolută prin metoda K/Ar. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

Silvia Minzatu, Maria Lemne, Eleonora Vijdea, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionică, Elena Colios. S. Anastase, Anca Andăr. Determinări de vîrstă absolută în sîsturile cristaline din munții Rodnei, munții Gilăului și din autohtonul danubian. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

Silvia Minzatu, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionică, Vasiliica Neacșu. Determinări radiometrice și de vîrstă absolută asupra formațiunilor metamorfice din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

Silvia Minzatu, Anca Tănăsescu, Vasiliica Neacșu. Determinări de vîrste absolute pe roci din formațiunile cristaline ale Carpaților Orientali, din munții Bihorului și din unele formațiuni sedimentare din Banatul de vest. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

Silvia Minzatu, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionică, Catrinel Papadopol. Determinări de vîrstă absolută în cristalinul munților Rodnei, fereastra Rusă și Fundul Moldovei. 1973. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ Op. cit. pct. 3.

⁶ Georgeta Mureşan. Studiu petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁷ Georgeta Mureşan, M. Mureşan fide Bercia et al. (op. cit. pct. 3).



tare pe baza următoarelor date de teren, care numai în ansamblu pot constitui un argument important în favoarea acestei alternative :

a) concordanța gradului de metamorfism, ambele entități fiind metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin ;

b) existența migmatitelor oculare (metablastice) sinmetamorfice atât în seria de Bretila-Rarău cît și în granitoidele de Hâghimăș⁸ ;

c) concordanța (paralelismul) șistozității metamorfice din pararoci și din granitoide, atât la scara aflorimentului, cît și la scara regională ;

d) existența unor cazuri, în care se observă trecerea șistozității metamorfice din rocile seriei de Bretila-Rarău în granitoidele de Hâghimăș ;

e) participarea corpurilor subțiri de granitoide (apofize, filoane) și a aplitelor acestora la cutile (centimetrice sau mai mari) de antrenare (drag-folds), în care sunt prinse pararocile din seria de Bretila-Rarău (adiacente granitoidelor) ;

f) paralelismul elementelor liniare (axele de cute și liniațiile cutării principale sinmetamorfice) din ambele entități ;

g) lipsa unor fenomene de contact de tip postmetamorfic, la limita granitoidelor cu formațiunile seriei de Bretila-Rarău.

Acste date de teren, deși dau un grad de verosimilitate ridicat ipotezei sincronismului între metamorfismul seriei de Bretila-Rarău și cel al granitoidelor de Hâghimăș, nu înălță să cu desăvîrșire posibilitatea că granitoidele și metamorfozarea lor să fie mai noi decât metamorfismul seriei în care se localizează. În situația dată desigur că producerea unor argumente directe privind vîrsta metamorfismului fiecarei entități se impune cu necesitate, fapt care a devenit posibil în stadiul actual, întrucât există deja date privind vîrsta-model K/Ar referitoare la aceste formațiuni (Mînzatu et al., 1975)⁹.

Acste date au fost obținute atât din analiza unor probe integrale cît și a unor minerale (feldspat potasic, muscovit, biotit) prelevate din seria de Bretila-Rarău și din granitoidele de Hâghimăș (vezi tabelul).

Probele au fost colectate de către H. Kräutner, M. Mureșan, I. Cristea, N. Petrescu, M. Ene, E. Rîsa.

Studiul microscopic al rocilor și mineralelor în vederea trierii lor pentru analize a fost efectuat de Silvia Mînzatu.

Determinarea argonului radiogenic s-a făcut prin metoda volumetrică (analisti : Maria Lemne, Magdalena Ioncică, Ancu

⁸ În seria de Bretila-Rarău, gnaisele oculare (cu oculi de 1–4 cm de feldspat potasic) s-au format în decursul metamorfismului regional pe seama unui material tufogen-vulcanogen acid (Kräutner, 1968; George et al. Mureșan, 1968 – op. cit. pct. 7); aceste roci au fost descrise sub numele de gnaise de Rebra, de Anieș, de Pop Ivan, de Prisecani, de Naghiag. În granitoidele de Hâghimăș, gnaisele oculare s-au format de asemenea sinmetamorfic, în cadrul varietăților mai acide de granitoide (George et al. Mureșan, M. Mureșan, fide Bercea et al. op. cit. pct. 3); gnaisele oculare cu paleosomă granitică sunt cunoscute sub numele de gnaise de Rarău și Măgura.

⁹ Op. cit. pct. 4.

TABEЛ
Vîrstele-model K/Ar ale seriei de Brețila-Rarău și ale granitoidelor de Hăgălmăș

| Nr. ert. | Nr. probei | Localizare | Roca | Analiza integrală sau pe mineral | K % | $Ar \times 10^{-7}$ g/g | $Ar \times 10^{-7}$ mediu g/g | $T \times 10^6$ ani | $T \times 10^6$ mediu ani |
|-------------------------------|------------|------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|------|-------------------------|-------------------------------|---------------------|---------------------------|
| <i>Seria de Brețila-Rarău</i> | | | | | | | | | |
| 1 | 4CMC | Tunelul Aluniș (Rarău) | Micașist cu granati | Integrală | 2,28 | 0,72 | 0,70 | 398 | 388 |
| 2 | 4246E | Zona Primătar (Tulghes) | Șist muscovitic cu clorit | Integrală | 2,71 | 0,68 | 0,75 | 378 | 353 |
| 3 | 41N | Bicazul Ardelean | Gnais micaceu cu granati | Integrală | 2,17 | 0,72 | 0,72 | 339 | 352 |
| 4 | 40N | Bicazul Ardelean | Gnais cuarțo-feldspatic | Integrală | 0,64 | 0,55 | 0,60 | 326 | 342 |
| 5 | 534 | Bazinul văii Putredu (Rodna) | Gnais muscovitic | Integrală | 0,84 | 0,93 | 0,88 | 360 | 328 |
| 6 | 4245E | Zona Primătar (Tulghes) | Micașist | Integrală | 0,46 | 0,46 | 0,46 | 187 | 187 |
| 7 | 1074CMC | Pârâul Chei (Rarău) | Micașist cu granati | Muscovit | 7,10 | 2,43 | 2,43 | 427 | 427 |
| 8 | 4244E | Zona Primătar (Tulghes) | Micașist cu granati | Muscovit | 7,29 | 2,24 | 2,46 | 427 | 422 |
| 9 | 973 | Izvorul Cepelor (Rodna) | Gnais cu muscovit | Muscovit | 2,68 | 2,43 | 2,46 | 388 | 456 |
| 10 | 388 | Valea Cojorbei (Rodna) | Gnais cuarțo-feldspatic cu muscovit | Muscovit | 7,51 | 2,45 | 2,48 | 409 | 414 |
| 11 | 87 | Valea Bistriței (Cârlibaba) | Gnais muscovitic | Muscovit | 2,51 | 2,11 | 2,11 | 419 | 370 |
| 12 | 102 | Valea Naghiag (Bălan) | Gnais ocular de Naghiag | Muscovit | 7,28 | 1,73 | 1,73 | 324 | 310 |
| 13 | 78 | Valea Naghiag (Bălan) | Gnais ocular de Naghiag | Microclin | 9,23 | 1,97 | 2,00 | 278 | 281 |
| 14 | 191 | Valea Barașeu (Tulghes) | Gnais ocular Priseșani | Ortoză | 9,14 | 1,76 | 1,75 | 252 | 250 |



| | | | | | | | | | |
|----|-----|-----------------------------|-----------------------|-----------|----------------------|----------------------|------|-------------------|-----|
| 15 | 90 | Valea Bistriței (Cîrlibaba) | Gnais muscovitic | Biotit | 5,19 0,89 | 0,82 0,89 | 0,85 | 210 225 | 218 |
| 16 | 499 | Valea Lespedea (Rodna) | Gnais ocular de Rebra | Biotit | 5,59 0,68 0,70 | 0,72 0,68 0,70 | 0,70 | 172 163 168 | 168 |
| 17 | 17 | Valea Anieș (Rodna) | Gnais ocular de Anieș | Ortoză | 3,92 | 0,46 0,46 | 0,46 | 158 158 | 158 |
| 18 | 498 | Valea Guset (Rodna) | Gnais ocular de Rebra | Biotit | 6,29 | 0,61 0,54 | 0,57 | 131 116 | 123 |
| 19 | 16a | Valea Rebra (Rodna) | Gnais ocular de Rebra | Microclin | 9,17 0,84 | 0,73 0,84 | 0,79 | 108 124 | 117 |
| 20 | 168 | Valea Rebra (Rodna) | Gnais ocular | Biotit | 8,04 0,66 | 0,66 0,66 | 0,66 | 111 111 | 111 |

Granitoide de Hâgihimăș

| | | | | | | | | | |
|----|---------|------------------------|--|-----------|--------------|--------------|------|------------|-----|
| 21 | 117 | Piriu Kovaci (Bălan) | Microgranodiorit cu biotit | Integrală | 2,24 0,89 | 0,95 0,89 | 0,92 | 517 488 | 502 |
| 22 | 115 | Piriu Kovaci (Bălan) | Microgranodiorit cu biotit | Integrală | 3,00 | 1,07 1,07 | 1,07 | 443 443 | 443 |
| 23 | P-g | Valea Putnei (Tulghes) | Granit pegmatoid | Ortoză | 10,30 | 4,23 4,20 | 4,21 | 502 500 | 500 |
| 24 | 5aI | Valea Putnei (Tulghes) | Granit pegmatoid | Ortoză | 9,27 4,21 | 3,04 3,08 | 3,06 | 411 416 | 413 |
| 25 | 1073CMC | Piriu Chei (Rarău) | Gnais granodioritic cu biotit carbonatat | Biotit | 7,06 | 2,45 2,15 | 2,30 | 433 385 | 409 |
| 26 | 5CMC | Tunelul Aluniș (Rarău) | Gnais ocular de Rarău | Microclin | 9,80 | 2,33 2,68 | 2,50 | 307 349 | 328 |
| 27 | 1072CMC | Piriu Chei (Rarău) | Gnais ocular de Rarău | Microclin | 6,64 1,50 | 1,57 1,53 | 1,53 | 305 293 | 298 |
| 28 | 32VA | Piriu Chei (Rarău) | Metaaplit | Microclin | 5,76 | 1,07 1,22 | 1,14 | 244 274 | 259 |



Tănăsescu) care implică o eroare de 5% pentru vîrstele mai mari de 300 m.a., ajungînd la 10% pentru vîrstele mai mici. Determinările conținuturilor de potasiu au fost efectuate prin dozarea flamfotometrică după metode de dezaggregare Lawrence-Smith (analisti: S. Anasăse, Anca Andăr, Elena Colios, Vasilica Neacșu, Catriel Papadopol).

La calculul vîrstelor s-a folosit următoarele constante:

$$\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ani}^{-1}; \lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ani}^{-1}; K^{40}/K = 1,20 \cdot 10^{-4}$$

Examinarea vîrstelor-model K/Ar scoate în evidență larga variație a acestora precum și faptul că cele mai ridicate valori oscilează în jur de 420 m.a., la seria de Bretila-Rarău, respectiv 500 m.a. la granitoidele de Hăghimaș.

Variația mare a valorilor vîrstelor-model K/Ar este determinată de istoria lungă și complicată pe care au avut-o formațiunile luate în considerare, după metamorfozarea lor, atât în decursul orogenezelor premezozoice cît și în timpul mișcărilor alpine, ceea ce a determinat pierderi parțiale variabile de argon.

Cifrele cele mai mari, de cca 500 m.a., obținute în 2 cazuri pe probe din granitoide, depășind cele mai mari vîrste-model K/Ar obținute pentru seria de Bretila-Rarău (414–427 m.a.), arată că în orice caz acestea din urmă sunt întinerite, întrucât granitoidele nu pot avea un metamorfism regional mai vechi decât al formațiunilor terigene și tufogene în care se localizează. Deci, metamorfismul seriei de Bretila-Rarău nu poate fi mai nou ca 500 m.a. Admitînd pentru moment că vîrsta de 500 m.a. ar aprecia cu adevărat vechimea metamorfismului regional al celor două entități—deci un metamorfism baicalian, ne izbim imediat de dificultatea explicării faptului că în Carpații Orientali formațiunile baicaliene (Ilieșcu, Mureșan, 1972; Krăutner, Popa, 1973) au un caracter epimetamorfic, ca și de altfel toate celelalte serii din țară, pentru care s-a dovedit un astfel de metamorfism (uneori acuză chiar un metamorfism incipient — seria șisturilor verzi din Dobrogea centrală). În concluzie, trebuie să acceptăm că toate vîrstele-model K/Ar, obținute pînă acum atât pentru seria de Bretila-Rarău, cît și pentru granitoidele de Hăghimaș, reprezintă vîrste aparente (întinerite) mai mici în realitate decât cea a metamorfismului regional al acestor formațiuni.

În această situație am apelat la metoda stabilirii vîrstei-izocrone K/Ar (Häpper, 1970), pornind de la vîrstele-model K/Ar, pe care le cunoaștem în prezent. Deși criticată de unii autori, aplicarea metodei propusă de Häpper în cazul unor formațiuni cristaline din țara noastră (Krăutner, 1972; Krăutner et al., 1973; Krăutner, Popa, 1973) a dat rezultate concluzante, corelabile cu datele palinologice și cu cele bazate pe studiul izotopilor plumbului.

Întrucât majoritatea vîrstelor-model K/Ar au fost obținute pe minereale, atât în cazul seriei de Bretila-Rarău cît și în cazul granitoidelor de Hăghimaș am întocmit pentru fiecare entitate o diagramă K—Ar (Häpper, 1970), numai pentru aceste date.



La proiectarea probelor analizate s-a confirmat faptul care se intrevedea deja din examinarea tabelului mentionat, că există mai multe etape de regenerare a formațiunilor luate în considerare. Astfel, la același conținut de potasiu în probe diferite apar conținuturi diferite de argon. Această situație ne-a determinat ca la obținerea izocronei corespunzătoare metamorfismului fiecărei din cele două entități să alegem probele care au suferit cele mai puține regenerări.

Procedînd la o astfel de triere, s-a calculat apoi analitic (prin metoda celor mai mici pătrate) ecuația dreptei izocrone, care mediază cel mai corect punctele alese. Pentru seria de Bretila-Rarău (fig. 1) ecuația izo-

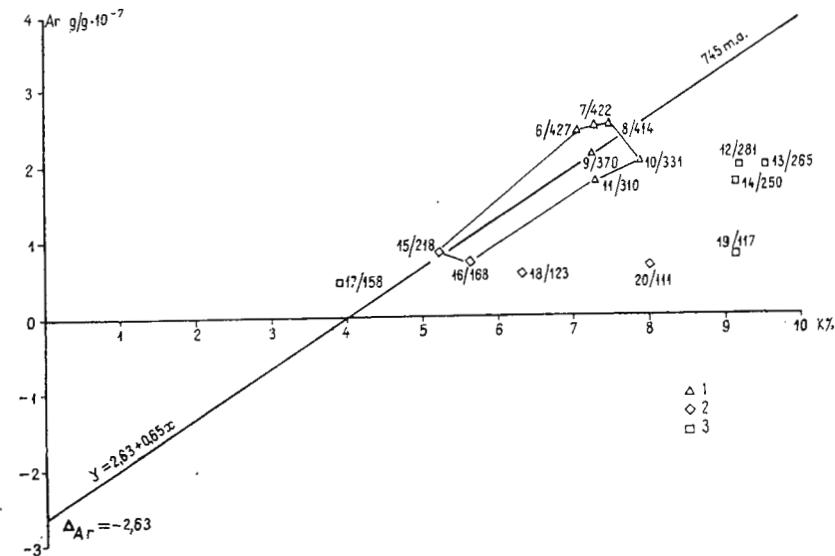


Fig. 1. — Graficul izocronei K/Ar corespunzătoare metamorfismului regional assyntic vechi al seriei de Bretila-Rarău.

1, analiză pe muscovit; 2, analiză pe biotit; 3, analiză pe feldspat potasic; 18/123 = proba 18 cu vîrstă-model K/Ar de 123 m.a.

Diagramme de l'isochrone K/Ar correspondant au métamorphisme régional assyntique ancien de la série de Bretila-Rarău.

1, analyse sur muscovite ; 2, analyse sur biotite ; 3, analyse sur feldspath potassique ; 18/123 = échantillon 18 ayant l'âge-modèle K/Ar de 123 m.a.

cronei este : $y = 2,63 + 0,65x$ ceea ce corespunde unei drepte care intersectează abscisa negativ, indicînd o pierdere medie de argon $\Delta_{Ar} = -2,63$, care s-a produs după metamorfismul regional al seriei ; panta acestei drepte corespunde unei vîrste de 745 m.a. care (cu aproximație de $\pm 5\%$) exprimă momentul intervenției metamorfismului regional.

Izocrona stabilită pentru granitoide (fig. 2) are ecuația : $y = -2,50 + 0,634x$, avînd astfel o poziție foarte apropiată față de cea a seriei de

Bretila-Rarău; $\Delta_{Ar} = -2,50$ iar panta corespunde la 728 m.a. Întrucît diferența de 17 m.a. între cele două vîrstă-izocrone K/Ar, este mult sub limita de precizie a metodei K/Ar ($\pm 5\%$ în cazul vîrstelor mari) și în același timp prea mică pentru a se putea susține existența a două metamorfisme regionale succesive, avem dovada că atât sedimentele inițiale ale se-

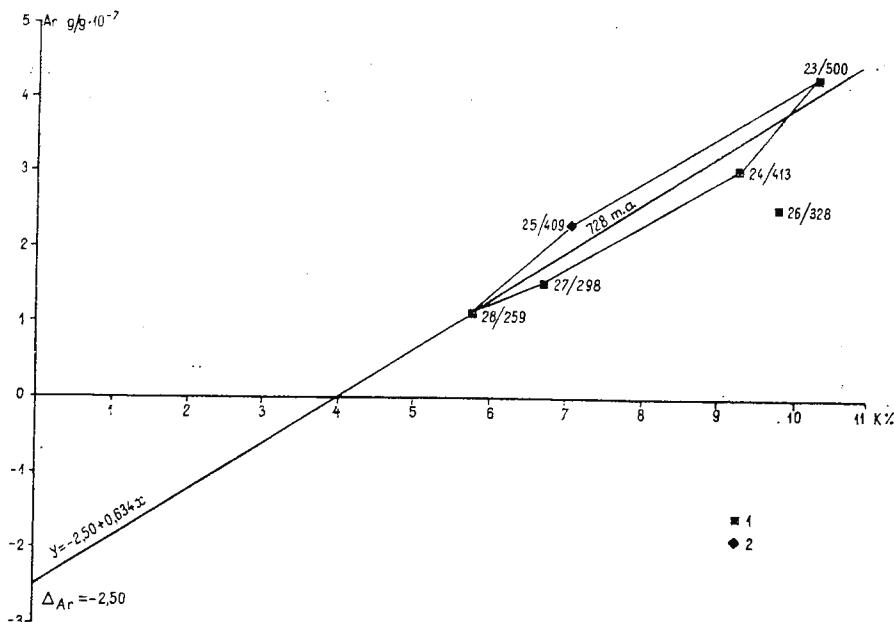


Fig. 2. — Graficul izocronei K/Ar corespunzătoare metamorfismului regional assyntic vechi al granitoidelor de Hăgħimasha.

1, analiză de feldspat potasic; 2, analiză pe biotit; 26/328 = proba 26 cu vîrstă-model K/Ar de 328 m.a.

Diagramme de l'isochrone K/Ar correspondant au métamorphisme régional asynchrone encien des granitoïdes de Hăgħimasa.

1, analyse sur feldspath potassique; 2, analyse sur biotite; 26/328 = échantillon 26 ayant l'âge-modèle K/Ar de 328 m.a.

riei de Bretila-Rarău cît și granitoidele de Hăgħimasa, intruse în ele, au fost supuse sincron aceluiași metamorfism regional, în deplin acord cu aceeași concluzie care se degajă din datele de teren prezentate mai înainte. Vîrstele obținute se înscriu în limitele de 700–800 m.a. menționate de Kräutner (1972) pentru metamorfismul seriei de Bretila-Rarău.

Avînd această certitudine, am întocmit o a treia diagramă (fig. 3), în care s-au proiectat împreună datele K/Ar, cunoscute pentru ambele entități în vederea obținerii unor informații suplimentare privind evoluția ansamblului constituit din cele două formațiuni asociate.

Din această diagramă rezultă în primul rînd o izocronă corespunzătoare metamorfismului regional, al celor două entități cu parametri foarte apropiati de cei obținuți separat (ecuația : $y = -2,56 + 0,64x$; $\Delta_{Ar} = -2,56$) corespunzători vîrstei de 735 m.a., care practic exprimă media celor două vîrste obținute separat. Cifra obținută (cu eroarea de $\pm 5\%$) corespunde mișcărilor assyntice vechi, de la sfîrșitul Proterozoicului mediu.

În diagramă s-a mai precizat o izocronă, de asemenea cu intercepție negativă a abscisei (ecuația : $y = -2,52 + 0,486x$; $\Delta_{Ar} = -2,52$) care

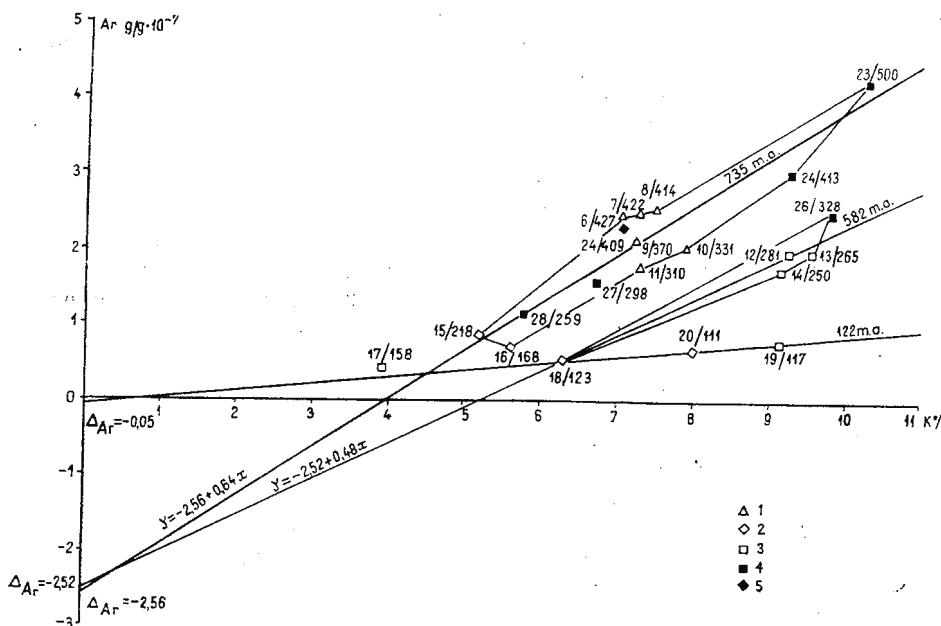


Fig. 3. — Graficul izocronei K/Ar corespunzătoare metamorfismului regional assyntic vechi al ansamblului constituit din seria de Bretila-Rarău și granitoidele de Hâghimaș precum și al izocronelor K/Ar corespunzătoare regenerărilor assyntice noi (sau baicaliene) și celor alpine (austriice).

1, 2, 3, analize pe minerale din seria de Bretila-Rarău (1, analiză pe muscovit; 2, analiză pe biotit; 3, analiză pe feldspat potasic); 4, 5, analize pe minerale din granitoidele de Hâghimaș (4, analiză de feldspat potasic; 5, analiză pe biotit); 26/328 = proba 26 cu vîrstă-model K/Ar de 328 m.a.

Diagramme de l'isochrone K/Ar correspondant au métamorphisme régional assyntique ancien de l'ensemble constitué de la série de Bretila-Rarău et de granitoïdes de Hâgimaș aussi bien que le diagramme des isochrones K/Ar correspondant aux régénérations assyntiques nouvelles (ou baïcaliennes) et à celles alpines (autrichiennes).

1, 2, 3, analyses sur des minéraux de la série de Bretila-Rarău (1, analyse sur muscovite; 2, analyse sur biotite, 3, analyse sur feldspath potassique); 4, 5, analyses sur des minéraux prélevés des granitoïdes de Hâgimaș (4, analyse sur feldspath potassique; 5, analyse sur biotite); 26/328 = échantillon 26 ayant l'âge-modèle K/Ar de 328 m.a.

exprimă prin valoarea de 582 m.a. intervenția unei regenerări assyntice noi (cadomiene) sau chiar baicaliene a formațiunilor considerate. Este probabil că acestor mișcări li se datorează cea mai veche pierdere principală de argon survenită după metamorfismul assyntic vechi al ansamblului considerat; de asemenea rezultă că aceste mișcări au avut o largă răspândire și au fost relativ penetrante, întrucât pînă acum nu s-au pus în evidență vîrstă-model K/Ar care să nu fie întinerite, cele mai mari nedepășind 500 m.a. De asemenea se poate trage concluzia că, în limitele preciziei metodei K/Ar, vîrstă-model de 500–502 m.a. ar putea reprezenta „relicte” de vîrstă corespunzătoare acestei prime regenerări importante survenită după metamorfismul regional al seriei de Bretila-Rarău și al granitoidelor de Hăghimaș. Este interesant de menționat, că actualmente în aria cunoscută a seriei de Bretila-Rarău și a granitoidelor de Hăghimaș, nu se cunoaște nici o serie ulterioară metamorfismului acestora și care să fie metamorfozată în urmă cu circa 580 m.a. În schimb, în alte unități tectonice în care nu apare seria de Bretila-Rarău și granitoidele de Hăghimaș se cunosc serii care ar putea acuza un metamorfism de această vîrstă (seria precambriană de Rebra-Barnar și seria cambrian-inferioară de Tulgheș).

O a treia izocronă K/Ar care se conținează în diagrama menționată, corespunde unei regenerări cu caracter mai puțin penetrant, petrecută în urmă cu circa 122 m.a. (ecuația dreptei: $y = 0,05 + 0,09x$; $\Delta_{Ar} = -0,05$); ea corespunde mișcărilor austrice, care în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, au dat naștere unor importante pînze de șariaj, în care au fost interesante atît masele de șisturi cristaline cît și cuvertura lor mezozoică ante-cretacic superioară.

Diagrama K/Ar generalizată mai relevă disponerea aproximativ după o dreaptă a unor probe analizate, cu vîrstă-model K/Ar de 310–238 m.a. dreaptă care ar intersecta abscisa aproape de origine; această izocronă ar indica influență puternică pe care au avut-o mișcările hercinice sudete asupra seriei de Bretila-Rarău și a granitoidelor de Hăghimaș, care suportă transgresiv, în unele sectoare, serii epimetamorfice paleozoice, metamorfozate în decursul acestor mișcări (dintre care menționăm serile de Repedea și de Rusai – H. Kräutner, 1968; Florentina Kräutner, 1970; Florentina Kräutner, Elena Mirăuță, 1970).

Influența mișcărilor caledoniene (taconice), puse în evidență în ultima vreme (seria de Dămuc – Mureșan et al., 1974) în aria seriei de Bretila-Rarău și a granitoidelor asociate, ar putea fi decelată din frecvența relativ ridicată a vîrstelor-model K/Ar cuprinse între 409 și 443 m.a. (tabelul).

În concluzie, pe baza datelor K/Ar și a datelor geologice cunoscute, pentru seria de Bretila-Rarău și pentru granitoidele de Hăghimaș s-ar putea schematiza evoluția lor, redată în cele ce urmează.

a) Formarea în decursul Proterozoicului mediu, a stivei de sedimente terigene și tufogene ale seriei de Bretila-Rarău, în care s-au introdus, într-un stadiu preparoxismal, granitoidele de Hăghimaș.

b) Metamorfismul regional assyntic vechi al ambelor entități în urmă cu cca 735 m.a. (cu o aproximare de cca $\pm 5\%$).



- c) Regenerarea penetrantă assyntică nouă (cadomiană) sau chiar baicaliană, la nivelul de aproximativ 580 m.a. ($\pm 5\%$).
- d) Regenerarea relativ locală caledoniană (taconică), concomitentă metamorfismului regional progresiv al seriei ordoviciene de Dămuc.
- e) Regenerarea relativ penetrantă hercinică (sudetă), concomitentă metamorfismului regional progresiv al seriilor de Repedea și de Rusaia.
- f) Regenerarea locală alpină (austrică), survenită în decursul formării principalelor pînze de șariaj din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali — în urmă cu cca 122 m.a.

BIBLIOGRAFIE

- Harper C. T. (1970) Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals. *Elogae geol. Helv.*, 63, 1, Basel.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali-seria epimetamorfică de Tulgheș D.S. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4 (1971), București.
- Kräutner Florentina (1970). Relațiile stratigrafice și tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din valea Rusaia (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 5, București.
- Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în Cristalinul Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, IV, 1, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R., Stud. cere. geol. geo., geogr., seria geol.* 13, 12, București.
- (1972) Vorapidische entwicklung und alpidischer Deckerbau in der Kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Acad. R.S.R., Rev. Roum. Géol., géoph. géogr. série Géol.*, 16, 2, București.
 - Popa N. Gh. (1973) Succesiunea lito-stratigrafică și tectonică a Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan. *D.S. Inst. Geol.* LIX, 1, București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vișdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionciucă Magdalena, Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România. *D.S. Inst. Geol.* LXI/5 București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1 (1972), București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Geogr., Seria Geol.*, 12, 1, București.



- Iōniciă Magdalena, Tănăsescu Anca (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Seria de Dămuc). *D.S. Inst. Geol.* LX/5 (1972—1973), București.

SYNCHRONISME DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL PROTÉRO-ZOIQUE DES GRANITOÏDES DE HÄGHIMAŞ ET DU MÉTAMORPHISME DE LA SÉRIE DE BRETILA-RARĂU (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

La série de Bretila-Rarău attribuée au Précambrien moyen (Kräutner, 1968, 1972), c'est une pile de roches terrigènes et tuffogènes affectées par un métamorphisme régional dans le faciès des amphibolites à almandin. Récemment, Kräutner (1972) a mentionné pour le métamorphisme régional de la série de Bretila-Rarău un âge-isochrone K/Ar de 700 à 800 m.a. qui résulte des âges-modèle K/Ar (régénérés) obtenus par Minzatu et al. (1975, op. cit. point 4) pour les roches et les minéraux de la série.

Des granitoïdes, qui sont largement répandus surtout dans la nappe de Rarău, sont parfois logés dans les formations de la série de Bretila-Rarău. Ces roches, représentées principalement par de diorites, des granodiorites et des granites (avec leurs aplites), sont affectées par un métamorphisme régional dans le faciès des amphibolites à almandin. Elles constituent une province à caractères pétrographiques et pétrochimiques distincts et elles sont connues sous le nom de „granitoïdes de Häghimaş” (Georgeta Mureşan, op. cit. point 6; Georgeta Mureşan, M. Mureşan, fide Bercia et al., 1971, op. cit. point 3).

Georgeta Mureşan et M. Mureşan ont soutenu que le métamorphisme régional de ces granitoïdes s'est produit en même temps que le métamorphisme des formations de la série de Bretila-Rarău, qu'ils la percent (granitoïdes préparoxismaux). Les auteurs mentionnés soutiennent cette interprétation à cause des données de terrain qui ne constituent un argument important en faveur de cette alternative qu'en leur ensemble, et qui sont les suivantes :

- a) la concordance du degré du métamorphisme des deux entités—le facies des amphibolites à almandin ;
- b) l'existence des migmatites oeillées (métablastiques) symmétamorphiques dans la série de Bretila-Rarău (gneiss de Rebra, d'Anieş, de Pop Ivan, de Priscani, de Naghiag) autant que dans les granitoïdes de Häghimaş (gneiss de Rarău et de Măgura) ;
- c) le parallélisme de la schistosité métamorphique des pararoches et des granitoïdes, à l'échelle de l'affleurement autant qu'à l'échelle régionale ;
- d) parfois la schistosité métamorphique des roches de la série de Bretila-Rarău passe dans les granitoïdes de Häghimaş ;
- e) l'existence des plis de type, „drag folds” constitués par des corps minces de granitoïdes (apophyses, filons) autant que par des pararoches de la série de Bretila-Rarău, avoisinantes ;
- f) le parallélisme des éléments linéaires (les axes de plis et les linéations du plissement principal symmétamorphique) des deux entités ;



g). l'inexistence des phénomènes de contact de type post-métamorphique, à la limite des granitoïdes avec les formations de la série de Bretila-Rarău.

Ces données de terrain quoiqu'elles donnent un haut degré de vraisemblance à l'hypothèse du synchronisme entre le métamorphisme de la série de Bretila-Rarău et celui des granitoïdes de Hâghimaș, n'évince pas entièrement la possibilité de considérer les granitoïdes et leur métamorphisme plus récents que le métamorphisme de la série ou ils logent.

Cette situation demande avec nécessité qu'on trouve des arguments directs concernant l'âge du métamorphisme de chaque entité. Ce fait est devenu possible, dans l'état actuel à cause des données concernant l'âge-modèle K/Ar de ces formations (Mînzatu et al., 1975, op. cit. point 4). Ces données ont été obtenues des analyses des échantillons intégraux autant que des analyses des minéraux (feldspath potassique, muscovite, biotite) prélevés de la série de Bretila-Rarău et des granitoïdes de Hâghimaș (tableau).

La détermination de l'argon radiogénique a été faite par la méthode volumétrique et les déterminations du potassium ont été effectuées par le dosage flamphotométrique, selon la méthode de désagrégation Lawrence-Smith.

Pour le calcul des âges on a employé les constantes suivantes : $\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$; $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$; $K^{40}/B = 1,20 \cdot 10^{-4}$.

La grande variation des valeurs des âges-modèles K/Ar est déterminée par l'histoire complexe des formations prises en considérations, après leur métamorphisme, histoire qui s'est, déroulée pendant les orogenèses prémesozoïques autant que pendant les mouvements alpins, ce qui a déterminé des pertes partielles variables, d'argone.

Il faut donc accepter que les âges-modèle K/Ar obtenus jusqu'à présent pour la série de Bretila-Rarău et pour les granitoïdes de Hâghimaș, représentent des âges apparents régénérés plus petits que l'âge du métamorphisme régionale de ces formations.

Dans cette situation, nous avons recours à la méthode de la détermination de l'âge-isochrone K/Ar (Härper, 1970) prenant en considération les âges-modèle K/Ar que nous connaissons déjà.

Vu que la majorité des âges-modèle K/Ar se réfèrent à des minéraux, nous avons dressé, pour ces données seulement, par un diagramme K—Ar pour la série de Bretila-Rarău et pour les granitoïdes de Hâghimaș (fig. 1,2).

Pour la série de Bretila-Rarău l'équation de l'isochrone est la suivante : $y = -2,63 + 0,65x$ ce qui correspond à une droite qui coupe l'abscisse négative, en indiquant une perte moyenne d'argone $\Delta_{Ar} = 2,63$ qui s'est produit après le métamorphisme régional de la série ; l'inclinaison de cette droite correspond à un âge de 745 m.a. qui exprime (avec une approximation de $\pm 5\%$) le moment de l'intervention du métamorphisme régional.

L'isochrone établie pour les granitoïdes a l'équation suivante $y = -2,50 + 0,634x$, ayant ainsi une position très proche de celle de la série de Bretila-Rarău ; $\Delta_{Ar} = -2,50$ et la pente correspond à l'âge de 728 m.a. Etant donné que la différence de 17 m.a. (des deux âges-isochrones K/Ar) est de beaucoup sous la limite de précision de la méthode K/Ar ($\pm 5\%$ dans le cas où les âges sont grands) et en même temps trop petite pour qu'on puisse soutenir l'existence des deux phases importantes successives de métamorphisme régional, nous avons la preuve que les sédiments initiaux de la série de Bretila-Rarău autant que les granitoïdes de Hâghimaș ont subi simultanément le même métamorphisme régional, en parfaite concordance avec la conclusion qui se dégage des données de terrain déjà présentées. Les âges obtenus s'inscrivent dans les limites de 700 à 800 m.a. mentionnées par Kräutner (1972) pour le métamorphisme de la série de Bretila-Rarău.



Ayant cette certitude, nous avons dressé un troisième diagramme (fig. 3) où on a projeté les données K/Ar connues pour les deux entités, en vu d'obtenir des informations supplémentaires concernant l'évolution de l'ensemble constitué par les deux formations associées. De ce diagramme résulte une isochrone qui correspond au métamorphisme régional des deux entités et qui a les paramètres très proches des paramètres obtenus séparément. Cette isochrone, a l'équation suivante : $y = -2,56 + 0,64x$; $\Delta_{Ar} = 2,56$ qui correspond à l'âge de 735 m.a en exprimant pratiquement la moyenne des deux âges obtenus séparément. Le chiffre obtenu (avec une approximation de $\pm 5\%$) correspond aux mouvements assynthiens anciens, de la fin du Protérozoïque moyen.

Dans le diagramme on a encore précisé une isochrone à interception négative de l'abscise (l'équation : $y = -2,52 + 0,486x$ $\Delta_{Ar} = -2,52$) qui exprime par la valeur de 582 m.a. l'intervention d'une régénération assynthienne récente (cadomienne) ou même baïcalienne des formations prises en discussion. Il est intéressant à mentionner qu'à présent, dans l'aire connue de la série de Bretila-Rarău et des granitoïdes de Hăghimaş, on ne connaît aucune série ultérieure à leur métamorphisme et qui soit métamorphisée il y a 580 m.a. approximativement. En échange, on connaît, dans d'autres unités tectoniques où la série de Bretila-Rarău et les granitoïdes de Hăghimaş n'apparaissent pas, des séries qui pourraient accuser un métamorphisme de cet âge (la série précambrienne de Rebra-Barnar et la série cambrienne inférieure de Tulgheş).

Une troisième isochrone K/Ar du diagramme mentionné, correspond à une régénération à caractère moins pénétrant, qui s'est passée il y a 122 m.a. approximativement (l'équation de la droite : $y = -0,05 + 0,09x$; $\Delta_{Ar} = -0,05$). Cette régénération correspond aux mouvements autrichiens qui, dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, ont donné naissance à d'importantes nappes de charriage, qui ont affecté autant les masses de schistes cristallins que leur couverture mésozoïque anté-crétacé supérieure.

Le diagramme K/Ar généralisé (fig. 3) relève également la disposition de quelques échantillons analysés le long d'une droite, des échantillons qui ont des âges-modèle K/Ar de 310 à 328 m.a. Cette droite intersecerait l'abscisse près de l'origine et elle indiquerait la forte influence que les mouvements hercyniens sudètes ont eu sur la série de Bretila-Rarău et sur les granitoïdes de Hăghimaş, qui supportent transgressivement, dans certains secteurs, des séries épimétamorphiques paléozoïques (parmi lesquelles nous mentionnons les séries de Repedea et de Rusaia — H. Kräutner, 1968; Florentina Kräutner, 1970; Florentina Kräutner, Elena Mirăuță, 1970) métamorphisées au cours de ces mouvements.

L'influence des mouvements calédoniens (taconiques) mis en évidence le dernier temps (série de Dămuc—Mureşan et al., 1974) dans l'aire de la série de Bretila-Rarău et des granitoïdes associés, pourrait être décelée dans la fréquence relativement élevée des âges-modèle K/Ar depuis 409 à 443 m.a. (tableau).

Vu les données K/Ar et les données géologiques connues, on pourrait schématiser l'évolution de la série de Bretila-Rarău et des granitoïdes de Hăghimaş, de la manière suivante :

a) La formation, pendant le Protérozoïque moyen, de la pile de sédiments terrigènes et tuffogènes de la série de Bretila-Rarău, percée dans un stade préparoxysmal par les granitoïdes de Hăghimaş;

b) Le métamorphisme régional assynthien ancien des deux entités, il y a 735 m.a. approximativement (avec une approximation de $\pm 5\%$);



- c) La régénération pénétrante assynthienne nouvelle (cadomienne) ou même baïcalienne au niveau de 580 m.a. ($\pm 5\%$) approximativement ;
- d) La régénération locale calédonienne (taconique), concomitente au métamorphisme régional progressif de la série ordovicienne de Dămuc ;
- e) La régénération relativement pénérente hercynienne (sudète), concomitente au métamorphisme régional progressif des séries de Repedea et de Rusaia ;
- f) La régénération locale alpine (autrichienne), survenue pendant la formation de principales nappes de charriage de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales — il y a 122 m.a. approximativement.





Institutul Geologic al României

LITOSTRATIGRAFIA ȘI TECTONICA SERIEI DE TULGHEȘ ÎNTRE
VALEA PUTNA ȘI VALEA BELCINA—CARPATII
ORIENTALI¹

DE

GHEORGHE N. POPA²

Abstract

Lithostratigraphy and Tectonics of the Tulgheş Series between the Putna and Belcina Valleys—East Carpathians. The stratigraphic succession of the Tulgheş Series begins in the basement with the Tg_1 complex built up of an alternation of schists of terrigenous nature, delimited at its upper part by an acid metatuff level. The succession is continued by the Tg_2 complex formed predominantly of graphitous schists with intercalations of metatuffs and diabasic metatuffites. There follows the Tg_3 complex consisting of a wide range of schists of terrigenous nature with metatuff and acid metatuffite intercalations. The region under investigation formed through the superposition of several successive tectonic phases, namely a first Baikalian synmetamorphic phase (B_1), followed by the deformations of the S_2 and S_3 Hercynian phase. Subsequently to these deformations the region has been subjected to a successive tectonic compartmentalization in accordance with several fault systems.

Regiunea ce constituie obiectul acestei lucrări este delimitată la nord de valea Putnei, iar la sud de șoseaua națională Gheorghieni—Lacul Roșu.

Limita estică a perimetrului este dată aproximativ de pîrîul Putna Intunecoasă pînă la izvoare, de aici urmărind culmea Dănturaș pînă în vîrful Pîngărați. Spre vest limita perimetrului este dată de culmea Cetății, apoi vîrful Pietrosul și vîrful Tătarul, trecînd în continuare pe la vest de confluența pîrîului Călugăru cu pîrîul Putna.

¹ Comunicare în ședința din 31 mai 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



Cercetări geologice anterioare

Datele geologice asupra regiunii cercetate sunt relativ puține. Pentru a da posibilitatea cititorului de a face o comparație cu regiunea minieră Bălan, unde dispunem de un număr mare de date și cum cercetările noastre s-au efectuat în extinderea acestui zăcămînt, vom reaminti și principalele lucrări existente pentru această regiune.

Un moment important în stabilirea tipurilor petrografice ce apar în imprejurimile Tulgheșului îl constituie apariția în 1927 a lucrării lui Aтанасiu. În partea de nord-est a regiunii de care ne ocupăm, Aтанасiu separă șisturi mezometamorfice și epimetamorfice. În cadrul șisturilor epimetamorfice diferențiază în valea Putnei, șisturi sericitoase, gnaise și roci porfirogene cu clorit.

Apariția în 1941 a lucrării lui Банцилă referitoare la partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, aduce o contribuție de seamă la descifrarea geologiei acestei regiuni. Autorul descrie în versantul estic al Oltului o „serie gnaisică”, constituită din roci mezometamorfice ce stau spre vest peste „seria filitică” alcătuită din diferite tipuri de filite, cuarțite negre, roci porfirogene, calcare cristaline etc., străbătute de gnaise oculare considerate drept gnaise de injecție. Ca roci filoniene Банцилă descrie lamprofirurile studiate în zona Tulgheș de Aтанасiu.

Атанасиу, în harta din regiunea cheilor Bicazului, comentată de Банцилă, (1957) separă la est de valea Putnei Intunecoasă șisturi cristaline mezometamorfice, iar la vest de aceste șisturi epimetamorfice, în cadrul acestora din urmă separând cuarțite negre și roci porfirogene.

Cercetări sistematice la sud de perimetru de care ne ocupăm, sunt reluate în 1956³ și 1958⁴ de către Ciorniei et al. (Ciorniei, Vasilescu, 1962). Ciorniei et al. (1956⁵ și 1958⁶), Ciorniei, Vasilescu (1962) arată că la contactul dintre epizonă și mezozonă se situează principalele linii tectonice, șisturile mezozonele fiind mult ridicate față de cele epizonale, trăgind de aici concluzia că raporturile tectonice dintre cele două serii reprezintă o încălcare, fără însă a atinge amplitudinea unei pînze de șariaj.

În 1957 Codarcea et al., în urma studiilor efectuate asupra masivului sienitic de la Ditrău, separă în partea de est al acestuia, o zonă de șisturi cristaline, care prezintă fenomene de impregnare lit-par-lit sub formă de benzi feldspatice care alternează cu pături biotitice și muscovitice.

Тăнаșescu (1958)⁷ efectuează cercetări pentru sulfuri complexe în regiunea de la NE de Gheorgheni.

³ P. Ciorniei, Tamara Bodin, L. Vasilescu, O. Vasilescu, F. Codarcea. Raport asupra izvoarelor Oltului și Mureșului. 1956. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ P. Ciorniei, L. Vasilescu, C. Ionescu, O. Vasilescu. Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorgheni–Mihăileni. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

^{5,6} Op. cit. pct. 3, 4.

⁷ F. Tănașescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor de sulfuri complexe în cristalinul de la NE de Gheorgheni. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Rișa⁸ efectuează cercetări geologice în zona bazinului Putnei Intunecoase, arătind că rocile seriei epimetamorfice formează în partea de nord un sinclinal culcat cu direcția NW—SE, iar în partea de sud a perimetrlui cu direcția N—S. După Rișa cel mai vechi sistem de fracturi este legat de mișările orogenice hercinice care au dus la cutarea șisturilor cristaline și încălcarea pe distanțe reduse a rocilor mezometamorfice peste cele epimetamorfice.

Pe baza materialului preexistent completat cu observații proprii, Rădulescu et al.⁹ întocmește un studiu de sinteză asupra zonei cristaline din partea de sud a Carpaților Orientali, Rădulescu et al.¹⁰ trasează linia de încălcare dintre formațiunile mezometamorfice și epimetamorfice și precizarea că cele două serii au luat naștere în două cicluri de sedimentare și tectonomagmatice distincte. După Rădulescu et al.¹¹ structura masivului cristalin s-a desăvîrșit treptat în două cicluri metamorfice independente și succesive. Poziția în pînză de șariaj a șisturilor mezometamorfice presupusă de Popescu-Voitești (1929, 1940) și Kräutner (1938) a fost argumentată de Mureșan (1967). Vîrsta șariajului este presupusă a fi alpină (Mureșan, 1967).

Streckeisen (1968) în lucrarea cu privire la stilpnomelanul din partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali publică o schiță geologică a masivului sienitic de la Ditrău și a zonelor învecinate.

Mureșan¹² în urma unui studiu petrografic și petrochimic asupra produselor magmatische metamorfozate, din zona izvoarelor Oltului, prezintă evoluția magmatismului din seria de Tulgheș. Sub formațiunile triasice ale pînzei de Rarău, Mureșan (1970) pune în evidență „formațiunea brețiilor de Hăghimaș”, pe care o atribuie Permianului, fapt ce a fost ulterior confirmat și de cercetările palinologice (Iliescu, Mureșan, 1972 a).

Contribuții la cunoașterea succesiunii stratigrafice din seria de Tulgheș în regiunea minieră Bălan, au fost aduse de Mureșan¹³, Kräutner și Popa¹⁴, Kräutner, Popa (1973) și de către Mureșan și Mureșan¹⁵ (1972). După Mureșan și Mureșan (1972), succe-

⁸ E. Rișa. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona șisturilor cristaline din Carpații Orientali (Borsec-Gheorghieni), sectorul Tulgheș-Hagota. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

^{9,10} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu. Lucrări speciale de sinteză în cristalinul Carpaților Orientali. 1967. Arh. Inst. Geol., Geof., București.

¹¹ Op. cit. pct. 9.

¹² Georgea Mureșan. Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹³ Op. cit. pct. 12.

¹⁴ H. G. Kräutner, Gh. N. Popa. Raport geologic preliminar asupra zăcămintului Bălan. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁵ M. Mureșan, Georgea Mureșan. Studii geologice asupra formațiunilor metamorfice din regiunea Bălan-Voslobeni-Bilbor. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof., București.



siunea stratigrafică a seriei de Tulgheş din împrejurimile regiunii miniere Bălan cuprinde în partea inferioară complexul terigen cu intercalătii tufo-gene acide (de Chindeni), peste care urmează complexul tufogen acid (de Sadocut), cu un orizont tufogen în bază și altul terigen-tufogen la partea superioară. În continuare autorii separă complexul terigen grafitos (de Sîndominic), peste care urmează complexul terigeno-tufogen acid — de Bălan-Burloaia. În cadrul complexului de Bălan-Burloaia, autorii separă orizontul Șipoș, orizontul Bălan, nivelul metatufurilor riolitice de Bălan, orizontul Băilor, nivelul metatufurilor riolitice de Sedloca și orizontul Arama Olt, la partea superioară. Precizări importante asupra vîrstei șisturilor cristaline ale seriei de Tulgheş, pe baza asociației de spori din zona minieră Bălan au fost aduse de Iliescu și Mureșan (1970 și 1972 b). Pe baza asociației de spori determinați, autorii atribuie seria de Tulgheş Cambrianului inferior iar metamorfismul acesteia, mișcărilor baicaliene. Date ulterioare asupra vîrstei șisturilor cristaline din regiunea Bălan au fost aduse prin datările radiocronologice efectuate prin metoda K/Ar, de Minzatu et al.¹⁶ cît și prin izotopii plumbului de către Vijdea și Anastase¹⁷, confirmîndu-se vîrsta cambrian-inferioară a seriei de Tulgheş.

Prin elaborarea monografiei asupra zonei cristaline din Carpații Orientali (Mureșan și Mureșan, fide Bercia et al.¹⁸) s-a realizat încadrarea stratigrafică și structurală a formațiunilor metamorfice din regiunea de care ne ocupăm în cadrul geologic general al Carpaților Orientali.

Popeșcu (1972) în urma cercetărilor efectuate în zona minieră Bălan consideră că formațiunile seriei de Tulgheş s-au format prin retro-morfismul unor șisturi mezometamorfice.

Popa¹⁹ (1973) efectuează un studiu stratigrafic și structural al seriei de Tulgheş între pîriul Belcina și pîriul Șipoș, argumentînd continuitatea orizonturilor stratigrafice ale seriei de Tulgheş din nordul regiunii miniere Bălan pînă în valea Belcina. În cadrul orizontului Bălan, Popa (1973) separă un nivel inferior cu diseminații de pirită și calcopirită și nivelul Bălan, în partea superioară a orizontului.

¹⁶ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Eleonora Vijdea, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciucă, V. Nacu. Determinări radiometrice și de vîrstă absolută asupra formațiunilor metamorfice din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁷ Eleonora Vijdea, S. Anastase. Cercetări asupra raporturilor izotopice ale plumbului în zăcămintele legate de cristalinul Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol., Geof., București.

¹⁸ I. Bercia, Elvira Bercia, H. C. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgea Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol., Geof., București.

¹⁹ G. N. Popa. Studiu asupra posibilităților de extindere a zăcămintului Bălan, în perimetrul Șipoș-Belcina. 1973. Arh. Inst. Geol., Geof., București.

În 1973 Bălla²⁰ întocmește o hartă geologică-petrografică a bazinului Belcina. Popa²¹ efectuează cercetări stratigrafice și structurale între valea Belcina și valea Putnei.

Cadrul geologic al regiunii

În cadrul regiunii apar de la est la vest următoarele unități tectonice :

Pînza de Rarău este constituită din formațiuni mezometamorfice și seria mezozoică bucovicină din munții Tulgheș și Hăgħimaš, sariate peste șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș (Mureșan, 1967). Pînza de Rarău cuprinde seria de Bretila-Rarău (Mureșan și Mureșan, 1972) atribuită Precambrianului mediu (Krautner, 1972) și granitoidele de Hăgħimaš (Georgeta Mureșan²²; M. Mureșan, Georgeta Mureșan, fide Bercia et al.)²³.

Cercetările noastre au urmărit zona de contact între seria de Bretila-Rarău și seria de Tulgheș. Din punct de vedere petrografic au fost întâlnite micașisturi, micașisturi cu granați și gnaisse oculare.

Pînza de Rodna-Mestecăniș (Bercia et al.)²⁴. Această pînza a fost descrisă în lucrările anterioare drept pînza de Mestecăniș (Mureșan, 1967) și „pînza de Bistrița” (Krautner, Popa)²⁵, Mureșan²⁶. După M. Mureșan și Georgeta Mureșan, fide Bercia et al.²⁶, în regiune, pînza de Rodna-Mestecăniș, este constituită din formațiunile cambriene ale seriei de Tulgheș în partea estică și din șisturile mezometamorfice ale seriei de Rebra-Barnar, în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice. Regiunea ce constituie obiectul acestui studiu este constituită din formațiuni epimetamorfice ale seriei de Tulgheș iar din punct de vedere structural se încadrează în pînza de Rodna-Mestecăniș (Mureșan, 1967) din partea nordică a Carpaților Orientali (Bercia et al.)²⁷. În partea de vest a regiunii apar sienitele din masivul de la Ditrău, cu aureola lor de contact. Acestea nu au constituit decât într-o mică măsură obiectul cercetărilor noastre și anume zona de contact dintre sienite și formațiunile seriei de Tulgheș.

Stratigrafia formațiunilor seriei de Tulgheș

Primele investigații palinologice efectuate în seria de Tulgheș din munții Bistriței, (Ilieșcu, Codarcea, 1965), au pus în evidență existența unor forme microfitoplanctonice caracteristice unui interval stra-

²⁰ Z. Balla. Harta geologică Belcina (fără text). 1973. Arh. I.P.E.G. Gheorghieni.

²¹ Gh. N. Popa. Cercetări geologice în extinderea zăcământului Bălan. Perimetru valoa Becheni—valea Putnei. 1974. Arh. Inst. Geol., Geof., București.

²² Op. cit. pct. 12. 23

²³ Op. cit. pct. 18.

²⁴ Op. cit. pct. 18.

²⁵ Op. cit. pct. 14.

²⁶ Op. cit. pct. 18.

²⁷ Op. cit. pct. 18.



tigrafic care se extinde din Proterozoicul superior pînă în Paleozoicul inferior. Cercetările palinologice efectuate în regiunea minieră Bălan, au pus în evidență în șisturile grafitoase din valea Oltului, pîriul Minei și virful Piatra Scrisă (Ilieșcu, Mureșan, 1970, 1972 b) pe lîngă formele de largă circulație din Proterozoicul superior și Paleozoicul inferior și a sporilor *Psophosphaera obscura* Piseckova, *Granomarginata vulgaris* Nau, *Leidiscina* sp., *Unyporata* sp., *Achanosphaera cambriensis* Nau, *Spu-mosata* sp., *Microconcentrica atava* Nau, forme specifice Cambrianului inferior.

Precizări asupra vîrstei șisturilor cristaline din regiunea Bălan au fost aduse prin datările radiocronologice efectuate prin metoda K/Ar (Mînzatu et al.)²⁸ și prin izotopii plumbului (Vîjdea, Anastase)²⁹. În urma datărilor izotopice K/Ar (Mînzatu et al.)³⁰ s-au obținut valori de 460 m.a. pentru vîrsta model K/Ar și de 520 m.a. pentru vîrsta izocronă K/Ar, pe ansamblul probelor, pentru seria de Tulgheș (Kráutner, Popa, 1973).

Metamorfismul seriei de Tulgheș s-a desăvîrșit la sfîrșitul Cambrianului inferior (Ilieșcu, Mureșan, 1971). După Kráutner, Popa (1973) desăvîrșirea metamorfismului s-a făcut în Cambrianul mediu. Tendința generală de întinerire a vîrstelor izotopice K/Ar indică o regenerare hercnică care se manifestă și în deformarea tectonică a șisturilor seriei de Tulgheș (Kráutner, Popa, 1973). În perimetrule valea Putnei—valea Belcina ca și în cel situat între valea Șipoș—valea Belcina (Popa, 1973) se observă o mare variație a grosimilor formațiunilor. Din aceste motive în descrierea orizonturilor vor fi menționate grosimile lor medii. În urma cercetărilor efectuate în regiune au fost separate trei complexe litostratigrafice : Tg₁, Tg₂ și Tg₃, în cadrul fiecărui complex separindu-se orizonturi și nivele.

Complexul Tg₁

Orizontul Fagul Înalț Tg_{1,3}. Apare numai în partea de sud-vest a regiunii și anume, la vest de pîriul Ciohod, între culmea Cetății la nord și pîriul Belcina la sud. În perimetru cercetat, a fost întlnită partea mediană și superioară a orizontului, partea lui inferioară aflîndu-se mai spre vest de regiunea cercetată de noi.

Din punct de vedere petrografic orizontul Fagul Înalț este constituit dintr-un pachet de șisturi sericito-grafitoase și șisturi grafitoase în alternanță cu șisturi sericito-cloritoase, mai rar șisturi cuarțoase-cloritoase (fig. 1). Alternanțele de șisturi sericito-cloritoase și șisturi cuarțoase-cloritoase apar mai frecvent la est de culmea Cetății și la izvoarele pîriului Martin, de aici spre sud, orizontul Fagul Înalț devine din ce în ce mai grafitos, încît în pîriul Belcina este constituit aproape în întregime din șisturi grafitoase. La partea superioară a orizontului în zona izvoarelor pîriului

²⁸ Op. cit. pct. 16.

²⁹ Op. cit. pct. 17.

³⁰ Op. cit. pct. 17.



Martin apare ca și la sud de pîriul Belcina (Popa, 1973) un nivel subțire și discontinuu de cuarțite negre.

Orizontul Virgău Tg_{1,4} (400 m). Urmează în succesiune peste nivelul de cuarțite negre ale orizontului Fagul Înalt. Este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-cloritoase-cuarțoase cu intercalări de șisturi grafitoase. Orizontul Virgău devine din ce în ce mai grafitos începînd din bază spre partea superioară. Această variație este bine vizibilă pe pîriul Martin. Astfel în timp ce în partea mediană a acestui pîriu predomină șisturile sericitoase și cele cloritoase, spre confluența pîriului Ciohod,

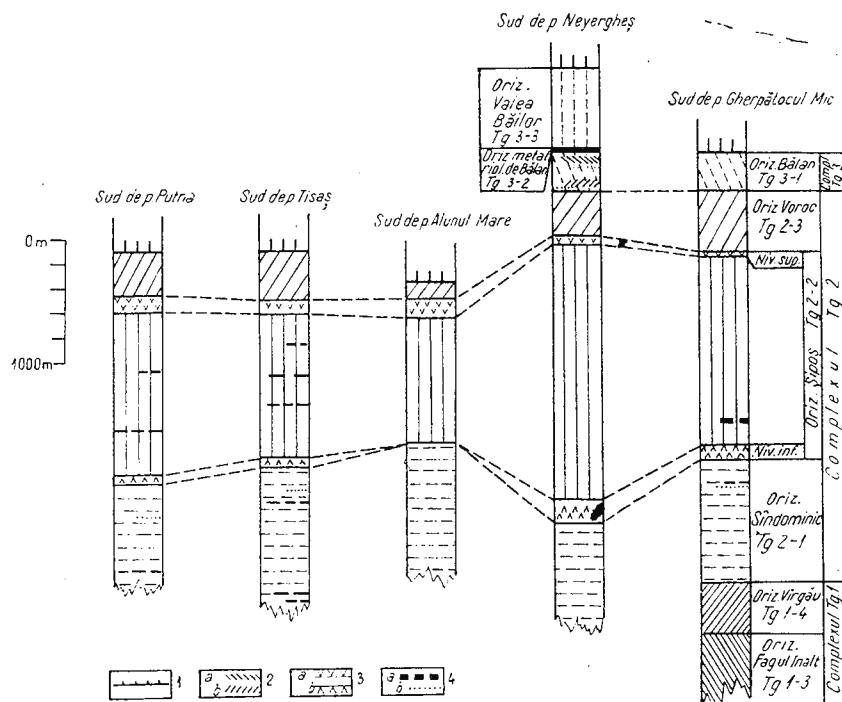


Fig.1. — Coloane stratigrafice în seria de Tulgheș din regiunea pîriul Belcina-pîriul Putna. 1, pinza de Rărău (série de Bretila-Rărău); 2, orizontul Bălan; a, nivelul superior cu diseminații de pirită; b, nivelul inferior cu diseminații de pirită; 3, orizontul Șipoș; a, nivelul superior de metatufuri și metatufite bazice; b, nivelul inferior de metatufuri și metatufite bazice; c, metagabbrouri; 4, a, metatufuri și metatufite acide; b, cuarțite negre.

Colonnes stratigraphiques dans la série de Tulgheș de la région du ruisseau Belcina-ruisseau Putna.

1, nappe de Rărău (série de Bretila-Rărău); 2, horizon de Bălan; a, niveau supérieur à disséminations de pyrite; b, niveau inférieur à disséminations de pyrite; 3, horizon de Șipoș; a, niveau supérieur de métatufs et de métatuffites basiques; b, niveau inférieur de métatufs et de métatuffites basiques; c, metagabbrouri; 4, a, métatufs et métatuffites acides; b, quartzites noires.

șisturile grafitoase devin tot mai frecvente, în pîrîul Ciohod, orizontul fiind alcătuit aproape în întregime din șisturi grafitoase.

Pe același pîrîu spre partea inferioară a orizontului apar două lentele de metatufuri și metatufite acide. La partea superioară a orizontului apare de asemenea un nivel de metatufite acide ce se urmărește aproape continuu în versantul stîng al pîrîului Ciohod. Același nivel a fost urmărit și la sud de pîrîul Belcina (Popa, 1973). Sub nivelul de metatufite acide în cariera din pîrîul Ciohod apar metatufuri acide și bazice cu grosimi foarte reduse.

În orizontul Virgău ca și la sud de pîrîul Belcina (Popa)³¹ se observă prezența unor diseminări foarte sărace de pirită ± calcopirită (în special în zona pîrîului Martin) ceea ce face ca și din acest punct de vedere orizontul Virgău să se deosebească de orizontul Fagul Înaltn din baza lui și de orizontul Sindominic de la partea superioară.

Complexul Tg₂ (2300 m)

Ca și în regiunea minieră Bălan (Krautner, Popa, 1973) precum și în regiunea situată la sud de pîrîul Belcina (Popa, 1973), în zona cuprinsă între pîrîul Putna și pîrîul Belcina, este constituit dintr-un pachet de șisturi predominant grafitoase și șisturi verzi situate în partea mediană a seriei de Tulgheș.

O r i z o n t u l S i n d o m i n i c Tg_{2.1} (850 m). În partea sudică a perimetrului limita inferioară a orizontului a fost trasată sub primele nivele de șisturi grafitoase și șisturi sericito-grafitoase ce urmează peste nivelul de metatufuri acide de la partea superioară a orizontului Virgău.

La nord de falia Hedia limita inferioară a orizontului este trasată începînd cu primele nivele de șisturi grafitoase ce urmează peste șisturile cu biotitizări și feldspatizări ce apar în legătură cu sienitele de la Ditrău. Limita superioară a orizontului este trasată sub nivelul inferior de metatufuri și metatufite bazice ale orizontului Șipoș.

Petrografic, orizontul Sindominic este constituit din șisturi grafitoase ce alternează cu șisturi sericito-grafitoase. Sporadic, în zona văii Putna, pîrîul Palinca și în culmea muntelui Olaxbiuc, apar și intercalării de șisturi sericito-cloritoase. Foarte frecvent în întregul orizont apar lentele de cuarțite negre și de metatufuri și metatufite acide. La sud de muntele Hereb, apar metagabbrouri sub formă de sill, ce au putut fi urmărite pe o distanță mică pînă în falia Hedia.

În nordul perimetrului în valea Putnei apare un filon de cuarț, cu o grosime de circa 80 m, dar cu o extindere pe direcție redusă.

O r i z o n t u l Ș i p o ș Tg_{2.2} (1000 m). Este constituit predominant dintr-un pachet gros de șisturi grafitoase și șisturi sericito-grafitoase. Mai rar apar șisturi sericito-cloritoase, sau șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cum este cazul în partea superioară a orizontului, în valea Putnei. Acest pachet de șisturi de natură terigenă, are la partea inferioară și superioară, cîte un nivel de metatufuri și metatufite diabazice, asociate sporadic și cu

³¹ Op. cit. pct. 19.

roci metaeruptive-metagabbrouri și metatufuri acide. Aceste două nivele au frecvențe intercalării de șisturi cloritoase, șisturi sericito-cloritoase și șisturi grafitoase.

a) Nivelul inferior de metatufuri și metatufite diabazice, apare bine deschis în valea Putnei, pîrîul Tisaș și dealul Tisaș. La sud de dealul Tisaș nivelul inferior se efilează, nemaifiind întinut pînă în falia Hediaș. Imediat la sud de falia Hediaș, în dealul Cianod, nivelul inferior de metatufuri și metatufite diabazice apare foarte bine deschis și cu grosimi mari urmărindu-se continuu pînă în valea Belcina. În dealul Cianod, apar și rare diseminări de magnetit și pirită ± calcopirită.

La est de muntele Olaxbiuc, la partea superioară a nivelului apar asociate cu metatufurile diabazice și metagabbrouri cu grosimi reduse.

b) Nivelul superior de metatufuri și metatufite diabazice, apare continuu din valea Putnei pînă în pîrîul Drumului. În primul afluent pe dreapta al pîrîului Putna Intunecoasă s-au întinut și rare diseminări de magnetit și pirită. În versantul drept al Putnei Intunecoasă apar și metagabbrouri cu grosimi reduse. Forajele executate la sud și la nord, de pîrîul Gherpătocul Mic au interceptat nivelul superior de metatufuri și metatufite diabazice. În pîrîul Neyergheș și dealul Gherpătoc apar și diseminări de pirită ± calcopirită. Mai la sud în pîrîul Gherpătocul Mic pe lîngă diseminăriile de pirită și calcopirită apar și diseminări de magnetit.

Frecvență în cadrul orizontului Șipoș apar nivele de metatufuri și metatufite acide și lentile de cuarțite negre.

Rădulescu et al.³² conturează în cursul median al Putnei Intunecoase, un nivel de metatufuri diabazice iar la jumătatea distanței între Putna Intunecoasă și pîrîul Bente, un alt nivel. Începînd din nordul pîrîului Gherpătocul Mare pînă în pîrîul Drumului, conturează de asemenea un nivel de metatufuri bazice.

O r i z o n t u l V o r o c ($Tg_{2,3}$ 450 m). Acest orizont în regiunea cuprinsă între valea Putnei și valea Belcina, prezintă aceleași caracteristici ca și în regiunea situată la sud de valea Belcina (Rădulescu, Popa, 1973; Popa, 1973) și anume este constituit dintr-o alternanță tipică de șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase în care se intercalează sporadic cuarțite negre.

Limita inferioară a orizontului Voroc a fost trasată la partea superioară a metatufurilor bazice ale orizontului Șipoș, iar limita superioară, sub șisturile sericito-cloritoase sau clorito-sericitoase ce cuprind nivelul inferior cu sulfuri al orizontului Bălan. Orizontul Voroc apare cu grosimea lui completă numai la sud de falia Hediaș, la nord de această falie, pînă în valea Putnei, partea superioară și medie fiind acoperită de către pînza de Rarău (seria de Bretila-Rarău).

Complexul Tg_3

Complexul Tg_3 , cuprinde partea superioară a seriei de Tulgheș. În partea de est formațiunile acestui complex sunt acoperite de pînza de Rarău.

³² Op. cit. pct. 9.



În acest complex apar o serie de nivele cu caracter vulcanogen-sedimentar acid și rare secvențe bazice. De vulcanismul acid este legată o metalogeneză importantă, ce a fost activată în mai multe faze succesive în decursul cărora au luat naștere concentrații stratiforme de sulfuri polimetalice intercalate concordant în șisturile seriei de Tulgheș, la diverse nivele stratigrafice.

O r i z o n t u l B ă l a n Tg_{3.1} (300 m). Acest orizont, este delimitat la partea inferioară de complexul Tg₂, iar la partea superioară de orizontul metatufurilor riolitice de Bălan.

Din punct de vedere petrografic orizontul Bălan este constituit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi clorito-sericitoase, în alternanță cu șisturi sericito-grafitoase, mai rar șisturi grafitoase. Șisturile își schimbă frecvent alcătuirea petrografică.

a) Nivelul inferior cu sulfuri (20 m). Este reprezentat prin slabe piritizări și limonitzări. Acest nivel a fost întlnit la izvoarele pîrîului Neyergheș. Slabe piritizări aparținînd aceluiași nivel s-au întlnit și pe pîrîul Drumului. Acest nivel reprezintă echivalentul stratigrafic al celui separat în regiunea minieră Bălan de K r à u t n e r și P o p a (1973), precum și în zona cuprinsă între pîrîul Șipoș și Belcina (P o p a, 1973).

b) Nivelul superior cu sulfuri. Apare mai bine deschis la izvoarele pîrîului Neyergheș (30 m) și la izvoarele pîrîului Drumului. În zona izvoarelor pîrîului Neyergheș, între nivelul inferior și nivelul superior, mai apare încă un nivel intermediar (15 m) de pirită ± calcopirită.

După cum se vede din harta anexată prezentei lucrări, orizontul Bălan precum și orizonturile situate la partea lui superioară, nu apar decît la sud de falia Hedes, la nord de aceasta, pînă în valea Putnei, partea superioară a seriei de Tulgheș se situează sub pînza de Rarău.

O r i z o n t u l m e t a t u f u r i l o r r i o l i t i c e d e B ă l a n Tg_{3.2} (30 m). Apare deschis începînd din falia Hedes pînă la izvoarele pîrîului Gherpătocul Mic. Între falia Gherpătocul Mic și falia Drumului nu mai apare, fiind acoperit, împreună cu partea superioară a orizontului Bălan, de către pînza de Rarău. Cu grosimi foarte reduse, orizontul metatufurilor riolitice, reapare de sub pînza de Rarău, la izvoarele pîrîului Drumului. Spre sud a mai fost întlnit, cu grosimi relativ mari la sud de pîrîul Drumului.

Din punct de vedere petrografic este constituit din metatufuri riolitice albe cu intercalații de metatufite acide și șisturi de natură terigenă.

O r i z o n t u l V a l e a B ă i l o r Tg_{3.3}. Limita inferioară a orizontului a fost trasată la partea superioară a metatufurilor riolitice ale orizontului Bălan. Limita superioară nu apare situîndu-se sub pînza de Rarău. La nord de falia Hedes, orizontul Valea Băilor nu apare fiind acoperit de pînza de Rarău. Începînd din falia Hedes orizontul poate fi urmărit pînă la nord de pîrîul Gherpătocul Mic, de unde dispără complet sub pînza de șariaj. Spre sud nu mai apare decît pe o foarte mică suprafață la izvoarele pîrîului Drumului.



Din punct de vedere petrografic, orizontul valea Băilor este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, cu șisturi sericito-grafitoase și șisturi sericitoase.

Porfiroide

În regiune apar o serie de dyke-uri de porfiroide ce străbat formațiunile seriei de Tulgheș. Dyke-urile au grosimi de ordinul zecilor de metri, rar ajungind la 300—400 m. În urma cercetărilor efectuate au fost puse în evidență următoarele tipuri de porfiroide :

Porfiroide de Mindra. Porfiroidele de Mindra formează două dyke-uri situate în jumătatea sudică a regiunii. Primul corp a fost urmărit de la sud de valea Alunului Mare pînă în falia Hedes. Grosimea maximă a acestui dyke este atinsă în zona virfului Deșelat și izvoarele pîriului Bente. Cel de-al doilea dyke se extinde din nordul pîriului Gherpătocul Mare pînă la sud de șoseaua națională Gheorghieni—Lacul Roșu.

Porfiroidele de Mindra sunt roci de origine eruptiv-acidă; după Savul și Măstacan roca primară a fost constituită dintr-un porfir granitic. Mureșan și Mureșan, (fide Bercea et al.)³³ consideră porfiroidele de Mindra ca metariolite. Rocile au culoare cenușiu-verzuie, cu structură poorfirică și textură orientată. Conțin fenocristale de feldspat și dimensiuni mult mai mari decît cele ale porfiroidelor de Pietrosul. Fenocristalele relicte de cuarț ajung pînă la dimensiuni de 1 cm.

Ortoza și cuartul prezintă fenomene de coroziune magmatică. Ortoza prezintă fenomene de substituire parțială prin schachbrettalbit precum și incluziuni de albit primar. Pe crăpăturile ortozei se întâlnesc recristalizări de cuarț, feldspat și biotit. Fenocristalele de albit apar atât idiomorfe cât și ca relicte, acestea din urmă fiind rezultatul coroziunii magmatice.

Masa fundamentală macrocristalină este constituită din cuarț, sericit, feldspat, muscovit ± biotit. Savul și Măstacan (1952) menționează în porfiroidele de Mindra prezența agregatelor de biotit ca o pseudomorfoză după amfibol, spre deosebire de porfiroidele de Pietrosul unde acestea nu apar. Din analizele chimice prezentate de Savul și Măstacan (1952) se observă prezența silicei în cantitate mai mare în porfiroidele de Mindra (fenomen observat și de noi atât macroscopic cât și microscopic) în comparație cu porfiroidele de Pietrosul. Porfiroidele prezintă aceeași caracter și au fost descrise de Savul și Măstacan (1952) la sud-vest de Borsec și de Mureșan și Mureșan (fide Bercea et al.)³⁴ pentru seria de Tulgheș.

Porfiroide de Pietrosul. Dyke-ul cel mai bine dezvoltat de astfel de porfiroide a fost întlnit din dealul Tisaș pînă la sud de pîrul Alunul Mare. Un alt corp de dimensiuni mai reduse apare din piscul Neyergheș pînă în piscul Lucacs unde este întrerupt de falia Hedes.

Porfiroidele de Pietrosul reprezintă porfire granodioritice transformate în gnaisă cu caracter epizonal (Savul, Măstacan, 1952).

³³ Op. cit. pct. 18.

³⁴ Op. cit. pct. 18.

Mureșan și Mureșan, fide Bercia et al.³⁵ consideră că porfiroidele de Pietrosul reprezintă rezultatul metamorfozării unor dacite și keratofire. Rocile au șistozitate mai pronunțată față de porfiroidele de Mîndra. Ca o caracteristică a acestora este și prezența fenocristalelor de cuarț violaceu. Fenocristalele de feldspat potasic se întâlnesc mai rar decât la porfiroidele de Mîndra. Masa microcristalină este formată din cuarț, albă, sericit, clorit ± biotit. În cele mai multe cazuri biotitul este cloritizat. Sa vă l și Mastacan (1952) menționează și prezența titanitului în associație cu cloritul. Fenocristalele de feldspati și cuarț sunt mai mărunt cristalizate decât în porfiroidele de Mîndra. Feldspatul potasic este în mare parte sericitizat. Biotitul apare sporadic și de obicei este cloritizat.

Porfiroide de Pietrosul asemănătoare celor întâlnite de noi au fost descrise de Savul și Mastacan (1952) în munții Bistriței, iar la sud de valea Belcina de Ciornei și Vasilescu (1962), Mureșan³⁶, Mureșan și Mureșan, fide Bercia et al.³⁷ pentru seria de Tulgheș. Rădulescu et al.³⁸ separă o serie de corperi de porfiroide de Pietrosul în regiunea de care ne ocupăm.

Aureola de contact a masivului de roci alcaline de la Ditrău

Cercetările noastre s-au efectuat pînă în zona de limită a șisturilor cristaline cu sienitele din masivul Ditrău. Asupra masivului alcalin au fost efectuate numeroase cercetări dintre care amintim pe cele efectuate de Iancovici (1932, 1934 și 1935), Streckeisen (1935 și 1960), Codarcă et al. (1957).

În partea estică a masivului de roci alcaline se dezvoltă o aureolă de contact reprezentată prin biotitizări și feldspatizări în masa șisturilor cristaline (predominant șisturi grafitoase și cuarțite negre).

Microscopic se observă o alternanță de șisturi neafectată cu șisturi ce prezintă fenomene de biotitizări și feldspatizări. De regulă biotitizările și feldspatizările sunt mai intense în apropierea masivului sienitic și al corpurilor și filoanelor de sienite din cadrul aureolei. În cadrul aureolei de contact s-au întîlnit și situații în care biotitizările și feldspatizările sunt mai intense la distanțe mai mari de corpul de sienite, cum este cazul pe pîrful Balaș Lorinț. Aceste situații sunt interpretate ca efectul unor corperi de sienite situate mai în profunzime, întrucît la suprafață apar multe filoane de sienite de dimensiuni foarte mici.

Tectonica regiunii

Cercetările microtectonice asupra seriei de Tulgheș au fost efectuate în perimetru minei Bălan de către Gurău (1966, 1969), Gurău și

³⁵ Op. cit. pct. 18.

³⁶ Op. cit. pct. 12.

³⁷ Op. cit. pct. 18.

³⁸ Op. cit. pct. 9.



Rădulescu (1967), Kräutner și Popa (1973) și Popa (1973) în perimetru cuprins între valea Șipoș și valea Belcina. Studiul elementelor microtectonice ne arată că acestea s-au format în mai multe faze succesive de deformare.

Tectonica aplicativă sinmetamorfică baicaliană (B_1). Aceasta reprezintă fază tectonică principală, sincronă cu metamorfismul regional al șisturilor cristaline (baicalian) ce s-a desfășurat într-un stadiu plastic (Kräutner, Popa, 1973).

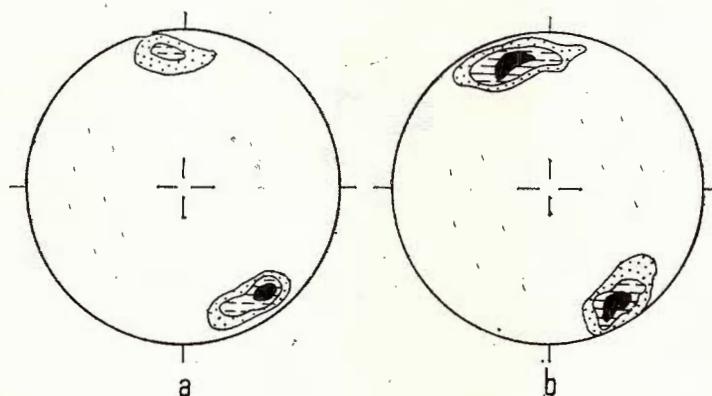


Fig. 2. — Diagrammele elementelor lineare. Proiecții în emisfera inferioară:
a, elemente lineare L_1 . Măsurători 79 (izolinii 12,6%, 25,2%, 50,4%); b,
elemente lineare B_1 . Măsurători 90 (izolinii 5,5%; 11%; 22%).

Diagramme des éléments linéaires. Projections dans l'hémisphère inférieur:
a, éléments linéaires L_1 . Mesurages 79 (isolignes 12,6%, 25,2%, 50,4%);
b, éléments linéaires B_1 . Mesurages 90 (isolignes 5,5%; 11%; 22%).

Ca rezultat al tectonicii sinmetamorfice B_1 s-au format cutile B_1 și liniațiile L_1 . Cutile au dimensiuni de ordinul centimetrilor, mai rar de ordinul metriilor. Șarnierele cutelor și microcutelor sunt paralele cu cele ale structurii majore (NW—SE) cu inclinări atât spre SE cît și spre NW (fig. 2a), în regiune predominând cele inclinate spre SE. Liniațiile L_1 (fig. 2b) sunt numeroase și cu inclinări mici spre NW sau SE, ultimele fiind predominante.

Deformațiile fazei hercinice (Kräutner, Popa, 1973) sunt ulterioare formării elementelor microstructurale sinmetamorfice pe care le deranjează. Acestea au un caracter ruptural și se caracterizează prin forfecarea formațiunilor de două sisteme de plane (S_2 și S_3).

D e f o r m ā r i e S_2h , au orientare oblică față de sistozitatea de stratificație și inclinări mari (70—80°) atât spre vest cît și spre est. În regiune predomină cele cu inclinări vestice (pl. III). Concomitent cu deformările S_2h s-au format microcutele B_2h și lineațiile L_2 .

D e f o r m ā r i l e S_3h , sint reprezentate prin forfecarea formațiunilor pe un sistem de plane orientate cu un unghi de $70-80^\circ$ față de șistozitatea de stratificatie. Acestea au înclinări cuprinse între $60-85^\circ$, atât către nord cât și către sud, cele cu înclinări sudice fiind predominante (pl. IV).

Fisuri. Sint reprezentate în regiune prin următoarele tipuri (fig.3) :

a) Fisuri direcționale (*hol*), paralele cu axa sincinematică b_1 . Acestea sint fisuri de forfecare și au mare continuitate pe direcție. În unele cazuri sint umplute cu material mobilizat sinmetamorfic (cuart, mai rar carbonați).

b) Fisuri conjugate (*hko*) sint fisuri de tensiune și fac cu axa sincinematică b_1 un unghi de $45-60^\circ$.

c) Fisuri transversale (*ac*) sint fisuri de tensiune deschise. Unele din fisurile ce aparțin de cele trei tipuri arătate mai sus au fost reluate în mișcările fazei hercinice generind falii. Studiind diagramele microtectonice pentru fisuri se constată că în seria de Bretila-Rarău micașisturile și gnaisele oculare, prezintă o grupare accentuată după trei sisteme de plane similare celor întâlnite în seria de Tulgheș (fig. 4a, b). În seria de Tulgheș diagramele au fost întocmite pe tipuri petrografice, deci pe același grad de competență ale rocilor. Diagramele pentru metatufuri și metatufite acide arată o dispersie accentuată și destul de neuniformă a celor trei sisteme de fisuri (fig. 4c ; 5f ; 6a ; 9c ; d, e). În cazul metatufurilor și metatufitelor acide cele mai constant dezvoltate sint fisurile oblice conjugate. În cazul șisturilor grafitoase cu intercalări de cuarțite negre și al cuarțitelor negre, datorită competenței cuarțitelor negre, diagramele fisurilor prezintă un grad mare de dispersie al maximelor, în acest caz fiind bine dezvoltate toate cele trei sisteme de fisuri (fig. 4d ; 5a, c, e ; 6a, c, e). Același aspect îl prezintă și șisturile grafitoase cu intercalării de cuarțite negre din aureola de contact (fig. 7). În cazul metatufurilor și metatufitelor diabazice se constată dezvoltarea mare a fisurilor direcționale și a celor transversale, în timp ce fisurile oblice conjugate sint foarte slab dezvoltate (fig. 4e, f). În șisturile cuarțitice cloritoase și cele cuarțitice clorito-sericitoase sint dezvoltate toate cele trei sisteme de fisuri, acestea prezintând un cimp de dispersie redus (fig. 6d, f). Porfiroidele, atât cele de Mindra cât și cele de Pietrosul, datorită competenței lor ridicate prezintă un cimp de dispersie al maximelor mult accentuat, în acest caz având o mare dezvoltare toate cele trei sisteme de fisuri (fig. 8, 9a, b). Multe dintre fisurile aparținând celor trei sisteme au constituit zone de minimă rezistență, pe acestea instalindu-se apoi zonile de fracturi, fenomen ce a fost deseori observat la aflorimentele mari.

Ulterior deformațiile S_2h și S_3h formațiunile seriei de Tulgheș au fost supuse unor compartimentări tectonice, acestea corespunzînd unor faze tectonice distințe.

a) S a r i a j u l p ī n z e i d e R a r ā u urmărește versantul drept al Putnei Întunecoase pînă în falia Hediaș. În acest sector pînza de Rarău (seria de Bretila-Rarău), acoperă partea superioară a seriei de Tulgheș începînd de la partea mediană a orizontului Voroc. La sud de falia Hediaș planul pînzei de Rarău urmărește partea vestică a culmilor situate în



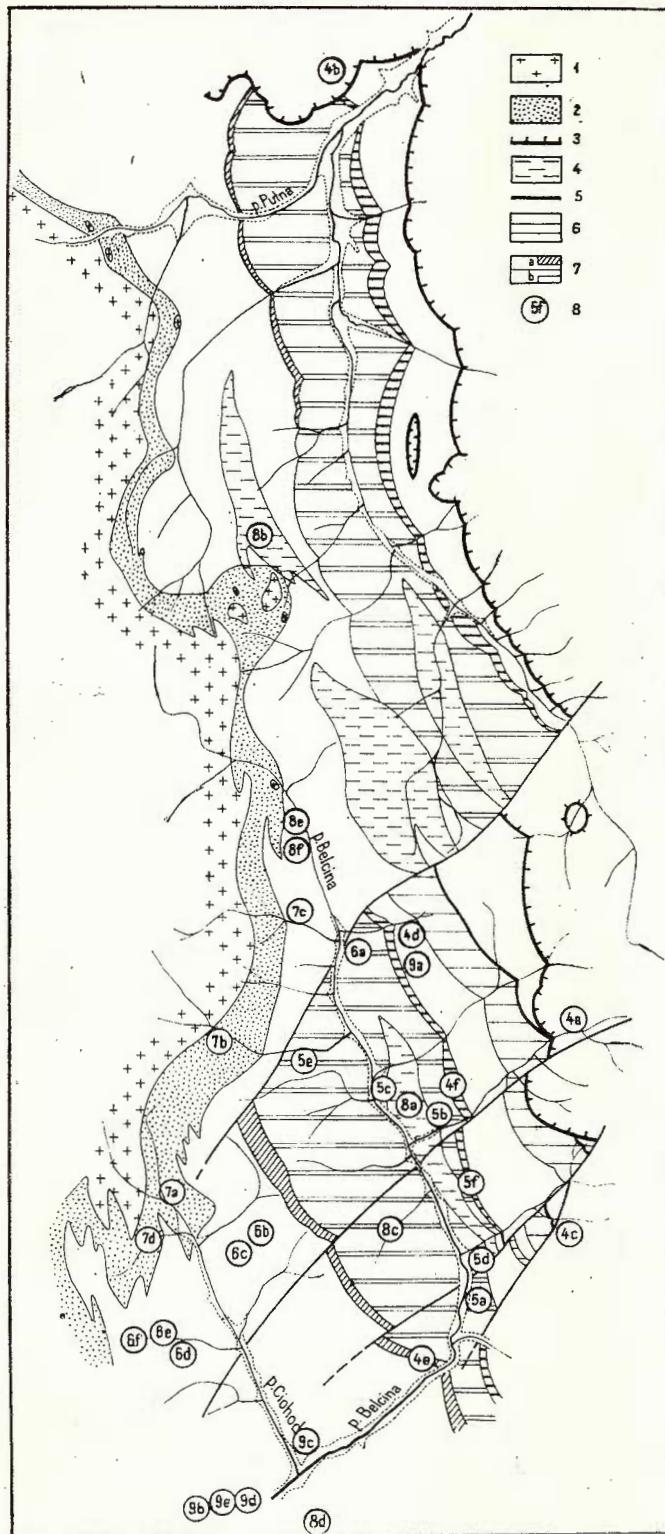


Fig. 3. — Schiță amplasării zonelor cu măsurători pentru fisuri.
1, sienite ; 2, aureole de contact a sienitelor ; 3, pinza de Rărău (seria de Brețila-Rărău) ; 4, porfiroide ; 5, orizontul metatufurilor riolitice de Bălan ; 6, orizontul Bălan ; 7, orizontul Șipos : a, nivelul inferior de metatufuri și metatufite bazice ; b, nivelul superior de metatufuri și metatufite bazice ; 8, amplasarea și numărul de ordine al diagramei.

Schéma de l'emplacement des zones à mesurages pour des fissures.
1, syénites ; 2, aureole de contact des syénites ; 3, nappe de Rărău (série de Brețila-Rărău) ; 4, porphyroïdes ; 5, horizon des metatufs rhyolitiques de Bălan ; 6, horizon de Bălan ; 7, horizon de Șipos : a, niveau inférieur de métatufs et de métatuffites basiques ; b, niveau supérieur de métatufs et de métatuffites basiques ; 8, emplacement et numéro d'ordre du diagramme.

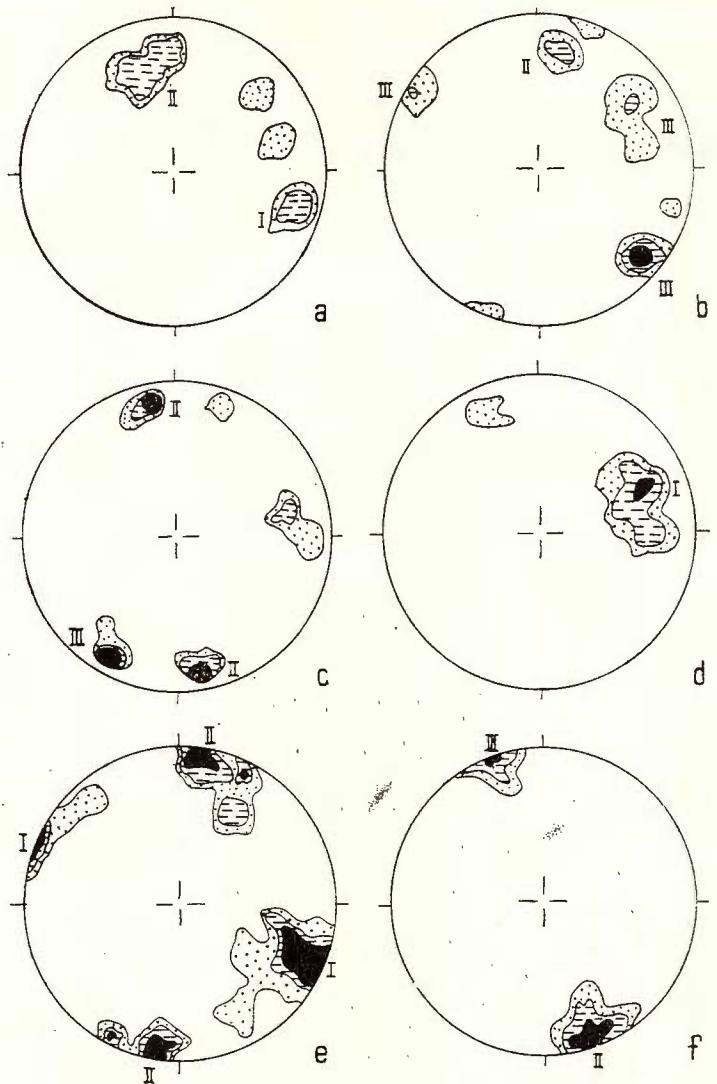


Fig. 4. — Diagrammele fisurilor. I Maxim al fisurilor direcționale (*hol*); II Maxim al fisurilor transversale (*ac*); III Maxim al fisurilor oblice conjugate (*hko*) (I, II, III — valabil pentru fig. 4, 5, 6, 7, 8, 9). Proiecții în emisfera inferioară.

a, micașisturi, serie de Bretila-Rărău, pîrul Gherpătocul Mic. Măsurători 850 (izolinii 0,3%; 15,5%); b, gnaise oculare, serie de Bretila-Rărău, nord de pîrul Putna. Măsurători 155 (izolinii 2,6%, 12,9%; > 14,2%); c, metatufuri acide, orizontul metatufurilor riolitice de Bălan, pîrul Drumului. Măsurători 88 (izolinii 3,5%, 9,0%; 18,1%); d, sisturi grafitoase, orizontul Voroc, pîrul Neyerghes. Măsurători 460 (izolinii 5,3%; 10,6%; > 31,8%); e, metatufuri și metatufite diabazice. Nivelul inferior, orizontul Șipoș, cariera valea Belcina. Măsurători 275 (izolinii 0,7%; 3,6% > 7,2%); f, metatufuri și metatufite diabazice. Nivelul superior, orizontul Șipoș, versant drept pîrul Gherpătocul Mic. Măsurători 149 (izolinii 6,6%; 13,2% > 33%).

Diagrammes des fissures. I Maximum des fissures directionnelles (*hol*); II Maximum des fissures transversales (*ac*); III Maximum des fissures oblique conjugées (*hko*) (I, II, III—valables pour les fig. 4, 5, 6, 7, 8, 9). Projections dans l'hémisphère inférieur.

a, micaschistes, série de Bretila-Rărău, ruisseau Gherpătocul Mic. Mesurages 850 (isolignes 0,3%; 15,5%); b, gneiss oeillés, série de Bretila-Rărău, au nord du ruisseau Putna. Mesurages 155 (isolignes 2,6%, 12,9%; > 14,2%); c, métatufs acides, horizon des métatufuriers rhyolitiques de Bălan, ruisseau Drumului. Mesurages 88 (isolignes 3,5%, 9,0%; 18,1%); d, schistes graphitiques, horizon de Voroc, ruisseau Neyerghes. Mesurages 460 (isolignes 5,3%; 10,6% > 31,8%); e, métatufs et métatuffites diabaziques. Niveau inférieur, horizon de Șipoș, carrière de la vallée de Belcina. Mesurages 275 (isolignes 0,7%; 3,6% > 7,2%); f, métatufs et métatuffites diabaziques. Niveau supérieur, horizon de Șipoș, versant droit du ruisseau Gherpătocul Mic. Mesurages 149 (isolignes 6,6%; 13,2% > 33%).

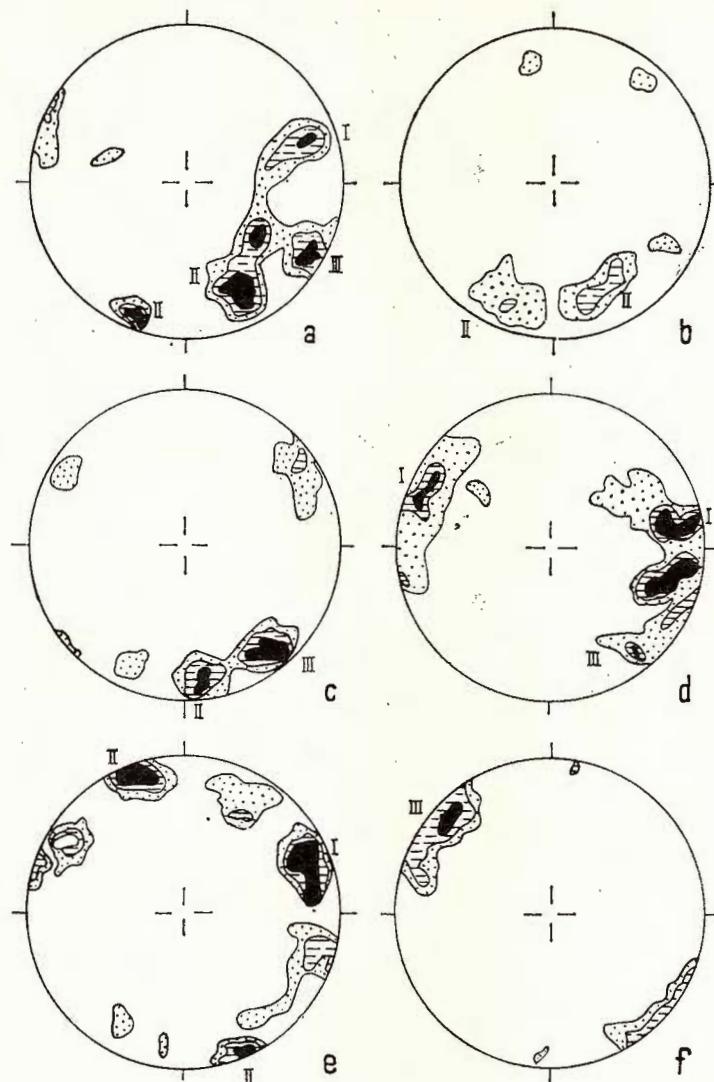


Fig. 5.-a, cuarțite negre, versant stîng valea Belcina, orizontul Șipoș. Măsurători 166 (izolinii 4,2%; 28,1%; 42%); b, cuarțite negre, orizontul Șipoș, pîrul Gherpătocul Mic. Măsurători 235 (izolinii 5% > 12%); c, cuarțite negre, orizontul Șipoș, valea Belcina. Măsurători 217 (izolinii 1,3%; 2,8% > 11,4%); d, cuarțite negre. Orizontul Șipoș, valea Belcina. Măsurători 457 (izolinii 1%; 4% > 15%); e, șisturi grafitoase cu intercalătii de cuarțite negre. Orizontul Șipoș. Măsurători 716 (izolinii 0,7%; 2,4%; 7%); f, metatufuri acide. Orizontul Șipoș, pîrul Gherpătocul Mic. Măsurători 90 (izolinii 4,4%; 8,8%; 31,1%).

a, quartzites noirs, versant gauche de la vallée de Belcina, horizon de Șipoș. Mesurages 166 (isolines 4,2%; 28,1%; 42%); b, quartzites noirs, horizon de Șipoș, ruisseau Gherpătocul Mic. Mesurages 235 (isolines 5% > 12%); c, quartzites noirs, horizon de Șipoș, vallée de Belcina. Mesurages 217 (isolines 1,3%; 2,8 > 11,4%); d, quartzites noirs. Horizon de Șipoș, vallée de Belcina. Mesurages 457 (isolines 1%; 4% > 15%); e, schistes graphitiques à intercalations de quartzites noirs. Horizon de Șipoș. Mesurages 716 (isolines 0,7%; 2,4%; 7%); f, métatufs acides. Horizon de Șipoș, ruisseau de Gherpătocul Mic. Mesurages 90 (isolines 4,4%; 8,8%; 31,1%).

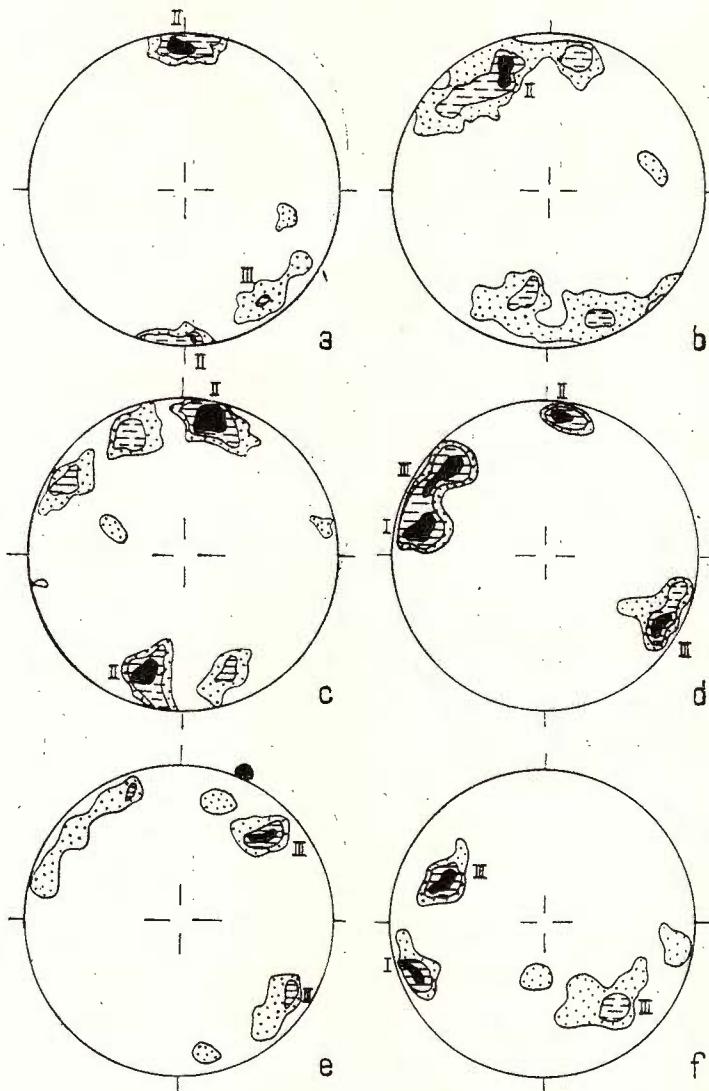


Fig.6. — a, metatufuri acide, orizontul Șipoș, valea Belcina. Măsurători 156 (izolinii 2,5% ; 16% ; > 64%) ; b, sisturi grafitoase cu intercalări de cuarțite negre. Orizontul Sindominic, pîrful Ciohod. Măsurători 667 (izolinii 0,7% ; 7% > 70%) ; c, cuarțite negre. Orizontul Sindominic, pîrful Ciohod. Măsurători 421 (izolinii 1,4% ; 7% > 19%) ; d, sisturi cuarțitice clorito-sericitoase, orizontul Virgău, pîrful Martin. Măsurători 342 (izolinii 2,9% ; 5,8% > 11,6%) ; e, cuarțite negre (nivelul de la partea superioară a orizontului Fagul Inalt) pîrful Martin. Măsurători 116 (izolinii 4,3% ; 17% > 25%) ; f, sisturi cuarțitice cloritoase, orizontul Fagul Inalt, pîrful Martin. Măsurători 200 (izolinii 4,3% ; 17% ; > 25%).

a, metatufs acides, horizon de Șipoș, vallée de Belcina. Mesurages 156 (isolignes 2,5% ; 16 % > 64%) ; b, schistes graphitiques à intercalation de quartzites noirs, horizon de Sindominic, ruisseau Ciohod. Mesurages 667 (isolignes 0,7% ; 7% > 70%) ; c, quartzites noirs, horizon de Sindominic, ruisseau Ciohod. Mesurages 421 (isolignes 1,4% ; 7% > 19%) ; d, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux, horizon de Virgău, ruisseau Martin. Mesurages 342 (isolignes 2,9% ; 5,8% 11,6 %) ; e, quartzites noirs (niveau de la partie supérieure de l'horizon de Fagul Inalt) ruisseau Martin. Mesurages 116 (isolignes 4,3% ; 17% > 25%) ; f, schistes quartzitiques chloriteux, horizon de Fagul Inalt, ruisseau Martin. Mesurages 200 (isolignes 4,3% ; 17% > 25%).

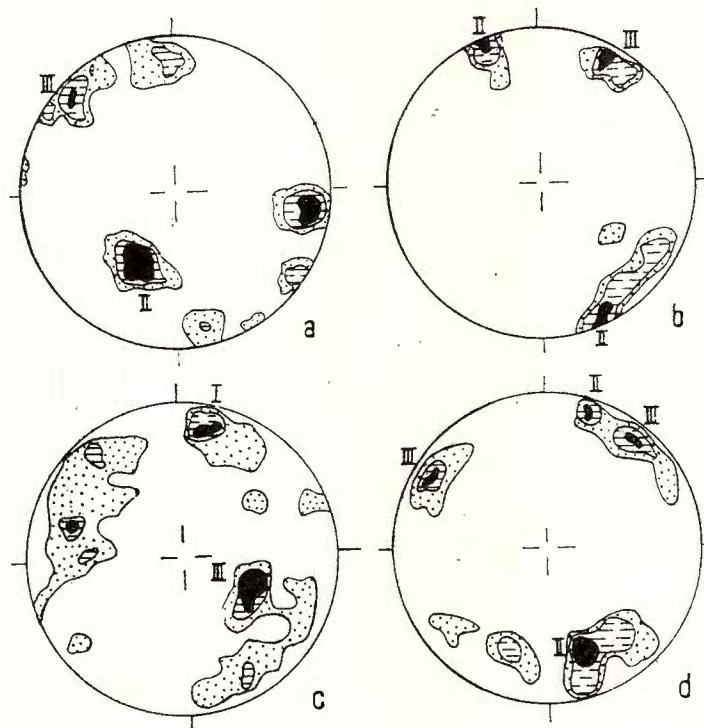


Fig. 7. — a, șisturi cu biotit și feldspatizări cu filoane de sienite din aureola de contact a sienitelor, pârâul Ciohod. Măsurători 291 (izolinii 1,3% ; 7% > 12%); b, cuarțite negre cu biotit, din aureola de contact a sienitelor, pârâul Balaș Lorinț. Măsurători 151 (izolinii 4,6% ; 6,6% > 13%); c, șisturi grafitoase în alternanță cu cuarțite negre din aureola de contact a sienitelor, pârâul Pietrosul Mare. Măsurători 330 (izolinii 0,9% ; 6,6% > 13%); d, cuarțite negre cu biotit din aureola de contact a sienitelor, pârâul Ciohod. Măsurători 331 (izolinii 4% ; 6% ; > 24%).

a, schistes à biotite et feldspathisations à filons de syénite de l'auréole de contact des syénites, ruisseau Ciohod. Mesurages 291 (isolignes 1,3% ; 7% ; > 12%); b, quartzites noirs à biotite, de l'auréole de contact des syénites, ruisseau Balaș Lorinț. Mesurages 151 (isolignes 4,6% ; 6,6% ; > 13%); c, schistes graphitiques en alternance avec les quartzites noirs de l'auréole de contact des syénites, ruisseau Pietrosul Mare. Mesurages 330 (isolignes 0,9% ; 6,6% ; > 13%); d, quartzites noirs à biotite de l'auréole de contact des syénites, ruisseau Ciohod. Mesurages 331 (isolignes 4% ; 6% ; > 24%).

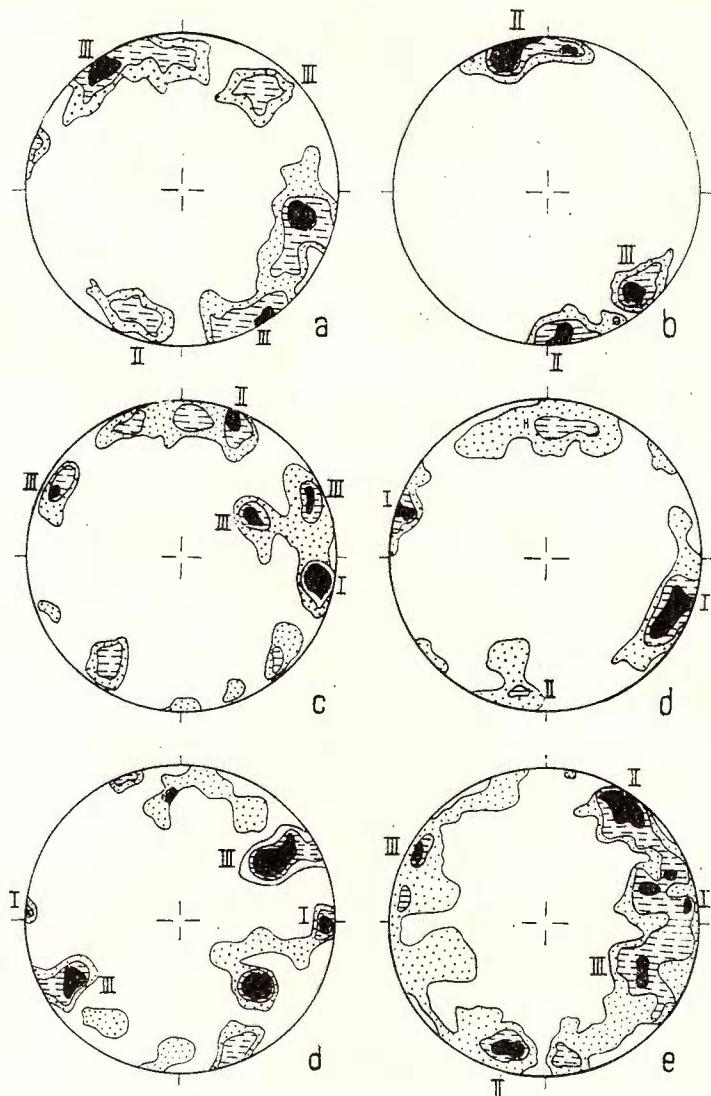


Fig. 8. — a, porfiroide de Mindra, verant sting valea Belcina. Măsurători 330 (izolinii 4%; 12%; 32%); b, porfiroide de Mindra, culmea Tisaş. Măsurători 280 (izolinii 1,3%; 7,1% > 14,2); c, porfiroide de Mindra, pîrul Ferenţ cel Mic. Măsurători 415 (izolinii 0,7%; 4,8% > 9,6%); d, porfiroide de Pietrosul, pîrul Mogoş Biuc. Măsurători 740 (izolinii 1%; 6,6% > 13,2%); e, porfiroide de Pietrosul, valea Belcina. Măsurători 254 (izolinii, 0,7%; 4,3% > 9,8%); f, porfiroide de Pietrosul, versant drept valea Belcina. Măsurători 1082 (izolinii 0,6%; 2,3% > 5,5%).

a, porphyroïdes de Mîndra, versant gauche vallée de Belcina. Mesurages 330 (isolignes 4%; 12%; 32%); b, porphyroïdes de Mîndra, sommet Tisaş. Mesurages 280 (isolignes 1,3%; 7,1% > 14,2%); c, porphyroïdes de Mîndra, ruisseau Ferenţ cel Mic. Mesurages 415 (isolignes 0,7%; 4,8% > 9,6%); d, porphyroïdes de Pietrosul, ruisseau Mogoş Biuc. Mesurages 740 (isolignes 1%; 6,6% > 13,2%); e, porphyroïdes de Pietrosul, vallée de Belcina. Mesurages 254 (isolignes, 0,7%; 4,3% > 9,8%); f, porphyroïdes de Pietrosul, versant droit vallée de Belcina. Mesurages 1082 (isolignes 0,6%; 2,3% > 5,5%).

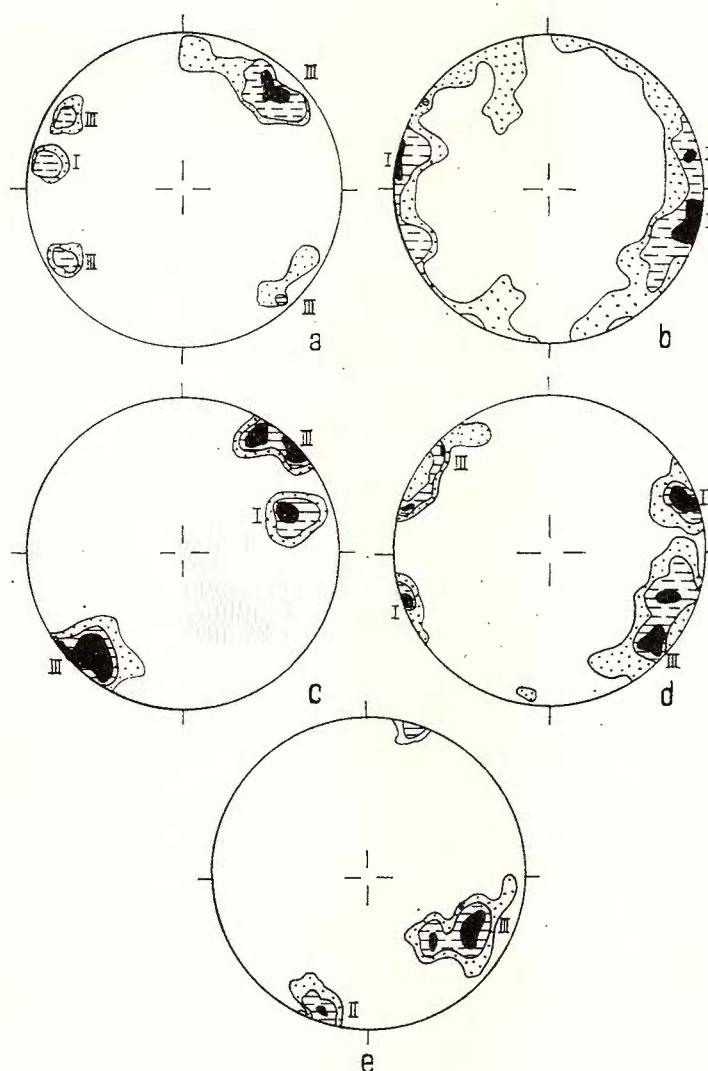


Fig. 9. — a, porfiroide de Pietrosul, pîrul Neyergheș. Măsurători 406 (izolinii 3,7%; 6,1%; 14,7%); b, porfiroide de Pietrosul, valea Belcina (km 4). Măsurători 827 (izolinii 0,1%; 3,3% > 9,4%); c, metatufuri acide, orizontul Virgău, pîrul Ciohod. Măsurători 150 (izolinii 3,3%; 12,9% > 19,6%); d, metatufuri acide, valea Belcina (km 4). Măsurători 438 (izolinii 0,9%; 6,7% > 13,7%); e, metatufuri acide, valea Belcina. Măsurători 193 (izolinii 6,7%; 9,6% > 20%).

a, porphyroïdes de Pietrosul, ruisseau Neyergheș, Mesurages 406 (isolignes 3,7%; 6,1%; 14,7%); b, porphyroïdes de Pietrosul vallée de Belcina (km 4). Mesurages 827 (isolignes 0,1%; 3,3% > 9,4%); c, métatufs acides, horizon de Virgău, ruisseau Ciohod. Mesurages 150 (isolignes 3,3%; 12,9% > 19,6%); d, métatufs acides, vallée de Belcina (km 4). Mesurages 438 (isolignes 0,9%; 6,7% > 13,7%); e, métatufs acides, vallée de Belcina. Mesurages 193 (isolignes 6,7%; 9,6% > 20%).

prelungirea culmii Pîngărați, acoperind pe o mică suprafață partea superioară a orizontului Bălan și orizontul metatufurilor riolitice de Bălan pînă la falia Gherpătocul Mic. De aici spre nord pînă în falia Hediaș planul pînzei este situat peste orizontul valea Băilor. De sub pînza de Rarău la izvoarele Putnei Întunecoase apar șisturi cloritoase și șisturi grafitoase care corespund stratigrafic orizontului Arama Oltului (Tg_{3.5}) din regiunea minieră Bălan.

b) Sistemul faliilor transversale (a,c); din acest sistem face parte falia Drumului, orientată aproximativ E-V.

c) Sistemul faliilor oblique conjugate au orientări NE-SV; în acest sistem se înscriu faliile Hediaș, Gherpătocul Mic și falia de la sud de șoseaua națională Gheorghieni-Lacul Roșu.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol.*, vol. XIII, p. 166–371, București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. (Carpates Orientales). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI, p. 3–119, București.
- (1958) Présentation somaire de la carte géologique des environs des Cheile Bicazului, rédigée par I. Atanasiu. *Ann. Com. Géol.* Tom. XXIV–XXV (Résumés) p. 5–11, București.
- Ciornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Izvoarelor Oltului și Mureșului. *D.S. Inst. Geol.* XLVI (1958–1959) p. 387–403, București.
- Codarcea A.I., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Strucțura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Științific al Acad. R.P.R.* Tom. II, nr. 3–4, p. 385–513, București.
- Gurău A. (1966) Importanța cercetării elementelor microtectonice principale în unele zăcăminte metalifere localizate în șisturile cristaline din România. *Bul. Soc. St. Geol., R.S. România*, X, p. 63, 1, București.
- (1969) Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV/2, p. 151–186, București.
- Radulescu I. (1967) Critères géologiques structuraux de détermination du rapport entre les processus de minéralisation métalifère, la tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins des Carpates Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. VIII Congres*, Rep. Petrologie et métamorphisme, p. 77–78, Belgrade.
- Ianovici V. (1931) Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muséul Geol. Mineralogie al Univ. din Cluj*, vol. IV, nr. 2.
- (1934–1935) Sur les roches andésitiques de Ditrău. Département Ciuc-Transylvanie. *Anal. Scientifiques de l'Université de Iassy*. Tom. XX, p. 87–97, Iași.



- (1938) Étude mineralogique du gisement métallifères de Pirlul Baia, Ditrău (Ciuc). *Annal. Scientifique de l'Université de Iassy*, Tom. Tom. XXIV, fasc. 2, p. 438–456, Iași.
- Ilieșcu Violeta, Codarcea -Dessila Marcela** (1956) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D.S. Com. Geol.*, LI, 2, p. 13–18, București.
- Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 3 (1968–1969), București.
- Mureșan M. (1972a) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a brecilor de Hăghimaș. Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4, (1971), București.
- Mureșan M. (1972b) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, (1971), București.
- Kräutner Th.** (1938) Der kristalline Massiv von Rodna (Ost-Karpathen) *An. Inst. Geol. Roum.*, XIX, p. 164–287, București.
- Kräutner H. G.** (1972) Voralpische Entwicklung und alpidischer Beckenbau in der kristallinen Zone der nordlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Geogr. Série Géol.*, 16, 2, p. 81–90, București.
- Popa N. Gh. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș), din regiunea Bălan–Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LIX, 1, p. 252–277, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoică din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geo., Geogr., seria Geologie*, 12, 1, p. 243–248, București.
- Mureșan Georgea, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, p. 5–17, București.
- Popa N. Gh. (1973) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș la nord de regiunea minieră Bălan (perimetrul, Șipoș–Belcina) – Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LX, 2, București.
- Popescu-Voitești I.** (1930) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj* III/1, p. 1–40, Cluj.
- (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des regions carpathiques roumaines. *Bull. Soc. roum. Géol.*, V, p. 15–73, București.
- Popescu Gh.** (1972) Studiul formațiunilor cristaline cu sulfuri metalice din zona Bălan (Munții Hăghimaș–Ciuc.) Rezumatul tezei de doctorat, București.
- Savul M., Mastacan Gh. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaieselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R., Bul. Științ. (secț. științ. biol. agron. geol. geogr.)*, IV/2, p. 427–439, București.
- Streckeisen A.** (1968) Stilpnometan im Kristallin der Ostkarpaten Sonderdruck aus der Schweiz. *Min. Petr. Mitt.*, Band 48, Heft 3, p. 752–780.
- (1960) On the structure and origin of the nepheline syenite complex of Ditrău (Transylvania), p. 228–239, Roumania.



LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA SERIE DE TULGHEŞ ENTRE LA VALLÉE DE PUTNA ET LA VAL- LEE DE BELCINA — CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

La région étudiée est située dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Les unités tectoniques suivantes apparaissent dans la région, de l'est à l'ouest :

Nappe de Rarău, constituée par des formations mésométamorphiques et par la série mésozoïque bucovinienne des Monts de Tulgheş et de Hăghimaş.

Nappe de Rodna-Mestecăniş qui renferme les formations épimétamorphiques de la série de Tulgheş, qui constituent l'objet de ce travail. Dans le cadre des formations de la série de Tulgheş, on a établi, à la suite des recherches effectuées, la succession suivante :

Le complexe Tg₁, représente la partie inférieure de la série de Tulgheş. Dans le cadre du complexe Tg₁ on a séparé les horizons lithostratigraphiques suivants :

L'horizon de Fagul Înalt Tg_{1,3} n'apparaît que dans la partie de sud-ouest de la région. Du point de vue pétrographique l'horizon oriental est formé d'un paquet de schistes séricito-graphiteux et de schistes graphiteux en alternance avec les schistes séricito-chloriteux. Dans la partie supérieure de l'horizon, dans la zone des sources du ruisseau Martin, il y a un niveau mince et discontinu de quartzites noirs.

L'horizon de Virgău Tg_{1,2} (400m) se trouve, dans la succession, au-dessus du niveau de quartzites noirs de l'horizon de Fagul Înalt. Il est formé de schistes séricito-chloriteux et de schistes séricito-chloriteux-quartzzeux à intercalations de schistes graphiteux. Deux niveaux de métatufs et de métatuffites acides apparaissent dans la partie inférieure de l'horizon. Un niveau pareil apparaît aussi dans la partie supérieure de l'horizon et il est situé dans le versant gauche du ruisseau Ciohod. Caractéristique pour cet horizon est la présence des disseminations pauvres en pyrite ± chalcopyrite.

Le complexe Tg₂ (2300m), représente la partie médiane de la série de Tulgheş et il est formé d'un paquet prédominant graphiteux et de schistes verts, dans la partie médiane.

L'horizon de Sîndominic Tg_{2,1} (850 m), est composé de schistes graphiteux qui alternent avec les schistes séricito-graphiteux. Sporadiquement, des intercalations de schistes séricito-chloriteux apparaissent aussi. Des lentilles de quartzites noirs et de métatufs et metatuffites acides apparaissent souvent sur toute l'étendue de l'horizon. En outre, nombre de filons de lamprophyres, dont le plus important est celui du versant droit de Belcina, apparaissent.

L'horizon de Şipoş Tg_{2,2} (1000 m) est composé surtout d'un paquet épais de schistes graphiteux et de schistes séricito-graphiteux, parfois, des schistes séricito-chloriteux, ou des schistes séricito-chloriteux quartzeux apparaissent. Ce paquet de schistes d'origine terigène possède dans ses parties supérieure et inférieure deux niveaux de métatufs et de métatuffites diabasiques associés sporadiquement avec des roches méta-éruptives, métaggabbros et métatufs acides dont l'un se trouve à la partie supérieure du paquet et l'autre à la partie inférieure. Des niveaux de métatufs et métatuffites acides et des lentilles de quartzites noirs apparaissent fréquemment dans l'horizon de Şipoş.

L'horizon de Voroc Tg_{2,3} (450 m) est formé d'une alternance de schistes séricito-graphiteux, de schistes séricito-chloriteux et, sporadiquement, de quartzites noirs. L'horizon



de Voroc a son épaisseur maximale seulement au sud de la faille de Hédies ; les parties médiane et supérieure de l'horizon se situent au-dessous de la nappe de Rărău (la série de Bretila-Rărău).

Le complexe Tg₃, comprend la partie supérieure de la série de Tulgheş et vers l'est il est couvert par la nappe de Rărău. Dans cet horizon on a établi la succession lithostratigraphique suivante :

L'horizon de Băalan Tg_{3.1} (300 m) est formé de schistes séricito-chloriteux, de schistes chlorito-sériciteux, plus rarement de schistes séricito-graphiteux et de schistes graphiteux. A la suite des recherches on a obtenu de faibles indications sur la présence des niveaux suivants :

a) Le niveau inférieur à sulfures (20 m), apparaît dans la zone des sources des ruisseaux Neyerghes et Drumului.

b) Le niveau supérieur à sulfures apparaît mieux tracé au sources des ruisseaux Neyerghes et Drumului.

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Băalan Tg_{3.2} (30 m) délimite à la partie supérieure l'horizon de Băalan. Il affleure en commençant de la faille de Hédies jusqu'au sud du ruisseau Drumului ; au nord de la faille de Hédies, l'horizon est recouvert par la nappe de Rărău. Du point de vue pétrographique ce complexe est formé de métatufs rhyolitiques blancs à intercalations de métatufs acides et de schistes d'origine terrigène.

L'horizon de Valea Băilor Tg_{3.3} se trouve au-dessus des métatufs rhyolitiques de l'horizon de Băalan. Au sud de la faille de Hédies, la limite supérieure de cet horizon n'apparaît qu'au-dessous de la nappe de Rărău. Au nord de la faille de Hédies, l'horizon se trouve entièrement sous la nappe de Rărău. Du point de vue pétrographique, l'horizon de Valea Băilor renferme de schistes séricito-chloriteux en alternance avec des schistes séricito-graphiteux et des schistes sériciteux.

Dans la partie orientale du massif de roches alcalines, une auréole de contact se développe dans la masse des schistes cristallins à biotitisations et feldspathisations ; parfois, on observe des phénomènes de recristalisation, surtout dans les lentilles de quartzites noirs. A l'oeil nu on observe une alternance de schistes à biotitisation et feldspathisation avec de schistes qui ne présentent pas ces phénomènes. L'aspect structural actuel de la région est du à la superposition de plusieurs phases tectoniques.

La tectonique plicative et métamorphique (B₁) représente la phase principale (Baïcalien). La schistosité, les microplis et les linéations L₁, représentent le résultat de la tectonique syn-métamorphique.

Les déformations de la phase hercynienne B₂, se produisent après la formation des éléments microstructuraux synmétamorphiques. Ces déformations ont un caractère ruptural ou semiruptural et se caractérisent par la déformation des formations sur deux systèmes de plans (S₂ et S₃).

Les déformations S_{2h} ont une orientation oblique par rapport à la schistosité de stratification et de grandes inclinaisons (70–80°) vers l'ouest aussi bien que vers l'est.

Les déformations S_{3h} sont représentées par le cisaillement des formations sur un système de plans qui forment un angle de 70 à 80° par rapport à la schistosité de stratification, et elles ont des inclinaisons de 60 à 85° vers le nord aussi bien que vers le sud. Les recherches microtectoniques sur les fissures ont signalé la présence des trois systèmes suivants : les fissures directionnelles (*hol*), les fissures conjuguées (*hko*) et les fissures transversales (*ac*). Les formations de la série de Tulgheş, après les déformations S_{2h} et S_{3h}, ont été soumises aux compartimentages tectoniques suivants : 1. le charriage de la nappe de Rărău ; 2. le système des failles transversales (*ac*) ; 3, le système des failles obliques conjuguées.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de la vallée de Putna-vallée de Belcina.

1, alluvions holocènes ; 2, massif de roches alcalines de Ditrău : a. schistes à biotite et feldspathisations ; b. porphyroïdes ; 3, auréole de contact du massif syénitique de Ditrău : schistes graphiteux et quartzites noirs à biotite et feldspathisations ; a. syénites ; b. quartzites noirs ; c. porphyroïdes. 4, lamprophyres.

Série de Tulgheş — Cambrien inférieur.

Complexe Tg₃ : 5, horizon d'Arama Oltului (Tg_{3.4}) : schistes chloriteux + schistes graphiteux. 6, horizon de Valea Băilor (Tg_{3.3}) : schistes et phyllites séricito-chloriteux, schistes graphiteux, schistes sériciteux, schistes séricito-chloriteux quartzeux ; 7, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan (Tg_{3.2}) : métatufs et métatuffites rhyolitiques à intercalations de schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux et schistes séricito-chloriteux ; 8, horizon de Bălan (Tg_{3.1}) : schistes quartzitiques chloriteux, schistes séricito-chloriteux, schistes sériciteux, schistes graphiteux et schistes séricito-graphiteux : a. niveau inférieur à sulfures ; b. quartzites noirs ; c. niveau supérieur à sulfures.

Complexe Tg₂ : 9, horizon de Voroc (Tg_{2.3}) : alternance des schistes séricito-graphiteux, schistes sériciteux, schistes séricito-chloriteux, schistes graphiteux : a. métatufs et métatuffites rhyolitiques ; b. quartzites noirs. 10, horizon de Șipoș (Tg_{2.2}) : a. métatufs et métatuffites diabasiques ; b. intercalations de schistes séricito-chloriteux, schistes chloriteux ; c. schistes graphiteux ; d. métatufs acides ; e. quartzites noirs, f. niveau à pyrite + chalcopyrite + magnétite ; g. pyrite + chalcopyrite. 11, horizon de Săndominic (Tg_{2.1}) : alternance de schistes graphiteux, schistes séricito-graphiteux, schistes séricito-chloriteux : a. métatufs et métatuffites acides ; b. quartzites noirs ; q. quartz filonien.

Complexe Tg₁ : 12 horizon de Virgău (Tg_{1.2}) schistes séricito-chloriteux ± quartzeux et schistes graphiteux : a. métatufs acides, b. métatufs et métatuffites basiques ; 13, horizon de Fagul Înalt (Tg_{1.3}) : alternance de schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux, schistes chloriteux-quartzeux et schistes séricito-chloriteux : a. quartzites noirs ; 14, porphyroïdes de : a. Pietrosul ; b. Mindra. Roches métatruptives : 15, métagabbros.

Série de Bretila-Rarău — Précambrien moyen : 16, a, micaschistes ; b. micaschistes à grenats ; c. gneiss oeillés ; 17, schistosité de stratification ; 18, faille ; 19, plan de charriage ; 20, terril ; 21, carrière ; 22, forages exécutés ; 23 galerie ; 24, position des coupes géologiques.

Planche II

Coupes géologiques à travers la région — la vallée de Putna-vallée de Belcina.

1, massif de roches alcalines de Ditrău : a, schistes à biotite et feldspathisations ; b, porphyroïdes ; 2, auréole de contact du massif syénitique de Ditrău : schistes graphiteux et quartzites noirs à biotite et feldspathisations ; a, syénite ; b, quartzites noirs ; c, porphyroïde ; 3, lamprophyres.

Série de Tulgheş — Cambrien inférieur ; 4, horizon de Valea Băilor (Tg_{3.3}) : schistes et phyllites séricito-chloriteux, schistes graphiteux schistes sériciteux, schistes séricito-chloriteux quartzeux ; 5, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan (Tg_{3.2}) : métatufs et métatuffites rhyolitiques à intercalations de schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux et schistes séricito-chloriteux ; 6, horizon de Bălan (Tg_{3.1}) : schistes quartzitiques chloriteux, schistes séricito-chloriteux.



riteux, schistes sériciteux, schistes graphiteux et schistes séricito-graphiteux ; a. quartzites noirs ; b. niveau supérieur à sulfures ; 7, horizon de Voroc ($Tg_{2,3}$) : alternance de schistes séricito-graphiteux, schistes sériciteux, schistes séricito-chloriteux, schistes graphiteux ; a. métatufs et métatuffites rhyolitiques ; b. quartzites noirs ; 8, horizon de Șipoș ($Tg_{2,2}$) : a. métatufs et métatuffites diabasiques ; b. intercalations de schistes séricito-chloriteux, schistes chloriteux ; c. schistes graphiteux ; d. métatufs acides ; e. quartzites noirs ; 9, horizon de Sindominic ($Tg_{2,1}$) : alternance de schistes graphiteux, schistes séricito-graphiteux, schistes séricito-chloriteux : a. métatufs et métatuffites acides ; b. quartzites noirs ; 10, horizon de Virgău ($Tg_{1,4}$) : schistes séricito-chloriteux ± quartzeux et schistes graphiteux ; 11, horizon de Fagul Înalt ($Tg_{1,3}$) : alternance de schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux, schistes chloriteux-quartzueux et schistes séricito-chloriteux ; a. quartzites noirs ; 12, porphyroïdes de : a. Pietrosul ; b. Mindra. Roches météruptives : 13, métagabbros.

Série de Bretila-Rarău — Précambrien Moyen : 14, a. micaschistes ; b, gneiss oeillés, ; 15, forages.

Planche III

Schéma des éléments plans des déformations S_2 .

1, syénite ; 2, auréole de contact des syénites ; 3, nappe de Rarău (série de Bretila-Rarău) ; 4, porphyroïdes ; 5, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan ; 6. horizon de Bălan ; 7, horizon de Șipoș ; a, niveau inférieur de métatufs et metatuffites basiques ; b, niveau supérieur de métatufs et de métatuffites basiques ; 8, plans S_2 .

Planche IV

Schéma des éléments plans des déformations S_3 .

1, syénite ; 2, auréole de contact des syénites ; 3, nappe de Rarău (série de Bretila-Rarău) 4, porphyroïdes ; 5, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan ; 6, horizon de Bălan ; 7, horizon de Șipoș ; a, niveau inférieur de métatufs et métatuffites basiques ; b, niveau supérieur de métatufs et métatuffites basiques ; 8, plans S_3 .



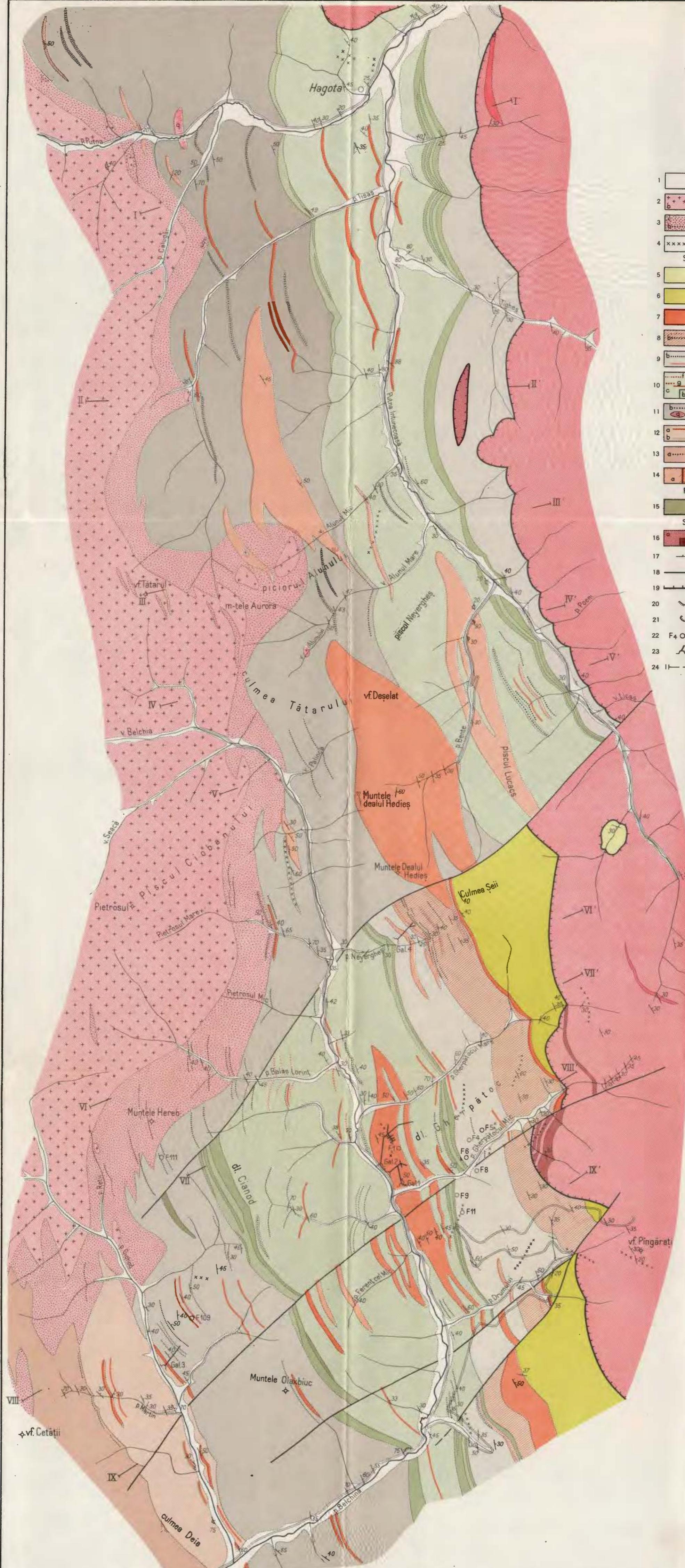
Institutul Geologic al României

GH. N. POPA
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
VALEA PUTNA - VALEA BELCINA

0 250 500 750 m

LEGENDA

- | | | |
|----|--|---|
| 1 | | Aluviumi holocene |
| 2 | + + + + b | Masivul de roci alcaline de la Ditrău: a. șisturi cu biotit și feldspatizări; b. porfiroide |
| 3 | c b .. | Aureola de contact a masivului sienitic de la Ditrău: șisturi grafitoase și cuarțite negre cu biotit și feldspatizări; a. sienite; b. cuarțite negre; c. porfiroide.. |
| 4 | x x x x x | Lamprofir |
| | | Seria de Tulgheș: Cambrian inferior |
| 5 | Tg3.4 Oriz. Aroma Oltului | Şisturi cloritoase + șisturi grafitoase |
| 6 | Tg3.3 Oriz. Valea Băilor | { Șisturi și filite sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase cuarțoase |
| 7 | Tg3.2 Oriz. metatufurilor riolitice de Bălan | { Metatufuri și metatufite riolitice cu intercalări de șisturi sericito-grafitoase, șisturi grafitoase și șisturi sericito-cloritoase |
| 8 | Tg3.1 Oriz. Bălan | { Șisturi cuarțite cloritoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi grafitoase și șisturi sericito-grafitoase: a. nivelul inferior cu sulfuri; b. cuarțite negre; c.niv. sup. cu sulfuri |
| 9 | Tg2.3 Oriz. Voroc | { Alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase: a. metatufuri și metatufite riolitice; b. cuarțite negre |
| 10 | Tg2.2 Oriz. Șipoș | { a. Metatufuri și metatufite diabazice: b. intercalări de șisturi sericito-cloritoase, șisturi cloritoase; c. șisturi grafitoase; d. metatufuri acide; e. cuarțite negre; f. nivel cu pirită + calcopirită + magnetit; g. pirită + calcopirită |
| 11 | Tg2.1 Oriz. Sindominic | { Alternanță de șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase: a. metatufuri și metatufite acide; b. cuarțite negre; c. cuarț filonian |
| 12 | Tg1.4 Oriz. Virgău | { Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase și șisturi grafitoase: a. metatufuri acide; b. metatufuri și metatufite bazice |
| 13 | Tg1.3 Oriz. Fagul Înalt | { Alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi cloritoase-cuarțoase și șisturi sericito-cloritoase: a. cuarțite negre |
| 14 | a b | Porfiroide de: a. Pietrosul, b. Mindra |
| | Roci metaeruptive | |
| 15 | | Metagabbrouri |
| | | Seria de Bretila-Rărău: Precambrian mediu |
| 16 | a b c | a. Micașisturi; b. micașisturi cu granați; c. gnaise oculară |
| 17 | — | Şistozitate de stratificație |
| 18 | — | Falie |
| 19 | — — | Plan de șariaj |
| 20 | ~ | Haldă |
| 21 | € | Carieră |
| 22 | F4 O | Foraje executate |
| 23 | — | Galerie |
| 24 | — — | Pozitia secțiunilor geologice |

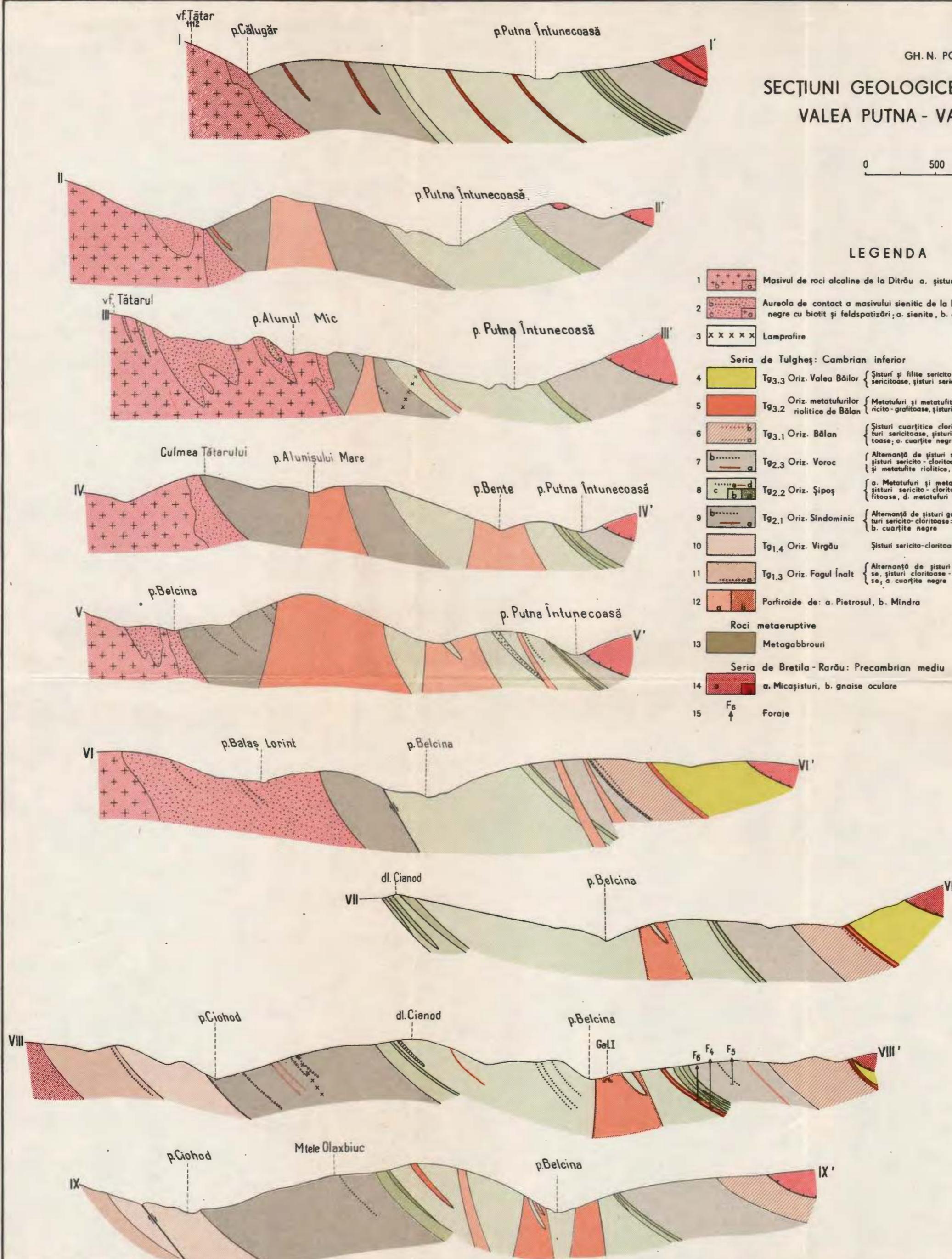


SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNEA VALEA PUTNA - VALEA BELCINA

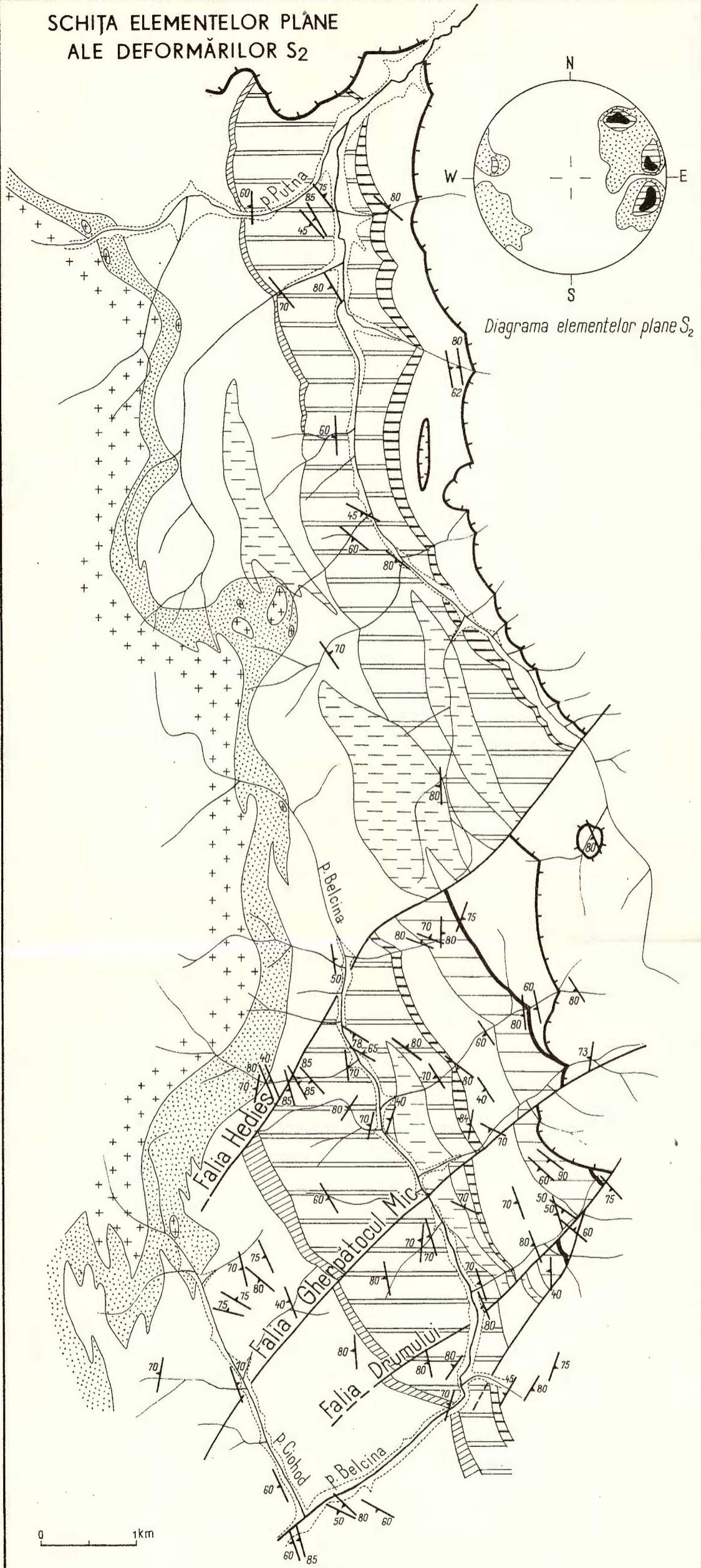
0 500 1000 m

LEGENDA

| | | |
|--|--|--|
| 1 | | Masivul de roci alcaline de la Ditrău: a. șisturi cu biotit și feldspatizări; b. porfiroide |
| 2 | | Aureola de contact a masivului sienitic de la Ditrău: șisturi grafitoase și cuarțite negre cu biotit și feldspatizări; a. sienite, b. cuarțite negre, c. porfiroide |
| 3 | | Lamprofire |
| Seria de Tulgheș: Cambrian inferior | | |
| 4 | | Tg3.3 Oriz. Valea Băilor { Șisturi și filite sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, șisturi sericitoase, șisturi sericito - cloritoase cuarțoase } |
| 5 | | Tg3.2 Oriz. metatufurilor riolitice de Bălan { Metatufuri și metatufite riolitice cu intercalări de șisturi sericito-grafitoase, șisturi grafitoase și șisturi sericito-cloritoase } |
| 6 | | Tg3.1 Oriz. Bălan { Șisturi cuarțito cloritoase, șisturi grafitoase și șisturi sericito-cloritoase; a. cuarțite negre, b. nivelul superior cu sulfuri } |
| 7 | | Tg2.3 Oriz. Voroc { Alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase și metatufuri riolitice, b. cuarțite negre } |
| 8 | | Tg2.2 Oriz. Șipoș { Metatufuri și metatufite diabazice, b. intercalări de șisturi sericito-cloritoase, șisturi cloritoase, c. șisturi grafitoase, d. metatufuri ocale, e. cuarțite negre } |
| 9 | | Tg2.1 Oriz. Sindominic { Alternanță de șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase; a. metatufuri și metatufite acide, b. cuarțite negre } |
| 10 | | Tg1.4 Oriz. Virgău { Șisturi sericito-cloritoase cuarțoase și șisturi grafitoase } |
| 11 | | Tg1.3 Oriz. Fagul Înalt { Alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi cloritoase - cuarțoase și șisturi sericito-cloritoase, a. cuarțite negre } |
| 12 | | Porfiroide de: a. Pietrosul, b. Mîndra |
| Roci metaeruptive | | |
| 13 | | Metagabbro |
| Seria de Bretila - Rărău: Precambrian mediu | | |
| 14 | | a. Micașisturi, b. gnaise oculară |
| 15 | | Foraje |



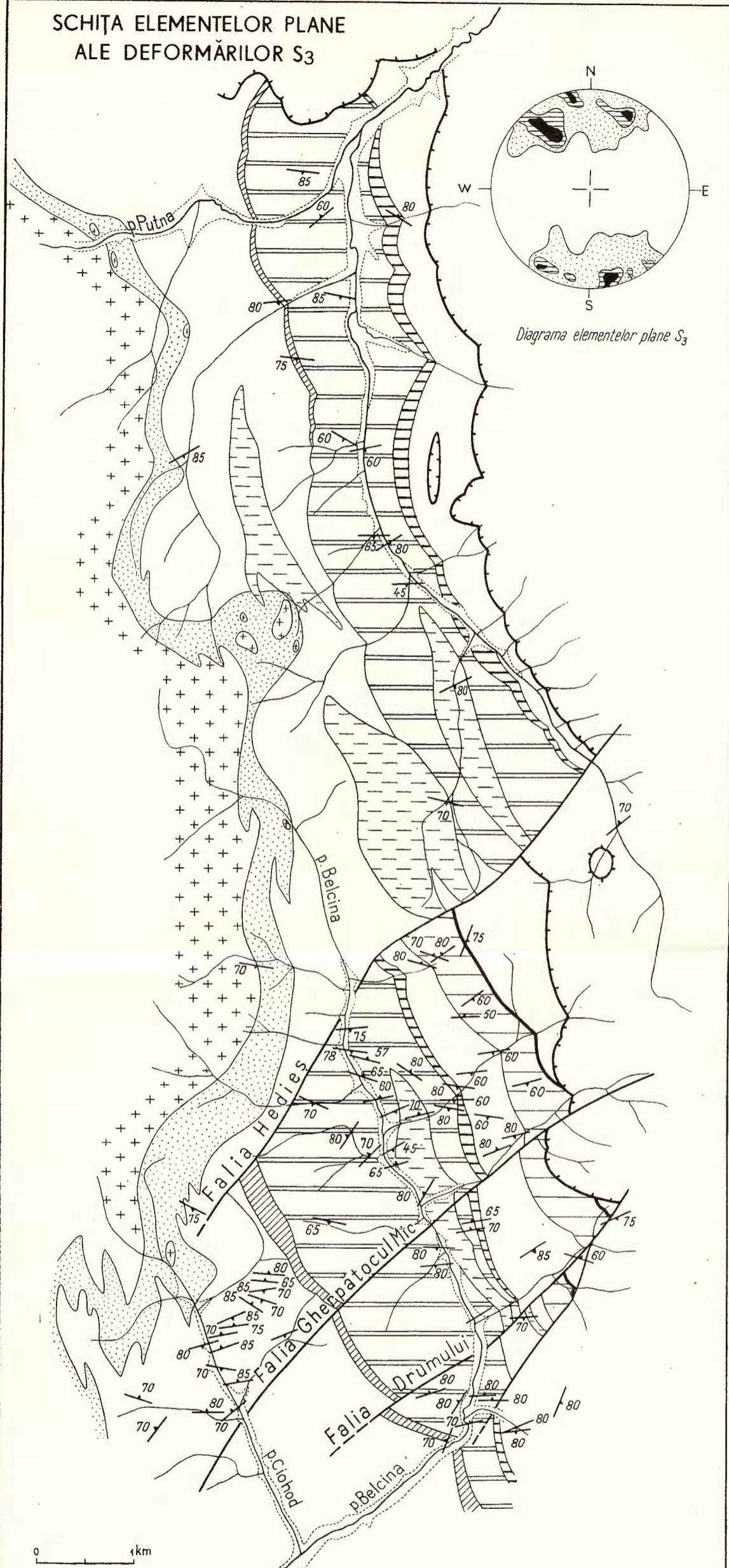
SCHIȚA ELEMENTELOR PLANE
ALE DEFORMĂRILOR S₂



LEGENDA

- | | | | | |
|---|------------------|--|---|--|
| 1 | [+ +] | Sienite | 5 | — Oriz. metatufurilor riolitice de Bălan |
| 2 | [dotted pattern] | Aureolă de contact a sienitelor | 6 | [solid line] Oriz. Bălan |
| 3 | — | Pinza de Rărău (seria de Bretila-Rărău) | 7 | a) nivelul inf. de meta- tufuri și metatufite bazice b) nivelul sup. de meta- tufuri și metatufite bazice |
| 4 | [- - -] | Porfiroide | 8 | — Plane S ₂ |

SCHIȚA ELEMENTELOR PLANE
ALE DEFORMĂRILOR S₃



LEGENDA

| | | | | | |
|---|-------|--|---|-----|---|
| 1 | [+ +] | Sienite | 5 | — | Oriz. metatufurilor riolitice de Bălan |
| 2 | [•••] | Aureolă de contact a sienitelor | 6 | — | Oriz. Bălan |
| 3 | — | Pinza de Rarău (seria de Bretila-Rarău) | 7 | a b | Oriz. Șipoș a) nivelul inf. de meta- tufuri și metatufite bazice b) nivelul sup. de meta- tufuri și metatufite bazice |
| 4 | — | Porfiroide | 8 | — | 75 Plane S ₃ |

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

EVOLUTION OF OPHIOLITIC VOLCANISM IN THE VORȚA REGION AND ITS POSITION IN THE MUREȘ ZONE TECTOGENESIS (APUSENI MOUNTAINS)¹

by

HARALAMBIE SAVU², IONEL NICOLAE²

Résumé

Évolution du volcanisme ophiolitique de la région de Vorța et sa position durant la tectogenèse de la zone de Mureș (Monts Apuseni). Située dans la partie orientale de la zone de Mureș, la région de Vorța est constituée en moindre mesure par des roches basiques (basaltes et anamétistes) de la première étape de l'évolution du magmatisme ophiolitique alpin et en une très large mesure de volcanites de la seconde étape (andésites basaltoïdes, andésites à pyroxènes et hornblende, andésites quartzifères, oligophyres, orthophyres, dacites, rhyolites et leurs pyroclastites) parfois associées de jaspes et autres dépôts sédimentaires. Il y a des cas où le volcanisme de la seconde étape manifeste des recurrences. Ces formations constituent un important synclinorium, orienté E–W, affecté par des failles directionnelles. Le long des failles situées dans la partie méridionale de la région les roches basiques sont recoupées, à cause des mouvements tectoniques, par des écaillles de schistes cristallins, fait qui atteste que les ophiolites de la zone de Mureș reposent sur un soubassement sialique préalpin. De ce point de vue et du point de vue pétrographique, pétrochimique et géochimique la zone de Mureș se distingue de la zone des Appenins-Dinarides-Himalaïa et de la zone de Beniof, de la côte ouest de l'Amérique de Nord, zones formées sur un soubassement simatique. Pour cette raison les auteurs séparent les zones mobiles océaniques (géosynclinales) qui engendrent des roches ophiolitiques en deux catégories : (1) zones de 1^{er} ordre qui se sont constituées sur un soubassement simatique situé entre deux plaques majeures continentales ou/et océaniques (zone de Beniof) et (2) zones de II^{ème} ordre qui peuvent se former même sur un soubassement sialique „océanisé” le long de quelques ceintures très mobiles, situées à l'intérieur de certaines plaques majeures kratonisées, dans des conditions intracontinentales, telles la zone de Mureș et les autres zones ophiolitiques constituées dans la partie septentrionale du bassin de la mer Téthys (domaine carpato-balkanique). La première catégorie de zones mobiles se caractérise par des ophiolites d'origine simatique et par des charriages à long acheminement, tandis que la deuxième catégorie se caractérise par la grande

¹ Paper of the meeting from 26 april 1974.

² Institute of Geology and Geophysics, Strada Caransebeș 1, București.



variété des roches ophiolitiques simatiques, hybrides, voire d'origine sialique et par une tectonique moins compliquée, représentée parfois par un orogène bilatéral. En ce qui concerne la zone de Mureş, la grande variété des roches de la suite du volcanisme ophiolitique vient de la subduction limitée des plaques sialiques latérales en dessous de la zone ophiolitique, où survient leur fusion et la contamination des magmas simatiques de la première étape avec du matériel lithogène.

Introduction

The development of ideas in the field of the new theory on plate tectonics brings the matter of ophiolitic rocks in the forefront of the geological investigations. The Mureş ophiolitic zone, which presents several peculiarities in comparison with the Apennines and Dinarids zones, arose recently a distinct interest of some geologists who tried to explain the conditions under which basaltic magmas and their acid and alkaline differentiates formed.

Our investigations carried out in 1973, in the outskirts of the Vorţa locality, were intended to the study of rocks pertaining to the Alpine ophiolitic sequence of the Mureş Zone. This region is placed in the southwestern part of the Metaliferi Mountains, and it is comprised among the Visca, Dumesti, Valea Lungă, Cărmăzineşti and Dănuleşti localities. The main water flows which cross it are the Vorţa Brook, in its middle part, the Dumesti Brook, eastwards, and the Cărmăzineşti Brook, westwards.

The weathering caused by these waters and their important tributaries determined the formation of some crests trending north-southwards. The highest altitudes are represented by the Ursu (626 m) and Măgura Mare Summits, and the lower ones are found on the Vorţa Valley where the erosion reached 230 m height.

Informations on the geological formations in the southern part of the Apuseni Mountains date from the 19th century when Beudant (1822) and Lilienbach (1933) made excursions in this region. Later on, new data on the petrography of basaltic rocks and the stratigraphy of the sedimentary formations west of the Metaliferi Mountains, which belong to Haueř and Stach (1863), Papp (1904) and Rozložnik (1905) have been yielded.

In this region, Ghîrilescu and Socolescu (1941) made a more systematic study concerning both the basic eruptive rocks and the sedimentary formations; they assigned the limestones south of the Vorţa locality to the Upper Jurassic. Later on, Iacob (1953) separated in this region diabase flows, associated with Neocomian breccias and conglomerates and considered that quartz porphyries would be older than basic rocks. He considered the Vorţa limestones Lower Cretaceous in age.

In the Vorţa Region, Cioclica (1961)³ described Jurassic basalts and pyroxene andesites with their conglomerates, hornblende

³ G. Cioclica, Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Vorţa-Cărmăzineşti (Munţii Metaliferi). 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., Bucureşti.



andesites, dacite, oligophyres, orthophyres and Barremian basalts, often spilitized. He considered the limestones in the south of this region in Urgonian facies, presuming that they represent an upper level of the Căbești beds. More recently, Teodoru et al. (1963)⁴ carried out in this region geological surveys, on this opportunity describing different types of eruptive rocks.

The Vorța Region geological formations were generally treated in the two guidebooks to the international excursions in the Apuseni Mountains (Giucă et al., 1968; Cioclica et al., 1973) and in the ample book on the Metaliferi Mountains made by Ianovici et al. (1969).

Geological Structure of the Region

The Vorța Region is located in the eastern part of the ophiolite zone in the southern part of the Apuseni Mountains, where the volcanic rocks of the second stage of the evolution of the Alpine ophiolitic magmatism predominate (Savu, Urescu, 1974). The geological formations of this region are made up of basic eruptive rocks and Jurassic and Cretaceous sedimentary deposits (Plate V).

The Paleozoic crystalline schists of the same type with those from the Poiana Ruscă Mts are the oldest formations of this region. They occur as scales formed during the Alpine movements, probably the Laramian ones (Cioclica, 1961), along an important fracture overthrusting the ophiolitic rocks north-southwards, similar to the scales in the Căpilnaș region (Savu, 1966). The existence of these crystalline schist scales, which pierce tectonically the ophiolitic rock mass, proves undoubtedly that the latter rests on a pre-Alpine sialic „oceanized” basement (Savu 1962 a; Savu, Urescu, 1975) and is not located on a simatic basement, as it was supposed (Bleahu, 1974).

The Mesozoic ophiolitic rocks form a synclinorium approximately trending east-westwards (the Vorța synclinorium), which has on its flanks ophiolites belonging to the first stage, and in the axial zone pyroclastic products of the second stage. This structure is made up of some anticlines and synclines, and its northern flank is divided by a fault striking east-westwards. The synclinorium of this region shows that during the Mesocretaceous (Austrian) Orogeny not only the sedimentary deposits and ophiolites from the marginal fosses of the Mureș geosyncline, but also the formations from its axial zone were trained in the formed structures.

Between the anamesitic flows of the first evolution stage of ophiolitic magmatism there occur limestone intercalations which the previous authors attributed either to the Upper Cretaceous (Ghiuleșcu and Socolescu, 1971), or to the Lower Cretaceous (Iacob, 1953; Cioclica, 1961). Their stratigraphic position (Fig.1) leads to the

⁴ I. Teodoru, C. Teodoru, A. Popescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în sectoarele Podele-Vorța, Mihăileni-Strîmba și Ribița-Tîrnava de Criș. 1963. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



conclusion that these limestones could be older, eventually of the Oxfordian age. Limestones are mostly recrystallized due to temperature and hot solutions released by submarine ophiolites; epidote and calcite occur inside them. In all respects they are similar to the Căpilnaș recrystallized limestones (Savu, 1966) which have an identical stratigraphic position, the latter being inserted in the anamesitic rocks under the Upper Jurassic limestones. We notice that the limestones of the above mentioned places formed under similar bathimetric conditions in a shelf zone which was extended along the southern margin of the Mureș geosyncline, among the Furcșoara, Vorța, Zam and Căpilnaș localities.

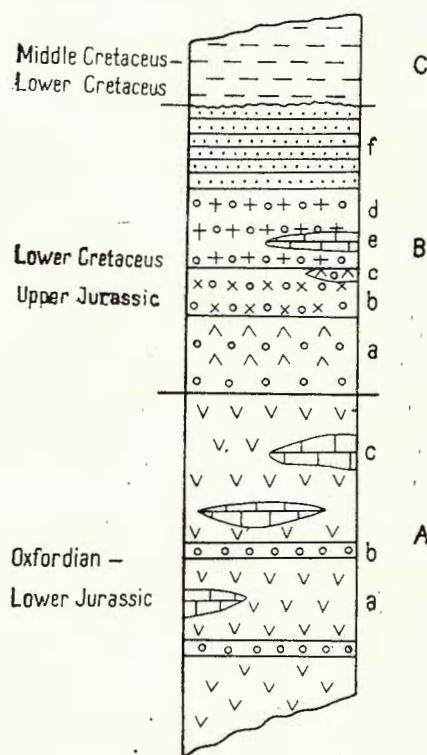


Fig. 1. — The stratigraphic column of the geological formations in the Vorța Region. A. Oxfordian-Lower (?) Jurassic. Eruptions (predominant lava flows) of the first stage: a, basalts, anamesites; b, basaltic pyroclastics; c, recrystallized limestones. B. Lower Cretaceous-Upper Jurassic. Eruptions (predominant pyroclastics) of the second stage: a, pyroxene basaltoid andesites; b, amphibole and pyroxene andesites; c, quartziferous andesites; d, basaltoid andesites; e, reef limestones; f, andesitic tuffs, tuffites and jaspers. C. Middle Cretaceous-Lower Cretaceous: sandstones, argillites, marly-limestones.

Limestone intercalations which seem to belong to the upper part of Neo-Jurassic or even Lower Cretaceous (Plate V) are noticed on the western slope of the Dumești Valley, among the dacitic rocks of the second stage. Similar limestones are found in the agglomerates of basaltoid andesites north of Cărmăzinești.

In the southern part of the region, sedimentary formations, made up mostly of gritty deposits with intercalations of marly limestones with diaclases of calcite and clay schists considered by previous authors similar to the Căbești beds, are disposed on the ophiolitic rocks of the first stage.



On the Valea Lungă, fine coal intercalations occur in these formations, depositions which are not a characteristic of the Neocomian deposits. These formations were previously considered as belonging to the Barremian.

Considering the lithology of these deposits — their coal intercalations and especially the fact that they rest on the ophiolitic eruptions of the first stage, not on the Neocomian ones of the second stage — one may conclude that these formations could be transgressive over the Jurassic ophiolites and pertain to a larger stratigraphic interval (Fig. 1).

North of the Cărmăzinești locality, sedimentary deposits represented by mica sandstones and rare conglomerates assigned by Ghițulescu and Socolescu (1941) to the Senonian, and later on considered by Iacob (1953) as belonging to the Cenomanian, are to be found.

The disjunctive tectonics was completed by the Alpine movements, probably the Sub-Hercynian or Laramian ones. They determined the formation of a system of fractures approximately striking east-westwards which affects the folding structures of the synclinorium formed during the Austrian movements. Along such a fault scales of crystalline schists from the southern part of the region do occur (Plate V).

Evolution of Ophiolitic Magmatism

The activity of ophiolitic magmatism unfolded into two stages, each of them having its peculiarities.

1. The first stage begins in the Lower or Middle Jurassic as shown by the age of 180 m.y. established by Herz et al. (1975) and goes on till the Oxfordian. In the Vorța Region only the basic rocks from the upper part of the Jurassic basaltic complex, namely those from the Oxfordian level, occur (Fig. 1). These eruptions are represented by submarine flows of basalts and anamesites which rare associate with basaltic pyroclastic products and recrystallized limestones (Plate I, Fig. 1). Basalts and anamesites form a band of 1.5—2 km wide, located in the southern part of the region, between the eruptive rocks of the second stage and the Cretaceous sedimentary formations.

2. Most of the ophiolitic rocks of the region belong to the second stage of evolution of basic magmatism ; its activity, which unfolds further on, starts in the Upper Jurassic and ends in the Lower Cretaceous. This conclusion results from the analysis of the relations of ophiolites with sedimentary rocks and the ages of 140—120 m.y. established by Herz et al. (1975). These eruptions start with basaltoid andesite pyroclastics, especially agglomerates, subordinately associated with tuffs and tuff-breccias. These develop in the southern flank of the synclinorium where they form two bends striking east-westwards, located at the Vorța locality parallel ; another zone occurs on the northern flank of the synclinorium.

In the geosyncline, the volcanism activity goes on with pyroclastics and more rare hornblende andesite flows, sometimes with pyroxene, and rare quartz andesites. North of the Vorța locality, they form characteristic tuff-breccias with angular blocks of andesites of a 2—5 cm diameter,



caught in a tuffaceous matrix. These volcanic products occur on both flanks of the synclinorium as bands which met eastwards forming the synclinorium pericline in the Dumești Valley (Plate V).

The andesite eruptions are succeeded by a short volcanic episode of basaltoid andesite eruptions which occur as a recurrence in the general succession of the ophiolitic volcanism activity. The products of these eruptions occur as two narrow bands in the southern flank of the synclinorium — one on the Dănuileasa Valley and one on the Vorța Valley — and as one band on the northern flank, all of them being located at the same stratigraphic level.

The eruptions of hornblende, pyroxene and quartz bearing andesites seem that have been followed by eruptions of oligophyres and orthophyres which rare occur in the region as veinlets of some metres thick found in the outskirts of the Vorța locality and on the Mihăileasca Brook.

Further on, there appear eruptions of dacites, rhyodacites and rhyolites mainly represented by agglomerates and rare by tuffs (Plate IV, Fig. 2), which make up a horizon of about 200 m thick. Cartographically, this horizon occurs as two bands located one along the northern flank of the synclinorium and the other along the southern flank, these flanks being periclinely closed eastwards in the Ursu Summit zone.

On the Bîrbăsoiu Summit, in the eastern part of the region, dacite lava flows, wherein the mentioned Upper Jurassic—Lower Cretaceous limestones intercalate, formed during the unfolding of these acid eruptions. On the Dumești Valley, within the mass of dacitic lavas, there are separated rhyolites which occur as a body with circular section and which could be placed in the encratiment zone of the acid eruptions of this area. Another body of volcanic rocks, located west of the Vorța Valley, on the Homorod Stream, is to be found in the same zone.

In this region, the last unfoldings of ophiolitic magmatism had an extrusive character giving rise only to compact tuffs of pyroxene sometimes hornblende andesites and tuffites associated with jasper depositions which rest over the acid vulcanites from the previous volcanic episode. One may notice that, on the Vorța Valley, the first level of andesite tuffs in the northern flank of the synclinorium contain large rhyodacite blocks.

These pyroclastics built up a characteristic banded formation with a structure with millimetric to centimetric bands due to the eruptive material granoclassification. The pyroclastic banded formation occupies the whole axial zone of the synclinorium.

Generally speaking, in the Vorța Region, the ophiolitic magmatism have the same unfolding during the second stage of its evolution as in the Troaș—Pirnești Region (Savu, 1962 b) and in the western part of the Mureș Zone (Savu, 1962 c), although there its products occur in a smaller amount.

Petrography

The eruptive rocks of the ophiolitic volcanism sequence have numerous varieties as regards their composition as well as their structural-



textural aspect. These aspects obviously result from their petrographic characteristic features which we present further on.

1. Basalts and anamesites of the first stage (Jurassic) are rocks with a intergranular or intersertal texture made up of basic plagioclase crystals of 0.4 to 0.6 mm length, rare larger (Plate I, Fig. 2).

In the interspaces of the framework made up of these crystals, there occurs volcanic glass of a brownish colour beside numerous pyroxene grains of 0.1—0.4 mm diametre, which are sometimes chloritized and rare magnetite. Basalts with a structure similar to the variolitic one are rare found (Plate II, Fig. 1). In certain cases, there appear large grained rocks with a doleritic aspect, wherein the plagioclase crystals can reach 2 mm length.

Basic plagioclase phenocrysts (An_{60-65}), albitized in places and even argillized occur in some of these varieties (Plate II, Fig. 2). There are rare found amygdaloid basalts with nodules made up of calcite, chlorite and rare zeolites, minerals which appear in veinlets as well.

2. Basaltoid andesites of the second stage are porphyritic rocks, frequently amygdaloid ones. Their groundmass is mostly build up of volcanic glass, wherein there occur plagioclase microlites (An_{70}) the disposition of which impress a pilotaxitic texture on the rock. Sometimes, microlites present twins according to the albite — Karlsbad law. In this groundmass, plagioclase phenocrysts (An_{60-70}) of 1 to 2 mm long, polysynthetic twinned and with a zoned structure are to be found (Plate II, Fig. 3); sometimes, the phenocrysts are albitized and argillized. Plagioclase appears either individually or in some crystal agglomerates determining porphyritic textures, glomerophytic ones respectively.

Pyroxene presents crystals of 0.3—0.6 mm; it rarely occurs with a prismatic development and dimensions of 1.8/0.7 mm.

Amygdales found frequently in these rocks and the veinlets which pierce them consist of secondary minerals such as chlorite, calcite, quartz, zeolites and chalcedony.

3. Hornblende-pyroxene-quartz andesites are also porphyritic rocks (Plate II, Fig. 4) having usually a glassy groundmass (Plate III, Fig. 1) which sometimes contains plagioclase microlites conferring a pilotaxitic texture to the rock. Sometimes the groundmass is recrystallized and impregnated with hematite. In this groundmass, there are often to be found veinlets and rare calcite, zeolites and quartz amygdales (Plate III, Fig. 2).

Plagioclase phenocrysts (An_{39-32}), usually with a zoned structure, have variable lengths from 0.5 to 2 mm; they are rarely altered being replaced by calcite and argillitic materials, process which usually affects the central part of the crystals.

Hornblende phenocrysts are usually weakly developed (Plate III, Fig. 3) reaching sizes of maximum 2/0.4 mm; they sometimes include plagioclase crystals. They have the following characteristic features: $Ng =$ dark green; $Nm =$ greenish brown; $Np =$ yellowish; $c : Ng = 19-22^\circ$.



Augite is found in a reduced amount, as well as quartz which occurs sometimes as phenocrysts strongly corroded by magma.

4. Oligophyres are rocks with a porphyric structure consisting of a groundmass made up of oligoclase or albite microcrysts and fine, opaque grains wherein one may notice oligoclase phenocrysts and rare melanocrate minerals. The rock groundmass has a fluidal texture or shows the tendency to form textures close to the doleritic one.

Oligoclase phenocrysts (An_{10-12}) present polysynthetic twins and are usually impregnated with clay minerals and fine opaque grains; some crystals are replaced by calcite.

Melanocrate mineral phenocrysts, which occur rare, are represented by augite; they are usually substituted by chlorite. In oligophyre, irregular depositions of secondary minerals, such as chlorite, zeolites and more rare quartz, occur sometimes.

5. Orthophyres are also porphyritic rocks, constituted of a micro-crystalline groundmass made up of fine xenomorphe crystals, albite-oligoclase, potassic feldspar and a little quartz, impregnated with fine grains of iron oxides and clay minerals.

In the groundmass one may notice orthoclase phenocrysts with a peritic structure, often twinned according to the Karlsbad law, and usually weakly altered and impregnated with secondary minerals. Plagioclase phenocrysts, with polysynthetic twins affected by autometamorphic alteration processes, appear as well. Melanocrate minerals, probably hornblende or pyroxene, replaced by hematite, are very rare found.

6. Dacites consist of a vitreous groundmass, sometimes with perlite-like separations, being often found in an advanced recrystallization stage. Zeolite depositions are sometimes noticed in these quartz veinlets.

Plagioclase (An_{25-30}) occurs in sometimes altered phenocrysts of 1–4 mm length, with a zoned structure (Plate III, Fig. 4). Quartz forms crystals of 1–2 mm diameter, magmatically corroded.

Mafitic minerals are weakly represented. Hornblende occurs as reduce-sized crystals, rare reaching 1.5 mm in length, which have the following optical characteristic features: $Ng =$ dark green; $Nm =$ brownish green; $Np =$ yellowish green; $c : Ng = 24^\circ$. Biotite appears as lamellae of 0.5 mm diameter, having a strong coloured pleochroism. Augite is found, by way of exception, in small grains with a brown reaction corona round them.

7. Rhyolites are made up of a glassy, partly recrystallized, groundmass, wherein one may find phenocrysts of corroded quartz with a diameter from 1 to 4 mm and of plagioclase. Plagioclase phenocrysts of 2–3 mm long are usually fresh and include biotite. The latter also form phenocrysts which may reach 1–5 mm diameter (Plate IV, Fig. 1).

8. Andesite tuffs are compact rocks with a structure in bands which usually presents crystalloclastic and rare crystallovitroclastic structures, in the latter the glass being usually substituted by chlorite (Plate IV, Fig. 3). These rocks are built up of broken plagioclase crystals, usually andesine, among which fine or broken augite and green or greenish



brown hornblende crystals appear. More often than not, the various bands have a different composition : some of them are made up of pyroxene andesite tuffs and others of hornblende andesites ; there are tuff bands wherein both melanocrate minerals occur.

Tuffites occur more rare. One may notice certain rocks wherein the radiolaritic silicious material is associated in various proportions with the volcanic material. In such rocks different species of radiolars are found (Plate IV, Fig. 4).

Ophiolitic Rock Chemistry

Up to now the rock chemistry of the ophiolitic sequence in the Vorța Region has not been investigated.

For the petrochemical characterization of these volcanites there were analysed the main types of rocks (Table 1), out of which only one belongs to the first evolution stage of the ophiolitic magmatism.

The obtained analytical data point out a peculiar series of the volcanites of the second evolution stage of the ophiolitic magmatism. Thus, it has been ascertained that SiO_2 varies from 51.10 to 76.75 %, which shows that the magma, out of which these rocks arise, had a complex evolution, undergoing a more intense differentiation process. Generally, the rocks belonging to this stage are richer in SiO_2 than the rocks of the first stage. Their content in Al_2O_3 is limited between 17.75 and 13.00 %, smaller values being determined within the acid rocks.

Iron, magnesium and calcium oxides decrease constantly at a time with the growing of silicium content ; with the exception of a basaltoid, amygdaloid andesite, these oxides are found in a greater amount in the anamesite of the first stage. As regards the alkalies there is noticed a less constant variation with the increase of SiO_2 content, owing to an albitionization process of the feldspars ; in the case of the Dumești Valley rhyolite, the presence of the biotite within the rock is correlated with a higher content of K_2O . It is noteworthy the fact that TiO_2 is found in greater amount in the basic rocks of the first stage than those of the second one.

The normative composition of the rocks from this region (Table 2) also illustrates their petrochemical peculiarities. The normative quartz appears in all the analysed rocks and its value, with some oscillations increases gradually from anamesite to the rhyolitic rocks. The mafic minerals, the diopsid and hypersthene are found together within more basic rocks, while within the acid rocks, which contain amphibole and biotite, only hypersthene is present.

The QAP values, calculated out of the chemical analysis, locate the rocks in the following fields on the diagram in the Figure 2 built up by Streckeisen (1967, modified in 1973). The anamesite is located at the boundary between basalts and quartziferous basalts. The rocks of the second stage, which appear as a result of an evolutive process of contamination and differentiation (Savu, Urescu, 1975) are successively



TABLE 1
Chemical composition of ophiolitic rocks

| Sample no. | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | |
|--------------------------------|-----------|-----------|----------------------|--------------|--------------------|--------------|-------------------------------|--------------|-------------------------------|----------------|----------------------------|--------------|----------------------------|----------------|--------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------|
| | Rock type | Anamesite | Basaltoid andesite | | Basaltoid andesite | | Horn-blende pyroxene andesite | | Horn-blende pyroxene andesite | | Quartz hornblende andesite | | Quartz hornblende andesite | | Rhyodacite | | Rhyolite | | Rhyodacite | |
| Location | | | Căramăzănești Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Merilor Valley | Merilor Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Merilor Valley | Merilor Valley | Vorța Valley | Dumești Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | Vorța Valley | |
| SiO ₂ | 47.95 | 51.10 | 56.65 | 62.55 | 64.00 | 65.60 | 68.00 | 72.20 | 73.30 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | 76.75 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.80 | 17.75 | 15.00 | 14.35 | 14.50 | 15.00 | 17.20 | 13.60 | 14.65 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | |
| Fe ₂ O ₃ | 4.40 | 3.32 | 3.50 | 2.80 | 2.35 | 1.37 | 0.32 | 1.24 | 1.24 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | 1.23 | |
| FeO | 7.20 | 3.50 | 2.24 | 2.10 | 1.12 | 0.98 | 0.98 | 1.20 | 1.20 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | 0.63 | |
| MnO | 0.26 | 0.18 | 0.12 | 0.10 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.10 | 0.10 | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces |
| MgO | 5.55 | 3.15 | 3.20 | 3.00 | 1.10 | 1.00 | 1.00 | 0.65 | 0.65 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | 0.40 | |
| CaO | 10.55 | 11.58 | 8.12 | 6.00 | 5.32 | 4.34 | 3.36 | 2.94 | 2.94 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | 1.78 | |
| Na ₂ O | 2.30 | 1.94 | 2.75 | 2.45 | 2.69 | 3.34 | 3.32 | 2.90 | 2.90 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | 1.83 | |
| K ₂ O | 0.65 | 0.77 | 0.67 | 1.54 | 0.94 | 1.66 | 1.97 | 3.30 | 3.30 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | 3.80 | |
| TiO ₂ | 2.03 | 0.85 | 0.64 | 0.55 | 0.46 | 0.42 | 0.46 | 0.46 | 0.46 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.11 | 0.05 | 0.09 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | traces | |
| CO ₂ | traces | 2.32 | traces | 1.60 | 2.55 | 1.75 | 0.60 | 0.30 | 0.30 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | |
| H ₂ O + 10% | 0.30 | 1.70 | 0.95 | 4.65 | 4.10 | 2.45 | 1.90 | 0.40 | 0.40 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | 0.70 | |
| H ₂ O - 10% | 2.30 | 1.00 | 5.10 | 99.53 | 99.53 | 99.85 | 99.67 | 100.76 | 100.76 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | 100.16 | |
| TOTAL | 99.46 | 99.27 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Analyst: V. Merecheș



TABLE 2
The normative composition

| No. ert. | q | or | ab | an | di | hy | ap | il | mt | hm | e | Q | A | P |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1 | 3.06 | 3.83 | 19.44 | 30.86 | 16.37 | 12.55 | 0.43 | 3.86 | 6.34 | — | — | 5.4 | 6.7 | 87.9 |
| 2 | 13.82 | 4.55 | 16.39 | 37.44 | 3.69 | 8.65 | 0.26 | 1.62 | 4.82 | — | — | 91.1 | 16.3 | 74.6 |
| 3 | 19.37 | 3.94 | 23.25 | 23.83 | 12.58 | 2.54 | 0.12 | 1.22 | 5.08 | — | — | 27.5 | 5.6 | 66.9 |
| 4 | 26.14 | 9.09 | 20.70 | 23.90 | 4.36 | 6.22 | 0.21 | 1.04 | 4.06 | — | — | 32.7 | 11.4 | 55.9 |
| 5 | 32.16 | 3.17 | 22.75 | 24.63 | 3.24 | — | 0.22 | 0.87 | 2.57 | 0.58 | — | 38.9 | 3.8 | 57.3 |
| 6 | 29.16 | 9.75 | 28.24 | 21.03 | 0.13 | 2.51 | 0.12 | 0.80 | 1.99 | — | — | 33.1 | 11.1 | 55.8 |
| 7 | 32.53 | 11.62 | 27.30 | 16.65 | — | 3.44 | 0.21 | 0.87 | 0.46 | — | — | 3.67 | 36.9 | 13.2 |
| 8 | 35.15 | 19.46 | 24.52 | 14.43 | 0.19 | 2.21 | — | 0.88 | 1.81 | — | — | 37.6 | 20.8 | 49.9 |
| 9 | 36.67 | 31.52 | 19.10 | 5.62 | 0.99 | 0.12 | 0.57 | 1.39 | 0.24 | 3.09 | 40.6 | 33.9 | 26.6 | 25.7 |
| 10 | 47.48 | 22.43 | 15.42 | 8.68 | — | 0.50 | 0.12 | 0.57 | 0.48 | 0.89 | 2.69 | 50.5 | 23.8 | 25.7 |

TABLE 3
Niggli Parameters

| No. ert. | si | al | fm | c | alk | k | mg | ti | p | qz | Q | L | M | Magma type |
|-------------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-----------------------------|
| 1 | 116.78 | 22.67 | 43.37 | 27.52 | 6.44 | 0.16 | 0.46 | 3.72 | 0.19 | 8.96 | 30.75 | 34.93 | 34.32 | Miharaitic |
| 2 | 143.95 | 29.46 | 28.93 | 34.94 | 6.68 | 0.21 | 0.46 | 1.80 | 0.13 | 17.24 | 39.08 | 38.42 | 22.50 | Gabbrodiortic |
| 3 | 188.84 | 29.46 | 31.25 | 28.99 | 10.31 | 0.14 | 0.51 | 1.60 | 0.07 | 47.62 | 44.74 | 36.11 | 19.15 | Quartz-dioritic |
| 4 | 234.70 | 31.72 | 31.58 | 24.11 | 12.59 | 0.29 | 0.53 | 1.55 | 0.14 | 84.33 | 50.27 | 34.91 | 14.82 | Quartz-dioritic |
| 5 | 292.70 | 39.07 | 20.21 | 26.06 | 14.66 | 0.19 | 0.37 | 1.58 | 0.15 | 134.06 | 56.36 | 35.96 | 7.58 | Granodioritic |
| 6 | 309.87 | 41.74 | 16.01 | 21.96 | 20.29 | 0.25 | 0.44 | 1.49 | 0.10 | 128.73 | 55.15 | 39.29 | 5.55 | Granodioritic |
| 7 | 327.68 | 48.83 | 12.69 | 17.34 | 21.13 | 0.29 | 0.57 | 1.67 | 0.18 | 143.14 | 56.94 | 35.46 | 7.60 | Granodioritic-trondhjemitic |
| 8 | 379.22 | 42.09 | 15.57 | 16.54 | 25.81 | 0.43 | 0.33 | 1.82 | 0.00 | 175.98 | 58.24 | 37.11 | 4.66 | Granitic-lencogranitic |
| 9 | 416.58 | 49.05 | 11.85 | 7.30 | 31.80 | 0.61 | 0.28 | 1.28 | 0.12 | 189.40 | 58.81 | 35.33 | 5.86 | Leucogranitic |
| 10 | 500.46 | 49.94 | 10.27 | 12.43 | 27.36 | 0.58 | 0.19 | 1.47 | 0.14 | 291.01 | 65.62 | 29.46 | 4.92 | Leucogranitic |



vely located within fields of quartziferous latitic basalts, plagioclacites, dacites and rhyodacites.

The Niggli parameters (Table 3) distribute the rocks to the following magma types (Burrini, 1959): miharaitic, gabbrodioritic, quartzdioritic, granodioritic-trondhjemitic, granitic and leucogranitic, magmas of the chalco-alkaline series.

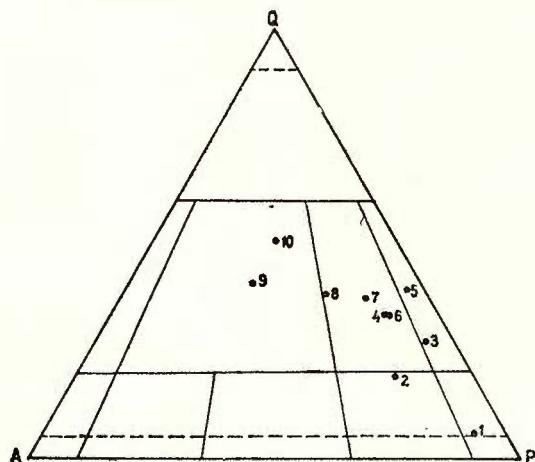


Fig. 2. — QAP Diagram.

Following the variation of these parameters on the diagram from the figure 3, one can notice that as the *si* parameter increases, the curves of the *al* and *alk* parameters point to a continuous growing, much more accentuated at the basic and intermediary rocks. The *c* and *fm* parameters

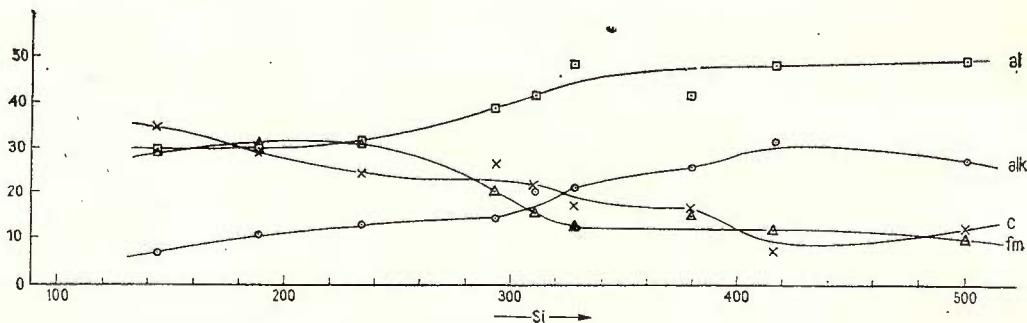


Fig. 3. — Differentiation diagram of magmas.

gradually decrease as the values of *si* increase. These peculiarities of the diagram certify a complex evolution of the second stage magmas as against those of the first stage, whose differentiation is generally weak (Savu et

al., 1970). This evolution characterizes the series of chalco-alkaline type, the isofalie point being located in front of si values = 230.

The way in which the magmatic parameters vary and especially the way in which the rocks are projected on the diagram from the figure 4 shows that the volcanites of the Vorța Region are located within the intermediary and acid fields of the differentiation series of the basalt magmas. From the last diagram it occurs that the evolution of these magmas starts from a magma already differentiated and relatively enriched in

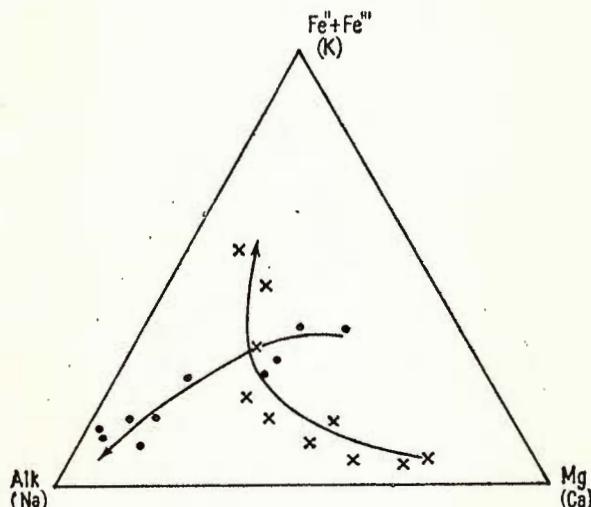


Fig. 4. — Evolution of ophiolitic magmas.

iron, which probably arose as a result of the tholeiitic magmatic differentiation, during the first stage of the ophiolitic magmatism evolution.

As regards the magma origin out of which the volcanites from the Vorța Region as well as from the whole Mureș Zone result, one may notice analysing the diagram QLM (Fig. 5) that only the first stage anamesite is placed within the distribution field of the ophiolitic rocks from the Apennines, Alpes and Dinarids (Burrini, Nigglie, 1945) and within the rocks of the first evolution stage of the Mureș Zone ophiolitic magmatism (Savu, 1962 a); the other analysed rocks shift within the diagram, as they enrich in silicium and alkalies, towards the Q side and towards the L corner, respectively.

The distribution of the Vorța Region rocks on the $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ diagram (Fig. 6), leads to the same conclusion, namely that only more basic rocks, as the first stage anamesite and the second stage basaltoid andesite are placed within the field of Hawaï basalts, which are made up on a simatic basement. The other rocks of the second stage, which underwent contamination process with lithogenous materials (Savu,

U d r e s c u , 1975), strongly remove from this field, passing to the field of the rocks resulted from the magmas of sialic origin, as the quartziferous andesites, dacites and rhyolites.

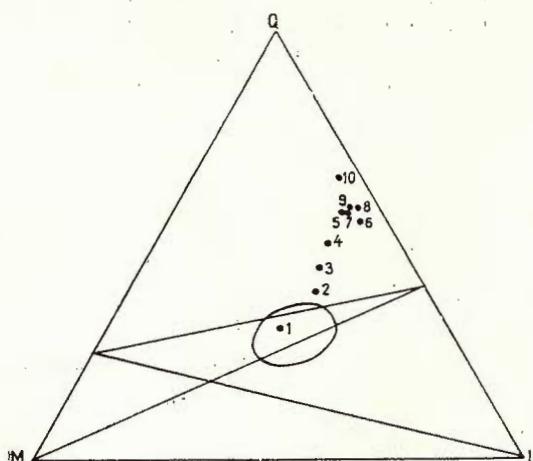


Fig. 5. — QLM Diagram.

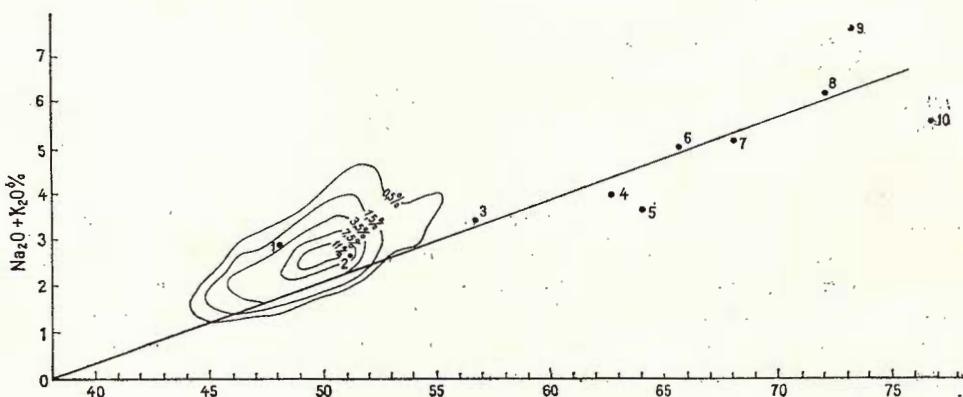


Fig. 6.— $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ diagram, modified by authors according to Mac Donald and Katsura (1964). 0.5–11-% isolines, represent the distribution field of the Hawaii basalts; the 1–10 points represent the igneous rocks in the Vorța region.

Conclusions

The Vorța Region offers, by its position within the Mureș ophiolitic zone and by the geologic structural position, numerous data for understanding the Alpine magmatic evolution in the southern part of the Apuseni Mountains and the geotectonic conditions in which they took place.



The presence of the Paleozoic crystalline schists within the region which tectonically pierce the ophiolites as scales demonstrates, without doubt, that the basic rocks from the Mureș Zone, although they are found within an oceanic zone (Rădulescu, Sandulescu, 1973), lie on a sialic crust and not on a simatic basement. In this respect, the Mureș Zone differs from the Apennines-Dinarids-Himalaya Zone and the Beniof Zone of the America West Coast — zone which was visited in 1972 by one of us—which grow on a simatic basement.

For this reason, we separate the oceanic mobile zones (geosynclines) which generate the ophiolitic rocks into two categories : (1) the first rate zones which are formed on simatic basement between two major continental or/and oceanic plates and (2) the second rate zones which may be formed on a „oceanized” sialic basement (Savu, Udrescu, 1975) along some belts with a stressed mobility located at the inner part of some major cratonized plates, within intercontinental conditions, for example the Mureș Zone and the other zone which were formed at the northern part of the Tethys Sea Basin (Carpathian-Balkanic Domain).

These two categories of mobile zones are different each other as regards their tectonic evolution, as the first rate zones are characterized by important overthrust (Abbate et al., 1974) and those of the second rate present scale structures and small overthrustings which eventually belong to a bilateral Orogen as the Mureș Zone does. In the case of the last one it is found out that its major tectonics is dominated by an asymmetric bilateral orogen; in its north-eastern extremity the vergences are oriented to ESE, while in the western part the Drocea Mts structures are characteristic, whose vergences are oriented to WNW.

Usually, the ophiolitic rocks of the first rate zones are associated with glauconian (blue) schists, formations which are missing within the second rate zones, as well as in the Vorța Region and the Mureș Zone.

The basic rocks which erupted during the first stage formation of the Mureș mobile Zone and of the ophiolitic magmatic evolution, are very similar under petrochemical aspects to those of the first rate ophiolitic zones, as it is shown in the figures 5 and 6. These erupted in submarine conditions along some longitudinal fractures, coming from magmas built up within the upper mantle or within the basaltic substratum.

The second stage volcanic rocks which are very varied patrographically are much different under petrochemical and geochemical aspect from the first rate ophiolitic zones.

This particular evolution of the ophiolitic magmatism of the whole Mureș Zone is due to the limited subduction of the sialic plate, from the north and south, within the substratum of the ophiolitic zone, where take place their melting and the formation of acid magmas which contaminate the basaltic magmas (Savu, Udrescu, 1975). The result of this complex evolution of magmas from the second rate ophiolitic zones are the second stage rocks from the Vorța Region and from the rest of the Mureș ophiolitic Zone.



This model of the ophiolitic magmatic evolution would explain frequent volcanic recurrences from the Vorța Region in which rhyolitic eruptions alternate with amphibolic andesite and pyroxenic andesite eruptions.

The petrochemical and geochemical characteristics of the ophiolitic sequence rocks from the Vorța Region, as well as those of the same age from the rest of the Mureș Zone, certify their origin from the simatic and sialic magmas, as well as from hybride magmas.

REFERENCES

- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. (1974) Major structural events related to ophiolites of the Tethys Belt (in press).
- Bleahu M. (1974) Zone de subdueție în Carpații Românești. *D. S. Inst. Geol.* LX/5, București.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag.
- Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranean Orogens. Zürich.
- Cioflica G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *An. Univ. C.I. Parhon, seria St. Nat. Geol. Geogr.*, 27, p. 7–13, București.
- Savu H., Borcoș M., Stefan A., Istrate G. (1973) Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Guide Excursion 3 AB Symp. Volcanism and Metallogenesis*, Bucharest.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, p. 181–464, București.
- Giușcă D., Bleahu M., Borcoș M., Dimitrescu R., Kräutner H., Savu H. (1968) Neogene volcanic and ore deposits in the Apuseni Mts. *Guide Excursion 48 AC, Romania. Inst. Geol. Congr. XXIII Session*, Prague, 1968.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1975) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks. Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volcanol.* 38, Napoli.
- Iacob D. (1953) Contribuționi la stratigrafia și tectonia regiunii vestice a Munților Metaliferi. *Stud. cerc. st. Acad. R.P.R.*, fil. Cluj. 3–4, pp. 77–98.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S. România București.
- Mac Donald G. A., Katsura T. (1964) Chemical composition of Hawaii lavas. *Jour. Petrology*, 5, 1, Oxford.
- Papp K. (1902) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zam. *Jahresber. d.k. und geol. Anst. f.* 1902, Budapest 1904, p. 67–97.
- Rădulescu D. P., Sandulescu M. (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161.
- Rozloznik P. (1905) Die Eruptivgesteine des Gebietes zwischen den Flüssen Maros und Körös an der Grenze der Komitate Arad und Huniad. *Földt. Közl.* XXXV, p. 505–537, Budapest.



Savu H. (1962 a) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenizei ophiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII, p. 211–256, București.

- (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pîrnești din Masivul Drocea. *D.S. Inst. Geol.* XLIII, p. 137–158, București.
- (1962 c) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare—cretacic-inferioare din Munții Drocea, *D.S. Com. Geol.* XLVII, p. 199–218, București.
- (1966) Metamorfismul calcarelor la contact cu ophiolitele de la Căpilnaș (Valea Mureșului). *D.S. Inst. Geol.* LII/1, p. 123–140, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia ophiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din Masivul Drocea (Munții Apuseni) *D.S. Inst. Geol.* LVI/1, p. 219–252, București.
- Udrescu Constanța (1975) Geotectonic evolution of the Mureș Zone and the distribution of trace elements in its ophiolitic rocks. *Bull. Vulcanol.*, 39. Napoli.

Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.* Abh. 107, 2 und 3, p. 144–240, Stuttgart.

DISCUSSIONS

M. Lupu: Do the authors know the profiles located east of the region under investigation, where at the base of the Eocretaceous formation occur lava intercalations and basic rock types?

H. Savu: Eocretaceous sedimentary deposits east of the Vorța region, which comprise lava intercalations, might have missed in this region.

M. Lupu: With regard to the „scales” of the crystalline schists from the basic rocks, in my opinion they may be considered as lithosphere blocks within ophiolites and refolded together with the latter.

H. Savu: The crystalline schist scales from the south of this region cannot be considered as „lithosphere blocks” tectonically encompassed in ophiolites as they tectonically pierce the ophiolitic lava flows along a fracture displaying mylonitization processes.

M. Lupu: I do not agree with the view that no overthrusts exist in the Metaliferi Mountains, and bilateral overturned folds present a local occurrence in the north-eastern zone of this unit; the Mesocretaceous orogenesis, the one which generated the base structures of this unit, gave rise to overthrusts with folds overturned north-eastwards, and the recognized overthrust is likewise proceeding from east.

H. Savu: We have shown that in the Mureș Zone only lesser widespread overthrusts are found in comparison with those in the Alps and the Apennines. We referred to the structures observed in field as regards the Mesocretaceous overthrusts formed during the plastic folding of the geosyncline and not to the sub-Hercynian and Laramian overthrusts which, in fact, at least in the Drocea Mts display the same overthrusting.

Gh. Mantea: Referring to the presence of dislodged slices of crystalline rocks which occur along tectonic lines in the southern part of the Metaliferi Mountains; do the authors of this communication consider the interpretation of the presence of these crystalline slices as an evidence of a sialic basement in the Metaliferi Mountains eugeosynclinal zone as being the single admissible interpretation, or their occurrence may be also otherwise explained?



H. Savu: The crystalline schists, occurring along the fault in the south of the Vorța region, can be interpreted only as scales tectonically pushed from the sialic basement of the ophiolitic volcanic rock bulk.

Gh. Mantea: Whether the authors have at their disposal the most recent data of geophysical nature relating to the Vorța Zone, and which would prove or refute the hypothesis on the existence of a sialic basement in the Metaliferi Mountains.

H. Savu: The presence of a sialic basement underlying the ophiolites is proved, on the base of a personal communication of J. Andrei as well as on geophysical data.

M. Trifulescu: The Mureș region with its widespread occurrence of ophiolites is constantly offering petrographical and petrological items which we take into account when dealing with metaophiolites and amphibolites. The conclusion inferred by the authors that, according to their chemical composition one can establish the conditions under which the tholeiitic magmas or the basic magmas with olivine were formed, is of interest. The latter formed under oceanic conditions without a sialic supply whereas the tholeiitic magmas occur in subcontinental zones. Therefore owing to their differentiation they are recorded outside the Hawaii magma field.

The presence of slices as moreover of crystalline schist blocks from the Luncoiu de Jos agglomerates points out the composition of the basement as well as its depth. In fact, the basement is a collapsed block whereas the Drocea block presents a horst, which had affected during the Cretaceous and also subsequently the sediments by impreesing the overthrusts mentioned above by the author. This is an inherent effect of the diastrophic interaction displayed by the respective blocks yielding examples of regional subduction.

H. Savu: When explaining the genesis of ophiolites from the Vorța region and the Mureș Zone, we started from the idea expressed by one of us also in others papers, and namely that the tholeiitic magma is the magma saturated in SiO_2 , which was formed through contamination beneath the continental plates or in their subduction zones. This magma differs from the unsaturated basalt magma with olivine of the Hawaii type. That accounts for the fact that the differentiation of these two magmas follows different lines, the first one finally leading to the formation of rhyolites.

EXPLANATION OF PLATES

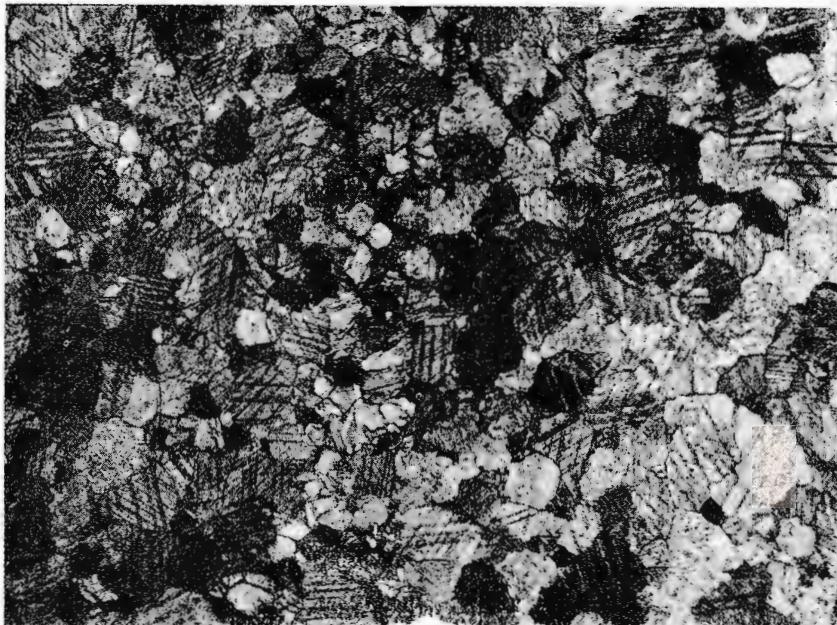
PLATE I

Fig. 1. — Recrystallized limestone pierced by an epidote veinlet (the middle part of the photograph). Cărmăzinești Valley N+, $\times 33$.

Fig. 2. — Anamesite of the first evolution stage of the ophiolitic magmatism. Cărmăzinești Valley N II, $\times 33$.



H. SAVU, I. NICOLAE. Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region. Pl. I.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/5.



Institutul Geologic al României

PLATE II

Fig. 1. - Basalt with a variolitic texture. Vorța Valley N H, $\times 30$.

Fig. 2. - Porphyric anamesite. Vorța Valley. N H, $\times 9$.

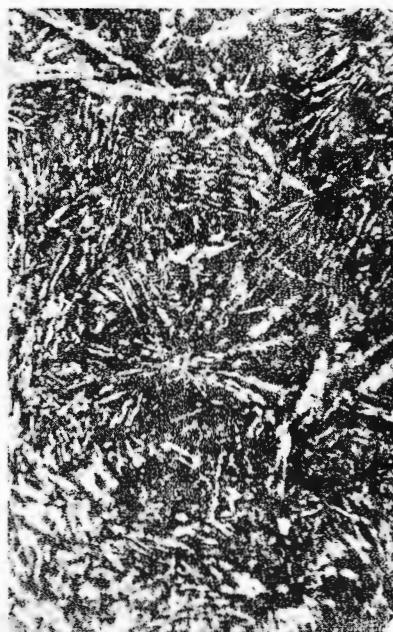
Fig. 3. -- Zoned plagioclase phenocryst within basaltic andesites from the Vorța Valley. N H, $\times 22$.

Fig. 4. - Hornblende pyroxene andesite. Vorța Valley. N H, $\times 10$.



Institutul Geologic al României

H. SAVU, I. NICOLAE. Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region. Pl. II.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/5.

PLATE III

- Fig. 1. — Hornblende pyroxene andesite with a fluidal structure. Vorța Valley. N II, $\times 10$.
Fig. 2. — Amphibolic andesite with zeolite amygdales. Ieiuș Brook. N II, $\times 11$.
Fig. 3. — Hornblende andesite. Mihăileasca Valley. N II, $\times 11$.
Fig. 4. — Dacite with plagioclase phenocrysts, polysynthetically twinned. Vorța Valley. N+, $\times 33$.

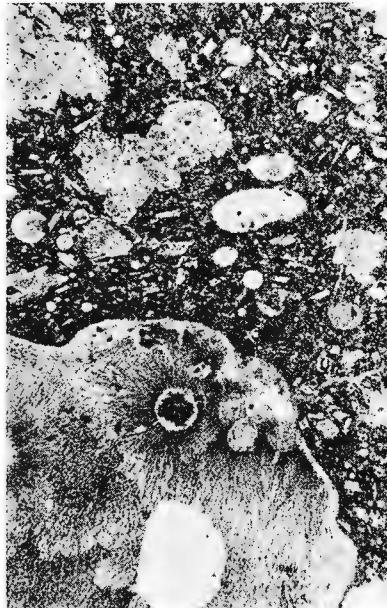


Institutul Geologic al României

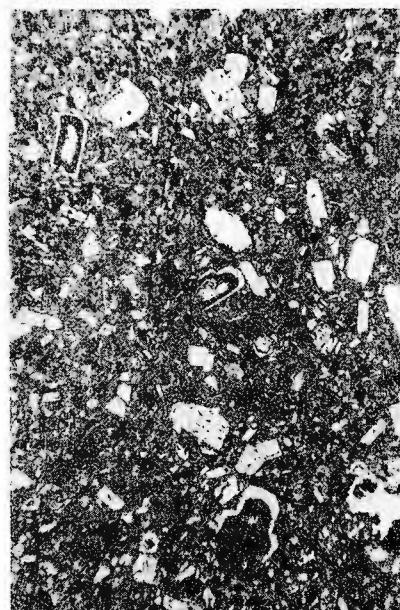
H. SAVU, I. NICOLAE. Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region. Pl. III.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/5.



Institutul Geologic al României

PLATE IV

- Fig. 1. — Rhyolite with quartz, plagioclase and biotite phenocrysts. Dumesti Valley. N II, $\times 33$.
- Fig. 2. — Dacitic tuff. Vorja Valley. N II, $\times 10$.
- Fig. 3. — Hornblende pyroxene andesite tuff. Vorja Valley. N II, $\times 10$.
- Fig. 4. — Jasper with radiolars and eruptive material. Vorja Valley. N II, $\times 22$.

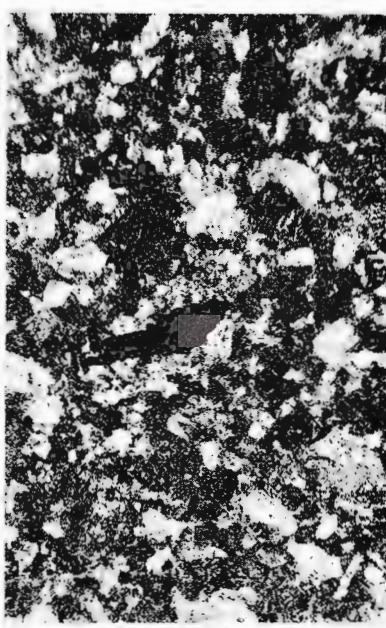


Institutul Geologic al României

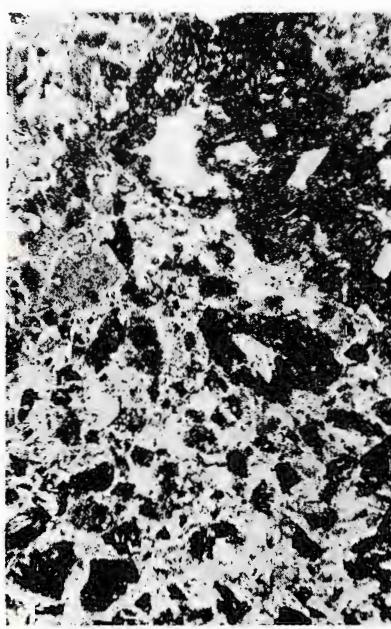
H. SAVU, I. NICOLAE. Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region. Pl. IV.



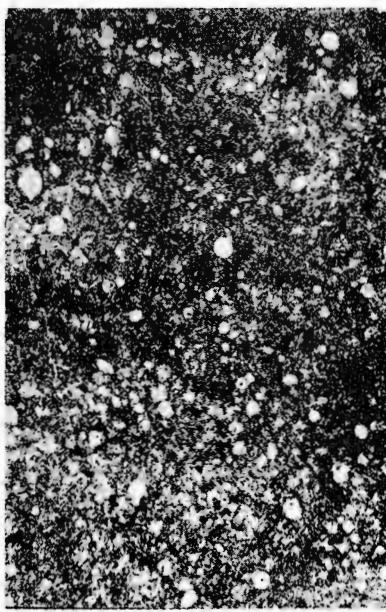
1



2



3

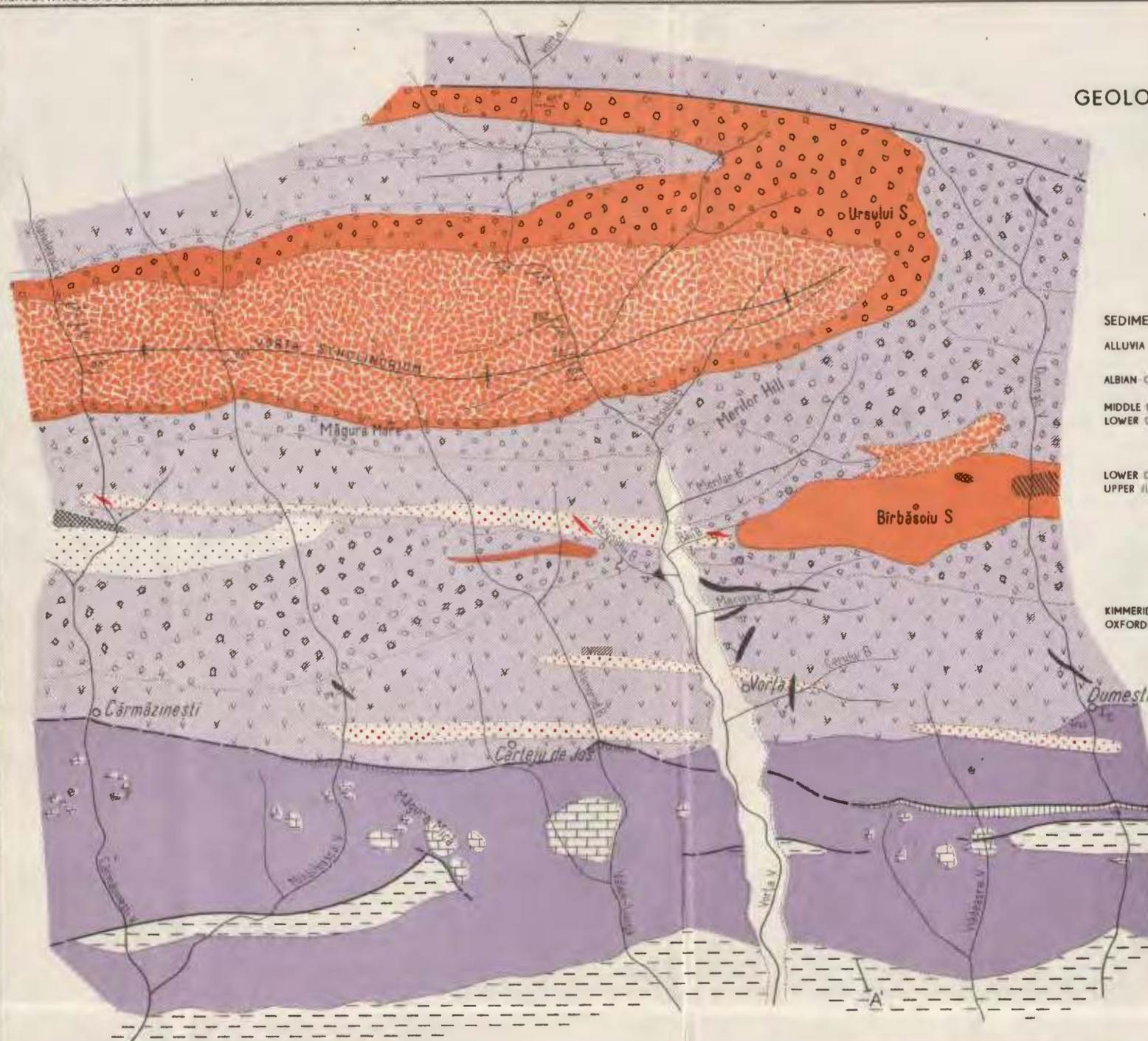


4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/5.

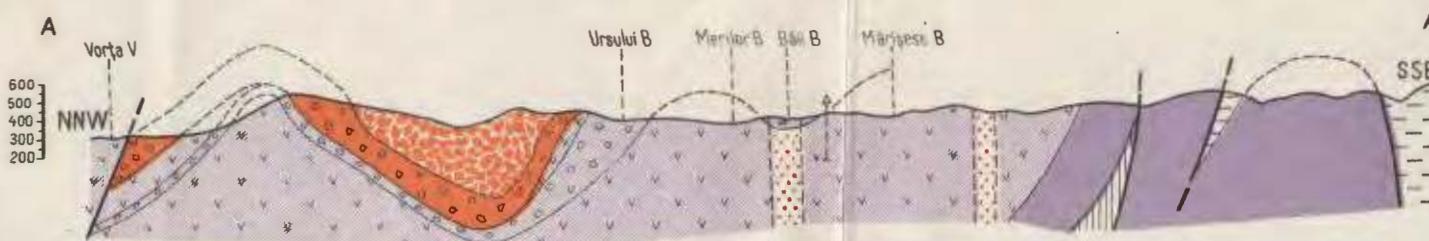
H. SAVU, I. NICOLAE

GEOLOGIC MAP OF THE VORTA REGION (METALIFERI MOUNTAINS)



LEGEND

| SEDIMENTARY FORMATIONS | ERUPTIVE ROCKS |
|------------------------------------|--|
| ALLUVIA | |
| ALBIAN-CENOMANIAN | |
| MIDDLE CRETACEOUS-LOWER CRETACEOUS | |
| LOWER CRETACEOUS-UPPER JURASSIC | |
| KIMMERIDGIAN-OXFORDIAN | |
| | Hydrothermal alteration zones with impregnations of sulphides; a, veins |
| | Andesitic tuffs, tuffites and jaspers |
| | Dacitic pyroclastics (a), dacites (b) and rhyolites (c) |
| | Oligophyres (*) and orthophyres (o) |
| | Andesites and pyroclastics of andesite with hornblende + pyroxene + quartz |
| | Pyroclastics of basaltoid andesites |
| | Basalts and onamesites of the first stage |
| | Crystalline schists |
| | Fault |
| | Strike and dip of formations |
| | Cross-section line |
| | Gallery |
| | Drilling |



0 200 500 750 1000m

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

RECENZII

G.G. AMSTUTZ: *Spilites and Spilitic Rocks*

International Union of Geological Sciences Series A, Number 4 — Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York 1974. 150 fig., 13 pl. 482 p. cca 650 referințe.

Volumul se adresează tuturor celor interesați în problemele legate de spilite și rocile spilitice. În partea introductivă se face o prezentare succintă care cuprinde un scurt istoric, observații de ordin general, interpretări, caracteristicile principale ale problemei. Se discută originea primară sau secundară a rocilor cunoscute în literatura de specialitate sub denumirea de spilite și keratofire.

Carta este împărțită în 4 secțiuni care cuprind lucrări cu caracter introductiv și general, lucrări care se referă la originea primară, la originea autohidrotermală sau autometamorfică și la originea secundară, diagenetică sau metamorfică a procesului de spilitizare.

În volum sunt incluse lucrări care tratează faciesul zeolitic și faciesul de șisturi verzi ca având caractere mineralogice comune cu rocile spilitice.

După G. Amstutz bazaltele cu albit și keratofirele sunt primare și trebuie denumite spilite și keratofire. Multe din rocile examineate pot fi considerate metabazalte albitice, metaandezite sau echivalenți metamorfozați sau albitizați ai bazitelor sau al spilitelor și keratofirilor metamorfozate. Editorul propune să se utilizeze termenul spilit și keratofir pentru roci pentru care există o corespondență suficientă între texturile ignee primare și distribuția lor minerală, originea lor primară fiind o concluzie logică.

Se poate afirma că cercetările au adus argumente care justifică abordarea diferențiată a problemei spilit-keratofirelor, rezultatele fiind prezentate în diferitele lucrări cuprinse în cele 4 părți ale tratatului.

Volumul este însoțit de o bibliografie generală extrem de bogată și la zi, inclusiv literatură privind tematici înrudite. De asemenea în final este prezentată o clasificare geografică a ocurențelor care rezultă din bibliografie, o clasificare în acord cu vîrstele acceptate, o clasificare pe autori în ordinea anului publicării.

Volumul se încheie cu un index tematic alfabetic foarte comprehensiv.

Lucrările cuprinse în acest volum constituie un material foarte bogat și valoros care poate fi utilizat cu succes de toți cei care sunt interesați în problema spilitelor și a spilitizării.

Margareta Peltz



J.V. SMITH : *Feldspar Minerals 1. Crystal Structure and Physical Properties.* 252 fig., 627 p. 1974 2. *Chemical and textural properties.* 211 fig., 690 p. 1974. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York.

Feldspăii sunt tratați în cadrul unei lucrări cu caracter monografic împărțită în trei volume. Modul de prezentare dovedește o cunoaștere aprofundată a literaturii care se ocupă de aceste minerale. Sunt discutate critice datele cunoscute din literatură în domeniul cristalografiei, proprietățile fizice, chimice, termodinamica și parageneza mineralelor feldspatiche.

Fiecare capitol începe cu o prezentare succintă a tehniciilor experimentale și a teoriilor de bază, fundamentale cu trimiteri la lucrările monografice care includ problemele prezentate. Datele importante sunt grupate în tabele.

În volumul 1 se discută și se descriu structurile cristaline, proprietățile fizice, tehnice experimentale și nomenclatura.

În volumul 2 sunt tratate proprietățile chimice, difuziunea, morfologia, maclarea, pertitele, mirmekitele, concreșterile. Fiecare capitol este însoțit de o bibliografie bogată, reprezentativă.

Volumele se încheie cu indexuri tematice, de nume, de localități, de tipuri de roci.

Autorul a urmărit să arate modul în care caracteristicile fizice și chimice pot fi asociate cu observațiile geologice ceea ce conduce la o mai bună înțelegere a genezei acestor minerale.

În aceste volume, autorul a reușit să adune, să analizeze critice, să sistematizeze un volum enorm de material bibliografic și de rezultate pe care le-a organizat, într-un mod unitar și accesibil. Lucrarea este foarte utilă pentru un număr foarte mare de specialiști având în vedere ponderea pe care o au mineralele feldspatiche.

Margareta Peltz

O., MULLER R. Roy : *Cristal Chemistry of Non-Metallic Materials The Major Ternary Structural Families.* Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York. 1974 487 p., 46 fig.

În cadrul acestui volum se tratează interacțiunea dintre structură, respectiv aranjamentul atomic și parametrii termodinamici caracteristici cum sunt compoziția, temperatura și presiunea.

Volumul face parte dintr-o serie de tratate care se ocupă cu cristalochimia materialelor nemetalice.

Sunt prezентate și descrise numeroase structuri și tabele cu date structurale. De asemenea sunt incluse texte de chimie anorganică care tratează sistematic familiile compoziționale, pe fiecare element. Se poate remarcă că s-a constatat lipsa unor tratate care să prezinte problemele unitar, legate între ele. Sunt discutate detaliile structurii cristaline inclusiv aspecte ale distorsiunii, ordinii-deordonii, supra-structurii. În acest volum sunt tratate fazele, „ternare”, cu compuși de tip $A_2 BX_4$, ABX_4 și ABX_3 respectiv stoichiometriile lor. Natura ternară este definită în primul rînd prin compoziția chimică. Se fac exemplificări pe substanțe cum sunt $CaCO_3$, $MnFe_2O_4$, $ZrSiO_4$ care sunt ternare ca compoziție chimică cît și ca structură.

Formulele de coordinare sunt date pentru toate structurile majore și unele tipuri de structuri minore.

În ceea ce privește nomenclatura, structura este denumită după primul compus sau după primul mineral în afara cazurilor cînd alt nume a intrat în folosirea curentă.



O altă problemă discutată este cea a relației dintre structură și raza ionică care este un parametru deosebit de important.

Cartea a urmărit adunarea literaturii privind cristalochimia și prezentarea ei critică.

În cadrul capitolelor care includ diferitele tipuri de structuri ternare se prezintă importanța lor pentru industrie, tehnologie, științele pământului etc. Specialistul poate găsi cu ușurință structurile cele mai semnificative pentru aria sa de interes.

Sunt discutate de asemenea relațiile între structuri și tranzițiile de fază. Se poate aprecia că volumul constituie adunarea la un loc a tuturor datelor ce pot prezenta interes în domeniul abordat fiind ilustrat și cu o mare bogătie de tabele, indexuri, liste, valori cristalografice, chimice, de cimp structural, parametri de rețea.

Indexurile și bibliografia permit găsirea tuturor elementelor necesare studierii unei anumite structuri sau unui grup, unei familii de structuri.

Margareta Peltz

Advances in Structures Research by Diffraction Methods — vol. 5.

A.C. WRIGHT : *The Structure of Amorphous Solids by X-Ray and Neutron Diffraction.*

W. ZEIL : *Molecular Structure Determination by Electron Diffraction on Gases: Progress and Results.* 26 fig., 15 tab., 120 p. 502 ref. Editura Hoppe, W., Mason, R., Pergamon Press, 1974, New York.

Metodele de difracție au jucat un rol foarte important în determinarea structurii fazelor condensate. Volumele privind metodele de difracție ilustrează scopul și posibilitățile de aplicare a analizelor de difracție la diferite tipuri de structuri ale solidelor amorse și lichidelor, la distribuția valenței electronice în molecule. Sunt prezentate metodele directe de determinare a fazelor și structura proteinei. Volumele suscitană interes pentru specialiștii care se ocupă de aplicarea multidisciplinară a tehniciilor de difracție.

Volumul 5 al acestei serii cuprinde două părți distincte.

În prima parte se prezintă într-un mod unitar teoria razelor X și a difracției de neutroni pentru corpurile solide amorse. Sunt discutate și tipurile de experiențe posibile, arătându-se care sunt corecțiile ce se impun în raport cu intensitățile măsurate și efectele erorilor. Limitele teoriei Fourier sunt luate în considerare în raport cu tehniciile utilizate în interpretarea funcțiilor de corelare experimentate. De asemenea se prezintă în mod succint toate rezultatele obținute privind sticlele anorganice.

Partea a doua prezintă experiențele fundamentale privind teoria difracției electronice a gazelor. Sunt descrise metodele moderne în conexiune cu rezultatele spectroscopiei vibraționale utilizate în obținerea unor structuri moleculare comparabile cu date ale spectroscopiei cu microunde. Acestea sunt ilustrate prin exemple preluate din literatura recentă asupra temei prezentate.

Volumul este însoțit de o bibliografie foarte bogată și de un index tematic. Tratatul constituie o prezentare la zi a metodologiei care poate fi utilizată în rezolvarea problemelor de structură moleculară.

Margareta Peltz





Institutul Geologic al României

CUPRINS

| | <u>Pag.</u> |
|---|-------------|
| 1. Antonescu Fl., Mitrea Gh., Năstase N. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii zonei Poiana Botizei-Fiad (Maramureș) | 3 |
| 2. Antonescu Fl., Popescu A.I. Contribuții la cunoașterea geologiei re-giunii Dragomirești-Botiza | 37 |
| 3. Bordea S., Bleahu M., Bordea Josefina. Date noi stratigrafice și structurale asupra Bihorului de Vest. Unitatea de Următ și unitatea de Vetre | 61 |
| 4. Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România | 85 |
| 5. Mureșan M. Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sinorogene (s.l) și subsecvențe din Dobrogea de Nord | 113 |
| 6. Mureșan M., Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena. Cordanța de vîrstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimăș și cel al seriei de Bretila-Rărău (Carpății Orientali). . | 135 |
| 7. Popa Gh. Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între valea Putna și valea Belcina-Carpății Orientali | 151 |
| 8. Savu H., Nicolae I. Evolution of Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region and its Position in the Mureș Zone Tectogenesis (Apuseni Mountains) . . Recenzii | 179 197 |



CONTENU

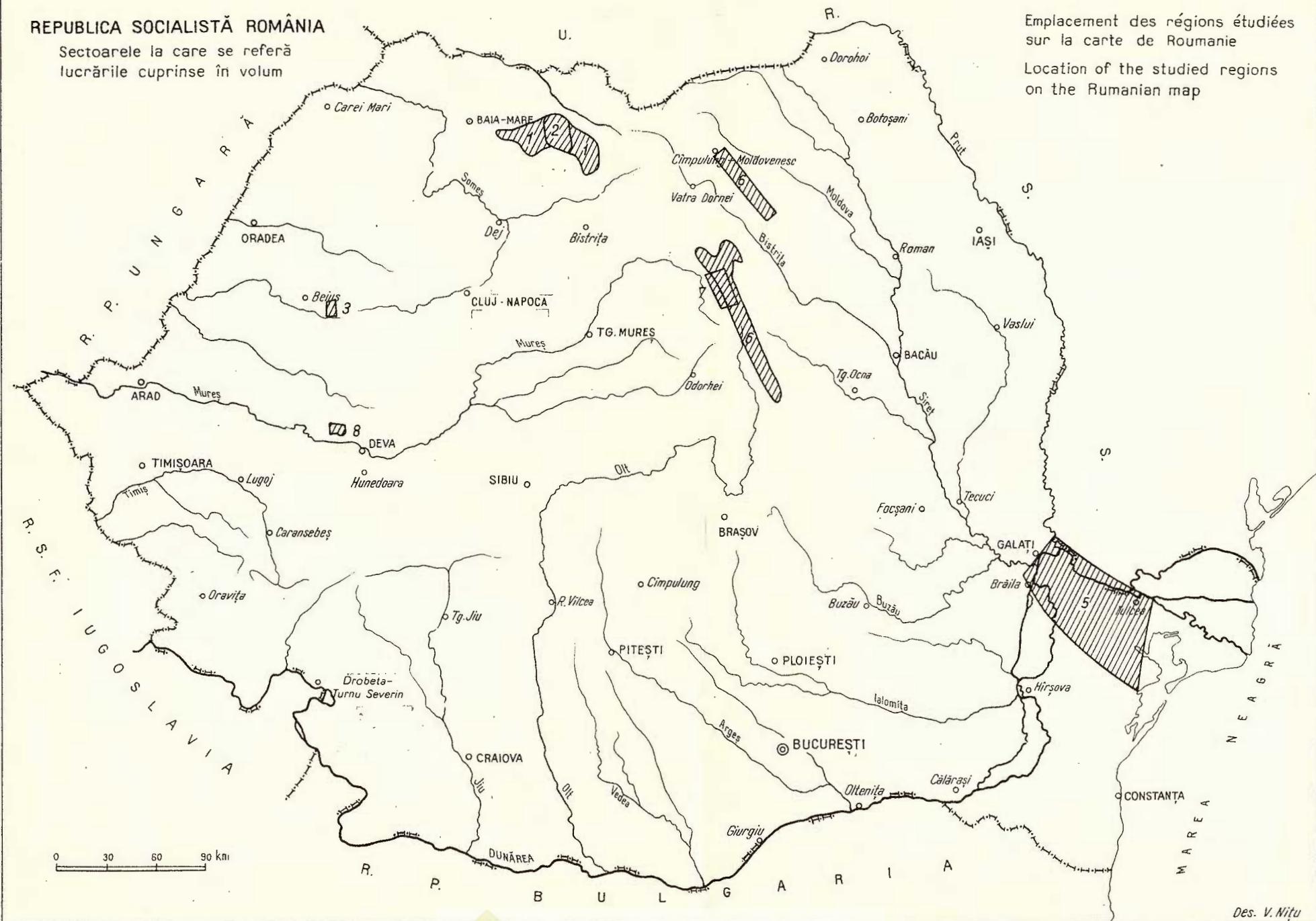
(Résumés)

| | <u>Page</u> |
|--|-------------|
| 1. Antonescu Fl., Mitrea Gh., Năstase N. Contributions à la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique de la zone de Poiana Botizei-Fiad (Maramureş) | 33 |
| 2. Antonescu Fl., Popescu Al. Contributions à la connaissance de la géologie de la région de Dragomireşti-Botiza | 57 |
| 3. Bordea S., Bleahu M., Bordea Josefina. Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Bihor de l'ouest. L'unité d'Următ et l'unité de Vetre | 81 |
| 4. Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. Données géochronologiques obtenues pour des formations cristallophylliennes et pour des massifs éruptifs de Roumanie | 109 |
| 5. Mureşan M. Vue d'ensemble sur la succession de formation des roches magmatogènes paléozoïque synorogènes (s.l.) et subséquentes de la Dobroudja septentrionale | 126 |
| 6. Mureşan M., Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena. Synchronisme du métamorphisme régional protérozoïque granitoïdes de Hăgħimās et du métamorphisme de la série de Bretila-Rarău (Carpates Orientales) | 146 |
| 7. Popa G. Lithostratigraphie et tectonique de la série de Tulgheş entre la vallée de Putna et la vallée de Belcina—Carpates Orientales | 174 |
| 8. Savu H., Nicolae I. Evolution of Ophiolitic Volcanism in the Vorja Region and its Position in the Mureş Zone Tectogenesis (Apuseni Mountains) . | 179 |



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRABUR
Traducători: MARGARETA HĂRJEU, VALENTINA CHIUTU
Ilustrația: V. NITU

Dat la cules; martie 1975. Bun de tipar; iulie 1975. Tiraj; 950 ex.
Hartie serial I.A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar; 12³/4. Comanda 2217.
Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058)

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”,
Str. Brezoianu nr. 23–25, București – România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXI

1973 - 1974

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României